Evaluation des capacités d'écoulement et de stockage d'un aquifère karstique dynamique par caractérisation géologique et modélisation pluie-débit. Sources de Dardennes, Toulon, France.

Cécile Baudement

▶ **To cite this version:**

Cécile Baudement. Evaluation des capacités d'écoulement et de stockage d'un aquifère karstique dynamique par caractérisation géologique et modélisation pluie-débit. Sources de Dardennes, Toulon, France.. Géologie appliquée. AMU - Aix Marseille Université, 2018. Français. NNT : 2018AIXM0109 . tel-02178760

HAL Id: tel-02178760
https://theses.hal.science/tel-02178760

Submitted on 10 Jul 2019

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

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

Université d'Aix–Marseille
École doctorale : ED 251 – Sciences de l'environnement
CEREGE UM34

Thèse de doctorat
Présentée pour obtenir le grade universitaire de docteur

Discipline : Géosciences de l'environnement
par

Cécile BAUDEMENT

Évaluation des capacités d'écoulement et de stockage d'un aquifère karstique dynamique par caractérisation géologique et modélisation pluie-débit. Sources de Dardennes, Toulon, France.

Soutenue le 19/04/2018 devant le jury composé de :

Anne Johannet	Professeur – Ecole des Mines d'Alès	Rapporteur
Catherine Bertrand	Maître de Conférences – Chrono-Environnement	Rapporteur
Jean-Baptiste Charlier	Chercheur - BRGM	Examinateur
Jean Borgomano	Professeur – CEREGE	Examinateur
Laurent Cadilhac	Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse	Invité
Joëlle Bailleul	Ville de Toulon	Invité
Didier Dusart	Véolia	Invité
Bruno Arfib	Maître de Conférences – CEREGE	Co-directeur
Yves Guglielmi	Professeur – LBNL (Berkeley) - CEREGE	Co-directeur

Numéro national de thèse/suffixe local : 2018AIXM0109/011ED251

Évaluation des capacités d'écoulement et de stockage d'un aquifère karstique dynamique par caractérisation géologique et modélisation pluie-débit. Sources de Dardennes, Toulon, France.

Projet Dardennes : Estimation des volumes d'eau souterraine exploitables dans les structures karstiques à l'échelle régionale : Application à l'estimation des réserves karstiques Toulonnaises (Var).

Ce projet est financé grâce au support de :

Complément d'informations sur www.karsteau.fr

Remerciements

Après un peu plus de 4 années, ce manuscrit représente la fin d'une aventure. Il est donc temps de remercier tout le monde.

Dans un premier temps, je tiens à remercier sincèrement Bruno Arfib pour sa détermination, pour nos discussions scientifiques, merci d'avoir apporté cette vision souterraine qui me manquait, de m'avoir accompagnée jusqu'au bout, et de m'avoir inscrite à tous ces congrès. C'est grâce à toi que j'ai créé mon réseau et que j'en suis là aujourd'hui. Un grand merci.

Je remercie également Yves Guglielmi, depuis mon stage de master de m'avoir orientée et lancée dans ce travail de thèse.

Merci à tous les membres du jury d'avoir participé à ce travail. Merci à Catherine Bertrand et Anne Johannet d'avoir accepté de rapporter ce manuscrit. Catherine, merci pour tout ce que tu m'as apporté ces dernières années et promis je retiens ta phrase "Je sais que tu as une tête bien faite, ne laisse jamais personne te faire croire le contraire"; Anne Johannet, merci pour toutes les discussions que nous avons pu avoir tout au long de ma thèse, lors de conférences ou sorties et lors de ma soutenance. Je remercie les examinateurs de ce travail, Jean Borgomano, je te remercie pour tous les conseils que tu m'as donnés sur le terrain ou au labo afin de voir un peu mieux le chemin à prendre; Jean-Baptiste Charlier, merci pour tes discussions lors de conférences ou de sorties, ainsi que lors de ma soutenance.

Je tiens à remercier Laurent Cadilhac, Nicolas Rampnoux, Didier Dusart et Joëlle Bailleul pour les questions et les discussions que l'on a pu avoir lors des réunions de projets, ces moments ont toujours été d'une grande aide.

Je souhaite remercier Philippe Léonide et Juliette Lamarche de m'avoir accompagnée sur le terrain et de m'avoir aidée lors des interprétations géologiques. Je remercie également Marc Floquet, Jean-Pierre Masse et Jean Philip pour vos discussions tout au long de ma thèse qui ont toujours été très constructives.

Pour continuer, Madame Sophie Viseur, je te remercie très sincèrement pour tes encouragements et tes câlins, qui peuvent être surprenants, mais toujours sympathiques ! Merci de m'avoir soutenue et aidée depuis mon master, ce fut un plaisir de travailler et de boire quelques verres ensemble. Je tiens également à remercier Aurélien Vallet pour tes conseils à distance qui m'ont permis de ne jamais lâcher… ! Un grand merci à Honoré Thierry Lamarque pour m'avoir fait découvrir les secrets des sources de Dardennes, merci à Rocky Philippe Maurel pour tes connaissances historiques sur le terrain.

Je remercie toute l'équipe du BRGM Aquitaine qui m'a accueillie et aidée à préparer ma soutenance de thèse. Merci à Guillaume de Bordeaux de m'avoir logée et pour ton aide pour la préparation de ma soutenance.

Je remercie également toutes les personnes proches qui ont pu me supporter lors de ces quelques années. Je peux peut-être commencer par Lucie, Lucie D-A-L (un peu plus loin) S-O-G-L-I-O, merci de m'avoir soutenue, pour ton aide précieuse, toujours réactive, toujours là, merci. Notre refuge pour écureuils au Québec sera parfait ! Laruine & Ramion, toujours présentes malgré la distance, vous avez été pour moi un exutoire (blague d'hydrogéologue !!) indispensable et toujours d'un grand soutien dans n'importe quelles circonstances. Avec vous ce n'était que des « Cascâdes » de joie et de réconfort !! Camille, merci de m'avoir soutenue et fait rire durant ces quelques années, la « ferme » m'aura bien aidée à me concentrer !! Merci à GeoM et Olivier de Chenôve, pour m'avoir posé un milliard de questions sur ma thèse auxquelles je ne savais pas toujours répondre ! Merci à toi GeoM d'être venu pour ma soutenance. Sandrine, je te remercie également pour tes conseils dans les moments délicats et ton amitié importante pour moi. Dans la famille Dumont, j'appelle le frère, Marc, merci d'avoir supporté mes crises de nerfs durant ces quelques années, quand on y pense maintenant on était large ! La sœur,

Lucie, merci pour tout, tes conseils et ton amitié précieuse, merci pour la licorne que j'emmène partout !! Vincent, qu'aurais-je pu faire sans toi ? Sans doute rien… !! Merci copain !

Venons-en aux « anciens » du labo, ces légendaires doctorants dont tout le monde parle mais que l'on ne voit jamais...

Évidemment mon bon Pobinou, je commence par te remercier. Merci pour ces premiers mois à tes côtés lors de mon stage « C'est Chilienne », merci pour de m'avoir remonté le moral lorsque j'étais dans le daaaark, encore merci d'être venu de si loin lors de ma soutenance... Et surtout, Top à la vachette, on ne lâche rien! Mon bon Lavenu, mon voisin d'en face, je n'oublierai jamais le jour où j'ai reçu le surnom de Baudremont / Richemont la raclette / C'est Baudrement bon… Merci à toi de m'avoir intégrée dans ce laboratoire et de m'avoir initiée aux vidéos de bon goût ! Grall, merci pour toutes ces discussions que l'on a pu avoir au labo ou autour d'un verre, et je retiendrai une phrase de ta part : « La pression elle n'est pas sur toi, mais toujours dans ton verre ! ». Une thèse ne s'apprécie pas sans une super coloc' de bureau, Mélody, merci pour tous ces moments partagés, pour les martinis, pour ta créativité qui m'a bien aidée et pour tous ces fous rires ! Gallooooiiiis, merci pour la Jurassic Coast, c'était juste parfait, merci pour ces quelques moments partagés ensemble, tu es bien canin ! Bestani, Lucie, merci de m'avoir accompagnée sur le terrain pour tenter de comprendre l'étrange domaine des coupes équilibrées, et bien évidemment pour les conseils tout au long de ma thèse! Alek la Maurek merci pour ma première soirée marseillaise où j'ai découvert le violoneux, même si ce n'était sûrement pas toi l'instigateur !!; Fournillon merci pour le livre de chevet que j'ai parcouru avec plaisir lors de ces quelques années de thèse !!

Et bien évidemment les collègues contemporains, je tiens à remercier très sincèrement Jouvès, merci pour tes conseils et ton aide précieuse tout au long de nos thèses... Tu as été un soutien et un ami important dans les pires moments mais également dans les meilleurs de la thèse ! Merci pour ces soirées au Petit Nice, pour ces sorties sous terre et sur glace et j'en passe... Mon bon Matonti, je ne sais pas par quoi commencer… Un grand Merci, sincèrement, on a passé du temps à discuter de failles, de l'unité du Beausset et de stylooooolithe, de coupes équilibréééées, je n'ai sûrement pas tout compris, mais ça m'a vraiment aidée ! Merci pour tes Matontades, grâce à toi je rigolais au labo, merci à ta fatigue légendaire, merci pour tes vidéos de l'esstrême, merci pour ces musiques génialissimes, merci de m'avoir initiée aux sosies, merci pour ces milliards de Maureks, merci pour ces quelques années passées à tes côtés et ton aide pour ces remerciements, je mets en peulace le peulan promis !! Et vive Macaulay Culkin !! Baptiste Suchéras-Marx, alias Mister Potin, je te remercie pour ces moments où la Dark Baudrement était au plus haut niveau de darkness, merci de m'avoir aidée, conseillée et soutenue inlassablement pendant ces 4 ans, je te remercie également pour les potins partagés ! Un grand merci à la team #BFF, à toi Justine Bulle, merci pour ton positivisme, ton aide sur le choix des couleurs, merci pour nos sorties, pour nos soirées mémorables (papier d'aluminium… !), j'espère t'avoir apporté assez de vocabulaire pour soutenir ta thèse Kamoulox ; Major Kende, merci de m'avoir initiée à l'opéra, aux couronnes de fleurs, merci d'avoir recueilli un chat-robot, merci pour tes GIF de l'esssstrême !! Mon cher Dawin, eh oui toi aussi tu as été une personne importante à mes yeux lors de cette thèse, toujours réaliste (voire pessimiste !!), nos discussions riches et variées m'auront permis d'avancer un peu plus, mais surtout de bien rigoler !! CezGuy, merci pour nos discussions que ça soit au labo ou à 2h du matin au Petit Nice !! Salardon, merci à toi pour cette dernière année de folie, merci pour ta motivation pour le sport (au début hein… parce qu'après… !), merci pour les week-ends montagne/piscine et les soirées qui ressourcent et détendent bien (ça va ? ça va ? Moi oui en tout cas !; Vincenzo, merci pour ton sourire et ta bonne humeur au sein du labo, tu es notre rayon de soleil italien !! Dauphin, merci pour ces matchs de foot ensemble et d'avoir supporté les supporters marseillais avec moi et pour ces discussions incroyables sur les poissons ; Chatelée, merci pour toutes ces pauses cafés passées ensemble et nos discussions faramineuses, Anthony merci pour tes connaissances géochemico-sédimentaires, Gabrielle pour ta bonne humeur constante, Guillaume merci pour le canard et les poissons. Je pense également à Jocelyne au labo, merci pour tout ce que tu as pu faire pour moi au cours de ces quelques années. Merci

à toutes les personnes « externes » au labo mais très importantes avec qui j'ai pu partager du temps ; merci Anne Sab, Pitchounette, pour ces parties de pétanque, pour les sardinades, merci à toi d'aimer le Dos Hermanas ; merci IenIen pour ces moments sportifs, pour tes discussions sur les chats ou sur le fait de vouloir me recruter ; merci Nastasia pour tous ces bons moments (culinaires ou non) ensemble, ça fait toujours plaisir ; merci Cécile pour ces instants sportifs ou pour les soirées/week-end passés ensemble.

Merci à toutes les personnes qui de près ou de loin ont contribué à ma vie au labo, Alexandre, Cyprien, Irène, Jean, Thomas, Quentin, Gilles, Bertrand, Anne, François, Lionel, Pierre…

À toute ma famille qui m'a accompagnée et soutenue, même si ce n'était pas facile à comprendre cette situation, merci à vous d'avoir toujours été là pour moi, mes parents, mes grands-parents… Merci à mon grand frère, Seb, le scientifique de la famille qui m'a peut-être sans le vouloir encouragée à prendre cette filière scientifique... Merci à ma grande sœur, Hélène, de m'avoir motivée à aller à la fac *« Surtout ne reste pas à l'université, il n'y a pas de débouchés...* », je t'ai bien écouté n'est-ce pas ?! Je tiens à remercier également ma belle-famille pour ses encouragements tout au long de ma thèse.

Évidemment, je tiens à remercier particulièrement Geoffrey pour ton soutien et ta compréhension. Ce fut quelques années très mouvementées, mais tu as toujours été là quand j'en avais besoin. Un grand Merci.

TABLES DES MATIÈRES

Remerciements *5*

Liste des Figures *13*

Liste des Tableaux *16*

Résumé *18*

Abstract *19*

Introduction générale *20*

Chapitre 1 : Evaluation de l'hétérogénéité et de la géométrie des réservoirs karstiques : compartimentation du système karstique de Dardennes *24*

1. Généralités sur le karst et la karstification **25**

1.1 Les processus de karstification 26

1.1.1 Fantomisation 27

1.1.2 Crypto-altération 28

1.1.3 Corrosion 29

1.2 La porosité d'un aquifère karstique 29

1.3 Fonctionnement des aquifères karstiques : Recharge – Ecoulement – Stockage 29

1.3.1 Recharge 30

1.3.2 Ecoulement et stockage de l'eau 30

2. Contexte géographique de l'aquifère de Dardennes **31**

3. Contexte géologique des réservoirs karstiques de Dardennes **32**

3.1 Histoire géodynamique de la Provence 33

3.2 Les formations lithologiques de la région toulonnaise 38

3.3 Karstification régionale 45

4. Méthodologie et données disponibles **46**

4.1 Diagnostic karstologique 46

4.1 Porosités des roches de la région Toulonnaise 47

4.1.1 Porosité à l'hélium 48

4.1.2 Porosité à l'eau 48

4.2 Signature géochimique des roches carbonates 49

4.3 Coupes équilibrées pour l'évaluation des structures profondes régionales 51

4.4 Analyses microtectoniques dans différents domaines structuraux 53

5. Résultats & interprétations **54**

5.1 Karstologie de la région Toulonnaise 54

5.2 Variations de porosité à l'échelle de la série sédimentaire carbonatée 57

5.3 Signature des isotopes stables des carbonates 62

5.4 Les structures profondes dans le système karstique 66

5.4.1 La géométrie de l'aquifère 66

5.4.2 Observations structurales à l'échelle de l'affleurement 68

5.5 Synthèse des déformations tectoniques 77

6. Discussion **78**

6.1 Origines des vides au sein de la série sédimentaire 78

6.2 Compartimentation de l'aquifère karstique 81
7. Les réservoirs hydrogéologiques potentiels 84
8. Conclusion 85
Chapitre 2 : Etude du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère de Dardennes par des analyses CTD et hydrochimiques 86
1. Le contexte hydrogéologique de la région Toulonnaise 87
1.1 Les cours d'eau 87
1.2 Les sources 88
1.2.1 Synthèse sur les sources de l'unité du Beausset étudiées par Fournillon, 2012 89
1.2.2 Les sources des gorges d'Ollioules 90
1.2.3 Les sources de la vallée du Las 92
1.2.4 Synthèse sur les suivis de sources de la région Toulonnaise mis en place ou continués dans le cadre de cette thèse 96
1.3 Le barrage de Dardennes : gestion de l'alimentation en eau potable (AEP) 96
2. Le bassin versant d'alimentation des sources de Dardennes 99
2.1 Le plateau karstique de Siou Blanc 99
2.2 Hypothèses sur la surface du bassin versant 99
2.3 Synthèse des traçages artificiels 100
2.3.1 Massif d'Agnis 100
2.3.2 Système Siou Blanc 100
2.3.3 Plateau du Camp – Aven de la Revengude 101
2.3.4 Système des Morières : basse vallée du Gapeau 101
2.3.1 Système Tête de Cade - d'Orves 102
2.3.2 Système de la source de Saint-Antoine 102
2.4 Surface « choisie » du bassin d'alimentation des sources de Dardennes 104
3. Matériels et méthodes 105
3.1 Les données météorologiques 105
3.2 Mesures des paramètres hydrodynamiques (hauteur d'eau et débit) et physico-chimiques (conductivité électrique et température de l'eau) en continu 107
3.2.1 Les eaux souterraines 107
3.2.2 Les eaux de surface 109
3.2.3 Calcul du débit des sources de Dardennes 110
- Bilan hydrologique de la retenue artificielle de Dardennes 110
- Déconvolution du débit du Las (station de mesure en aval) 111
3.3 Mesures hydrochimiques ponctuelles 112
3.3.1 Stratégie d'échantillonnage 112
3.3.2 Localisation et prélèvements des sources 113
3.3.3 Prélèvements de la pluie 115
3.4 Méthodologie d'analyse des données acquises 115
3.4.1 Paramètres Conductivité électrique (CE), Température (T) et Hauteur d'eau (D) 115
3.4.2 Analyses fréquentielles 118
3.4.3 Traceurs environnementaux des eaux souterraines 119
4. Résultats et interprétations 126
4.1 Précipitations et évapotranspiration 126
4.1.1 Les précipitations de la région Toulonnaise 126
4.1.2 Evapotranspiration 128
4.2 Caractérisation d'un aquifère karstique par analyse des données CTD 129
4.2.1 Evolution générale de la série temporelle 129

4.2.2 Distribution fréquentielle de la conductivité électrique et de la température 133
4.2.3 Analyses de plusieurs crues aux sources de Dardennes grâce aux données CTD sur la période d'octobre 2012 à mai 2017 136
4.2.4 Conclusion sur l'apport de l'étude des chroniques de données hydrodynamiques pour la compréhension du système karstique 144
4.3 Etude de l'aquifère karstique à partir des traceurs géochimiques et isotopiques 146
4.3.1 Faciès des eaux souterraines 146
4.3.2 Variations saisonnières de la signature hydrochimique 146
4.3.3 Variations à l'échelle d'une crue 149
4.3.4 Signature isotopiques 150
4.3.5 Traceurs de datation : gaz dissous 156
4.3.6 Conclusion sur l'apport de traceurs géochimiques et isotopiques pour la compréhension du système karstique 157

Chapitre 3 : Apport de la modélisation pluie-débit à l'étude du fonctionnement d'un système karstique hyper dynamique 158

1. Un système karstique hyper dynamique 159

2. Origine et classification des modèles 159

3. Objectif des simulations pluie-débit 161

4. Choix de l'outil de modélisation : plateforme KarstMod 162
4.1 Structures de modèle pluie-débit 162
4.2 Equations et schéma numérique 163
4.2.1 Equations de bilan de masse 163
4.2.2 Schéma numérique 164
4.3 Paramétrage et calage du modèle pluie-débit 164
4.4 Performance du modèle 164

5. Mise en œuvre d'un modèle Pluie-Débit avec la plateforme KarstMod 165

6. Modèle pluie-débit appliqué aux sources de Dardennes 167
6.1 Structure du modèle pluie-débit 167
6.2 Stratégie de modélisation 168
6.3 Simulations des niveaux d'eau 169
6.4 Calage et validation du modèle pluie-débit 169
6.5 Indices de sensibilité 172
6.6 Problèmes rencontrés avec la plateforme de modélisation KarstMod 172

7. Résultats et Discussion 173
7.1 Fonctionnement de l'aquifère de Dardennes : ce que le modèle Pluie-Débit permet de valider ou d'explorer. 173
7.2 Quantification du débit de base et du débit rapide dans l'aquifère karstique 176
7.3 Caractérisation du dynamisme des aquifères karstiques 177

8. Prédictions des débits de crues lors d'un événement pluvieux exceptionnel 181
8.1 Crues éclairs 181
8.2 Simulations d'événements extrêmes 181

9. Synthèse 183

Chapitre 4 : Ressources en eau souterraine dans un système carbonaté karstique 185

1. Comment l'évolution géologique structure l'aquifère karstique ? 186

2. Gestion des ressources en eau souterraine.....188

2.1 Utilité d'un modèle pluie débit pour la gestion des ressources en eau souterraine 188

2.2 Gestion active des aquifères karstiques..... 190

2.3 Une gestion active pourrait être envisagée pour l'aquifère de Dardennes ? 191

Conclusion*.....*193

Réservoirs hydrogéologiques et géométrie de l'aquifère karstique 193

Fonctionnement hydrogéologique d'un aquifère karstique.....194

Modélisation pluie-débit 194

Gestion des ressources en eau souterraine 195

Perspectives* *196

Bibliographie*.....*197

Annexe 1 Données géochimiques des 292 échantillons sur toute la série sédimentaire 215

Annexe 2 Signature électrique des carbonates et structures géologiques..... 227

Annexe 3 Traçages artificiels 2011 Unité du Beausset. Résultats sur le forage du circuit P. Ricard 235

Annexe 4 Résultats des tests hydrauliques et traçages artificiels entre le Las et la source Saint Antoine, réalisés en 2015. 236

Annexe 5 Courbe de restitution à la source Saint Antoine des deux traçages artificiels 238

Annexe 6 Courbe de restitution à la source Saint Antoine du traçage artificiel réalisé le 28 septembre 2015 239

Annexe 7 Données hydrochimie 240

Annexe 8 Article scientifique publié à BSGF- Earth Sciences Bulletin 248

Liste des Figures

Chapitre 1

Figure 1-1 Coupe transversale idéalisée d'un système karstique 26
Figure 1-2 Description de la karstification et son influence sur le comportement hydrodynamique des exutoires karstiques 27
Figure 1-3 Schéma conceptuel du processus de karstification par fantomisation (Dubois et al., 2014)..... 28
Figure 1-4 Illustration schématique d'un système karstique hétérogène 30
Figure 1-5 Limites géographiques de l'Unité du Beausset. 31
Figure 1-6 Le bassin d'avant-pays de Provence. 32
Figure 1-7 Cartes des accidents tardi-hercyniens de la France, de l'Ibérie et de la Sardaigne (d'après Arthaud et Matte, 1975, modifié dans Leleu, 2005) 33
Figure 1-8 Six reconstructions clés de l'évolution du domaine Ouest Méditerranéen (de la Téthys de l'ouest) du Crétacé inférieur au Miocène qui ont affecté la Provence extraites de Schettino and Turco (2010). 34
Figure 1-9 (A) Paléogéographie de la Téthys Méditerranéenne au Barrémien–Aptien modifié d'après Masse and Isintek (2000) et Steuber et al. (2005). 35
Figure 1-10 (A) Carte paléogéographique des aires de sédimentation d'âge crétacé supérieur de la Provence Sud. 36
Figure 1-11 Localisation des coupes géologiques majeures. Carte géologique au 1/250000 du BRGM. 37
Figure 1-12 Coupes majeures à grande échelle réalisées dans la région (Tempier, 1985 ; Bestani et al. 2015 ; Gouvernet, 1963) localisées sur la Figure 1-11. 38
Figure 1-13 Carte géologique au 1/50000 de Toulon du BRGM (n°1064), légende (Gouvernet et al., 1969).. 39
Figure 1-14 Affleurements du Permien au Jurassique supérieur de la région Toulonnaise. 41
Figure 1-15 Photographies des affleurements du Crétacé inférieur au Crétacé supérieur. 42
Figure 1-16 (A) Schéma structural de la région toulonnaise. (B) Colonne stratigraphique synthétique. (C) Phases de déformations et paléo-contraintes associées de la Provence. 44
Figure 1-17 Localisation des échantillons de porosité selon les formations géologiques en amont des sources de Dardennes 47
Figure 1-18 Schéma du principe d'un porosimètre à hélium extrait de Profice (2014) 48
Figure 1-19 Cinématique des plis structuraux (A) pli flexural (Suppe, 1983) et (B) pli de propagation (Suppe and Medwedeff, 1990) 51
Figure 1-20 Localisation des tracés des coupes équilibrées. 52
Figure 1-21 Localisation des stations structurales étudiées 53
Figure 1-22 Localisation des cavités dans le secteur de Siou Blanc et aux alentours des sources de Dardennes (inventaire des cavités Lucot and Chardin, 2017). 54
Figure 1-23 Photographies de formes karstiques de surface visibles sur le plateau de Siou-Blanc. 55
Figure 1-24 Typologie des réseaux karstiques autour des sources de Dardennes (Camus, com.pers.) 56
Figure 1-25 Exemples de faciès rencontrés dans la région toulonnaise. 61
Figure 1-26 A) Diagramme croisé des valeurs de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des échantillons sur roche totale du Muschelkalk. B) Diagramme croisé des valeurs de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des échantillons sur roche totale du Jurassique Moyen et Inférieur. 62
Figure 1-27 A) Diagramme croisé des valeurs de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des échantillons sur roche totale du Jurassique supérieur. B) Diagramme croisé des valeurs de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des échantillons sur roche totale du Crétacé inférieur (Berriasien, Barrémien, Aptien inférieur). 64
Figure 1-28 Diagramme croisé des valeurs de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des échantillons sur roche totale du Crétacé supérieur 65
Figure 1-29 Coupes équilibrées de la région Toulonnaise. 67
Figure 1-30 Localisation des domaines structuraux d'après les coupes équilibrées et les stations tectoniques.. 68
Figure 1-31 Planche de la carrière de la Bastide d'Orves (modifiée de Matonti (2015)). 69
Figure 1-32 Planche structurale de Dardennes/Siou Blanc. 70
Figure 1-33 Planche géologique de la carrière de Malvallon. 72
Figure 1-34 Planche géologique de la carrière Ouest du Mont Faron. 74
Figure 1-35 Schéma structural de la station tectonique de l'Anse Sainte Marguerite (d'après Ondicolberry, 2015) 76
Figure 1-36 Schéma structural de la station tectonique du Mont Faron Est (d'après Ondicolberry, 2015) 76
Figure 1-37 Bloc 2D/3D de la région Toulonnaise. Stéréogrammes des failles et les directions des principales phases de déformation observées des six affleurements clefs. 77

Figure 1-38 Log stratigraphique synthétique régional de la région Toulonnaise associé aux propriétés isotopiques et de porosité des carbonates 80
Figure 1-39 Vue en 3D des coupes équilibrées réalisées dans la région Toulonnaise, en gris la surface topographique représentée par le MNT (25 m). 83
Figure 1-40 (a) Schéma structural de la région Toulonnaise, (b) Colonne stratigraphique de la région avec les unités hydrogéologiques définies. 84

Chapitre 2

Figure 2-1 Localisation des cours d'eau permanents et temporaires sur la région d'étude 88
Figure 2-2 Principaux secteurs de drainage de l'Unité du Beausset, Fournillon (2012). 89
Figure 2-3 Localisation des sources de l'Unité du Beausset, modifié d'après Fournillon (2012) 91
Figure 2-4 Localisation des sources de la retenue artificielle de Dardennes (Lamarque et al., 2008) 92
Figure 2-5 Les sources de Dardennes lorsque la retenue artificielle est vide (Photo P.Maurel, SpéléH2O) 93
Figure 2-6 Topographie de la source du Ragas 93
Figure 2-7 Photographies de l'entrée de la source du Ragas. 94
Figure 2-8 Galerie de la source Saint-Antoine. 95
Figure 2-9 Plan et coupe de la source Saint Antoine (Courbon et al., 2017) 95
Figure 2-10 Profil en long entre l'usine de traitement des eaux et le Ragas, sans échelle (com. pers P.Maurel Spélé-H2O) 97
Figure 2-11 Production d'eau par l'usine de traitement des eaux depuis 2000 (données provenant de l'usine VEOLIA) 98
Figure 2-12 Synthèse des traçages artificiels effectuées dans la partie orientale de l'Unité du Beausset 100
Figure 2-13 Fréquences altimétriques sur le bassin versant des sources de Dardennes 104
Figure 2-14 Localisation des stations météorologiques et des points de mesures utilisés 105
Figure 2-15 Evapotranspiration potentielle (mm/j) de la station Le Castellet Aérodrome et de Toulon 106
Figure 2-16 Relation entre les données de pluie mensuelle des stations météorologiques sur la période janvier 2011 et mai 2017. 107
Figure 2-17 Equipement du conduit karstique de la source du Ragas 109
Figure 2-18 Lieu d'échantillonnage nommé Barrage fuites - Pont Romain (Photographie T. Lamarque). 113
Figure 2-19 Localisation des sources prélevées pour les analyses chimiques et isotopiques 114
Figure 2-20 Crues du 31 janvier 2014 : données de température, de CE, de hauteur d'eau dans le Ragas et dans le lac, de précipitations et de débit journalier. 117
Figure 2-21 Exemple de conversion d'une courbe de répartition de fréquence sous forme de variation de couleurs (Fournillon, 2012) 118
Figure 2-22 Evolution de l'enrichissement en ^{18}O et ^{2}H des eaux souterraines autour de la ligne des eaux météoriques modifié d'après (Banton and Bangoy, 1997). 121
Figure 2-23 Courbes CFC-12 et SF6 obtenues à partir des différents modèles de mélange. 124
Figure 2-24 Evolution des concentrations atmosphériques des CFCs et du SF_6 au cours du temps en Amérique du Nord modifié de (Cook and Herczeg, 2012) 124
Figure 2-25 Moyenne des précipitations par an selon les 4 stations météorologiques, de 1989 à 2016. 126
Figure 2-26 Précipitations enregistrées selon les 4 stations météorologiques en mm/mois (histogramme) et mm/an (croix noire). 127
Figure 2-27 Evapotranspiration potentielle moyenne mensuelle de 2004 à 2017 enregistrée à la station météorologique Le Castellet Aérodrome. 128
Figure 2-28 Données de conductivité électrique et de température enregistrées par deux sondes CTD dans le conduit du Ragas; les valeurs des débits calculés des sources de Dardennes ; la hauteur d'eau mesurée dans le conduit du Ragas (avec les sondes CTD) et le niveau d'eau dans le lac. 130
Figure 2-29 Température de l'eau dans le conduit du Ragas sur l'année 2015. 132
Figure 2-30 Distribution fréquentielle de la conductivité électrique des cinq sources étudiées dans le projet Dardennes et des quatre autres sources du projet Karsteau (Fournillon, 2012) selon des classes de 20 µS/cm.. 133
Figure 2-31 Synthèse de la distribution fréquentielle de la conductivité électrique des sources étudiées (modifié de Fournillon, 2012). 133
Figure 2-32 Distribution fréquentielle de la température des cinq sources étudiées dans le projet Dardennes et des quatre autres sources du projet Karsteau (Fournillon, 2012) selon des classes de 0,1°C. 134
Figure 2-33 Synthèse de la distribution fréquentielle de la température des sources étudiées (modifié de Fournillon, 2012). 135
Figure 2-34 Données CTD de la crue du 20 décembre 2013 : température, conductivité électrique, hauteur d'eau, précipitations horaires (pluviomètre de la Limate) et débit journalier. 137

Figure 2-35 Données CTD de la crue des 25 et 27 novembre 2014 : température, conductivité électrique, hauteur d'eau, précipitations journalières, débit moyen journalier des sources de Dardennes. 139
Figure 2-36 Analyses CTD de la crue des 27 et 28 février 2016 : température, conductivité électrique, hauteur d'eau, précipitations journalières. Le rectangle beige représente la durée des précipitations. Le débit journalier n'est pas disponible pour cette crue. 141
Figure 2-37 Hauteur d'eau dans le lac et dans le Ragas. 142
Figure 2-38 Relation entre la hauteur maximale atteinte dans le conduit du Ragas (H_{max}) lors des différentes crues en fonction du cumul des précipitations entre le début de celles-ci et H_{max}. 143
Figure 2-39 Modèle conceptuel de l'aquifère de Dardennes en période de hautes-eaux et en étiage lors d'un événement pluvieux. 145
Figure 2-40 Diagramme de Piper des sources régionales 146
Figure 2-41 Variation de l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite, du $\delta^{13}C$, de SO_4^{2-}, de Mg^{2+}, de Ca^{2+}, de la conductivité électrique, du niveau d'eau dans le Ragas et des précipitations en fonction du temps, sur la période 01/09/2014 au 20/06/2017 147
Figure 2-42 Somme des concentrations en ions calcium, magnésium et suflates (mg/L) des sources de Dardennes, du Ragas et du Rabas en fonction de la conductivité électrique µS/cm. 149
Figure 2-43 Variation de l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite, du $\delta^{13}C$, de SO_4^{2-}, de Mg^{2+}, de Ca^{2+}, de la conductivité électrique, du niveau d'eau dans le Ragas et des précipitations en fonction du temps, sur la période du 17/02/16 au 16/03/16 149
Figure 2-44 Relation ^2H et ^{18}O des précipitations locales 150
Figure 2-45 A) Relation entre le ^2H et ^{18}O des précipitations locales mesurées, et les valeurs des sources régionales. 152
Figure 2-46 Conductivité électrique (µS/cm) en fonction du $\delta^{18}O$ (‰) des sources de Dardennes 153
Figure 2-47 Relation le ^2H et ^{18}O des sources de Dardennes et de la source du Gapeau. 154
Figure 2-48 Variations du $\delta^{18}O$ des précipitations ainsi que des sources de Dardennes, les variations de conductivité électrique des échantillons prélevées, dans le conduit du Ragas et le niveau d'eau dans le conduit du Ragas en fonction du temps. 154
Figure 2-49 Courbes CFCs et SF_6 obtenues à partir des différents modèles de mélange. Les échantillons ont été prélevés à la source du Ragas. 156

Chapitre 3

Figure 3-1 Les différentes structures de modèles pluie-débit: (a) modèle simple, (b) modèle en série, (c) modèle combiné, (d) modèle en parallèle et (e) modèle avec des échanges (Hartmann, 2012). 161
Figure 3-2 Structure complète de la plateforme de modélisation KarstMod. 162
Figure 3-3 Structure du modèle à réservoirs pluie-débit choisi pour Dardennes. 167
Figure 3-4 Résultats du débit simulé du split-sample test 170
Figure 3-5 Analyse de la sensibilité des paramètres du modèle pluie-débit (procédure de Monte-Carlo). 171
Figure 3-6 Résultats du modèle pluie-débit. 174
Figure 3-7 Niveau d'eau observé et simulé (moyenne journalière) dans le conduit du Ragas 176
Figure 3-8 Simulations pour les crues de janvier à février 2014. 177
Figure 3-9 Systèmes karstiques profond du pourtour méditerranéen français. 178
Figure 3-10 Représentation du dynamisme des aquifères karstique par les coefficients de récession lent et rapide calés selon un modèle à réservoirs pluie-débit. 180
Figure 3-11 Utilisation du modèle pluie-débit calé afin de prédire le débit dans le cas d'un évènement pluvieux exceptionnel, sur un jour. 182

Chapitre 4

Figure 4-1 Coupe hydrogéologique synthétique. ω : porosité mesurée 187
Figure 4-2 A) Volume mensuel simulé par le modèle pluie-débit représentant le débit sortant du réservoir Matrice (Q_{MS}) et le débit sortant du réservoir Conduit (Q_{CS}). B) Hauteur d'eau moyenne mensuelle dans la retenue artificielle de Dardennes. C) Volume d'exploitation mensuel et volume mensuel simulé par le modèle pluie-débit représentant le débit sortant du réservoir Matrice (Q_{MS}). Sur les graphiques A et C, le volume simulé provenant du réservoir Matrice est le même. 189
Figure 4-3 Vue en coupe schématique du réseau karstique de la source du Lez exploité par un pompage en gestion active (Paloc, 1975) 190

Liste des Tableaux

Chapitre 1

Tableau 1-1 Synthèse des données géochimiques disponibles sur la région Toulonnaise 50
Tableau 1-2 Coordonnées géographiques en Lambert II étendu des stations structurales étudiées. 53
Tableau 1-3 Résultats des mesures de porosité sur 24 échantillons de la série stratigraphique de la région Toulonnaise. 59
Tableau 1-4 Synthèse des valeurs de porosité en laboratoire des roches de l'Unité du Beausset 60
Tableau 1-5 Statistiques des données géochimiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ selon les formations échantillonnées 62

Chapitre 2

Tableau 2-1 Synthèse du suivi des sources de la région Toulonnaise 96
Tableau 2-2 Synthèse des études préliminaires sur le bassin versant des sources de Dardennes 99
Tableau 2-3 Données météorologiques disponibles selon les stations (n.d.: non disponible) 106
Tableau 2-4 Les mesures du système de Dardennes 108
Tableau 2-5 Caractéristiques de mesures du niveau d'eau, de la conductivité électrique et de la température du fleuve Las, à la station Lagoubran 110
Tableau 2-6 Synthèse des données des ions majeurs selon les points d'échantillonnages et les périodes 114
Tableau 2-7 Nombre d'échantillons et périodes d'échantillonnage pour les isotopes stables de l'eau en fonction des points d'échantillonnage 115
Tableau 2-8 Réactions de dissolution, pour les principaux minéraux présents dans la région Toulonnaise (d'après Ford et Williams, 2007) 120
Tableau 2-9 Nombre d'échantillons et périodes d'échantillonnage pour les isotopes stables de l'eau en fonction des points d'échantillonnage 121
Tableau 2-10 Erreur de mesures sur les données des isotopes ^{18}O et ^{2}H en fonction des laboratoires d'analyse 122
Tableau 2-11 Données des précipitations annuelles depuis 2010 en fonction des stations météorologiques et des années civiles ou hydrologiques 128
Tableau 2-12 Equations des droites météoriques établies 151
Tableau 2-13 Résultats des analyses des gaz dissous 156

Chapitre 3

Tableau 3-1 Synthèse des concepts applicables sur un modèle pluie débit dans KarstMod. 166
Tableau 3-2 Valeurs des paramètres calés selon les deux périodes utilisées : P1 est de décembre 2012 à octobre2013 et P2 est d'octobre 2013 à janvier 2016 170
Tableau 3-3 Performance du modèle pour les périodes de calage et de validation (NSE: (NSE: Nash-Sutcliffe Efficiency, BE: Balance Error, Wobj: fonction objectif) 170
Tableau 3-4 Indices de sensibilité (indice de 1er ordre ou de l'effet total), rangs, et indices des interactions entre les paramètres. 172
Tableau 3-5 Moyenne annuelle des précipitations calculées en prenant la moyenne des trois stations météorologiques (Toulon La Mitre, Le Castellet aérodrome, Limate). Moyenne annuelle et le pourcentage de: Q_{MS}, le débit du réservoir Matrice à la source, et Q_{CS}, le débit du réservoir Conduit à la source. Q_{MS} donne le débit d'écoulement lent. Q_{CS} donne le débit d'écoulement rapide. 175
Tableau 3-6 Synthèse des coefficients de récession de la littérature pour des modèles à réservoirs dans des systèmes karstiques dans un environnement Méditerranéen. 179

Chapitre 4

Tableau 4-1 Comparaison entre le volume annuel d'eau provenant du réservoir matrice du modèle pluie-débit et du volume d'eau moyen exploité pour l'alimentation en eau potable par l'usine. 188

Résumé

Cette thèse a pour but de contribuer à l'étude des aquifères karstiques en (1) identifiant les facteurs influençant le stockage et l'écoulement de l'eau souterraine et en (2) localisant et estimant de manière quantitative les ressources en eau au sein d'une série sédimentaire carbonatée. Des mesures de porosité et de géochimie isotopique sur les roches carbonatées sont mises en relation dans le but de localiser et d'expliquer les vides créés au sein de la série sédimentaire. Des coupes équilibrées et des analyses structurales ont été réalisées pour évaluer la géométrie profonde de l'aquifère. L'acquisition de données en continu (conductivité électrique, température et pression de l'eau) et de données hydrochimiques (ions majeurs et isotopes stables de l'eau) permet d'étudier le dynamisme et le fonctionnement d'un aquifère. Une approche de modélisation pluie-débit basée sur les chroniques de précipitations et de débits a été utilisée afin d'estimer la part de l'écoulement disponible pour l'eau potable et celle générant des crues éclair.

Cette étude a été réalisée sur l'aquifère de Dardennes, près de Toulon, en France. L'eau de l'aquifère est utilisée pour l'alimentation en eau potable de Toulon et alimente le fleuve Las qui est susceptible de provoquer de fortes crues. Le bassin versant de l'aquifère est estimé à 70 km². La zone non-saturée de l'aquifère peut atteindre plus de 500 mètres d'épaisseur en moyenne. L'aquifère est composé de calcaires de faciès Urgonien d'âge Crétacé inférieur, et de calcaires et dolomies datant du Jurassique supérieur. Dans cette région, plusieurs phases tectoniques ont conditionné les aquifères. Les mesures de porosité réalisées indiquent une très faible porosité dans les calcaires à faciès Urgonien et de fortes valeurs dans les dolomies du Jurassique supérieur. Ces dernières ont subi des transformations diagénétiques et des phases de karstification importantes ayant pour conséquence la création de vides disponibles pour l'écoulement. Les calcaires d'âge Crétacé inférieur sont peu poreux mais intensément karstifiés et fracturés, avec des formes karstiques de surface nombreuses (dolines, avens verticaux, lapiaz...). Lors de la compression Pyrénéo-Provençale, des grands chevauchements se mettent en place impliquant une remontée du socle imperméable, grâce aux structures inverses. Un synclinal est identifié au droit des sources. Toutes ces structures jouent alors le rôle de barrière à l'écoulement au niveau des sources de Dardennes. En 3D, cela implique une réserve en eau souterraine importante en profondeur.

Avec trois années de chroniques de débit journalier, un modèle pluie-débit a été réalisé, permettant également d'améliorer la plateforme de modélisation KarstMod. Le modèle a été proposé avec trois réservoirs : Epikarst, Matrice et Conduit. Une déconvolution du débit des sources a été effectuée à l'échelle annuelle et à l'échelle des crues. Cela permet de séparer le débit de base (provenant du réservoir Matrice) disponible pour les besoins en eau potable et l'écoulement rapide (provenant du réservoir Conduit) générant des crues éclair. Selon l'année, la proportion de débit de base varie entre 27 et 61% du débit total, respectivement pour une année pluvieuse ou sèche. Lors des crues en période de hautes-eaux, la proportion du débit rapide augmente considérablement jusqu'à plus de 90% du débit total des sources.

L'analyse des relations entre la pluie et la hauteur de mise en charge du karst a montré que le système a la capacité de stocker l'eau d'infiltration rapide lorsqu'il n'a pas été rechargé préalablement. A l'échelle annuelle, les résultats du modèle ont été comparés avec la gestion actuelle de l'aquifère, montrant une exploitation actuelle équilibrée, et ouvrant des perspectives pour la mise en place d'une gestion active, combinant une exploitation plus importante de l'eau, un écrêtage des crues et un respect de l'écologie du cours d'eau en aval.

Abstract

The aim of this PhD is to contribute to the karst aquifers understanding by (1) identifying the factors influencing the groundwater storage and flow and by (2) locating and quantitatively estimating water resources within the carbonate sedimentary series. Measurements of porosity and isotopic geochemistry on carbonate rocks are compared in order to locate and explain created voids within the sedimentary series. Balanced cross-sections and structural analyses were performed to evaluate the geometry of the aquifer at depth. Continuous data acquisition (specific conductivity, temperature and water depth-pressure) and hydrochemical data (major ions, stables isotopes of water and carbon-13) allow to study the aquifer dynamism and functioning. A daily rainfall-discharge modeling approach was used to estimate the flow part available for drinking water and the part that generates karst flash-floods.

This study was conducted on the Dardennes aquifer, near Toulon, in France. Dardennes groundwater is used to supply drinking water to the Toulon city and flows downstream to the Las river generating important floods. The recharge area of this aquifer is estimated at 70 km². The unsaturated zone thickness can reach more than 500 meters in average. The aquifer is composed of early Cretaceous of Urgonian limestone and upper Jurassic limestones and dolomites. In this region, several tectonic phases structured the aquifers. Porosity measurements show very low values in the Urgonian limestones and high values in the upper Jurassic dolomites. These previous rocks were affected by diagenetic transformations and karstification phases resulting in the voids creation available for groundwater flow. Limestones from early Cretaceous have a low porosity and are intensely karstified and fractured, with many shallow karst features (sinkholes, caves, lapiaz...). During the Pyrenean-Provence compression, major thrust structures were created implicating the impervious basement, rising-up near the surface. Moreover, a syncline structure is identified at depth, under the Dardennes springs. In 3D, this implies an important groundwater reserve located at depth.

A rainfall-discharge model was applied with three years of daily discharge data. This work also aimed at improving the KarstMod modeling platform. The model proposed includes three reservoirs: Epikarst, Matrix and Conduit. A hydrograph separation of springs discharge was carried out at annual and floods scales. It allows to separate the baseflow (from the Matrix reservoir) available for the drinking water supply and the quickflow (from the Conduit reservoir) generating flash floods. Depending on the year, the baseflow proportion varies between 27 and 61% of the total discharge, respectively for a rainy or a dry year. During flood in high-water periods, the quickflow proportion increases considerably to more than 90% of the total springs discharge.

The analysis of the rainfall and karst hydraulic head relationship showed that the system has the capacity to store quick infiltration water when it has not been recharged previously. At annual scale, model results have been compared with the current groundwater management, showing a balanced current exploitation. In new perspective, it would be interesting to establish active management, combining a greater groundwater exploitation, floods mitigation and stream ecology respect.

Introduction générale

Les roches carbonatées à l'affleurement représentent environ 35% du territoire français (Chen et al., 2017) et sont présentes en particulier sur le pourtour méditerranéen où elles constituent la majorité des réserves d'eau douce souterraine (Bakalowicz and Dörfliger, 2005). A l'échelle globale, 20% de la population mondiale dépend des aquifères karstiques pour son alimentation en eau potable (Ford and Williams, 2007). Ces aquifères sont également des réservoirs de pétrole et de gaz très importants (Roehl and Choquette, 2012). L'accroissement de la population en période estivale et le développement économique de la région Méditerranéenne impliquent une pression démographique importante sur les ressources en eau potable (Margat, 2004). Les aquifères carbonatés karstiques sont donc un enjeu majeur pour les ressources en eau du bassin méditerranéen (Bakalowicz, 2015). Ces aquifères au fort potentiel de dissolution évoluent constamment au cours des temps géologiques, en fonction de plusieurs facteurs : variations du niveau de base, type de recharge (diffuse ou concentrée), contraintes liées à la nature des roches encaissantes, histoire géodynamique, fracturation des roches... Il en résulte l'acquisition d'une perméabilité dominée par les conduits et une structuration du karst. La caractérisation des aquifères karstiques requiert alors des méthodes d'étude particulières.

Le travail présenté dans ce mémoire s'inscrit au sein du projet « Dardennes » qui a débuté en 2013 et qui vise à estimer les volumes d'eau souterraine exploitables à l'échelle régionale autour de la ville de Toulon. Le projet est financé par l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, la ville de Toulon ainsi que Véolia Eau. Il est effectué en collaboration avec Aix-Marseille Université et le bureau d'étude CENOTE. Le projet porte sur l'aquifère karstique de Dardennes utilisé pour l'alimentation en eau potable de la ville de Toulon avec un débit moyen interannuel d'environ 5,4 millions m^3/an exploité (sur la période 2012-2016). Les sources de Dardennes, exutoires de l'aquifère, sourdent au fond d'un barrage artificiel mis en service en 1912 afin d'obtenir une réserve pour l'alimentation en eau potable. Les sources de Dardennes sont les exutoires principaux de la partie Est de l'unité hydrogéologique du Beausset qui drainent les réservoirs carbonatés du Jurassique au Crétacé (Fournillon 2012). Les connaissances géologiques actuelles indiquent que la ville de Toulon se situe dans une zone très complexe de transition entre des roches peu aquifères de socle métamorphique et des séries sédimentaires carbonatées potentiellement très drainantes et capacitives. Le système aquifère montre un fonctionnement karstique avec de fortes crues et un débit d'étiage insuffisant pour la demande en eau potable, d'où la construction d'une retenue artificielle pour créer une réserve d'eau en étiage. Une source vauclusienne de trop-plein (le Ragas) se situe immédiatement en amont de la retenue et donne accès à un conduit karstique quasi-vertical noyé et exploré sur 150 mètres de profondeur. Lors d'évènements pluvieux intenses, les crues karstiques de Dardennes se propagent dans le Las, le cours d'eau en aval, qui traverse la ville de Toulon ; ce qui augmente le risque d'inondations. Cet aquifère renferme une ressource en eau souterraine majeure pour la région, qui a été peu étudiée. De plus, les morphologies karstiques exacerbées et les fortes variations de débit des sources en font un objet d'étude privilégié pour la compréhension du fonctionnement hydrodynamique des systèmes karstiques sous climat méditerranéen.

Les questions principales posées dans le cadre du projet sont : (1) Quels sont les volumes d'eau souterraine exploitables au sein des systèmes karstiques à l'échelle régionale ? (2) Quelles sont les capacités des réservoirs souterrains à stocker de l'eau et à assurer un débit suffisant en période d'étiage ? Il s'agit de faire un bilan et d'améliorer la connaissance sur la réserve en eau souterraine karstique de l'aire nord Toulonnaise. Ce projet intègre deux thèses de doctorat. La thèse de J. Jouves (2018) vise à comprendre les étapes de structuration karstique des réservoirs et tente de reconstituer numériquement l'organisation tridimensionnelle des structures karstiques. L'objectif de ma thèse est de contribuer à

l'étude des aquifères karstiques en (1) identifiant les facteurs influençant le stockage et l'écoulement de l'eau souterraine au sein d'une série sédimentaire carbonatée et en (2) localisant et estimant de manière quantitative les ressources en eau dans un aquifère hyper dynamique. Cette thèse propose une méthodologie basée sur l'interprétation de données géologiques acquises sur le terrain et en laboratoire, croisée avec le signal hydrodynamique enregistré sur les exutoires de l'hydrosystème et avec une approche de modélisation pluie-débit.

Dans un but de caractérisation de la ressource en eau, les objectifs d'une étude géologique sont de faire la synthèse de l'histoire géologique de la région d'étude, de replacer les aquifères karstiques dans un contexte géodynamique et géomorphologique. Tout ceci afin de déterminer les périodes favorables au développement de ces aquifères et de définir les structures géologiques profondes ainsi que la géométrie de l'aquifère. A partir de l'étude des terrains karstiques, des propriétés des carbonates en termes de porosité et d'histoire diagénétique, une estimation des vides, leur localisation et leur origine au sein de la série sédimentaire peuvent être discutées. Ces analyses géologiques définissent les formations potentiellement réservoirs du système karstique. L'origine et le développement des réseaux karstiques dépendent de la lithologie, de l'histoire géomorphologique ainsi que des propriétés pétrophysiques des roches encaissantes (Palmer, 1991). Le rôle des structures tectoniques dans le développement d'un réservoir karstique a été étudié depuis de nombreuses années (Ford et al., 2000; Palmer, 1989; 1991). Cependant ce n'est pas évident d'identifier les structures favorisant une forte karstification. A l'échelle régionale, les structures tectoniques influencent l'écoulement des eaux souterraines, jouant le rôle de barrière, de drain ou de complexe conduit-barrière (Bense et al., 2013; Caine et al., 1996; Matonti et al., 2012). A partir de la réalisation de coupes géologiques équilibrées (Dahlstrom, 1969; Suppe, 1983; Suppe and Medwedeff, 1990), la géométrie des structures géologiques en profondeur et donc de l'aquifère, est déterminée.

Le système karstique est un système complexe, des approches de modélisation structurelles sont mises en place afin de modéliser la structure interne du karst spatialement. Plusieurs approches ont été proposées afin de simuler la structure et l'organisation probables des réseaux de conduits karstiques, afin de reconnaître la localisation d'horizons préférentiels de karstification (Filipponi and Jeannin, 2008; Filipponi et al., 2009; 2010) ou afin d'estimer la distribution et l'organisation des réseaux karstiques (Malard et al., 2015), via des procédures de simulation géostatistiques (Borghi et al., 2016; Fournillon et al., 2012; Pardo-Igúzquiza et al., 2012; Viseur et al., 2014). A la vision géomorphologique du karst est ajoutée une vision quantitative des motifs karstiques afin de déterminer des règles d'organisation applicables dans un processus de modélisation des réseaux karstiques et ainsi analyser le signal spéléogénétique correspondant à un mode de formation (Jouves et al., 2017). Toutes ces approches ne permettent pas encore de réaliser des modèles hydrogéologiques tridimensionnels tenant compte de toutes les hétérogénéités. Pour cela, la plupart des études hydrogéologiques quantitatives au sein des systèmes karstiques sont fondées sur des « modèles globaux ». Ces modèles ne peuvent pas prendre en compte l'ensemble des phénomènes physiques, et deviennent donc une simplification de la réalité de terrain. Les modèles conceptuels globaux sont basés sur des structures et des équations étant représentatives des principaux processus en jeu sélectionnés par le modélisateur. La structure des modèles conceptuels est un compromis entre le fait que le modèle doit pouvoir représenter une grande variété de conditions hydrologiques et la parcimonie, le nombre de paramètres doit être réfléchi et le sur-paramétrage évité. Les flux d'entrée et de sortie sont analysés en considérant le système karstique dans sa globalité sans spatialiser les informations. Ces modèles globaux fonctionnent bien dans la prédiction des données de séries chronologiques. Ces modèles ont été appliquées pour prédire la relation pluie débit des aquifères karstiques (Arfib and Charlier, 2016; Bezès, 1976; Fleury et al., 2013a; Fleury et al., 2009; Geyer et al., 2008; Jukić and Denić-Jukić, 2009; Mero, 1964; Padilla-Benitez, 1990). L'avantage de ces modèles est qu'ils peuvent fonctionner avec peu de données, non spatialisées et même si la série de données est incomplète. Ces modèles permettent de réaliser des bilans hydrologiques, de

suivre et prévoir l'évolution temporelle des débits et des niveaux d'eau et de quantifier la part de l'écoulement lent et rapide pour des questions de gestion de la ressource et d'inondations. Depuis plusieurs dizaines d'années ce type de modèle est utilisé pour modéliser les débits des rivières (Bergström and Forsman, 1973; Beven, 1993; Perrin et al., 2003a). Une plateforme de modélisation, simple d'utilisation, a été développée dans le cadre du Service National d'Observation du Karst (SNO), afin de modéliser les relations pluie-débit des aquifères karstiques. Elle inclut des outils de calage automatique, d'analyse de sensibilité, des outils concernant les analyses hydrodynamiques (corrélogramme, débits classés etc..). Cette thèse a contribué au développement de cette plateforme de modélisation (Mazzilli et al., 2017).

Pour compléter les études de caractérisation des systèmes karstiques, des études géochimiques permettent de discriminer les masses d'eau et de comprendre les écoulements souterrains. Les études hydrochimiques peuvent être réalisées pour identifier des problèmes de pollution et de qualité de l'eau mais également pour déterminer l'origine de l'eau, les temps de résidences, les interactions eau-roche et les mélanges de masse d'eau (Adinolfi Falcone et al., 2008; Bicalho et al., 2017; Huneau et al., 2011; Santoni et al., 2016; Schiavo et al., 2009). Les données isotopiques sont également utilisées comme traceur naturel afin d'apporter des informations complémentaires sur l'origine de l'eau, l'altitude de recharge, les âges et les temps de résidence des eaux etc. (Barbieri et al., 2005; Bertrand et al., 2015; Emblanch, 1997; Gonfiantini and Zuppi, 2003; Jirakova et al., 2010).

Dans cette thèse, plusieurs approches ont été utilisées afin de développer une nouvelle méthodologie de caractérisation des ressources en eau souterraine dans un aquifère karstique. Des méthodes et des analyses géologiques et hydrogéologiques sont combinées afin de discuter des capacités de stockage et d'écoulement des systèmes karstiques. La synthèse de l'évolution géodynamique de la marge provençale dans le secteur de Toulon est réalisée, selon une analyse bibliographique. Les différentes phases de karstification majeures associées à des épisodes tectoniques et eustatiques intenses sont déterminées. A partir de mesures de porosité et de géochimie isotopique ($\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$), l'hétérogénéité des capacités de stockage et d'écoulement des réservoirs karstiques est évaluée. La détermination de la géométrie du réservoir karstique est basée sur une approche de géologie structurale afin de caractériser les déformations au sein de la série carbonatée, par la construction de coupes géologiques équilibrées et une étude structurale d'affleurements (pendages stratigraphiques, caractérisation des failles...).

Afin d'étudier le fonctionnement hydrogéologique du système karstique et de discriminer les écoulements souterrains de l'aquifère, trois approches complémentaires ont été utilisées : (1) une étude hydrodynamique s'appuyant sur l'analyse de chroniques de conductivité électrique, température et pression de l'eau, (2) une étude géochimique et isotopique de l'eau basée sur l'utilisation de nombreux traceurs (ions majeurs, isotopes stables de l'eau et du carbone-13) et (3) une approche de modélisation pluie-débit basée sur les chroniques de précipitations et de débits a été utilisée afin d'estimer la part de l'écoulement disponible pour l'eau potable et celle générant des crues éclair.

Ce manuscrit de thèse se compose de quatre chapitres.

Le Chapitre 1 donne l'état des connaissances sur l'hétérogénéité et la géométrie de l'aquifère carbonaté karstique des sources de Dardennes. L'histoire géologique, géodynamique et géomorphologique de la zone d'étude permet de comprendre l'évolution de l'aquifère. Des mesures de porosité ainsi que des analyses de géochimie isotopique sur les roches carbonatées sont mises en relation dans le but de localiser et d'expliquer les vides créés au sein de la série sédimentaire carbonatée. Des coupes équilibrées à l'échelle régionale et des analyses structurales d'affleurement ont été réalisées en prenant en compte le style de déformation tectonique régional afin d'évaluer la géométrie profonde de l'aquifère.

Le Chapitre 2 consiste à étudier le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère en plusieurs étapes. Tout d'abord le bassin versant des sources de Dardennes est défini sur la base d'études géologiques et de traçages artificiels réalisés avant cette thèse. Dans un deuxième temps, l'aquifère est caractérisé d'un point de vue hydrodynamique grâce à l'enregistrement en continu des mesures de conductivité électrique, température et pression (CTD) de 2013 à 2016 et grâce à l'enregistrement des précipitations. Le fonctionnement hydrodynamique du système est analysé selon plusieurs échelles de temps : échelle de la crue ou pluriannuelle. Le comportement hyper dynamique du système karstique est mis en avant. Puis le fonctionnement du système est caractérisé à partir de données géochimiques et isotopiques des eaux souterraines dans le but d'identifier les masses d'eau en transit et d'en comprendre leur origine et leur relation.

Le Chapitre 3 a pour but de caractériser l'écoulement d'eau souterraine à travers un aquifère karstique fortement dynamique en utilisant une approche de modélisation globale basée sur les séries temporelles des précipitations et des débits. L'aquifère de Dardennes est pris comme cas d'étude car il est d'une part utilisé pour l'alimentation en eau potable et d'autre part il génère des crues éclair karstiques qui augmentent le risque inondation en aval, en zone urbaine. Le modèle pluie-débit permet alors de quantifier le débit de base, disponible pour l'alimentation en eau potable, et l'écoulement rapide qui génère les crues éclair. La plateforme de modélisation KarstMod version 2.0.19 est utilisée.

Le Chapitre 4 intègre des discussions sur le fonctionnement global du système de Dardennes. Le couplage du contexte géologique et des résultats du modèle pluie-débit ouvre une perspective future pour une gestion active de cet aquifère karstique. Les questions de ressources en eau sont alors abordées : quelles sont les quantités d'eau prélevées ? Quelles sont les solutions pour exploiter au mieux l'aquifère et réduire les risques de crues éclair ?

Chapitre 1 : Evaluation de l'hétérogénéité et de la géométrie des réservoirs karstiques : compartimentation du système karstique de Dardennes

L'évaluation de l'hétérogénéité et de la géométrie des réservoirs karstiques est un élément essentiel dans la compréhension du système karstique. L'origine de l'aquifère découle d'une histoire géologique complexe, cela va dépendre de la lithologie et de ses propriétés pétrophysiques acquises et des phases de karstification subies. Toute son histoire va engendrer des écoulements différents et donc un fonctionnement spécifique.

Les objectifs de ce chapitre sont de (i) faire la synthèse de l'évolution géodynamique de la marge provençale dans le secteur de Toulon, où celle-ci a été marquée par plusieurs évènements de karstification majeurs associés à des épisodes tectoniques et eustatiques intenses ; (ii) déterminer les périodes favorables au développement des réservoirs karstiques ; (iii) évaluer l'hétérogénéité des capacités de stockage et d'écoulement des réservoirs karstiques, à partir de l'histoire diagénétique et (iv) déterminer la géométrie du réservoir karstique par une approche structurale basée sur la méthode des coupes équilibrées, de la mise en place des principales unités tectoniques.

La construction d'un modèle conceptuel géologique a été réalisée en plusieurs étapes :

- la récolte de données géologiques de différents types : recensement des morphologies karstiques (type de réseaux et de cavités), structural (pendages stratigraphiques, caractérisation des failles, limites cartographiques…), topographique, porosité, géochimie des eaux souterraines, etc…
- la synthèse des données dans une base de données SIG réalisée dans ce travail avec le logiciel ArcGIS 10.3.1.
- la réalisation de coupes équilibrées, visualisées en 3D, afin d'obtenir les structures géologiques importantes dans la compartimentation de l'aquifère karstique.

1. Généralités sur le karst et la karstification

Le mot ***Karst*** est utilisé par les populations locales de Slovénie afin de décrire le paysage constitué de reliefs et plateaux calcaires. Les systèmes karstiques représentent un ensemble de formes superficielles et souterraines résultant de la dissolution des roches carbonatées. Ces terrains sont caractérisés par des cavités, un écoulement d'eau souterrain, des dépressions fermées et par des formes de dissolution particulières en surface (Ford and Williams, 2007).

Le karst possède une zonation morphologique et hydrodynamique de processus qui s'organise principalement de manière verticale et permet de différencier quatre parties dans l'aquifère karstique (Camus, 2003; Jouves et al., 2017; Mangin, 1975):

- l'épikarst représente la partie superficielle du karst. Epais de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, l'épikarst collecte les eaux d'infiltration, les stocke temporairement avant qu'elles ne soient drainées en profondeur. L'épikarst représente la zone d'échange entre l'atmosphère et le système karstique (Williams, 2008) et est caractérisé par une forte porosité efficace (Klimchouk, 2004).
- la zone d'infiltration, zone vadose ou encore zone non-saturée selon les auteurs, correspond à la partie de l'aquifère karstique dans laquelle les eaux s'écoulent depuis l'épikarst jusqu'à la zone épinoyée. Les écoulements peuvent être lents et s'effectuer dans des vides de petites tailles avec de forte pertes de charge, ou rapides et s'effectuant dans les conduits verticaux ou les fractures verticales.
- la zone épinoyée, zone de fluctuation du niveau piézométrique ou encore zone épiphréatique, correspond à la partie de l'aquifère contenue entre la surface piézométrique en basses eaux (étiage) et en hautes eaux (crues).
- la zone noyée ou zone phréatique ou zone saturée, correspond à la zone noyée en permanence. Le toit de la zone noyée est en connexion directe avec l'exutoire ou le niveau de base.

Ces termes sont regroupés sous deux ensembles morphologiques généraux; l'exokarst (en surface) regroupant les morphologies de surface et l'épikarst, et l'endokarst (en profondeur) regroupant les zones de transfert de fluides souterrains.

La zonation karstique est contrôlée par des paramètres tels que l'histoire tectonique et par des conditions aux limites (type de recharge, gradient topographique, position du niveau de base,...etc.). Les facteurs, tels que la géologie, la géomorphologie et le climat, exercent leur influence sur l'écoulement souterrain seulement selon des paramètres hydrauliques (Kiraly, 2003). Les études antérieures (Audra, 2007; Audra and Palmer, 2013b; Gabrovšek et al., 2014; Häuselmann, 2002; Klimchouk, 2009; Palmer, 1991) montrent que les motifs karstiques ne sont pas aléatoirement distribués mais dépendent de la zonation spatiale du karst et du mode de spéléogenèse (épigène, hypogène, fantomisation) qui sera expliqué plus tard dans ce Chapitre. Jouves et al. (2017) proposent une classification des motifs karstiques en fonction de la zonation verticale du karst (Figure 1-1).

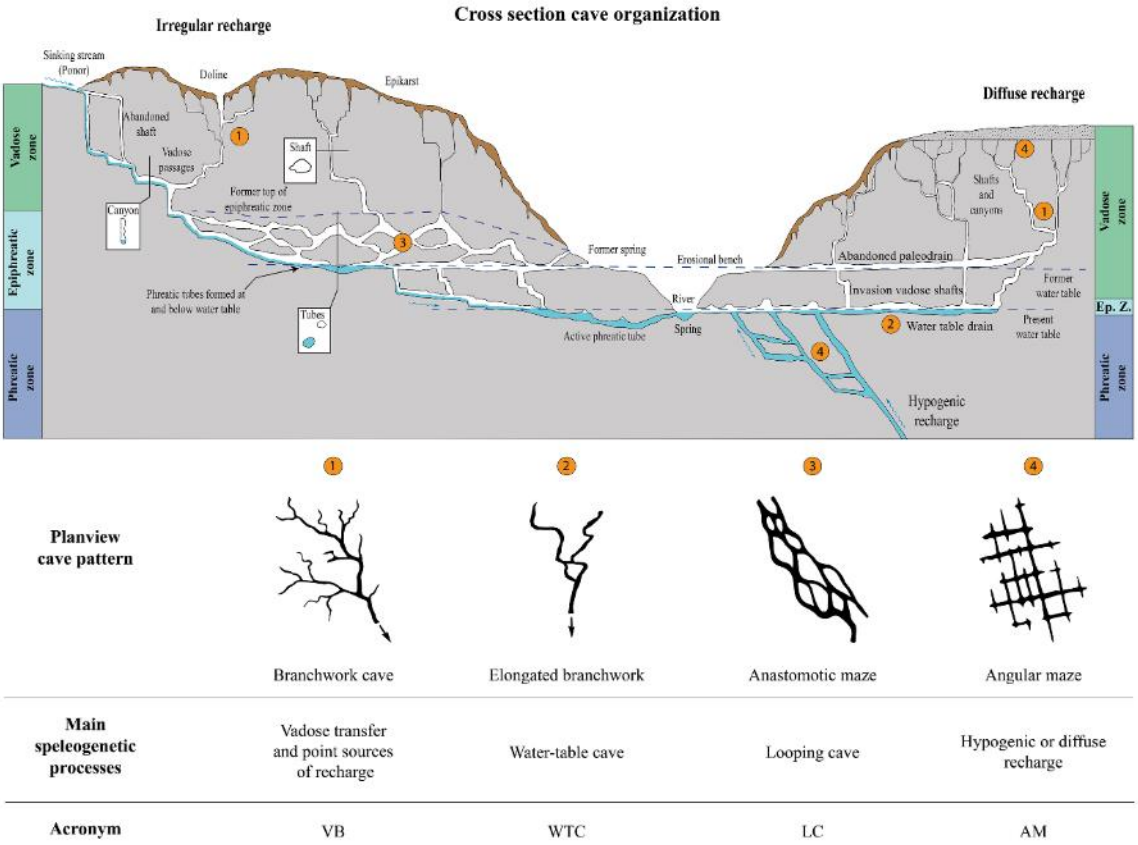


Figure 1-1 Coupe transversale idéalisée d'un système karstique avec zonation spatiale verticale du karst et vue en plan des motifs associés. Extraite de Jouves et al. (2017) modifié d'après Palmer 1991 et Audra et Palmer 2013.

Sur la Figure 1-1, les motifs karstiques sont définis ainsi : (1) *Branchwork cave* : la zone vadose se caractérise par des motifs arborescents avec des ramifications semblables à des arbres. Les chenaux et les canyons, aux écoulements gravifiques, convergent comme affluents. Au niveau de la surface piézométrique, les eaux souterraines suivent un gradient relativement faible pour rejoindre les sources situées dans les vallées environnantes. (2) *Elongated branchwork* : dans le cas d'une recharge diffuse et d'un niveau de base stable, des drains de surface piézométrique sont formés au niveau ou juste en dessous de la surface piézométrique. Etant donné que les flux sont déjà hiérarchisés, les passages présentent des motifs arborescents allongés composés de tronçons phréatiques tubulaires comprenant peu de boucles. (3) Anastomatic maze : en cas de recharge irrégulière, en particulier pour des cavités alimentées par écoulements rapides, les passages phréatiques peuvent être incapables de transmettre tous les intrants et des chemins alternatifs de crue se mettent en placent en formant un système complexe de boucle dans la zone de fluctuation de la surface piézométrique, donnant ainsi lieu à une configuration en labyrinthe anastomosé. Lorsque le niveau de base chute et que la vallée périphérique est incisée, les passages phréatiques tendent à être drainés par des passages de dérivation. L'ancienne zone épiphréatique est susceptible d'être encore active en raison du développement de conduits karstiques juvéniles. (4) Angulaire maze : les labyrinthes angulaires sont formés au sein de roches fortement fracturées, soit par infiltration diffuse dans une couverture peu-perméable, soit par des alimentations hypogènes, soit localement par des mises en charge.

1.1 Les processus de karstification

Les systèmes karstiques se développent dans les roches carbonatées comme les calcaires (constitués essentiellement de CaCO3), dans les dolomies ($CaMg(CO_3)_2$), ainsi que dans des roches solubles telles que les évaporites ou les roches à ciments carbonatés (gypse etc..). Il s'agit d'un processus évolutif

d'altération physico-chimique et mécanique qui élargit les vides initiaux de la roche encaissante et établit progressivement une structure de drainage organisée le long de chemins préférentiels d'écoulement (discontinuités géologiques). Le processus de dissolution « classique » des systèmes carbonatés (ici la calcite), est représenté par l'équation générale suivante :

$$CO_2 + H_2O + CaCO_3 \Leftrightarrow 2(HCO_3^-) + Ca^{2+} \quad (1.1)$$

La cinétique des processus de dissolution des roches carbonatées dépend de plusieurs facteurs, comme la composition minéralogique et la pureté (présence d'éléments non-solubles) d'une roche, ou le degré de compaction et de cimentation diagénétique d'une roche qui va déterminer la porosité intergranulaire (Goldscheider and Drew, 2007).

L'eau enrichie en CO_2 s'infiltre au travers des discontinuités et dissout rapidement les roches encaissantes carbonatées, jusqu'à atteindre une saturation en carbonate dissous (60 à 90% dans les premiers mètres). Au-delà de ce point, l'eau ne parvient pas à saturation complète, et reste sous-saturée, la karstification est alors très lente. L'augmentation progressive de la taille des conduits induit une nouvelle surface de roche à dissoudre pour le fluide, entrainant ainsi un écoulement plus important (Figure 1-2).

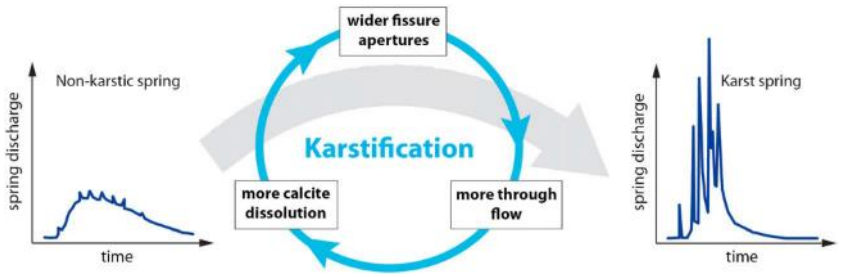


Figure 1-2 Description de la karstification et son influence sur le comportement hydrodynamique des exutoires karstiquesd'après Hartmann et al. (2014).

Dans les systèmes karstiques, les roches se dissolvent sous l'action d'un transfert de fluides chargés en agent agressif (CO_2, H_2SO_4, etc.). Trois types de systèmes karstiques peuvent être différenciés principalement en fonction de la source d'agressivité des fluides :

- les karsts "gravifiques" ou "épigène" formés sous l'action d'eau météorique rendu acide en surface par le CO_2 biogénique, et d'un gradient d'écoulement entre la zone de recharge et l'exutoire (Mangin, 1982)
- les karsts "hypogènes" résultants de la remontée de fluides profonds indirectement liés aux zones de recharges environnantes et où l'acidité des fluides (couramment CO_2 et H_2S) est acquise en profondeur (Klimchouk, 2000)
- les karsts littoraux où l'acquisition de l'agressivité de l'eau est liée au mélange eau douce/eau salée

1.1.1 **Fantomisation**

Le terme de karstification par « fantômisation » est utilisé pour décrire un processus de spéléogenèse en deux phases : une phase de dissolution partielle dans des conditions de faible gradient hydraulique, qui va produire le « fantôme de roche », et une seconde phase d'érosion mécanique par érosion régressive consécutive à l'augmentation du gradient hydrodynamique (Figure 1-3). Les roches fantômisées présentent une stratification préservée, des fractures visibles et des fossiles préservés. Cependant, la roche est devenue localement non cohérente et très poreuse. La première phase

d'altération, la "fantômisation" (ghost-rock karstification), résulte en une altération iso-volumique de l'encaissant sous des conditions de très faible gradient hydraulique (Dubois et al., 2014; Vergari and Quinif, 1997). Cette phase d'altération peut être liée soit à l'infiltration épigène, soit à l'écoulement hypogène, en particulier dans les zones marginales des bassins sédimentaires. Dans le cas d'une spéléogenèse par fantomisation épigène (*per descensum*), la présence d'une couverture contenant des minéraux siliceux, sulfureux ou sulfatés est nécessaire à la libération d'ions H^+ ou de H_2SO_4 pour que l'eau acquiert un caractère agressif. Les produits de l'altération (décalcification ou dédolomitisation) sont évacués en solution, par circulation lente des eaux ou diffusion ionique, tandis que les résidus persistent, produisant des altérites *in situ* conservant la structure et la texture initiale de la roche. Les corps altérés peuvent présenter des porosités et perméabilités très élevées, jusqu'à 45% et 10D ((Dubois et al., 2014) et constituer des volumes poreux fortement capacitifs. L'organisation de ces réseaux "fantômisés" suit généralement la majorité des discontinuités les plus favorables à la karstification, provoquant souvent un maillage calqué sur la fracturation et la stratification. L'établissement de tels systèmes nécessite de longues périodes de temps (peut-être de l'ordre de plusieurs millions d'années) et des conditions géodynamiques stables (Dubois et al., 2014). Avec la création d'un gradient hydraulique, surrection du massif ou enfoncement des vallées, l'altérite est évacuée par érosion régressive au sein du système.

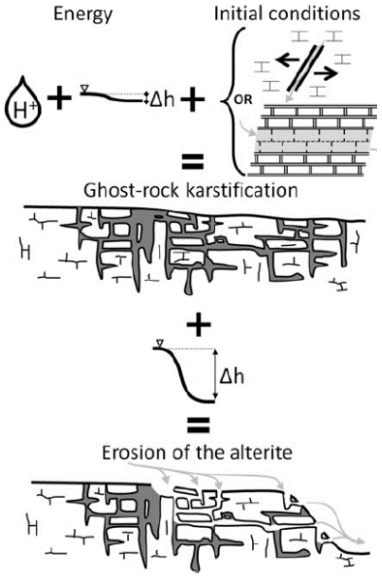


Figure 1-3 Schéma conceptuel du processus de karstification par fantomisation (Dubois et al., 2014).

1.1.2 **Crypto-altération**

La crypto-altération correspond à la corrosion d'un encaissant sous une couverture de sol, détritique ou alluviale (Nicod, 1975). Ce processus est lié au potentiel d'altération chimique des surfaces karstiques permettant d'aboutir aux formes karstiques sous couverture (Combes, 1998; Vergari and Quinif, 1997). Dans le cas des calcaires, la dissolution se fait sous des couvertures sédimentaires perméables mais non karstifiables (Courreges, 1997; Dupuis, 1992; Salomon et al., 1995) provoquant la formation d'un aquifère captif au sein des carbonates et un écoulement lent sous couverture. L'altération est rendue possible grâce à la présence d'un aquifère épidermique dans les formations de couverture. Cette crypto-karstification est responsable de l'établissement de nombreuses formes de surfaces, comme les round-karren, révélées par le déblaiement de la couverture. L'aboutissement de la crypto-altération est la formation de surfaces aplanies. La disparition de matière par dissolution du toit des carbonates entraîne un enfouissement progressif de la couverture non karstifiable. L'échelle de temps pour former un karst sous couverture évolue d'une centaine de milliers d'années à plusieurs millions d'années (Quinif, 1999).

1.1.3 **Corrosion**

La corrosion est un processus d'altération avec évacuation directe du matériel dissous ainsi que des résidus. Ce processus permet d'aboutir aux formes sur roches nues au contact de l'eau agressive. La corrosion constitue le processus de karstification le plus commun. Deux types de systèmes karstiques résultant de ce processus de corrosion sont distingués : (1) les systèmes épigènes ou gravifique (Mangin, 1975), formés sous l'action de l'eau météorique et d'un gradient d'écoulement entre la zone de recharge et zone de décharge, et (2) les systèmes hypogènes, formés par des remontées d'eaux hydrothermales ou de fluides profonds (Audra et al., 2010; Ford and Williams, 2007). Les formes en résultant se traduisent en souterrain par les cavités et réseaux karstiques, et en surface par les lapiés, dolines, canyons, etc.

1.2 La porosité d'un aquifère karstique

La nature, la distribution et la taille des vides présents dans les roches carbonatées peuvent influencer leur dissolution :

- La porosité matricielle ou primaire est celle acquise lors du dépôt de la roche et est donc fonction de la lithologie, les processus diagénétiques entrainent une modification de cette porosité primaire.
- La porosité de fractures est liée à l'action des contraintes tectoniques qui créent des vides au sein des failles et fractures.
- Les conduits karstiques peuvent être considérés comme une porosité tertiaire liée à la karstification.

Les différentes porosités et leur distribution spatiale au sein des aquifères carbonatées induisent des variations de vitesses d'écoulement et des temps de résidence des eaux souterraines.

1.3 Fonctionnement des aquifères karstiques : Recharge – Ecoulement – Stockage

L'aquifère karstique se différencie des aquifères poreux et fracturés par son fonctionnement particulier lié à la présence de vides de grandes dimensions, dans lesquels les écoulements d'eau souterraine peuvent être extrêmement rapides. L'hétérogénéité des aquifères karstiques est un problème majeur lors d'investigations hydrogéologiques. Les aquifères karstiques sont caractérisés par leur évolution, leur hétérogénéité et leur anisotropie. Du fait de la distribution des vides, les écoulements suivent des directions difficilement prédictibles. Le fonctionnement spécifique d'un système karstique est défini par (i) sa variabilité spatiale, (ii) l'existence de forts contrastes de vitesses d'écoulement, (iii) des crues importantes et de forte intensité et des décrues pouvant être très rapides (Bakalowicz, 2005).

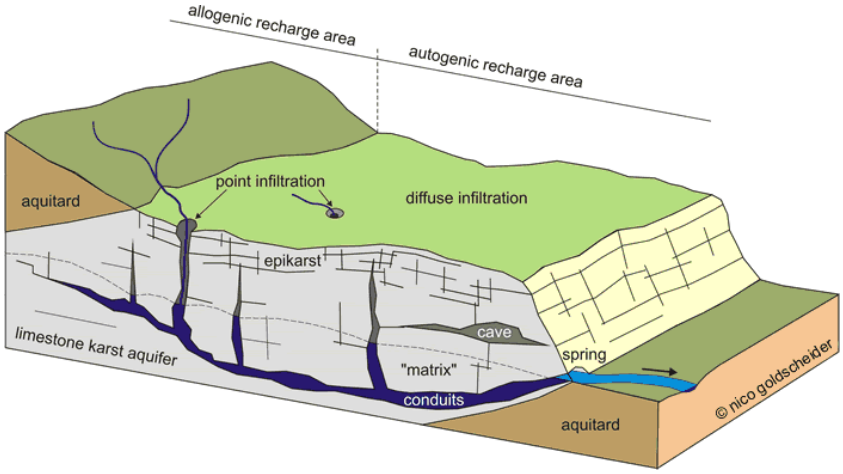


Figure 1-4 Illustration schématique d'un système karstique hétérogène caractérisé par une dualité de la recharge (allochtone vs. autochtone), l'infiltration (concentrée vs. diffuse) et la porosité/écoulement (conduit vs. matrice) d'après (Goldscheider and Drew, 2007)

1.3.1 **Recharge**

Il existe plusieurs modalités de recharge pour les aquifères karstiques : allochtone ou autochtone (Figure 1-4). Dans le premier cas, la recharge se fait sur toute la surface de l'aquifère. Cela implique que toute la surface est composée de roches perméables et que le ruissellement soit négligeable. Il s'agit d'un apport d'eau ayant ruisselée sur des roches imperméables et s'infiltrant ensuite dans le karst. Dans le deuxième cas, une recharge autochtone correspond à une infiltration d'eau sur la surface de l'aquifère. Cette recharge peut alors être diffuse, à travers la matrice géologique, ou concentrée à travers des drains verticaux.

Concernant l'organisation des réseaux karstiques, d'après Palmer (1991), si la recharge s'effectue de manière concentrée grâce à des dépressions karstiques telles que des dolines ou des pertes, les réseaux de conduits vont s'organiser soit de manière arborescente (dans le cas de dolines et d'une recharge régulée) soit de manière anastomosée (dans le cas de pertes et d'une recharge variable). Si la recharge est diffuse, les réseaux vont s'organiser soit (i) de manière labyrinthique avec des ramifications angulaires dans le cas d'une porosité de fissures ou de plans de stratifications, soit (ii) de manière "spongework" dans le cas d'une forte porosité intergranulaire.

1.3.2 **Ecoulement et stockage de l'eau**

L'épikarst a un rôle primordial dans le fonctionnement des aquifères karstiques. Il crée un effet tampon en retenant l'eau et ainsi former des nappes épikarstiques perchées (Mangin, 1975). La présence de matière organique influence la chimie de l'eau et lui permet d'acquérir son acidité responsable de la karstification (Emblanch et al., 2003). Cette zone peut également être capable de stocker de l'eau et constituer un stock d'eau disponible pour l'évapotranspiration. Dans certains cas, le stockage dans l'épikarst et dans la zone non-saturée peut être très important (Lastennet and Mudry, 1997; Perrin et al., 2003b).

Les écoulements dans la zone non-saturée sont complexes et variables, ils vont influencer les écoulements dans la zone saturée. Lorsque ces écoulements passent par des pertes ou des structures karstiques verticales bien développées, cela favorise l'arrivée d'eaux d'infiltration rapides et entraîne de forts débits à l'exutoire. Les écoulements peuvent également prendre des structures relativement drainantes, mais qui récupèrent l'eau du sol ou de l'épikarst. Ces flux sont généralement tamponnés par

les rétentions en surface et correspondent à une infiltration lente. Enfin, l'eau peut également emprunter les espaces intergranulaires, ou matriciels, de la roche. Ce mode d'infiltration peut être qualifié de diffus.

2. Contexte géographique de l'aquifère de Dardennes

L'aquifère de Dardennes se situe au sein de l'Unité géologique du Beausset, en Provence occidentale, en Provence-Alpes-Côte d'Azur, entre Marseille et Toulon (Figure 1-6 et Figure 1-5), dans le département du Var.

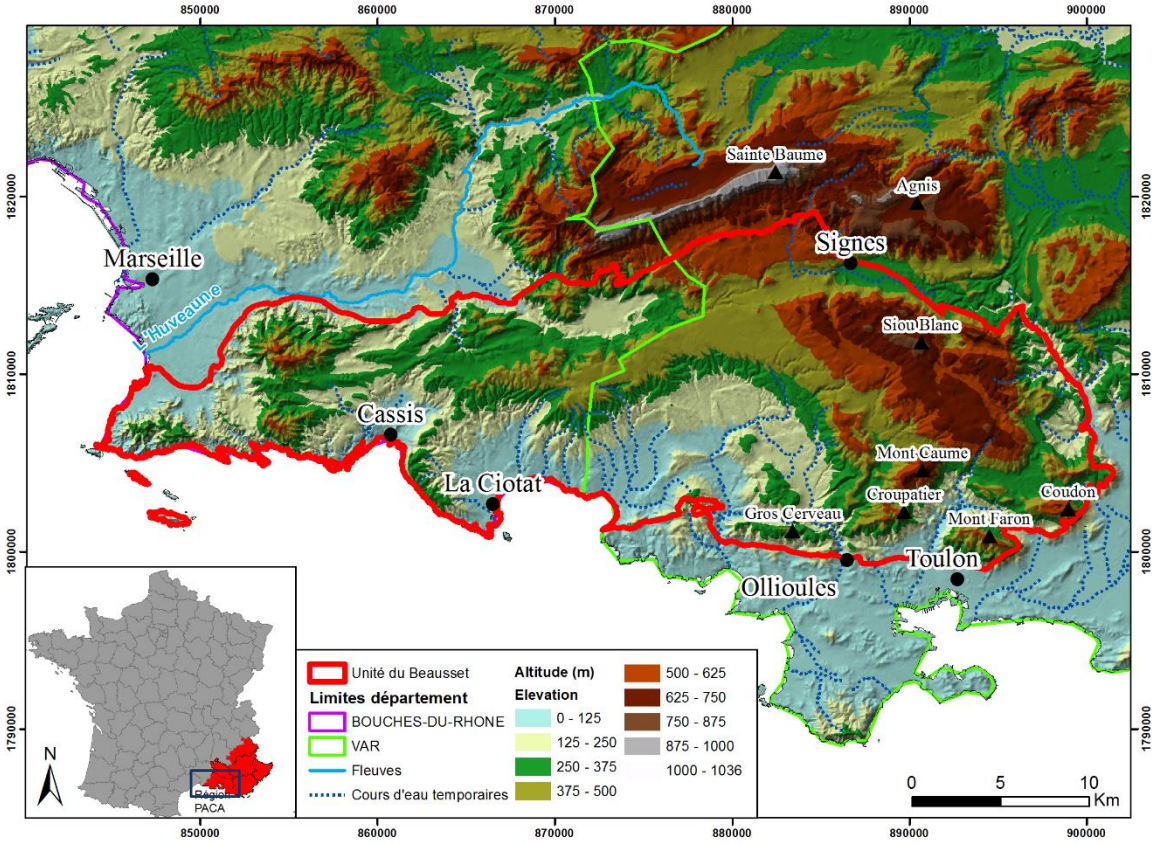


Figure 1-5 Limites géographiques de l'Unité du Beausset.

L'unité du Beausset est topographiquement complexe. Le massif de la Sainte Baume culminant à 1040 mètres et le massif d'Agnis marquent la frontière nord de l'unité, le massif de Siou Blanc à l'Est est un plateau culminant à 800 mètres d'altitude, et une succession de massifs dont les altitudes varient entre 200 et 800 mètres en partie Sud (les massifs Nord-Toulonnais). Ces derniers massifs sont d'Est en Ouest : le Coudon, le Mont Faron, le Croupatier, le Mont Caume et le Gros cerveau.

3. Contexte géologique des réservoirs karstiques de Dardennes

La Provence constitue le bassin d'avant-pays du front Nord de la déformation Pyrénéenne et du front Sud- Sud-ouest de la déformation Alpine. L'altitude moyenne des reliefs de la Provence est d'environ 800 m avec peu de sommets dépassant les 1500 m d'altitude (Figure 1-6).

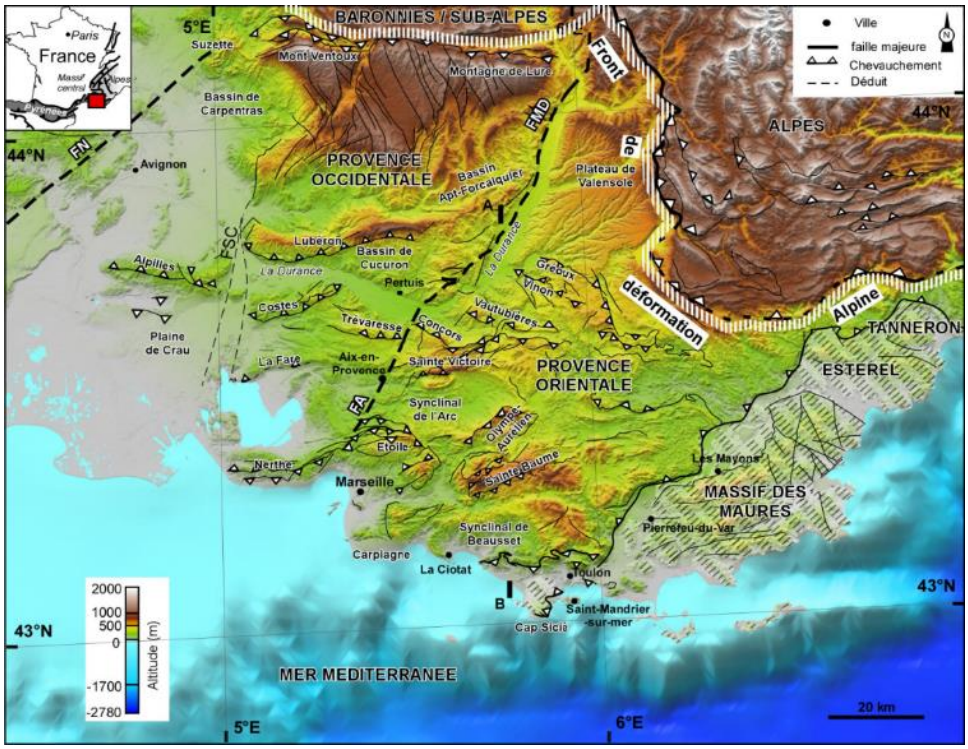


Figure 1-6 Le bassin d'avant-pays de Provence. Le MNT a été construit à partir de données altimétriques de la NASA (National Aeronautics and Space Administration) 50m ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) GDEM (Global digital elevation model). Les zones hachurées grises/blanches correspondent aux massifs paléozoïques des Maures et du Tannéron. FN : Faille de Nîmes. FSC: Faille de Salon-Cavaillon. FA: Faille d'Aix-en-Provence. FMD: Faille de la Moyenne Durance. La figure est extraite de Bestani (2014).

La Provence est divisée en deux domaines géologiques majeurs par la Faille de la Moyenne Durance et par la Faille d'Aix-en-Provence (Figure 1-6). Ces deux failles sont des failles héritées du Paléozoïque. La zone localisée à l'Ouest des deux failles est appelé « Provence occidentale » et celle située à l'Est, la « Provence orientale ». La Provence occidentale est essentiellement constituée de formations sédimentaires d'âge Mésozoïque-Cénozoïque, d'environ 10 km d'épaisseur. La Provence orientale comprenant le massif des Maures d'âge Paléozoïque, se caractérise par une pile sédimentaire moins épaisse, d'environ 3 km.

La région toulonnaise se situe entre la Provence calcaire à l'Ouest et la Provence cristalline à l'Est. Les structures géologiques résultent d'une histoire géologique complexe débutée au Paléozoïque. De nombreuses études géologiques ont été réalisées au cours du 20ème siècle sur la structure de l'Unité du Beausset (Bercovici, 1983; Bertrand, 1887; Gouvernet, 1963; Philip, 1987; Tempier, 1987), complétées par Leleu (2005), Fournillon (2012), Tassy (2012), et Bestani et al. (2015).

3.1 Histoire géodynamique de la Provence

L'histoire géodynamique de la Provence a été contrôlée par la succession d'épisodes d'extension, de compression, d'enfouissement, d'érosion et d'aplanissement qui ont affecté cette zone depuis la fin du Paléozoïque.

La fin de l'ère Paléozoïque est caractérisée par le démantèlement de la chaine hercynienne du Carbonifère supérieur à 330 Ma jusqu'au début du Permien à 270 Ma (Arthaud and Matte, 1975). Les structures résultantes se caractérisent par des accidents orientés NE-SW à NNE-SSW et E-W à ESE-WNW (Arthaud and Matte, 1975; Delfaud et al., 1989),Figure 1-7). En Provence, ces directions seront celles qui « domineront » les déformations postérieures.

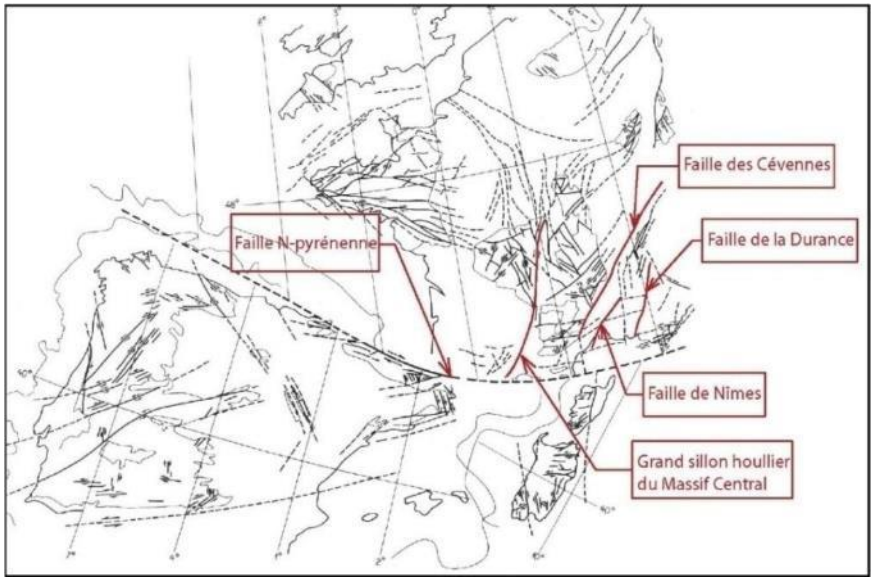


Figure 1-7 Cartes des accidents tardi-hercyniens de la France, de l'Ibérie et de la Sardaigne (d'après Arthaud et Matte, 1975, modifié dans Leleu, 2005)

Sur la Figure 1-8 , le continent Pangée se situe dans la région Ouest Téthysienne pendant le Trias moyen. La Pangée est alors une immense pénéplaine (Stampfli et al., 2002). Le rift associé à l'ouverture de l'océan Téthys au Trias-Jurassique, se met en place entre l'Afrique et l'Europe (Figure 1-8 B&C).

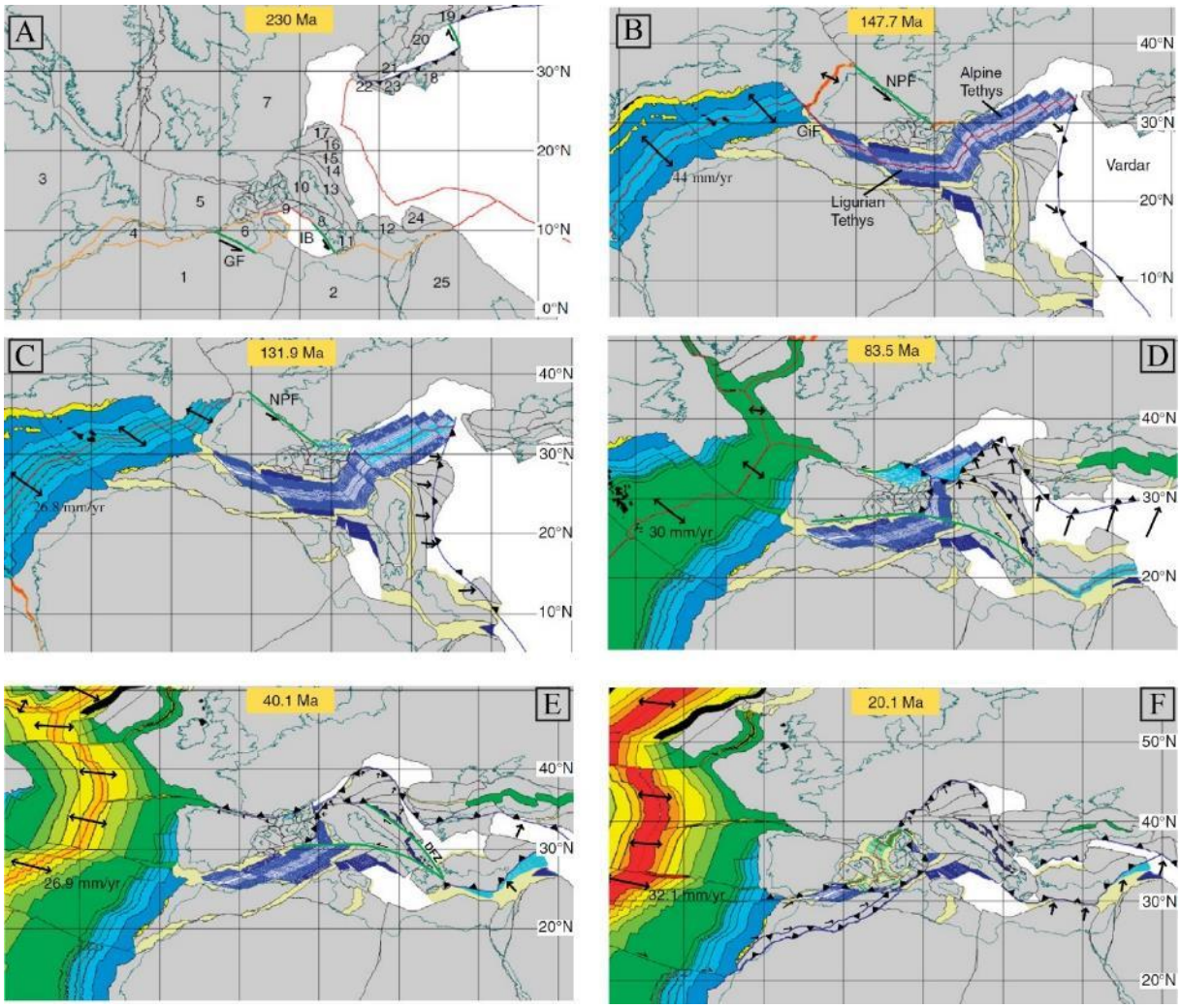


Figure 1-8 Six reconstructions clés de l'évolution du domaine Ouest Méditerranéen (de la Téthys de l'ouest) du Crétacé inférieur au Miocène qui ont affecté la Provence extraites de Schettino and Turco (2010). La distribution de la lithosphère continentale est montrée en grise. La lithosphère océanique formée avant le Trias supérieur est en blanc. Les lignes de côtes actuelles sont présentes en tant que référence. (A) Reconstruction de la Pangée à 230 Million d'années. Les zones affectées par les premiers mouvements du rifting sont délimitées par des lignes orange. Les failles transformantes sont indiquées en vert. GF-Faille Gasfa ; IB- Bassin Ionian; 1-Afrique du Nord; 2-Afrique du Nord; 3 Amérique du Nord; 4-Maroc; 5 Ibérie; 6-Tunisie; 7-Eurasie; 8 Apulie ; 9- Plate-forme de Panormide; 10-Adria; 11-Grèce du sud; 12 Plate-forme de Menderes-Taurides; 13-Plate-forme de Dinarides de l'Est ; 14- Prisme d'accrétion des Dinarides de l'Ouest; 15- bassin du sud de Pannonie; 16-Tisza; 17 Pelso; 18 Sakarya; 19- Pontides de l'Est ; 20- Pontides de l'Ouest; 21 Strandja; 22-Serbie-Macédoine; 23-Rhodope; 24 kirsehir; 25-Arabie. (B) Reconstruction des plaques à 147,7 Ma (chron M21, Tithonien). (C) Reconstruction des plaques à 131,9 Ma (chron M10, Hauterivien). Les lignes bleues sont des isochrones synthétiques relatives à l'ouverture de l'Océan Valaisan et de la Téthys Alpine. FNP = Faille Nord Pyrénéenne. (D) Reconstruction des plaques à 83,5 Ma (limite Santonien-Campanien). (E) Reconstruction des plaques à 40.1 Ma (chron C18r, Bartonien inférieur). (F) Reconstruction des plaques de 20,1 Ma (chron C6n, Burdigalien inférieur). Les lignes vertes sont des isochrones synthétiques limitant la distribution de la croûte océanique dans la Méditerranée de l'Ouest d'après (Schettino and Turco, 2006).

Entre le Valanginien et le Barrémien, la Basse-Provence, région entre Nîmes et Toulon est une vaste plateforme à rudistes (Figure 1-9) (Masse, 1976; Tendil et al., 2017).

Après le Barrémien, une période de mouvements tectoniques se met en place qui va marquer le début du « Bombement Durancien », structure Est-Ouest de type blocs basculés formant un haut structural au Nord de la Provence (Chorowitz and Mekarina, 1992). Guyonnet-Benaize et al. (2010) proposent un système en trans-tension, avec une déformation à très grande longueur d'onde, échelle kilométrique, et des failles normales. Tout ceci formant ainsi des horsts et des grabens, selon des failles de direction N110 (Hennuy, 2003). Cet évènement a provoqué un hiatus stratigraphique et des discordances avec des

dépôts de bauxites (Laville, 1981) (Figure 1-25 F). Cela va entrainer une érosion d'une partie ou de la totalité des dépôts de l'Aptien et de l'Albien (Rousset, 1969) dans la région toulonnaise.

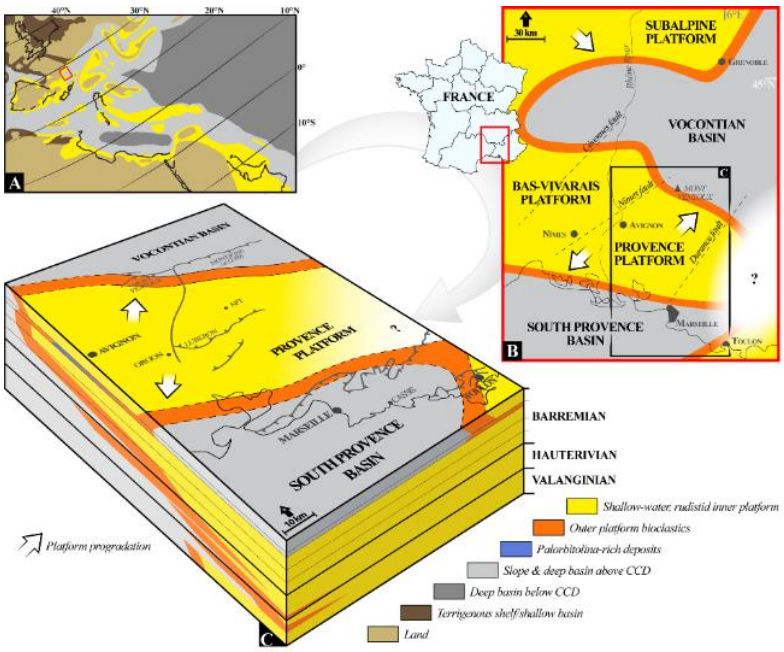


Figure 1-9 (A) Paléogéographie de la Téthys Méditerranéenne au Barrémien–Aptien modifié d'après Masse and Isintek (2000) et Steuber et al. (2005). Le carré rouge indique la position de la Figure. 1.B. (B) Reconstruction paléogéographique au Barrémien supérieur du Sud-est de la France, montrant les plateformes urgoniennes entourant le bassin Vocontien Basin modifié d'après Masse and Fenerci-Masse (2011). (C) Coupe stratigraphique de la plateforme urgonienne Provençale du Valanginien au Barrémien. La carte paléogéographique la plus haute, représente la plateforme Provençale au Barrémien supérieur (lower M. sarasini Zone). Cette figure est extraite de Tendil et al. (2017).

Au Sud de la Provence, au cours du Crétacé supérieur, une plateforme carbonatée s'est développée (Figure 1-10A). Au Cénomanien, une transgression marine se produit au Sud de la Provence et progresse vers le Nord-Est. Des plateformes carbonatées à rudistes se forment sur la marge méridionale du relief créé par le bombement Durancien (Philip, 1970; Philip, 1998), alors que plus au Sud, la sédimentation est carbonatée et silicoclastique, issue d'un massif probablement rattaché au bloc Corso-Sarde, le massif Méridional (Figure 1-10B) (Hennuy, 2003; Philip, 1970).

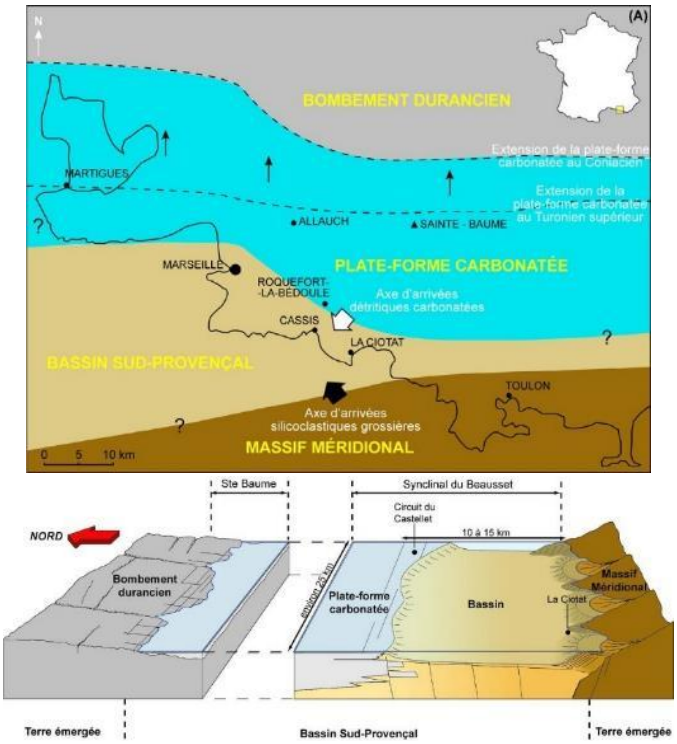


Figure 1-10 (A) Carte paléogéographique des aires de sédimentation d'âge crétacé supérieur de la Provence Sud. Gari (2008) modifié d'après Philip (1970). (B) Bloc diagramme représentant le cadre paléogéographique sud-provençal au Turonien et au Coniacien inférieur. D'après Hennuy (2003).

Au Santonien, l'évènement majeur est le démarrage de la phase tectonique compressive « pyrénéo-provençale ». L'ouverture de l'Atlantique Nord entraîne l'arrêt de l'ouverture de la Téthys et le rapprochement entre l'Afrique et l'Europe. Cet évènement provoque un début de collision entre ces deux continents, et entraîne la surrection et la formation des Pyrénées et des chaines Catalanes jusqu'au Miocène (Fitzgerald et al., 1999; Mattauer, 1968; Roure and Choukroune, 1998) (Figure 1-8 D). En Provence, la compression Pyrénéo-Provençale débute vers 80 Ma et est en relation avec la subduction de la plaque Africaine sous la plaque Européenne. Cette phase de compression est présente jusqu'à l'Eocène (Figure 1-8 E) avec des directions de compression stables orientées environ N-S (Le Pichon et al., 1988). Cette tectonique polyphasée est à l'origine de grandes structures provençales observées aujourd'hui comme les chevauchements nord-toulonnais et le massif de la Sainte-Baume (Tempier, 1987).

La formation du rift Ouest-européen à l'Oligocène (Bergerat, 1985; Hippolyte et al., 1991; Le Pichon et al., 1988; Séranne, 1999) suivie de l'ouverture du bassin Liguro-Provençal à la fin de l'Oligocène (Hippolyte et al., 1993; Mauffret and Gorini, 1996) a conduit à la formation de nombreux bassins extensifs en Provence (Bergerat, 1985; Hippolyte et al., 1993). Ce rifting résulterait d'une réorientation de la direction de convergence de la plaque apulienne par rapport à l'Europe et provoquerait la formation d'un prisme orogénique dans les Alpes (Choukroune et al., 1986; Ford et al., 2006). Le bassin liguro-provençal serait un bassin d'arrière-arc lié à la subduction située au front des Appennins (Lacombe and Jolivet, 2005).

La phase d'extension fin Oligocène a entrainé la dérive du bloc Corso-Sarde jusqu'à la fin du Burdigalien (Gattacceca et al., 2007) où il entrera en collision avec l'Italie pour former la chaine des Appenins. D'un point de vue paléogéographique, les dépôts Miocène peuvent être découpés en grands ensembles distincts , séparés par des surfaces d'érosion majeures (Besson, 2005).

La convergence de l'Afrique et l'Europe se poursuit, provoquant l'avancée du front alpin vers le Nord-Ouest (Figure 1-8). Au Miocène, la déformation s'exprime en domaine cassant dans les Alpes, avec des

chevauchements qui se propagent des domaines internes vers les domaines externes (vers le Nord et l'Ouest).

Contrairement à la Provence occidentale, la Provence orientale n'a pas été réellement affectée par la phase Alpine. De la période Miocène à aujourd'hui la phase alpine n'a laissé que très peu de traces microtectoniques dans la Provence de l'Est, au Sud de la faille de la moyenne Durance (Bestani et al., 2015; Champion et al., 2000; Combes, 1984). .

A la fin du Miocène, la Méditerranée se retrouve isolée de l'océan Atlantique suite à la fermeture du détroit de Gibraltar (Clauzon et al., 1996). L'eau de la mer s'évapore alors, précipitant du gypse et du sel à plus de 1500 m de profondeur (Ryan, 1976). Cet abaissement du niveau marin provoque sur le continent une incision importante du réseau hydrographique formant des canyons pouvant atteindre les 1000 m de profondeur (Clauzon, 1973; Clauzon, 1978). La mer a de nouveau été immergée à 5,32 Ma (Clauzon et al., 1996). Sur le continent, les canyons sont ennoyés, et vont par la suite se combler par les produits d'érosion provenant du démantèlement des reliefs. Cette remise en eau très rapide a sans doute provoqué des remaniements dans les réseaux karstiques existants.

Un volcanisme effusif, dans la région toulonnaise, avec des coulées de basaltes observées jusqu'à la mer suivant la paléo-vallée de la Reppe, est daté à environ 5,45 Millions d'années (Tassy et al., 2014).

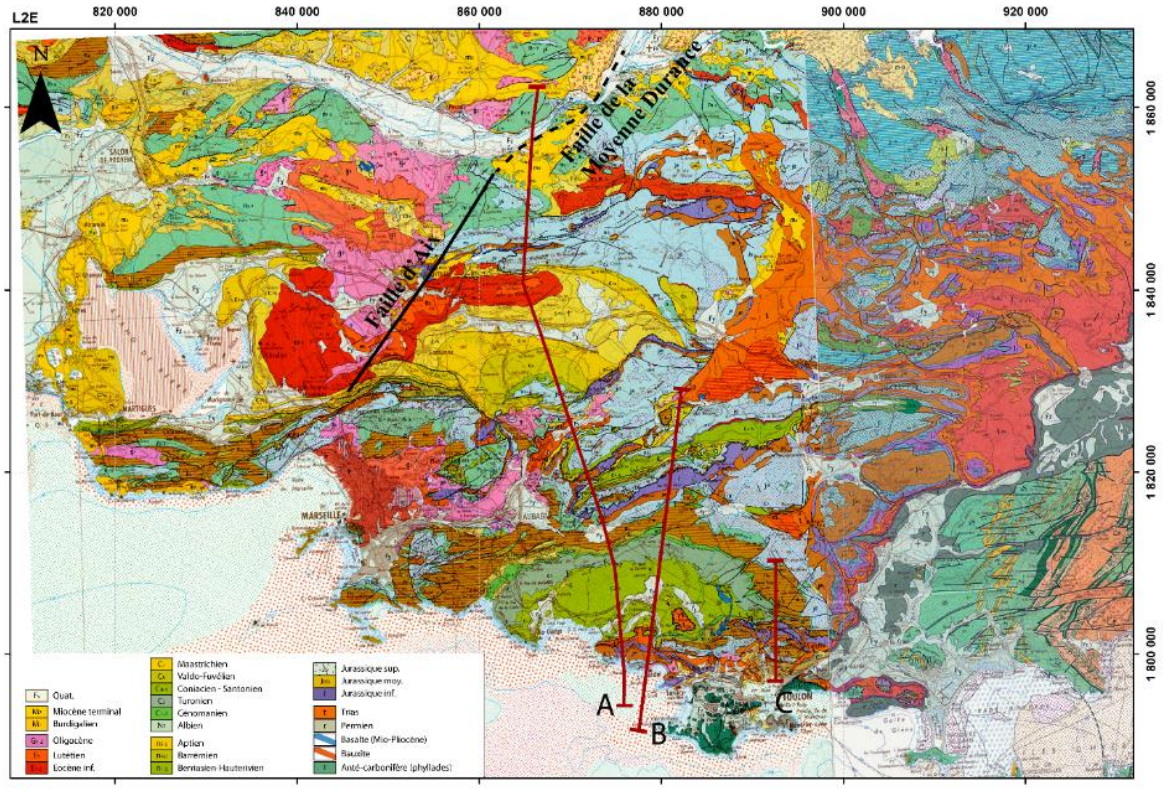


Figure 1-11 Localisation des coupes géologiques majeures. Carte géologique au 1/250000 du BRGM.

Sur la base de données des travaux anciens (Roure and Colletta, 1996; Tempier, 1987) de même que des travaux récents (Andreani et al., 2010; Bestani, 2014; Bestani et al., 2015; Espurt et al., 2012), les auteurs ont montré que la déformation de la couverture sédimentaire actuelle, lors de la compression pyrénéenne, serait contrôlée par des paléo-structures profondes héritées du Paléozoïque (Carbonifère supérieur et Permien), en relation avec le socle cristallin, et réactivées en grande partie lors de la compression Pyrénéo-Provençale. Les principales coupes géologiques construites en Provence (Bestani, 2014; Bestani et al., 2015; Espurt et al., 2012; Gouvernet, 1963; Lacombe and Mouthereau, 2002; Tempier, 1987) mettent en évidence le style structural complexe de la Provence, la tectonique est à la fois de couverture (*thin-skin*) et de socle (*thick-skin*).

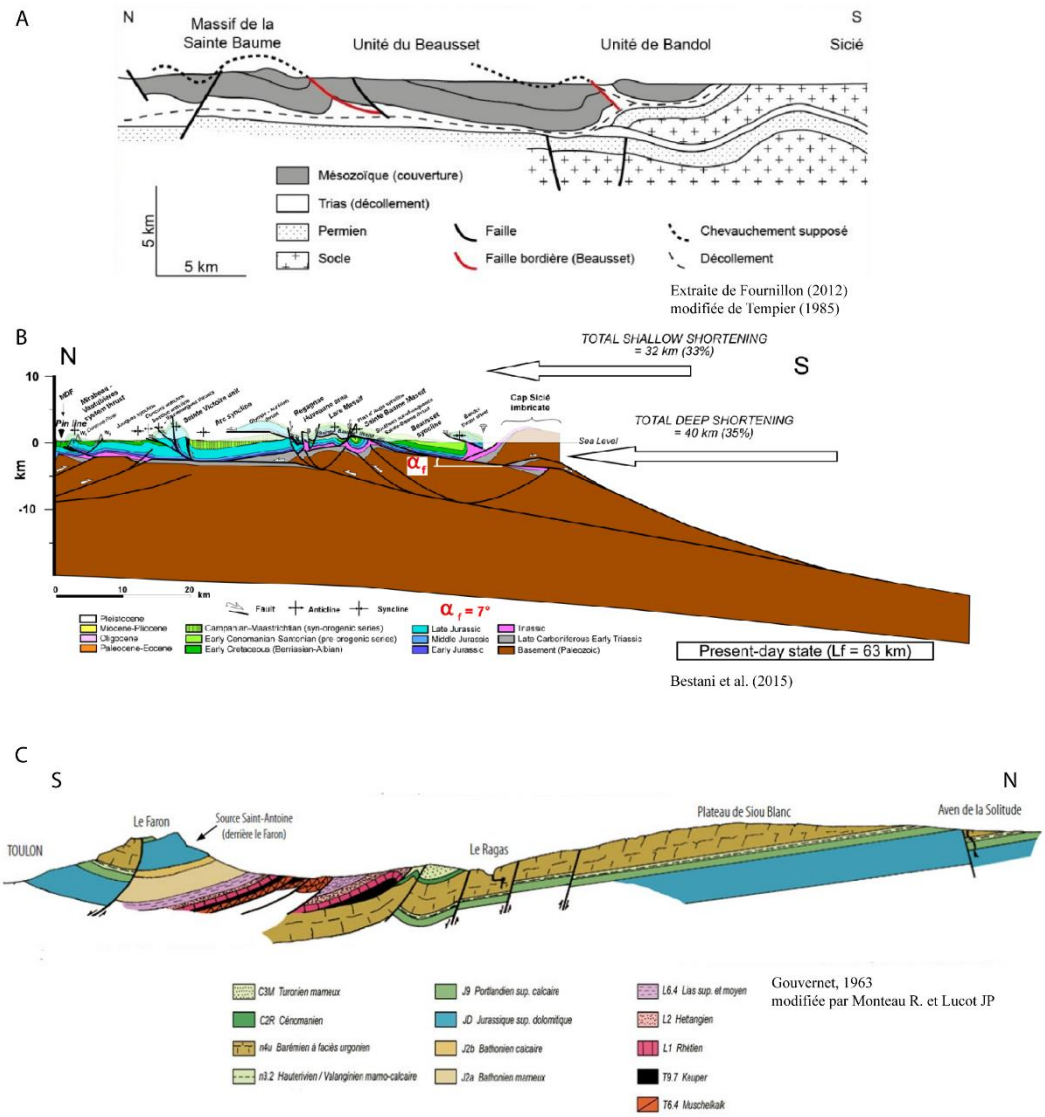


Figure 1-12 Coupes majeures à grande échelle réalisées dans la région (Tempier, 1985 ; Bestani et al. 2015 ; Gouvernet, 1963) localisées sur la Figure 1-11.

3.2 Les formations lithologiques de la région toulonnaise

La carte géologique de la région Toulonnaise est présentée sur la Figure 1-13 à l'échelle 1/50000. Les formations lithologiques du Permien affleurent dans les massifs métamorphiques du Cap Sicié, vers Saint-Mandrier, entre Sanary et Toulon, vers le Cap Garonne et à Carqueiranne. A la base de cette formation, il y a un poudingue à gros éléments de Houiller et de phyllades, puis des grès grossiers et des arkoses alternant avec des niveaux plus fins apparaissent. A l'Est, des coulées de volcanisme (basaltes) sont retrouvées interstratifiées dans les grès et les arkoses. La partie terminale de cette formation montre une alternance de grès arkosiques rouges et de pélites gréseuses ou micacées de teinte violette (Cap Garonne, Figure 1-14A).

Les premières études sur le Trias provençal datent des années 60 avec les travaux de Gouvernet (1963) qui ont permis d'établir une première cartographie et étude structurale de la région toulonnaise. Les travaux de Durand et al. (2011) ont permis d'avoir une étude globale sur le Trias de Provence. Ondicolberry (2015) a réalisé des études détaillées de la sédimentologie du Muschelkalk de la région Toulonnaise, des logs sédimentaires ont été levés afin de voir les différents faciès et environnements de

dépôts. Le Trias affleure principalement en bord de mer. Par la présence de niveau salifère, le Trias a souvent été considéré comme ayant un rôle majeur dans la tectonique provençale (Caron, 1967; Tempier, 1987). Le Trias inférieur est composé de grès et de conglomérats d'origine fluviatile ainsi que d'argiles intercalées avec la présence de niveau salifère. Le Trias moyen, également appelé Muschelkalk, est composé d'une série sédimentaire de grès, marnes, évaporites, dolomies calcaires et dépôts de gypse, d'environ 100 mètres d'épaisseur (Figure 1-14B) (Brocard, 1991). Les roches sont très déformées et fracturées (Figure 1-14C), l'observation de toute la série du Trias est difficile.

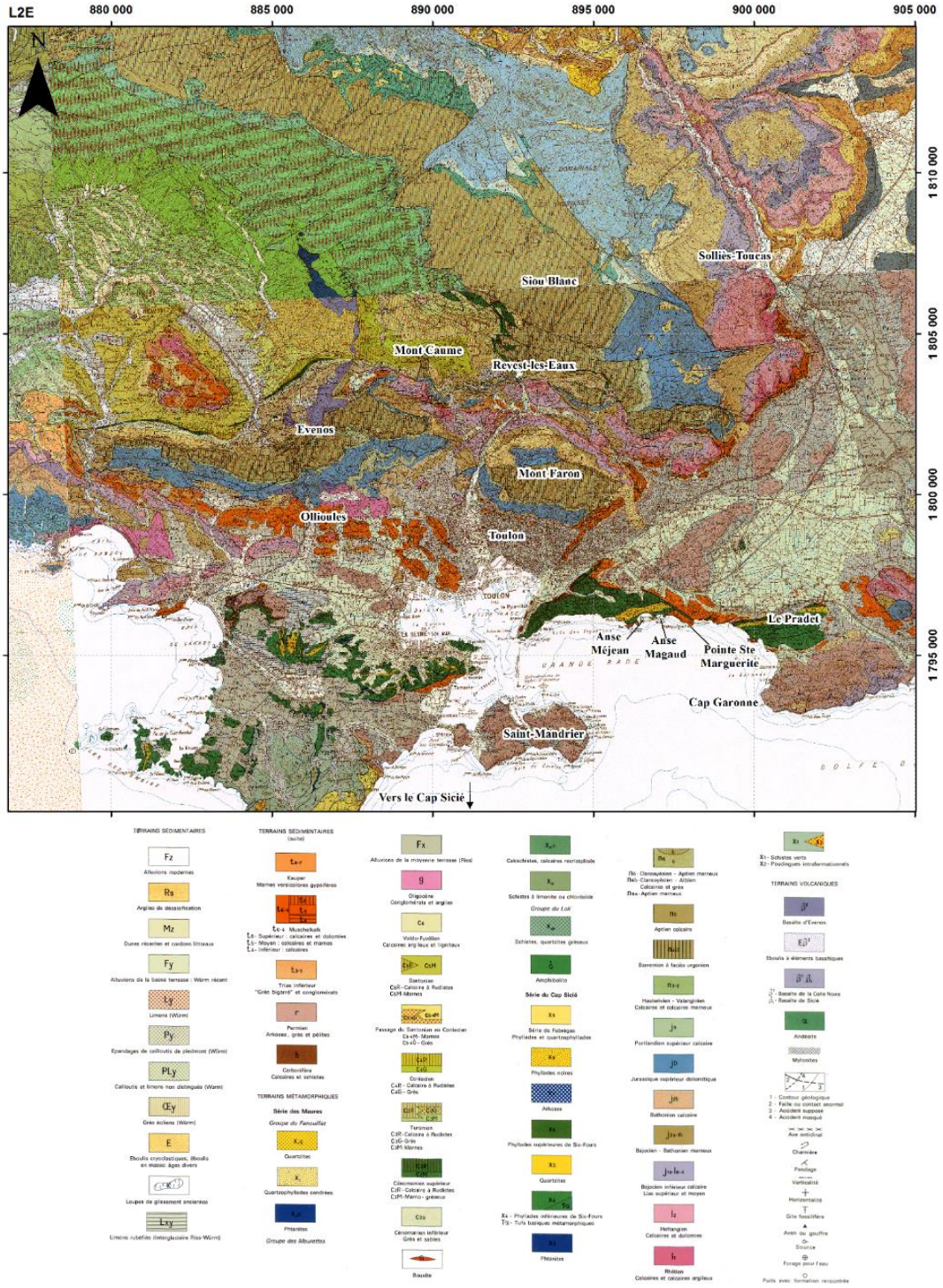


Figure 1-13 Carte géologique au 1/50000 de Toulon du BRGM (n°1064), légende (Gouvernet et al., 1969).

L'Hettangien appartenant au Jurassique inférieur est composé de calcaires dolomitiques et de dolomies blanchâtres ou rosées présentant des intercalations de marnes vertes (Figure 1-14D). Le Bajocien inférieur est principalement caractérisé par des calcaires marneux, des alternances de bancs calcaires et calcaréo-marneux, ainsi que des calcaires à silex. Le Bajocien supérieur et le Bathonien inférieur sont composés d'une puissante série marno-calcaire à intercalations (El Khanchoufi, 1988) de calcaires marneux (Figure 1-14E) atteignant environ 250 à 300 mètres d'épaisseur dans la région Toulonnaise. Le Bathonien supérieur représente une formation calcaire fracturée et karstifiée. Dans les bancs supérieurs, des calcaires oolithiques dominent (Figure 1-25A). Au sommet de cette formation, une dolomitisation se manifeste par des intercalations à structure cristalline très fine puis elle tend à envahir toute la formation. La série du Jurassique supérieur (Figure 1-14F) correspond à 200 à 300 mètres de dolomies (Dalmasso, 2001; Floquet et al., 2007) et se termine avec des calcaires bioclastiques. Les phases de dolomitisation subies par les formations du Jurassique supérieur sont complexes et nombreuses (Gisquet, 2012).

Le Crétacé inférieur débute par le Berriasien (Figure 1-14G) qui montre un faciès relativement uniforme à travers la région de la Basse-Provence, il s'étend sur une quarantaine de mètres dans la région, avec une alternance de calcaires fins et de marnes vertes (Dalmasso, 2001; Virgone, 1997). Entre l'Hauterivien supérieur et l'Aptien inférieur, la formation de faciès Urgonien s'est déposée avec une épaisseur de 300 mètres environ dans la région Toulonnaise (Figure 1-15A et B). Ces calcaires sont des carbonates très peu poreux de plateforme interne de type packstone – grainstone, avec une forte concentration de rudistes (Figure 1-25 D). Ces faciès ne possèdent pas de microporosité, seulement les fractures contribuent à la faible porosité totale, de 0 à 3% (Leonide et al., 2014) (Figure 1-25 E). Il existe des variations d'épaisseurs de plus d'une centaine de mètres pour ce même faciès (Masse, 1976).

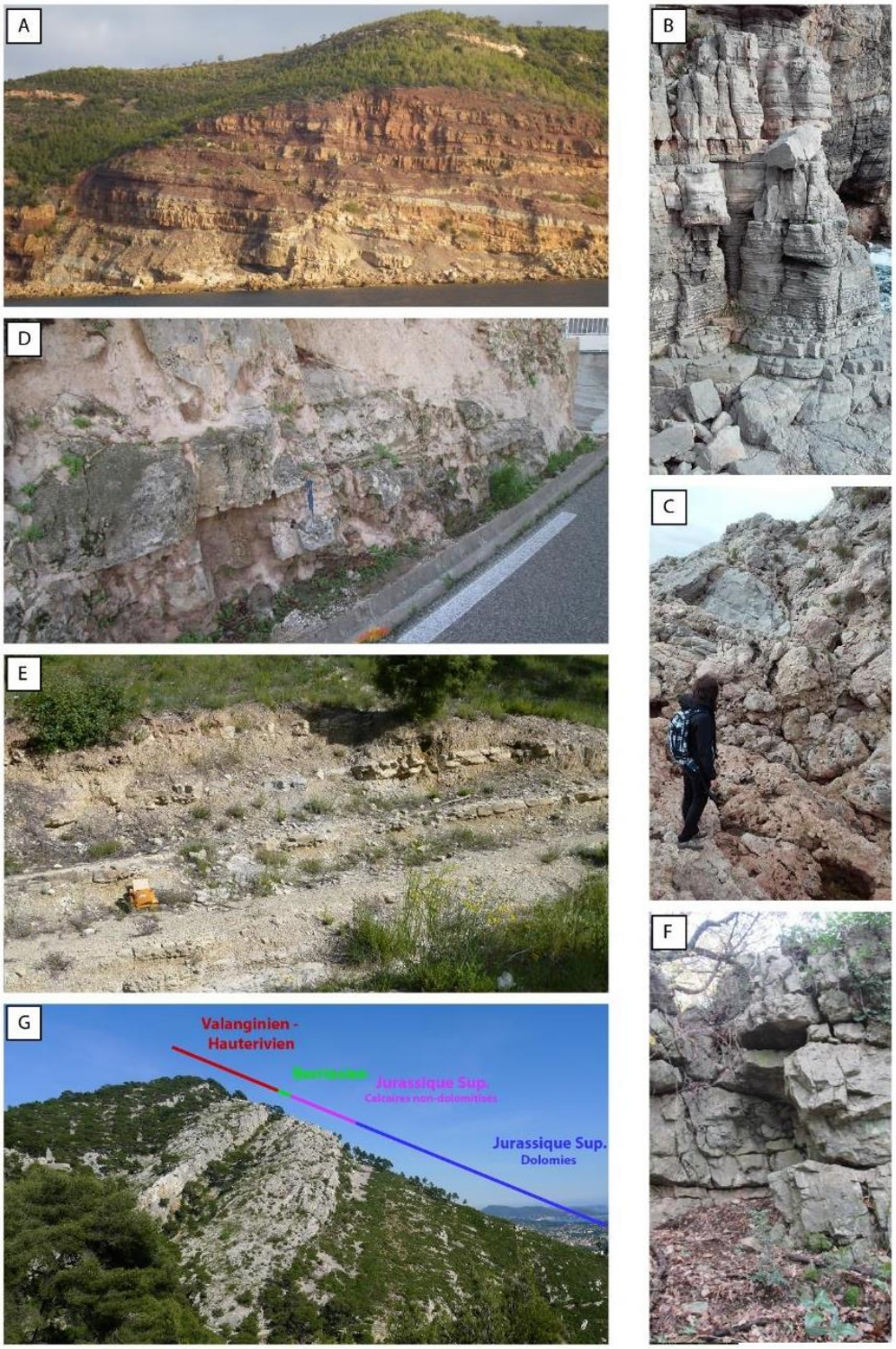


Figure 1-14 Affleurements du Permien au Jurassique supérieur de la région Toulonnaise. (A) Alternance de grès arkosique et de pélites gréseuses (Cap Garonne, Le Pradet). (B) Muschelkalk inférieur et moyen (Falaises de Sainte-Marguerite, La Garde, photo P.Léonide). (C) Méga-brèche de paléo-drain karstique avec une partie de brèche intraformationnelle (entre les Anses Méjean et Magaud, Toulon photo P.Léonide). (D) Dolomies rosées de l'Hettangien (bord de route, Solliès-Toucas). (E) Alternance marno-calcaire du Bajocien (Solliès-Toucas, photo A.Fournillon). (F) Dolomies du Jurassique Supérieur, plateau de Siou-Blanc. (G) Transition entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur (Berriasien), à l'Est du Mont Faron, Toulon.

Dans la région toulonnaise l'Aptien est plutôt marneux, mais peut également se trouver sous la forme de calcaires à silex (Machhour, 1988). Les formations de l'Albien sont présentes au Nord d'Ollioules et Bandol, mais pas à l'Est (Revest-les-Eaux) (Masse, 1976; Philip, 1970). Ces formations albiennes sont principalement des grès glauconieux à silex avec des intercalations de marnes noires. Au Cénomanien inférieur, la sédimentation marneuse devient de plus en plus calcaire, puis gréseuse avec l'influence du Massif Méridional (Cénomanien moyen) (Figure 1-25G). L'épaisseur de cette formation Cénomanienne varie en fonction de la localisation (e.g. Fournillon, 2012).

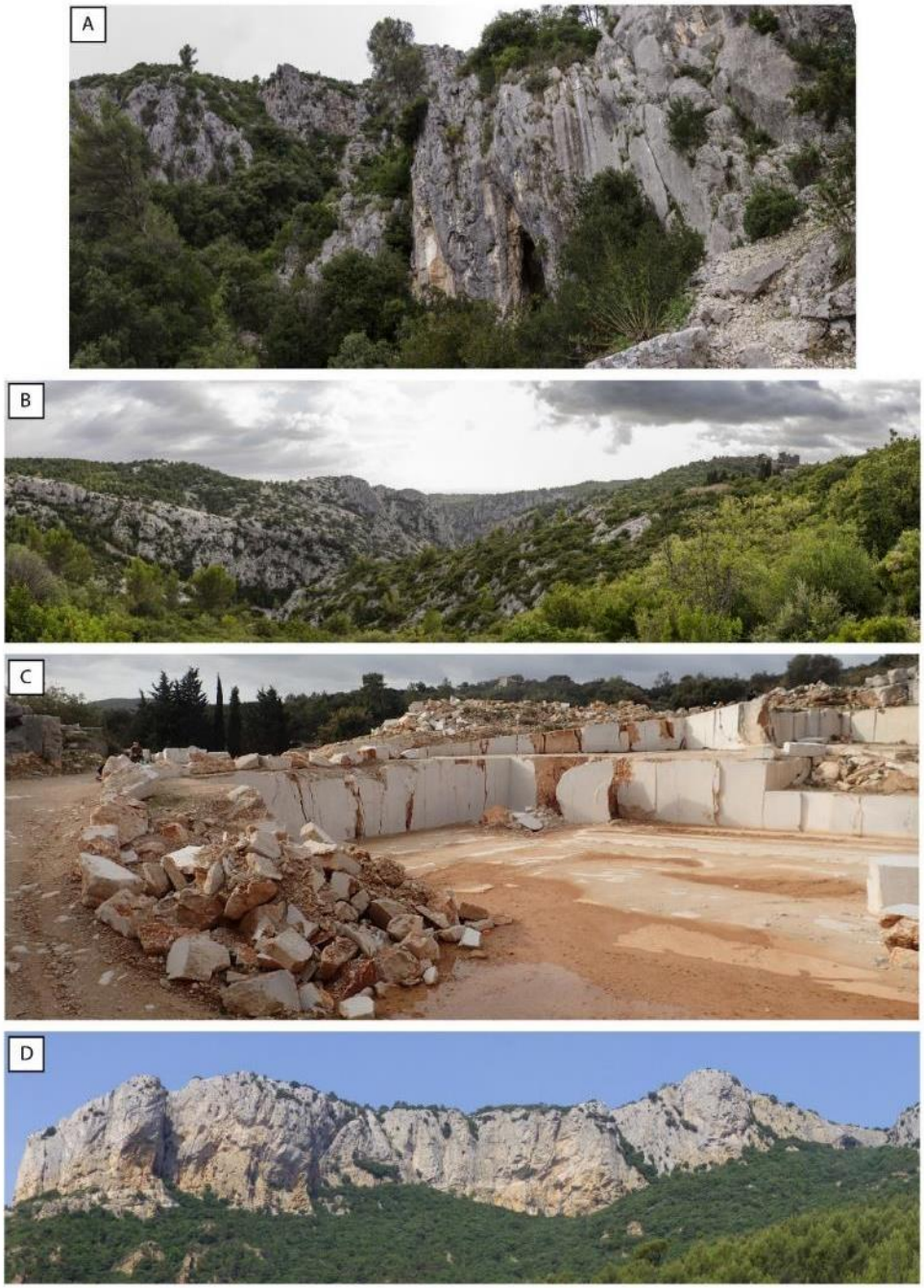


Figure 1-15 Photographies des affleurements du Crétacé inférieur au Crétacé supérieur. (A) Calcaires à faciès Urgonien du Barrémien (Source du Ragas, Dardennes). (B) Paysage karstique des calcaires du Crétacé inférieur (Gorges du Destel, Ollioules). (C) Calcaire du Cénomanien, Crétacé supérieur (Carrière de la Bastide d'Orves, Orves, photo G.Maistre). (D) Grès du Turonien à la base, calcaire à rudistes, puis formation gréseuse du Coniacien (Mont Caume vu depuis le Revest-les-eaux).

Au Cénomanien supérieur, une plateforme carbonatée à rudistes se développe (Figure 1-15C), sujette à de forts apports terrigènes et des phénomènes d'émersion (Hairabian, 2007) (Figure 1-25H). Au Turonien inférieur et moyen, les dépôts sont essentiellement présents dans la partie septentrionale de l'Unité du Beausset. En effet au centre, une discordance permet le dépôt directement du Coniacien sur le Cénomanien. Les dépôts du Turonien sont constitués de calcaires à rudistes de plateforme. Au Turonien supérieur, le Massif Méridional au Sud est marqué par de nombreuses failles syn-sédimentaires avec des phénomènes de re-sédimentation (Hennuy, 2003). La plateforme carbonatée au Nord est toujours en place, les dépôts carbonatés sont d'environ 150 m d'épaisseur. Au Sud, un ensemble de delta se met en place sur les contreforts du Massif Méridional (Floquet et al., 2005; Hennuy, 2003). Au début du Coniacien des re-sédimentations ont lieu puis au Coniacien moyen une importante régression a lieu alors que le bassin poursuit son ouverture. La sédimentation devient plus marneuse sous influence terrigène (Philip, 1970). Ces dépôts, tels que des grès et siltites à matrice calcaire, des calcarénites quartzeuses, sont caractéristiques du secteur central de l'Unité du Beausset où ils affleurent très bien. Au Santonien, le remplissage du bassin et l'arrêt de la transgression va permettre le dépôt de calcaires à rudistes (Grosheny and Philip, 1989; Philip, 1970). Puis après cette sédimentation peu profonde, un dernier épisode marin se met en place avec le dépôt de marnes. Au Santonien supérieur, avec la phase de compression, la mer se retire et sédimentation laguno-saumâtre se met en place (Philip, 1970). Ces dépôts marquent la fin de la sédimentation de l'Unité du Beausset. Le Crétacé supérieur possède une épaisseur entre 300 et 400 mètres.

Aujourd'hui, les orientations principales des failles et linéaments de la région Toulonnaise sont Est-Ouest, N020-060 et N110-140 (Figure 1-16 A). Deux zones importantes de chevauchement du socle Paléozoique sont identifiées vers la Seyne-sur-Mer (Bestani et al., 2015; Tempier, 1987) ainsi qu'en profondeur à Toulon (Quemart and Serratrice, 2000). D'autres zones de chevauchement ont été identifiées au sein du Trias (Caron, 1969; Roure et al., 1992) évoluant en tant que zones de décollement dans les marnes du Callovo-Oxfordien (Roure and Colletta, 1996). La pile sédimentaire représente plus de 2 km de série incluant des calcaires et des dolomies karstifiées, des marnes, des grès et des calcarénites (Figure 1-16 B).

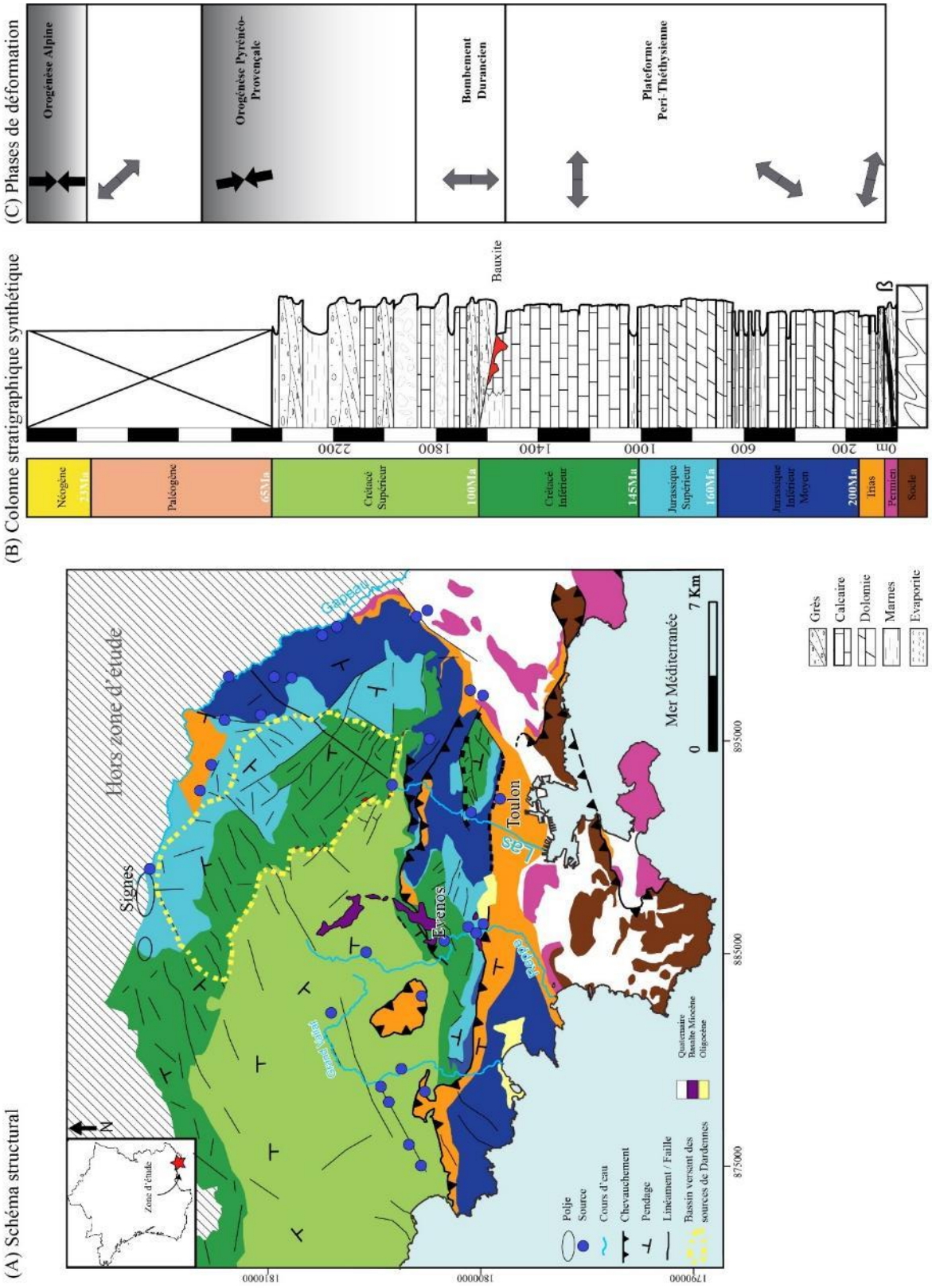


Figure 1-16 (A) Schéma structural de la région toulonnaise. (B) Colonne stratigraphique synthétique. (C) Phases de déformations et paléo-contraintes associées de la Provence.

3.3 Karstification régionale

Du fait de son histoire tectonique complexe, la région toulonnaise a subi plusieurs phases de karstification. La première phase connue s'est produite au Crétacé moyen (Aptien-Albien), lors de l'épisode du « Bombement Durancien » et a provoqué le développement d'une grande surface d'érosion sous climat tropical à travers toute la Provence (Blanc, 1997; Laville, 1981; Rousset, 1969). Cette surface est « scellée » par des dépôts bauxitiques (Laville, 1981). Ces dépôts ne sont présents que dans la partie Est de l'Unité du Beausset, à Evenos et au Revest-les-Eaux où leur épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres d'après les forages. Le karst formé a piégé ces dépôts bauxitiques.

Au Cénomanien-Coniacien, la plateforme carbonatée se situant sur le flanc Sud du « Bombement Durancien » a été soumise à plusieurs phase d'émersion laissant des indices de paléosurfaces karstiques (Floquet et al., 2006; Hennuy, 2003; Matonti, 2015). Au Cénomanien, les plateformes à rudistes situées près du Massif Méridional ont également connu des phases d'émersion avec des dépôts de bauxites (Hairabian, 2007).

Lors de la phase paroxysmale de l'orogénèse Pyrénéo-Provençale, au Paléocène-Eocène, la tectonique compressive a induit la formation des reliefs et l'érosion de la plupart des terrains de la Provence (Nicod et al., 1991). Les réseaux karstiques ont été alors déformés par ces mouvements. De plus, le climat tropical de l'époque a entrainé une corrosion élevée, les cavités ont été colmatées par des argiles et/ou par des sédiments ferrugineux (Blanc, 1997).

De nombreuses surfaces d'aplanissement sont identifiées en Provence, caractérisées par une horizontalité assez marquée d'un point de vue géomorphologique. Ces surfaces affectent les structures Pyrénéo-Provençales formées à l'Eocène Moyen, sans distinction de formations lithologiques. Une surface d'aplanissement Miocène est identifiée en Provence calcaire et cristalline (Cornet, 1966; Nicod, 1967). La mise en place de cette surface serait liée à une phase d'aplanissement du relief succédant à l'orogenèse Pyrénéo-Provençale.

A l'Oligocène, le climat tropical a favorisé de forts taux d'érosion et de dissolution. Les grandes dépressions karstiques de l'Unité du Beausset (polje de Cuges-les-Pins, dépression de Carnoux) se sont formées sur des accidents formés ou réactivés lors des phases extensives des rifts Ouest-Européens. Le réseau hydrographique était alors orienté du Sud vers le Nord (Tassy et al., 2014). Une surface d'érosion s'est mise en place en position haute et a recoupé la surface des bauxites et les chevauchements pyrénéo-provençaux avec un paléo-réseaux hydrographique orienté du sud vers le nord (Blanc, 1997; Cornet, 1966; Nicod, 1967).

Lors de la phase post-rift, du Burdigalien au Pliocène, les écoulements souterrains ont été réorientés du Nord vers le Sud (Coulon, 1967). Le Miocène supérieur a été soumis à la phase de compression alpine avec la formation de chevauchements à vergence Sud en Provence et une réactivation des chevauchements pyrénéens (Combes, 1984; Séranne, 1999). Dans les systèmes karstiques, cela se traduit par des déformations de galeries (Blanc, 1992). Le climat durablement chaud et humide a permis la karstification de la surface d'aplanissement appelée par (Nicod, 1967) la « surface fondamentale » (surface du Camp), avec en surface la formation de poljés, dolines et en sub-surface de grands réseaux horizontaux actuellement suspendus (Blanc, 1997).

Les variations du niveau de la mer Méditerranée ont joué un rôle important dans la karstification des carbonates. Audra et al. (2004) et (Mocochain et al., 2009) ont montré que pendant le Messinien, le niveau marin a diminué fortement conditionnant des drainages profonds des aquifères carbonatés à travers le développement d'importants conduits karstiques qui sont actuellement noyés. L'époque du Messinien (5,9 à 5,3 Ma) est caractérisée par une importante régression d'environ 1500 à 2000 mètres de la Méditerranée avec des dépôts d'évaporites (Clauzon et al., 2005; Rouchy and Caruso, 2006). Lors de la remonté du niveau de la mer, au Pliocène, certains karst se sont formés avec des écoulements ascendants. Ces conduits sont nommés « per ascensum » ou « puits-cheminée » (Mocochain et al., 2006).

4. Méthodologie et données disponibles

L'origine et le développement des réseaux karstiques dépendent de la lithologie, de l'histoire géomorphologique ainsi que des propriétés pétrophysiques des roches encaissantes (Palmer, 1991). Le faciès, la taille des grains ainsi que la texture des carbonates ont un impact sur le processus de dissolution des roches. Si les grains sont de petite taille, le phénomène de dissolution sera plus important du fait d'une surface efficace plus grande (Ford and Williams, 2007; Walter and Morse, 1984). Plusieurs études ont déterminé que les roches micritiques ou biomicritiques, possédant des cristaux de calcite supérieurs à 40 µm sont les roches les plus solubles, et que cette solubilité décroit si la sparite (cristaux de calcite supérieure à 63 µm) devient supérieure à 40-50% de la roche totale (Maire, 1990; Sweeting and Sweeting, 1969). A grande échelle, les plans de stratification, les failles et les fractures accueillent et guident la majeure partie des conduits karstiques (Ford and Williams, 2007). Différents auteurs supposent que les cavités se développent le long de certains plans de stratification de la série carbonatée, en se basant sur le contexte géologique associé aux cavités (Filipponi et al., 2009; Lowe, 1992; Palmer, 1975). Ceci suppose que les premières phases de la formation des systèmes karstiques s'initient préférentiellement dans certains niveaux, particulièrement le long d'horizons favorables à la karstification selon des caractéristiques physiques, chimiques ou lithologiques de la roche.

Le rôle des structures tectoniques dans le développement d'un réservoir karstique a été étudié depuis plusieurs années (Ford et al., 2000; Palmer, 1989; 1991). Cependant ce n'est pas évident d'identifier les structures favorisant une forte karstification. A l'échelle régionale, les structures tectoniques influencent l'écoulement des eaux souterraines, jouant le rôle de barrière, de drain ou de complexe conduit-barrière (Bense et al., 2013; Caine et al., 1996; Matonti et al., 2012). Les zones de failles représentent des zones d'écoulements préférentiels de l'eau souterraine du fait de la présence de rugosités générant des ouvertures plus importantes ou de la présence de matériel broyé (brèche, cataclasite) ayant une perméabilité plus élevée. Il est maintenant admis qu'une faille n'est pas un simple plan mais représente un volume de roche avec différentes structures de déformation (Faulkner et al., 2010; Gudmundsson et al., 2001). Dans une zone de faille, un gradient d'intensité de déformation apparait depuis la bordure de la faille jusqu'à son centre. En effet, une zone de faille est schématiquement définie par trois parties: la zone de cœur, la zone d'endommagement et la roche non-déformée. La zone de cœur est la partie où il y a le plus de déformations et de déplacement. Elle est généralement composée de fragments peu cohésifs comme des brèches (Chester and Logan, 1986; Kim and Sanderson, 2005). La zone d'endommagement est caractérisée par une intense fracturation avec potentiellement des zones dilatantes dues au cisaillement le long des fractures. L'épaisseur d'une zone de faille est fonction de son déplacement (Faulkner et al., 2010; Micarelli et al., 2006; Vermilye and Scholz, 1998). C'est une information importante car la zone endommagée très fracturée, constitue une zone préférentielle pour l'écoulement et le développement de conduits karstiques. Lorsque le déplacement de la faille est élevé (>100 m), l'épaisseur de la zone de faille diminue.

4.1 Diagnostic karstologique

Le diagnostic karstologique de la région d'étude a été réalisé dans le cadre du projet « Dardennes » avec une approche géomorphologique sur photographies aériennes et par des missions de terrain de l'entreprise CENOTE. Les missions de terrain ont consisté à établir des liens entre l'histoire géologique (sédimentologique et tectonique) et les phases de karstification et à répertorier les formes karstiques présentes grâce à :

- une cartographie des phénomènes karstiques ;
- une détermination et une typologie des phénomènes karstiques rencontrés,
- une identification des phases de karstification successives,

- une analyse spatiale et une chronologie relative des systèmes karstiques successifs.

L'étude karstologique s'appuie sur des inventaires de cavités, des comptes rendus d'exploration spéléologiques et les études antérieures (Blanc, 2001a; b; Jouves, 2011; Tassy et al., 2014).

4.1 Porosités des roches de la région Toulonnaise

La porosité d'un matériau repose sur la caractérisation du volume apparent (V_{app}), de son volume de grains V_{gr} et de pores V_p dont dérive la porosité, où :

$$V_p = V_{app} - V_{gr} \qquad (1.2)$$

Dans ce travail, c'est la porosité connectée qui est calculée. La stratégie d'échantillonnage pour la porosité des roches a été de prélever toute la série stratigraphique, représentant l'aquifère des sources de Dardennes. Afin de mesurer la porosité des échantillons de roche, des plugs cylindriques, échantillons de 1 pouce (2,54 cm) de diamètre, ont été réalisés. Les échantillons prélevés lors de la campagne de terrain de géochimie isotopique entre Solliès-Toucas et Siou Blanc, sont les même échantillons que pour les mesures de porosité.

Certaines roches étaient trop fracturées, karstifiées ou encore trop marneuses pour réaliser les plugs.Sur les 45 échantillons prélevés seulement 24 ne se sont pas fracturés ou cassés lors de cette manipulation.

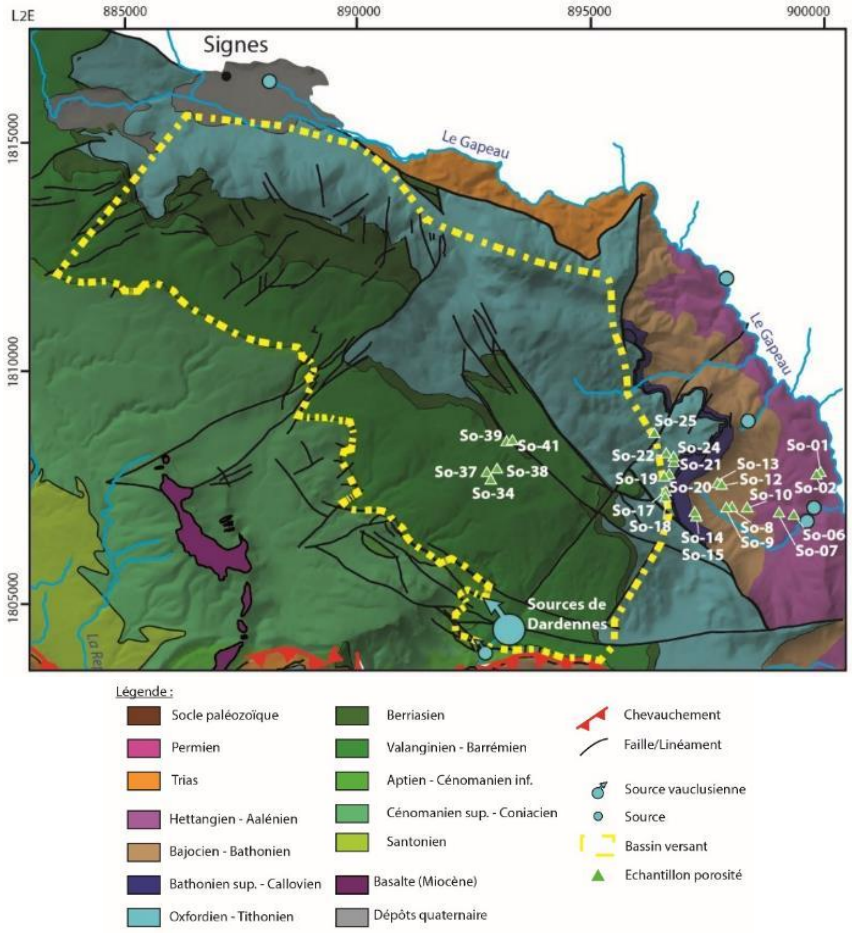


Figure 1-17 Localisation des échantillons de porosité selon les formations géologiques en amont des sources de Dardennes

4.1.1 **Porosité à l'hélium**

Ces mesures de porosité ont été réalisées avec un porosimètre à l'hélium au laboratoire CEREGE (Figure 1-18). Les plugs sont passés à l'étuve à 70°C pendant 48 heures afin d'enlever l'eau éventuellement présente dans le réseau de pores, avant chaque mesure. Les plugs ne présentent pas tous le même volume exactement, ceci est dû à la roche (fractures, fissures…) lors de la réalisation des plugs. Le volume exact de l'échantillon doit être connu pour ces mesures de porosité à l'hélium. Ces imperfections entrainent une incertitude sur le volume exact mesuré de l'échantillon. Si le volume n'est pas « parfait » (1 pouce de diamètre et de hauteur), alors les mesures seront incertaines. L'incertitude sur tous les échantillons est calculée ici sur l'ensemble des échantillons :

$$Erreur = \frac{V_{max} - \Delta V}{V_{max}} \quad (1.3)$$

Avec V_{max}, le volume maximal mesuré sur les échantillons, ΔV l'écart entre V_{max} et le volume minimum mesuré sur les échantillons.

L'erreur calculée est alors de 0,9% sur tous les échantillons. Elle peut augmenter très rapidement s'il manque une partie de l'échantillon

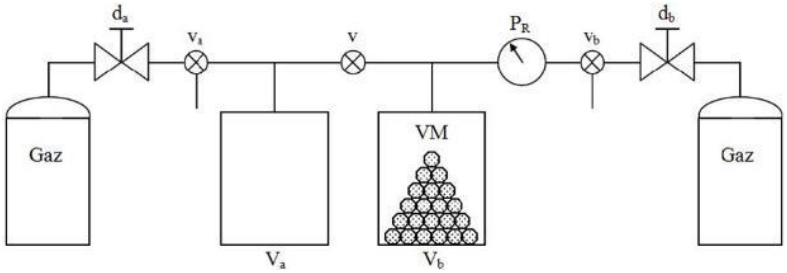


Figure 1-18 Schéma du principe d'un porosimètre à hélium extrait de Profice (2014)

La vanne v étant fermée, l'échantillon est introduit dans la chambre de volume V_b dont la pression est ensuite stabilisée à la consigne P_b (égale à la pression atmosphérique P_{atm} généralement) tandis que la pression dans la chambre de volume V_a est incrémentée à la consigne P_a supérieure à P_b en y comprimant l'hélium. Une fois les précédentes opérations terminées, la vanne v est ouverte avant de libérer le gaz dans le volume VM de la cellule V_b. La pression finale P_f est relevée en condition d'équilibre thermodynamique. Sous réserve que le volume propre à chaque réservoir soit connu, le volume V_{gr} est calculé grâce à son expression :

$$V_{gr} = \frac{V_b(P_b - P_f) + V_a(P_a - P_f)}{P_a - P_f} \quad (1.4)$$

Puis une estimation de la porosité ϕ est obtenue :

$$\phi = \frac{V_p}{V_{app}} = \frac{V_{app} - V_{gr}}{V_{app}} \quad (1.5)$$

4.1.2 **Porosité à l'eau**

Les valeurs de porosité à l'eau ont été mesurées grâce à la méthode du triple poids (American Petroleum Institute, 1998), au laboratoire du CEREGE, qui donne le volume de pore connectés. La masse de l'échantillon est mesurée lorsque celui-ci a été bien séché à 70°C à l'étuve pendant 48 heures, puis il est plongé dans l'eau pendant 48 heures afin d'être saturé. La masse de l'échantillon saturé en eau est alors comparée à la masse de l'échantillon sec. La différence de poids divisée par la densité de l'eau donne alors le volume de pores.

4.2 Signature géochimique des roches carbonates

Les rapports isotopiques des isotopes stables de l'oxygène et du carbone ont été largement utilisés pour reconstruire des environnements de dépôts et diagénétiques dans les roches sédimentaires (Brand and Veizer, 1980; Gisquet, 2012; Leonide et al., 2014; Swart, 2015).

Les utilisations les plus importantes des rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone sont la reconstitution des paléotempératures et l'origine des fluides diagénétiques à partir desquels précipitent les ciments: l'oxygène sert à estimer la température et la nature des fluides originels, le carbone est sensible aux changements de type de végétation et à la maturation de la matière organique lors de l'enfouissement.

L'oxygène se présente sous la forme de trois isotopes stables: ^{16}O = 99,763%; ^{17}O = 0,0375%, et ^{18}O = 0,1995%. Compte tenu de ces proportions, ^{16}O et ^{18}O sont les deux isotopes utilisés. Le carbone possède deux isotopes stables : ^{12}C (98,89%) et le ^{13}C (1,11%).

Le principe de la géochimie isotopique se base sur le fractionnement entre différents isotopes d'un même élément lors de changements physico-chimiques. Ce fractionnement peut être dû à la composition initiale du fluide ou à la température lors de la précipitation du minéral. Le fractionnement isotopique est exprimé par la variation δ (en ‰) du rapport R (d'un isotope lourd sur un isotope léger) le plus abondant par rapport à un standard :

$$\delta = \left(\frac{R_{ECH} - R_{STD}}{R_{STD}} - 1\right) \times 1000 \qquad (1.6)$$

Les valeurs isotopiques, exprimées en «pour mille», peuvent être positives ou négatives. Les valeurs obtenues sont exprimées par rapport à la valeur de référence PDB (Pee Dee Belemnite, US Crétacé).

Pour l'oxygène, l'analyse consiste à donner le rapport (δ) de ^{18}O par rapport au ^{16}O. Les valeurs de $\delta^{18}O$ des carbonates sont contrôlées par : (i) la température de formation (Friedman and O'Neil, 1977; Tremaine et al., 2011; Urey, 1947) ; (ii) la valeur de $\delta^{18}O$ des précipitations (Epstein and Mayeda, 1953; Urey, 1947); (iii) la minéralogie (Emrich et al., 1970; Tarutani et al., 1969); (iv) le pH de la solution (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001) ; et (v) des effets cinétiques qui se sont manifestés lors du processus de précipitation (McConnaughey, 2003). Comparées aux fluides météoriques, les eaux marines ont des valeurs plus positives de $\delta^{18}O$ et lors de l'évaporation les masses d'eau deviennent plus enrichies en ^{18}O. La valeur finale de ^{18}O d'un fluide d'évaporation est liée à l'humidité relative de l'atmosphère, à la température d'évaporation, au ^{18}O de la valeur d'eau et à la composition chimique initiale du fluide (Swart, 2015). Le $\delta^{18}O$ est ainsi un indicateur de salinité des eaux et de température. Le $\delta^{18}O$ peut être utilisé comme paléo-thermomètre du fait du fractionnement isotopique lors de la cristallisation influencée par la température de fluides (Kaufmann, 1997). Une diminution de $\delta^{18}O$ obtenue dans la roche totale correspond à une forte influence météorique lors de l'enfouissement.

Pour le carbone, l'analyse consiste à donner le rapport (δ) de ^{13}C par rapport à ^{12}C. Les valeurs de $\delta^{13}C$ sont contrôlées par : (i) les valeurs de $\delta^{13}C$ de carbone inorganique dissous (Mook, 1968) ; (ii) le pH de la précipitation (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001) ; (iii) la vitesse de précipitation (McConnaughey, 2003) ; (iv) la minéralogie (Emrich et al., 1970) ; et par la température (Emrich et al., 1970). Il est plus difficile de contraindre les processus induisant le fractionnement du carbone. En effet, si les valeurs d'oxygène sont dues à des mécanismes d'évaporation, de condensation, de solidification et de stockage, le carbone sera pour sa part tributaire de processus complexes de transformation de la matière organique selon deux importants réservoirs de carbone: la matière organique et les carbonates sédimentaires.

Dans le cadre de ce travail de doctorat, des analyses isotopiques sur la roche totale ou *bulk* ont été réalisées. Elles ne concernent que le carbone et l'oxygène minéral du CO_2 de $CaCO_3$. L'analyse sur roche totale signifie «analyse globale», à la fois des isotopes de la matrice calcaire et des éléments calcaires (dont des bioclastes) présents à l'intérieur de celle-ci. Dans le cadre de cette thèse, une base de données des valeurs isotopiques de la région toulonnaise a été constituée, issues de la littérature dont 125 valeurs isotopiques mesurées par Floquet et al. (2013) et 326 mesurées par Ondicolberry (2015). Afin de compléter cette base de données, d'autres valeurs ont été mesurées sur des échantillons de roche provenant de deux campagnes de terrain réalisées lors de cette thèse (Mont Faron à Toulon, 33 échantillons et vers Solliès-Pont et Siou-Blanc, 45 échantillons), et de cuttings de forage déjà existants dont 5 échantillons de Léonide (2007) et 6 échantillons de HGM (2013). Sur ces derniers 89 échantillons, entre 70 et 120 µg de poudre ont été prélevés sur chaque échantillon à l'aide d'une micro-forreuse (Dremel). Les poudres sont mises en réaction avec 2 ml d'acide orthophosphorique (H_3PO_4) sursaturé à une température de 70°C pendant 5 heures, dans une atmosphère composée d'hélium.

Les analyses isotopiques de cette thèse ont été réalisées en partie au laboratoire de l'université d'Amsterdam par Suzan Verdegaal-Warmerdam et au laboratoire du CEREGE à l'aide de Corinne Sonzogni et Laurence Vidal.

La base de données est alors composée de 540 données de $\delta^{13}C$ et de $\delta^{18}O$ dans la région Toulonnaise (Tableau 1-1). Les différents lieux de prélèvement sont représentés sur une carte en Annexe 1.

Tableau 1-1 Synthèse des données géochimiques disponibles sur la région Toulonnaise

Nombre échantillons	Age	Lieu	Référence	Laboratoire d'analyse
125	Crétacé inférieur à Crétacé supérieur	Bastide Blanche, plateau du Castellet, Var	(Floquet et al., 2013)	GeoZentrum Nuremberg
6	Crétacé supérieur	Le Revest-les-Eaux	(HGM, 2013)	University of Amsterdam
33	Jurassique supérieur à Crétacé inférieur	Mont Faron, Toulon	Thèse C.Baudement (2017)	University of Amsterdam
45	Jurassique inférieur à Crétacé inférieur	Solliès Pont Siou-Blanc	Thèse C.Baudement (2017)	CEREGE (Aix Marseille Université)
5	Jurassique inférieur	Baudouvin, La Valette du Var	Leonide (2007)	University of Amsterdam
326	Trias	Carrière Est Faron, Toulon	Ondicolberry (2015)	University of Amsterdam

Toutes les mesures géochimiques ne sont pas étudiées, en raison d'un trop grand nombre concernant les carbonates d'âge Triasique. Les données issues des carbonates du Trias présentées ici (73 échantillons) concernent les secteurs d'étude de l'Est du Mont Faron, de l'Anse Méjean/Magaud, Falaises Sainte-Marguerite, Anse des Bonnettes vers les villes de La Garde et Toulon. Elles ont été prélevées en bord de mer et sont disponibles en Annexe 1 (Ondicolberry, 2015). Ces 326 prélèvements au total sur des carbonates du Trias ont été réalisés dans le but d'études sédimentologique et géochimique très fines (prélèvements tous les 20 cm sur les affleurements). Dans ce manuscrit, seulement une partie sera présentée afin de ne pas trop surcharger les données concernant une seule formation lithologique.

4.3 Coupes équilibrées pour l'évaluation des structures profondes régionales

La méthode des coupes équilibrées est une interprétation des connaissances et des relevés géologiques de terrain. L'idéal est d'utiliser cette méthode avec des données sismiques, qui apportent des connaissances en profondeur sur les limites des formations géologiques. Dans l'Unité du Beausset, la construction de ces coupes structurales est plutôt incertaine en raison du manque de données de subsurface et de la complexité géologique liée à l'histoire tectonique héritée. La région toulonnaise n'a pas fait l'objet d'étude sismique. Il est alors nécessaire d'effectuer des relevés de terrain précis afin de caractériser les limites des formations géologiques en surface ainsi que les failles le long des tracés des coupes.

Les coupes équilibrées sont basées sur le principe de conservation des masses (Dahlstrom, 1969) : l'état initial avant la déformation peut être retrouvé à partir de l'état déformé actuel. La construction est basée sur deux hypothèses importantes :

- les plis sont parallèles, ce qui implique une épaisseur constante des couches stratigraphiques localement
- leur axe correspond à une charnière séparant deux domaines de pendage constant.

Cette méthode des coupes équilibrées permet de réduire les incertitudes des géométries de subsurface à partir de données d'affleurements de surface (Judge and Allmendinger, 2011). Elle a pour objectif de produire des modèles géologiques probables de structures selon des contraintes et des hypothèses, un même jeu de données peut avoir plusieurs modèles (Suppe, 1983). La construction de ces coupes présente deux styles de plis (Figure 1-19).

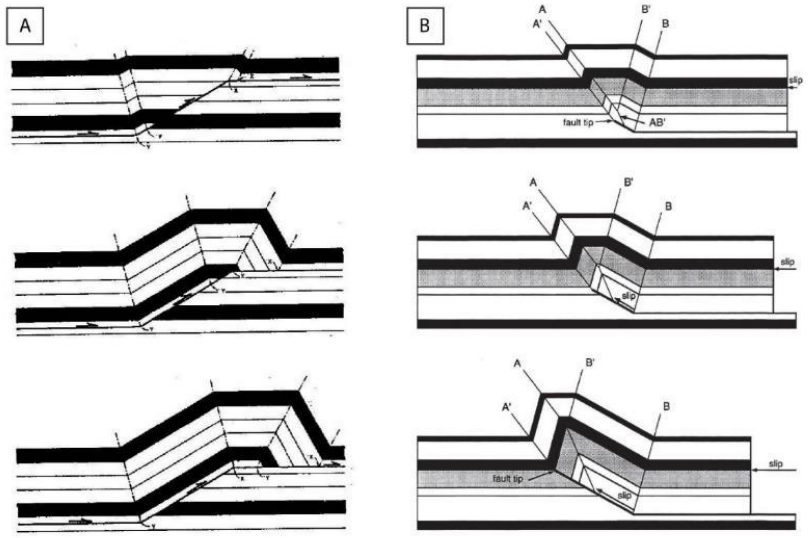


Figure 1-19 Cinématique des plis structuraux (A) pli flexural (Suppe, 1983) et (B) pli de propagation (Suppe and Medwedeff, 1990)

Les plis flexuraux (Figure 1-19A) sont caractérisés par une symétrie importante : les angles de charnières sont conservés tout au long de leur formation et la rampe traverse toute la pile sédimentaire jusqu'à un niveau de décollement. Les plis de propagations (Figure 1-19B) sont quant à eux très dissymétriques, les angles ne sont pas conservés. La coupe structurale doit être « rétro-déformable », c'est-à-dire que les volumes avant et après la déformation tectonique doivent être identiques. Dans ce travail, la restauration des coupes n'a pas été effectuée, il existe de nombreuses failles en décrochement ayant joué pendant les périodes de déformation tectoniques principales. Cela impliquerait des pertes de matières latéralement et les coupes ne peuvent donc pas être équilibrées correctement. Pour ces coupes géologiques de la région Toulonnaise, il a été fait le choix de ne conserver que l'approche de construction géométrique.

Les principales coupes construites en Provence (Bestani, 2014; Bestani et al., 2015; Espurt et al., 2012; Guyonnet-Benaize et al., 2010; Lacombe and Jolivet, 2005; Molliex et al., 2011; Roure and Colletta, 1996; Tempier, 1987) montrent le style structural provençal dominé par une tectonique mixte à la fois de couverture (*thin-skin*) et de socle (*thick-skin*). Des travaux tels que Andreani et al. (2010), Bestani et al. (2015), Espurt et al. (2012) ont montré que la déformation de la couverture sédimentaire, lors de la compression pyrénéenne, est contrôlée par des paléo-structures profondes héritées du Paléozoïque (Carbonifère supérieur et Permien), connectées avec le socle cristallin, et réactivées en grande partie lors de la compression pyrénéo-provençale.

La construction des coupes a été faite avec des hypothèses de décollement dans le socle (Bestani et al., 2015) ainsi que dans le Trias (Caron, 1967; 1969). Cela implique des niveaux de décollement à la base de la pile sédimentaire. Les failles syn-sédimentaires ne sont pas prises en compte. La construction de ces coupes est réalisées avec parcimonie, et ne doit pas inclure trop de déformations, afin d'obtenir une géométrie relativement simple.

A l'échelle régionale, deux coupes équilibrée Nord-Sud sont construites afin de recouper entièrement la zone d'étude. Dans ce travail les données suivantes sont utilisées afin de contraindre les coupes équilibrées :

- Carte géologique au 1/50000 (Gouvernet et al., 1969) pour les limites stratigraphiques et les linéaments/failles
- Les données de géologie issues des travaux de construction des tunnels sous la ville de Toulon (Quemart and Serratrice, 2000) pour les limites verticales des horizons stratigraphiques et les failles
- Des relevés de terrain pour les directions et pendages des failles et des horizons stratigraphiques ainsi que la construction d'un log régional synthétique pour les épaisseurs stratigraphiques des unités
-

Les coupes équilibrées doivent recouper un maximum de structures tectoniques perpendiculairement. Deux coupes équilibrées sont alors construites en recoupant l'intégralité de la zone d'étude, selon une direction Nord-Sud (Figure 1-20):

- la coupe A-B : le point A est situé sur la pointe sud de la ville de Toulon et le point B à Méounes-lès-Montrieux.
- la coupe C-D : le point C est situé à Six-Fours-les-Plages et le point D à Signes.

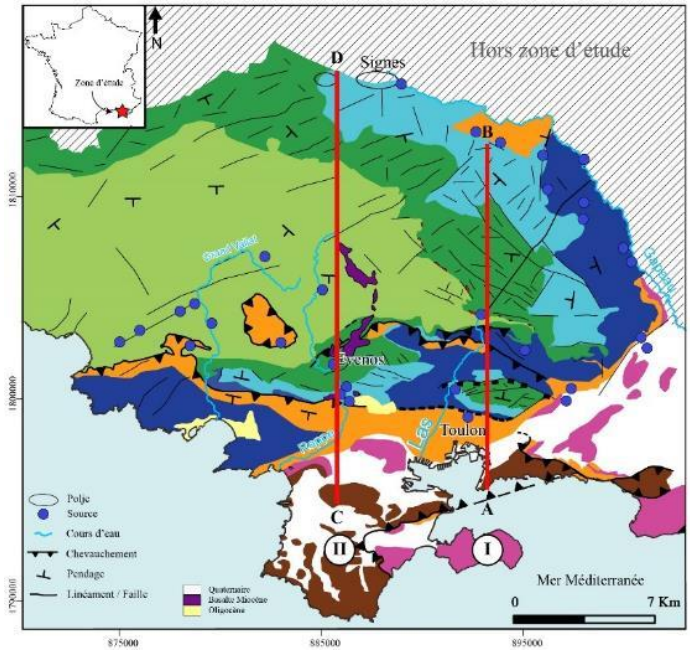


Figure 1-20 Localisation des tracés des coupes équilibrées.

4.4 Analyses microtectoniques dans différents domaines structuraux

Des affleurements clefs ont été étudiés (Tableau 1-2 et Figure 1-21) dans des domaines structuraux différents. Ceci afin d'observer les grands évènements tectoniques qui ont pu les affecter. Les phases tectoniques ont déterminé des états successifs où se sont manifestées des contraintes triaxiales appliquées au massif rocheux. Les mouvements peuvent être compressifs ou distensifs. Chaque phase tectonique imprime un nouveau réseau de failles et/ou fractures ou réutilise un réseau préexistant correspondant à un état de contrainte antérieur.

Les failles majeures des stations structurales ont été relevées sur le terrain : mesure de l'azimut du plan, de l'angle de pendage en degré et l'orientation de ce pendage. Lorsque cela était possible, les mouvements des failles sont indiqués : normal, inverse, décrochement (avec pitch ou non). Les analyses microstructurales réalisées sur des roches de lithologies et d'âge différents vont permettre de connaitre les événements tectoniques locaux et régionaux et de trouver une chronologie relative. De plus, nous voulons déterminer si toute la série stratigraphique a été affectée par les mêmes contraintes tectoniques.

Tableau 1-2 Coordonnées géographiques en Lambert II étendu des stations structurales étudiées.

n° Station	Station	X	Y	Z
1	Carrière Bastide d'Orves	890023,04	1806408,15	405
2	Dardennes	892973,34	1804337,59	149
3	Carrière Malvallon	891304,07	1803204,82	248
4	Carrière Ouest Faron	892281,80	1800065,21	175
5	Carrière Est Faron	895090,36	1799087,58	129
6	Ste Marguerite	896901,22	1796114,20	3

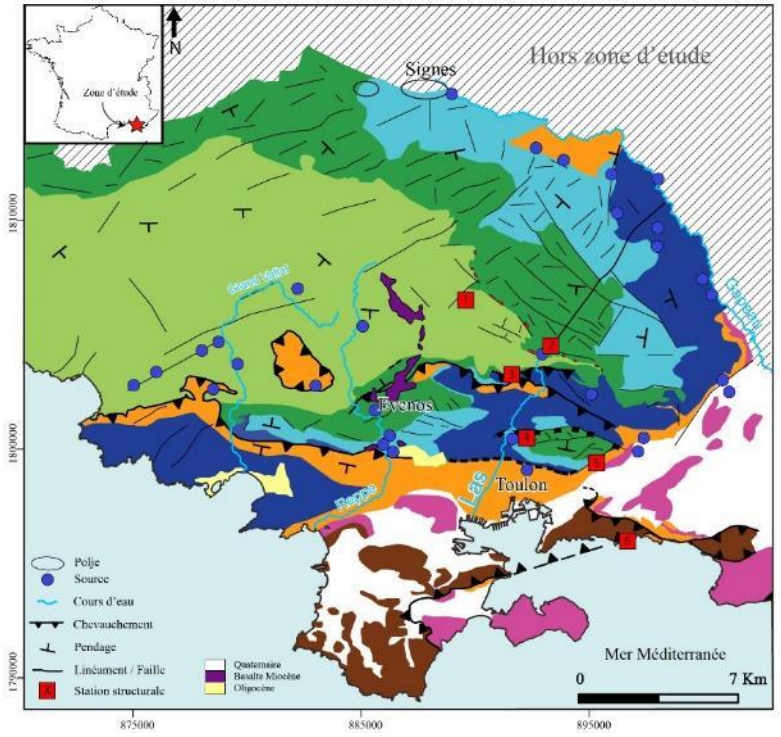


Figure 1-21 Localisation des stations structurales étudiées

5. Résultats & interprétations

5.1 Karstologie de la région Toulonnaise

Selon des observations de terrains, la recharge de l'aquifère peut avoir lieu directement dans la zone non saturée grâce à des lapiez (Figure 1-23 A), à des dépressions karstiques telles que des poljés ou des dolines (Figure 1-23 B), et grâce à des avens (Figure 1-23 C.D.E). De nombreuses surfaces planes liées au système karstique sont localisées sur le plateau karstique de Siou Blanc (com. pers. Camus & Jouves.). L'ensemble des informations alimente une cartographie de synthèse expliquant la nature et l'extension des surfaces karstiques, ainsi que les modalités d'infiltration et de recharge de l'aquifère. Ces informations sont présentées dans la thèse de Jouves (2018) dont les résultats principaux sont résumés ici.

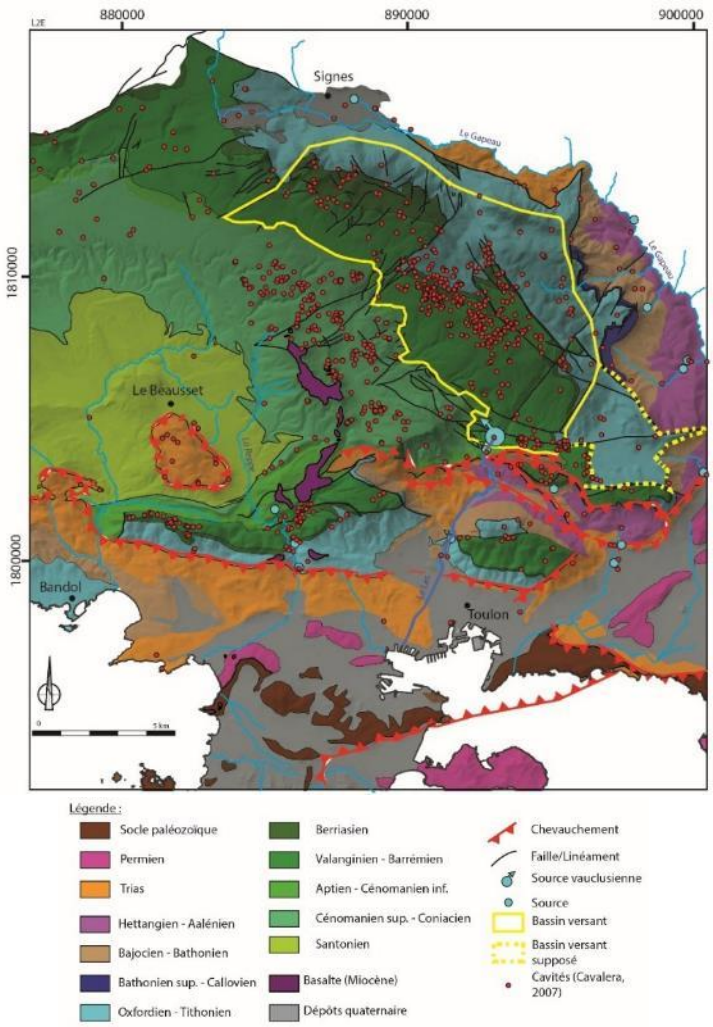


Figure 1-22 Localisation des cavités dans le secteur de Siou Blanc et aux alentours des sources de Dardennes (inventaire des cavités Lucot and Chardin, 2017).

Au sein du plateau karstique de Siou-Blanc, environ 1000 cavités ont été identifiées avec 32 cavités dépassant les 100 mètres de profondeur (Lamarque et al., 2008; Lucot and Chardin, 2017). La plupart des cavités sur le plateau de Siou Blanc sont de profonds conduits karstiques verticaux. Certaines cavités ont été explorées par les spéléologues jusqu'à 300 mètres de profondeur. Aucune exploration n'a atteint la nappe d'eau souterraine.

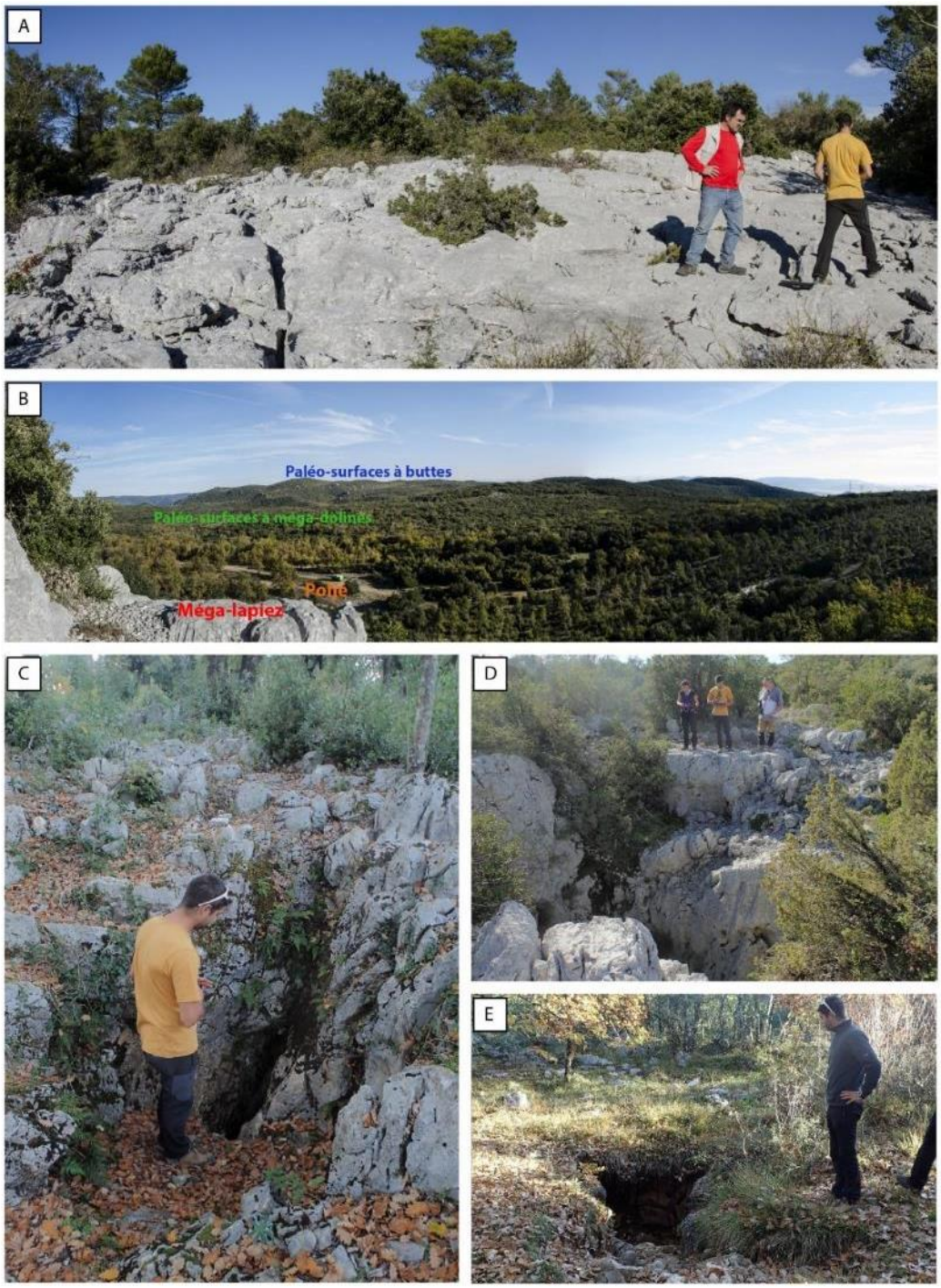


Figure 1-23 Photographies de formes karstiques de surface visibles sur le plateau de Siou-Blanc. (A) Lapiaz dans les calcaires du Crétacé inférieur, au Nord de la carrière Fiéraquet, Revest-les-Eaux. (B) Différentes surfaces caractéristiques du système karstique du plateau de Siou Blanc. (C) Entrée de l'aven du Cercueil, Siou Blanc. (D) Entrée de l'aven du Sarcophage, Siou Blanc. (E) Entrée de l'aven du Caveau, Siou Blanc.

Les cavités karstiques sont très nombreuses dans la région d'étude et particulièrement sur le plateau de Siou Blanc (Figure 1-22). Souvent étroites, les cavités se développent verticalement selon la fracturation. L'Aven du Caveau traverse les formations lithologiques du Barrémien au Bathonien, avec un développement vertical de -341 mètres. Dans ces calcaires du Barrémien, les cavités karstiques sont très étroites, à la seule exception de l'aven de Thipauganahé (Figure 1-24), qui est le seul grand volume connu de ce secteur. Sous le Barrémien, des cavités se développent dans les calcaires argileux du Berriasien-Valanginien. Dans les calcaires et dolomies du Jurassique supérieur, les conduits karstiques

suivent les grandes fractures verticales (Aven du Cyclopibus en profondeur, Aven de la Solitude etc..). Dans ces formations lithologiques des « fantômes de roches » ont été remarqués (com. perso. Camus & Jouves). Les cavités les plus profondes de ce massif karstique s'arrêtent sur le contact entre le Bajocien et Bathonien, au niveau des alternances marno-calcaires sans jamais atteindre la nappe d'eau souterraine.

Les grandes étapes de la karstification du secteur de Siou Blanc sont résumées ci-après. Lors du « Bombement Durancien », le secteur de Siou Blanc était émergé pendant près de 20 Ma. Des dépôts bauxitiques (Figure 1-25 E) ont été déposés sous climat tropical et ont entrainé le colmatage des cavités (Blanc, 2001b). Puis la phase d'orogénèse pyrénéo-provençale a débuté à la fin du Crétacé et a permis la mise en place des grands chevauchements. L'émersion qui a accompagné cette phase tectonique, implique une karstification avec une forte altération de surface, colmatant à nouveaux les cavités par des argilites. Au Miocène de nouveaux réseaux se sont mis en place, comme l'abîme de Maramoye et le réseau de la Tête de Cade (Figure 1-24) et en recoupnt des anciennes cavités colmatées. Le niveau de base étant proche du système karstique de Siou Blanc, au Messinien, la chute du niveau marin de la Méditerranée a provoqué la mise en place de grands réseaux verticaux (Audra et al., 2004). Les réseaux horizontaux supérieurs ont été alors abandonnés. Au Pliocène, la remontée du niveau de base fut responsable de colmatage dans les cavités. La source du Ragas serait typiquement un « puits-cheminée » (Mocochain et al., 2011).

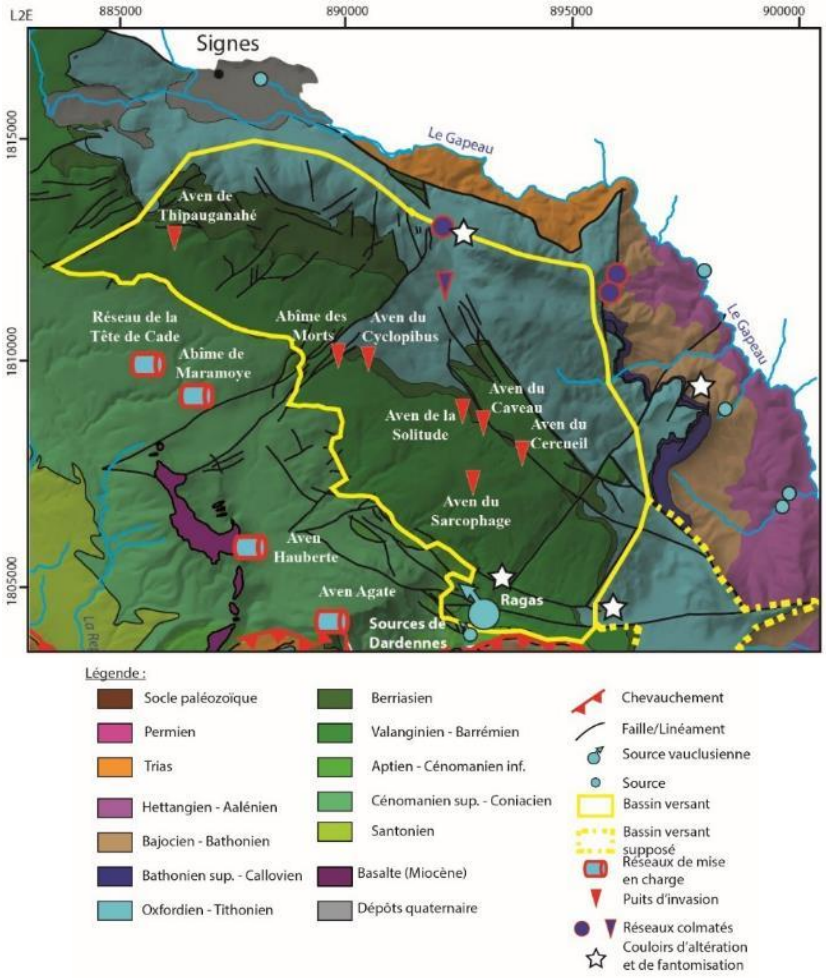


Figure 1-24 Typologie des réseaux karstiques autour des sources de Dardennes (Camus, com.pers.)

Plusieurs types de surfaces karstiques sont distingués et sont des traces d'intenses périodes d'émersion. L'évolution des niveaux de base, contrôlée par la position des vallées et des canyons, conditionne la répartition et l'organisation des systèmes karstiques.

L'analyse de la structuration karstique sur le massif de Siou-Blanc a permis, via une approche de terrain, de mettre en exergue plusieurs processus et phénomènes karstiques aboutissant à l'organisation des chemins de drainages actuels. Deux grands types de structures karstiques ont été identifiés (Jouves, 2018; Tassy, 2012; Tassy et al., 2014):

- Un karst potentiellement profond développé au sein des formations jurassiques sous couverture sédimentaire plus récentes d'âge Crétacé. Ce type de karst se développe essentiellement dans les dolomies du Jurassique supérieur du massif des Morières-Montrieux, sur le plateau de Siou Blanc, et pourrait être lié à des circulations de fluides profonds potentiellement chauds. Dans le paysage, ce type de karstification s'exprime aujourd'hui par de grands couloirs d'altération. Il est ainsi probable qu'en profondeur les mêmes structures soient présentes, mais que celles-ci ne soient que partiellement décolmatées en quelques endroits les plus favorables. Ces observations corroborent avec la caractérisation hydrogéologique de Fournillon (2012) qui décrit à partir des mesures hydrochimiques un écoulement diffus et inertiel pour les sources alimentées par ces formations du Jurassique supérieur telle que la source du Gapeau.

- Un karst gravifique, se crée en période de chute du niveau de base (induction structurale ou eustatique). Au Messinien, la chute drastique du niveau de base provoque la structuration profonde des aquifères. La recharge s'effectue sur le plateau de Siou Blanc ainsi que sur toute l'unité du Beausset. L'eau ressort alors soit à Port Miou, soit dans le canyon de Bandol (Tassy, 2012 ; Jouves, 2018). Les structures fantômisées en profondeur dans les dolomies du Jurassique supérieur ont potentiellement été débourrées durant cette phase. La remontée du niveau de base au Pliocène a provoqué le remplissage des anciens exutoires et a forcé les systèmes karstiques à se réorganiser pour ressortir à de nouveaux endroits. Toutes les vallées alentours, comme la vallée du Las, de l'Eygoutier, ou encore du Gapeau ne comportent pas d'incision Messinienne, l'organisation des réseaux karstique actuels du système de Dardennes est alors datée post-Messinien.

5.2 Variations de porosité à l'échelle de la série sédimentaire carbonatée

Le Tableau 1-3 présente les caractéristiques de l'échantillon (longueur, diamètre, masse et volume mesuré) ainsi que les deux résultats de porosité à l'hélium et à l'eau.

Les valeurs selon les deux méthodes peuvent être identiques pour un échantillon ou très différentes. Les valeurs de porosité à hélium s'étendent de 0,7% pour So-37 à 16,9% pour So-6. Les valeurs de porosité à l'eau varient de 0,2% pour So-37 à 17,4% pour So-1. Les valeurs minimums de porosité sont obtenues sur le même échantillon, So-37. Certains échantillons ont été légèrement cassés ou fracturés lors de la réalisation des plugs (So-1 ; So-6 ; So-15 ; So-17 ; So-18 ; So-19; So-25 ; So-34 ; So-38 ; So-41). Les valeurs de porosité à l'eau sont plus fiables si les plugs sont légèrement abimés. Les mesures à l'eau prennent en compte le "vrai" volume du plug et non les volumes mesurés pour la méthode à l'hélium.

Les dolomies de l'Hettangien présentent des valeurs de porosité très importantes, entre 10 et 17%. Les calcaires du Bajocien-Bathonien présentent quant à eux des porosités très dispersées. Certains échantillons sont très peu poreux (So-14 et So-15) avec une porosité comprise entre 3 et 4% pour les valeurs à l'hélium et entre 0,7 et 1,8% pour les valeurs mesurées à l'eau. Les calcaires du Jurassique supérieur, So-17 et So-18, présentent également de très faibles valeurs de porosité. La présence de fissures recristallisées et de stylolithes indique que ces roches ont subi des fortes transformations diagénétiques qui ont pu empêcher la porosité de s'installer. Les valeurs de porosité au sein des dolomies du Jurassique supérieur peuvent varier fortement selon la littérature entre 3 à 22% (Choquet, 1972; Combes, 1976). Les types poreux semblent complexes, à la fois matriciels, de fractures et karstiques (Figure 1-25 B et C). L'échantillon de dolomie, So-21, a une valeur de porosité très élevée (environ 14,5%), et il présente de nombreux pores visibles facilement. Les échantillons So-22 et So-24 quant à eux présentent des valeurs autour de 5%, données de porosité à l'eau et respectivement 9,6 et 7,1% avec les analyses à l'hélium. La valeur à retenir pour l'échantillon So-25 est celle mesurée avec l'eau, 2,5%, l'échantillon est très fracturé. Les échantillons So-34 et So-37 d'âge Crétacé inférieur sont des roches recristallisées, avec des valeurs de porosité très faibles (≈0,2-0,3%).

Tableau 1-3 Résultats des mesures de porosité sur 24 échantillons de la série stratigraphique de la région Toulonnaise. Les valeurs barrées correspondent aux valeurs mesurées à l'hélium qu'il ne faut pas valider car l'échantillon est trop abimé.

N° échantillon	Lithologie et description	Longueur (cm)	Diamètre (cm)	Masse (g)	Volume mesuré (cm^3)	Porosité Hélium (%)	Porosité Eau (%)
So-1	Hettangien, dolomie rosée	2,53	2,44	30,44	11,82	~~10,7~~	17,4
So-2	Hettangien, dolomie rosée	2,53	2,54	32,09	12,77	12,9	12,9
So-6	Hettangien, dolomie au-dessus marnes vertes	2,54	2,53	30,14	12,76	~~16,9~~	15,6
So-7	Hettangien, dolomie au-dessus marnes vertes	2,52	2,54	31,86	12,77	13,9	13,6
So-8	Bajocien-Bathonien. Calcaire packstone-grainstone.	2,54	2,53	31,40	12,74	11,8	11,5
So-9	Bajocien-Bathonien. Calcaire mudstone	2,53	2,54	33,22	12,83	6,2	5,6
So-10	Bajocien-Bathonien. Calcaire grainstone. Présence de fissures	2,52	2,54	31,20	12,74	12,3	12,0
So-12	Bajocien-Bathonien. Calcaire packstone-grainstone. Présence de fissures calcifiées.	2,55	2,55	32,82	12,96	7,6	5,5
So-13	Bajocien-Bathonien. Calcaire packstone-grainstone. Présence d'oxydes de fer.	2,53	2,54	32,77	12,75	8,4	8,6
So-14	Bathonien sup (?). Calcaire mudstone. Présence de nombreuses fissures et stylolithes recristallisés.	2,53	2,55	33,81	12,92	3,2	1,8
So-15	Bathonien sup (?). Calcaire grainstone. Présence de nombreuses fissures et stylolithes, tout est cimenté.	2,53	2,55	32,85	12,88	~~4,6~~	0,7
So-17	Jurassique Sup. Calcaire grainstone. Présence de stylolithes oxydés et de fissures recristallisées.	2,55	2,57	34,34	13,23	~~2,9~~	0,3
So-18	Jurassique Sup. Calcaire mudstone-packstone. Présence de nombreuses fissures et stylolithes recristallisés.	2,53	2,59	34,08	13,28	~~5,1~~	1,8
So-19	Jurassique Sup. Dolomie. Nombreux macropores visibles à l'œil nu. Présence de stylolithes et de fissures ouvertes.	2,53	2,56	33,89	13,06	~~10,2~~	7,6
So-20	Jurassique Sup. Dolomie. Macropores visibles à l'œil nu. Présence de fissures recristallisées.	2,52	2,54	33,51	12,79	10,3	9,9
So-21	Jurassique Sup. Dolomie foncée. Nombreux macropores visibles à l'œil nu. Fractures ouvertes et stylolithes	2,53	2,54	33,37	12,79	14,9	14,3
So-22	Jurassique Sup. Dolomie. Présence de fissures.	2,55	2,59	33,99	13,36	9,6	5,0
So-24	Jurassique Sup. Dolomie très foncée. Nombreux macropores visibles à l'œil nu et fissures recristallisées.	2,52	2,55	33,59	12,92	7,1	5,8
So-25	Jurassique Sup. Dolomie rosée, aspect bréchique et très fracturé	2,52	2,57	34,73	13,09	~~5,1~~	2,5
So-34	Crétacé Inf, Calcaire Urgonien, packstone-grainstone. Fissures recristallisées.	2,56	2,55	34,20	13,01	~~2,2~~	0,3
So-37	Crétacé Inf, Calcaire Urgonien grainstone. Fissures recristallisées très fines.	2,52	2,54	34,15	12,79	0,7	0,2
So-38	Crétacé Inf, Calcaire Urgonien	2,53	2,57	33,73	13,13	~~6,0~~	1,8
So-39	Crétacé Inf, Calcaire Urgonien grainstone à rudistes. Nombreuses fissures recristallisées.	2,52	2,54	34,00	12,75	2,8	2,6
So-41	Crétacé Inf, Calcaire Urgonien grainstone, présence de fissures recristallisées.	2,52	2,55	33,74	12,89	3,7	1,8

Ces résultats viennent compléter les données de porosité des roches de l'Unité du Beausset synthétisées par Fournillon (2012) dans le Tableau 1-4 :

Tableau 1-4 Synthèse des valeurs de porosité en laboratoire des roches de l'Unité du Beausset

Age	Lithologie	Porosité (%) Fournillon (2012)	Porosité (%) Baudement (2018) - cette étude
Hettangien	Dolomies	/	12,9 - 17,4
Sinémur. Aelén.	Calcaires	/	/
Bajo. Batho. moy	Marno-calcaires	/	5,5 - 12,3
Bathonien sup.	Calcaires	0 - 3,1	0,7 - 3,2
Callovo-Oxford.	Dolomies Calcaires	1,5 - 22,2	0,3 - 14,9
Tithonien	Calcaires Dolomies	0,5 - 4,7	
Beria. Hauteriv.	Calcaires argileux	/	/
Barrémien	Calcaires	0,6	0,2 - 3,7
Apt. - Alb.	Calcaires argileux	/	/
Cénomanien	Calcaires	1 - 4	/
	Grès	3 - 8	/
Turonien	Calcaires	0,2 - 9	/
	Calcaires gréseux	0,5 - 16,2	/
	Grès	1,5 - 20,8	/
Coniacien	Calcaires gréseux	1,7 - 5,1	/
	Grès	5,2 - 23,9	/

Les données concernant le Bathonien calcaire de Fournillon (2012) se situent entre 0 et 3,1% de porosité, ce qui correspond à la gamme de valeurs issues de Siou Blanc pour les échantillons de la même formation So-14 et So-15. Une lame mince réalisée dans le Bathonien calcaire à oolithes montre qu'il n'y a pas de porosité dans ces faciès.

Les valeurs de porosité du Jurassique supérieur issues de Fournillon (2012) se situent dans une gamme allant de 0,5 à 22,2%, les données issues de Siou Blanc correspondent également, entre 0,3 et 14,3% pour les mesures de porosité à l'eau respectivement des échantillons So-17 (calcaire) et So-21 (dolomie). Les plus fortes valeurs étant les dolomies. Elles peuvent être liées à de la dissolution de la matrice calcaire (Gisquet, 2012) ou à un retour à la porosité primaire lors de la dolomitisation (Maliva et al., 2011). Les types poreux semblent complexes, à la fois matriciels, de fractures et karstiques (Figure 1-25 B & C).

Les calcaires du Crétacé inférieur et particulièrement d'âge Barrémien, montrent des valeurs de porosité plus élevées obtenues sur le plateau de Siou Blanc que les valeurs obtenues par Fournillon (2012). Les porosités trouvées à l'eau ou à l'hélium sont à peu près cohérentes sauf pour l'échantillon So-38, où il faut obligatoirement prendre celle calculée avec l'eau. La porosité maximum trouvée sur un échantillon est de 3,7% avec la méthode à l'hélium (So-41) et 2,8% avec l'eau (So-39), et un maximum de 0,6% pour les valeurs de Fournillon (2012) qui proviennent de la partie Ouest de l'Unité du Beausset. La lame mince réalisée dans ces roches, montre une matrice non poreuse et une porosité concentrée dans les fractures et les conduits karstiques (Figure 1-25).

Selon Fournillon (2012) les calcaires du Cénomanien du Crétacé supérieur ont des porosités de 1 à 4%, ils sont peu poreux. La lame mince a été réalisée dans l'unité calcaréo-argileuse coquillière, le faciès est un packstone grossier, juste au-dessus des niveaux bauxitiques au Revest-les-Eaux (Figure 1-25 F), très peu poreux. Les grès du Cénomanien ont des porosités plus élevées de 3 à 8% (Tableau 1-4). Les

calcaires du Turonien peuvent avoir de faibles porosités à moyenne (0,2 à 9%). La lame mince qui illustre un calcaire packstone bioclastique d'âge Turonien, n'indique pas de porosité (Figure 1-25 G).

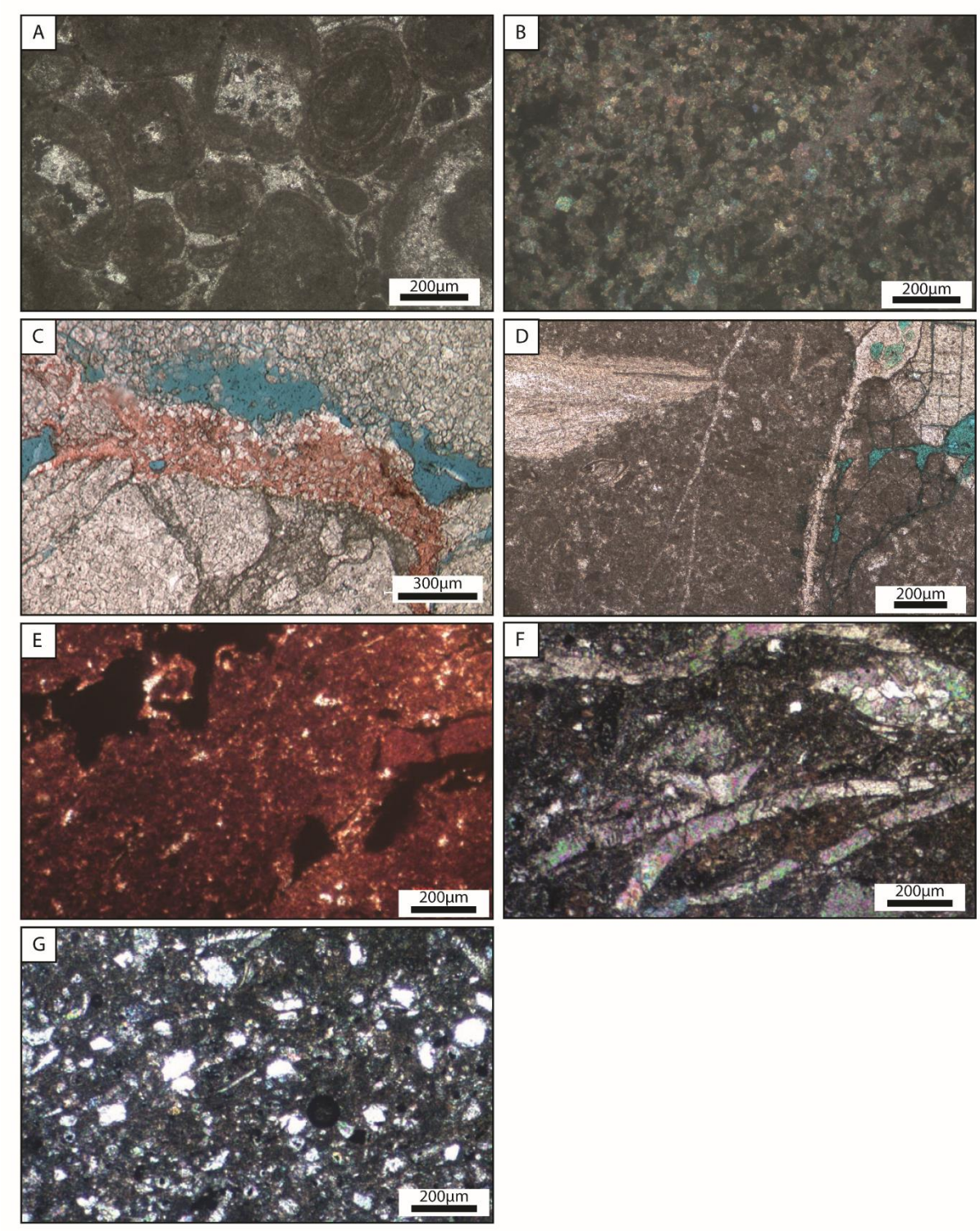


Figure 1-25 Exemples de faciès rencontrés dans la région toulonnaise. Toutes les lames minces ont leur porosité colorée en bleu. (A) Calcaire oolithique du Bathonien, Mont Faron, Toulon (échantillon MF-41). (B) Dolomie du Jurassique supérieur, Mont Faron, Toulon (échantillon MF-31). (C) Dolomie du Jurassique supérieur (Fournillon, 2012). (D) Calcaire à rudistes et milioles du Crétacé inférieur, faciès Urgonien, Mont Faron, Toulon. (E) Faciès bauxitique, Crétacé inférieur (Barrémien), Revest-les-Eaux. (F) Packstone grossier/calcarénite quartzeuse à lamellibranches, Crétacé supérieur (Cénomanien), Revest-les-Eaux. (G) Packstone bioclastique Crétacé supérieur (Turonien), Revest-les-Eaux.

5.3 Signature des isotopes stables des carbonates

Le Tableau 1-5 présente les statistiques des données géochimiques effectuées sur la roche totale de 292 échantillons.

Tableau 1-5 Statistiques des données géochimiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ selon les formations échantillonnées

Age	Nb Echantillons	Position stratigraphique approximative (mètres)	$\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)				$\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)			
			Moy	Écart -type	Max	Min	Moy	Écart -type	Max	Min
Coniacien	1	2050	2,14				-3,52			
Turonien	85	1900	2,22	1,73	4,53	-2,48	-3,72	0,74	-1,79	-5,67
Cénomanien	12	1700	3,43	2,66	7,09	-1,37	-3,66	0,85	-2,65	-5,14
Aptien Inf	8	1500	2,35	0,45	2,88	1,48	-2,17	0,39	-1,46	-2,69
Barrémien	48	1300	1,66	1,16	3,81	-1,49	-3,22	1,00	-1,28	-5,24
Berriasien	5	1050	0,49	0,31	0,72	-0,05	-1,17	0,36	-0,81	-1,78
Jurassique Sup.	21	900	2,07	0,44	2,92	1,16	-0,56	1,46	1,64	-2,93
Jurassique Moy.	13	600	1,04	1,14	1,93	-1,82	-3,44	0,85	-2,68	-5,30
Jurassique Inf.	11	400	1,47	1,68	4,21	-0,75	-2,11	1,84	0,65	-5,46
Trias	73	100	0,02	1,86	2,38	-5,29	-5,38	0,94	-2,78	-8,33

En Annexe 1, le tableau complet des analyses avec les valeurs de $\delta^{13}C$ et de $\delta^{18}O$. Les variations de valeurs du $\delta^{18}O$ mesurées sur roche totale restent très difficiles à interpréter car les valeurs sont fortement influencées par la diagenèse tardive (Morse and Mackenzie, 1990; Vincent et al., 2004).

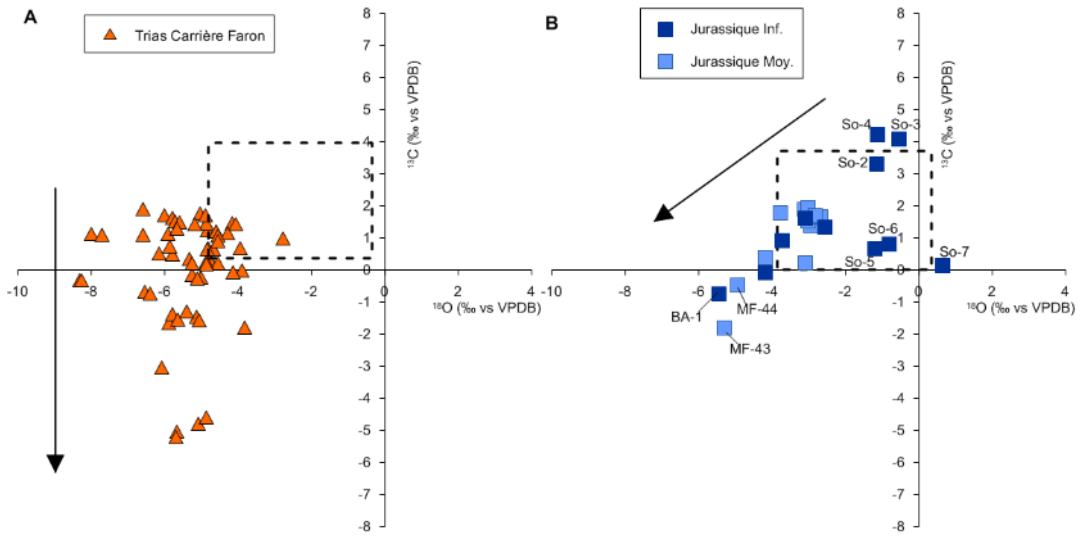


Figure 1-26 A) Diagramme croisé des valeurs de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des échantillons sur roche totale du Muschelkalk. B) Diagramme croisé des valeurs de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des échantillons sur roche totale du Jurassique Moyen et Inférieur. Les « marin boxes » sont issues de (Veizer and Mackenzie, 2004). Les flèches noires représentent les tendances interprétées.

Les valeurs de $\delta^{18}O$ d'âge Triassique varient entre -2,78 et -8,33 ‰ et de $\delta^{13}C$ entre 2,38 et -5,29 ‰ (Figure 1-26). Les points sont dispersés avec une forte concentration de valeurs entre -6 et -4 ‰ de $\delta^{18}O$

et entre 0 et 2 ‰ pour le $\delta^{13}C$. Quelques points montrent des valeurs très négatives du $\delta^{13}C$ (≈-4 à -6 ‰), (Figure 1-26), se sont des prélèvements effectués à la base d'un affleurement dans la carrière Est du Faron. Ils correspondent à des environnements de dépôts très peu profonds, avec des brachiopodes, de plateforme interne (0 à 13 mètres de profondeur) qui ont dû subir des transformations diagénétiques importantes lors de la circulation de fluides météoriques. Les observations de terrain (Ondicolberry, 2015) ont montré la présence de brèches et de paléo-karst qui confirment la présence d'écoulements de fluides météoriques. Des valeurs négatives du $\delta^{13}C$ d'une roche carbonatée marine peuvent être interprétées comme résultant d'une influence météorique (apport de ^{12}C) précoce lors de la cimentation de cette roche dû aux gaz dissous dans l'eau d'infiltration du sol enrichis en ^{12}C (Allan, 1982; Hudson, 1977; James and Choquette, 1983). Les roches ont été recristallisées et enfouies par la suite. Les échantillons ayant des valeurs de $\delta^{18}O$ très négatives (< -6‰) ont subi une cimentation sous conditions de fluides météoriques plutôt chauds.

La gamme de variation des échantillons du Jurassique inférieur et moyen se situe entre -1,82 et 4,21‰ pour le $\delta^{13}C$ et entre -5,46 et 0,65‰ pour le $\delta^{18}O$ (Figure 1-26). Certains échantillons du Jurassique moyen et inférieur présentent des valeurs négatives en $\delta^{13}C$, entre 0 et -2 ‰, et également fortement négatives en $\delta^{18}O$, entre -4 et -6 ‰ (BA-1 ; MF-43 ; MF-44). L'échantillon du Jurassique inférieur ayant la valeur la plus faible en $\delta^{18}O$, BA-1, provient de Léonide (2007) de la coupe de Baudouvin, et a été échantillonné près d'une surface durcie, encroutée par des huitres, ferrugineuse et phosphatée. Les échantillons MF-43 et MF-44 proviennent des calcaires du Toarcien prélevés sur le Mont Faron. Au Toarcien, un événement anoxique océanique est connu (Toarcien Oceanic Anox Event) (Jenkyns, 1988) couplé à des perturbations du cycle du carbone exprimées avec des excursions (positives ou négatives) du $\delta^{13}C$. En Provence, les signatures isotopiques de cette crise ont été étudiées afin de contraindre les conditions paléo-environnementales menant à l'ennoiement de la plateforme carbonatée à cette période (Leonide et al., 2012). Les dérives négatives en $\delta^{13}C$ du Toarcien sont interprétées comme résultant du recyclage du carbone organique dissous dans des eaux stratifiées anoxiques (Röhl et al., 2001; Sælen et al., 2000). Trois points du Jurassique inférieur sont remarquables par leurs valeurs fortement positives de $\delta^{13}C$, 3 à 4,5 ‰ (So-2 ; So-3 ; So-4). Ces échantillons ont été prélevés dans les calcaires du Toarcien. Les excursions positives peuvent indiquer des accumulations de carbone organique (Schidlowski, 2001) liées à une forte productivité et/ou à des conditions anoxiques et/ou à un taux de sédimentation élevé (Tyson, 1987). Dans tous les épisodes anoxiques des temps méso-cénozoïques, la forte productivité primaire et la préservation dans les sédiments de fortes quantités de matière organique sont responsables de rapports isotopiques du carbone élevés (Hermoso, 2007). La matière organique étant caractérisée par un $\delta^{13}C$ très négatif (≈ -25‰ PDB), les carbonates produits durant ces contextes anoxiques sont donc isotopiquement plus positifs puisqu'ils incorporent moins d'isotopes ^{12}C, piégés dans la matière organique fossilisée. Les échantillons ayant de faibles valeurs de $\delta^{13}C$ mais des fortes valeurs de $\delta^{18}O$ (So-5 ; So-6 et So-7) représentent les dolomies de l'Hettangien.

La Figure 1-19 présente les graphiques montrant les valeurs de $\delta^{13}C$ en fonction des valeurs $\delta^{18}O$ pour les échantillons du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur.

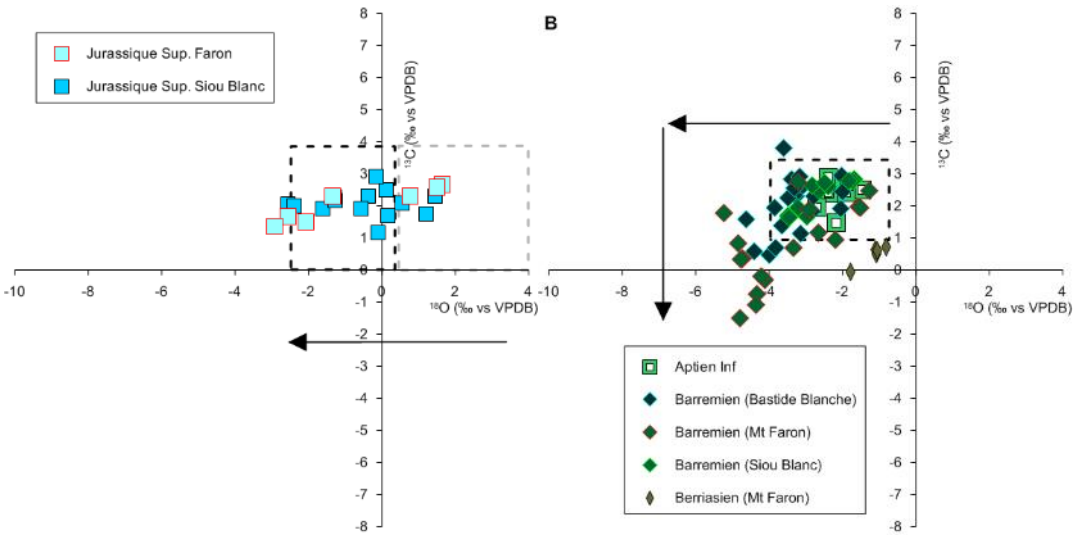


Figure 1-27 A) Diagramme croisé des valeurs de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des échantillons sur roche totale du Jurassique supérieur. B) Diagramme croisé des valeurs de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des échantillons sur roche totale du Crétacé inférieur (Berriasien, Barrémien, Aptien inférieur). Sur le graphique A, Le rectangle noir marque les valeurs des calcaires marins du Jurassique supérieur (Allan and Wiggins, 1993). Le rectangle gris montre les valeurs attendues pour la dolomite marine du Jurassique supérieur (Land, 1980). Les flèches noires représentent les tendances interprétées.

Les valeurs de $\delta^{18}O$ du Jurassique supérieur varient entre 1,64 et -2,93 ‰ et de $\delta^{13}C$ entre 2,92 et 1,16 ‰ (Figure 1-27). La dispersion est importante, particulièrement selon le $\delta^{18}O$, les valeurs peuvent être négatives (≈-2 ‰) ou très positives (>1 ‰). Les dolomies du Jurassique supérieur montrent des valeurs positives de $\delta^{13}C$ mais particulièrement des valeurs de $\delta^{18}O$ positives, ce qui est remarquable en comparaison aux autres unités. Les dolomies primaires se situent alors dans la « marine box » des dolomies (Land, 1980). Ces dolomies n'ont donc probablement pas subi de transformations diagénétiques tardives. Ces roches peuvent être issues d'un milieu évaporitique avec un fort fractionnement isotopique du fluide diagénétique (Tucker and Wright, 1990). Tous les échantillons possèdent des valeurs de $\delta^{13}C$ semblables (entre 1 et 3‰). Les échantillons de roches ayant des valeurs de $\delta^{18}O$ plus négatives ont subis des recristallisations avec des fluides marins chauffés ou des fluides météoriques.

La Figure 1-27B présente les compositions en $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des échantillons du Crétacé inférieur. Les valeurs provenant du Berriasien se situent entre 0 et -2 ‰ pour le $\delta^{18}O$ et avec de faibles valeurs de $\delta^{13}C$ (entre 0 et 1 ‰). La formation du Barrémien a été prélevée à différents endroits de la région Toulonnaise : Plateau de Siou-Blanc, Mont Faron et dans le forage de la Bastide Blanche (plateau du Castellet). Les prélèvements sur le plateau karstique de Siou-Blanc (11 échantillons) sont tous situés dans la « marine box » des calcaires, sans exception. Les calcaires Barrémien du Mont Faron, sont quant à eux très dispersés, avec tout de même quelques points dans la « marine box » des calcaires. Mais quelques valeurs provenant du Mont Faron se situent entre -4 et -5,5 ‰ de $\delta^{18}O$ et entre -2 et 2 ‰ de $\delta^{13}C$. Les prélèvements du forage de la Bastide Blanche se situent principalement dans la « marine box » des calcaires et quelques valeurs sont un peu plus négatives en $\delta^{18}O$. Les échantillons provenant de l'Aptien se situent tous dans la « marine box » des calcaires.

Tous les échantillons se situant dans la « marine box » n'ont pas subi de recristallisation après leur dépôt, leur cimentation est alors très précoce. Les échantillons du Mont Faron et de la Bastide blanche ayant des valeurs de $\delta^{18}O$ plus négatives, ont subi l'influence de fluide météorique et une recristallisation.

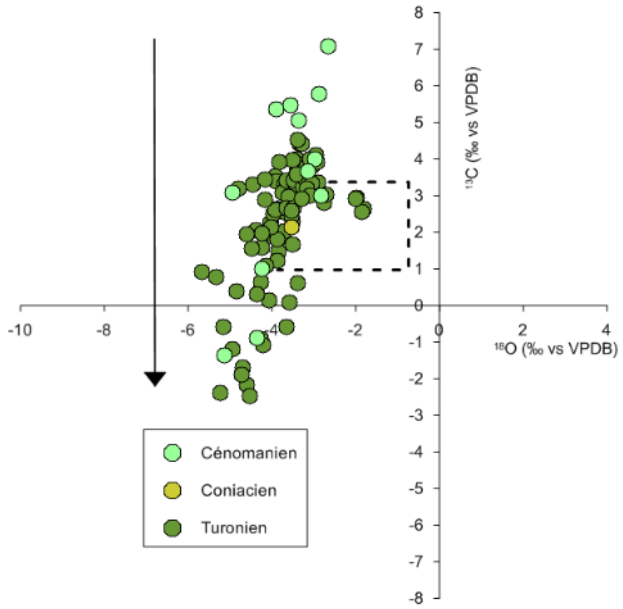


Figure 1-28 Diagramme croisé des valeurs de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des échantillons sur roche totale du Crétacé supérieur

La Figure 1-28 montre les différentes valeurs en $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des échantillons de roche totale du Crétacé supérieur. Dans la formation du Cénomanien de la Bastide Blanche les valeurs du $\delta^{18}O$ sont relativement stables autour de -3,5 ‰. Les valeurs du $\delta^{13}C$ sont fortement positives, atteignant +5 ‰. Des valeurs positives du $\delta^{13}C$ sont liées aux accumulations de carbone organique, liées à des conditions anoxiques connues au Cénomanien et aux valeurs positives globales du $\delta^{13}C$. Concernant la formation du Turonien, les valeurs du $\delta^{18}O$ ne varient que très peu (entre -3,5 et -6 ‰) et les valeurs du $\delta^{13}C$ varient entre +4 et -2,5 ‰. Les valeurs très négatives de $\delta^{13}C$ correspondent à des phases d'émersions caractéristiques de la transition Cénomanien-Turonien (Floquet et al., in prep.). Des valeurs fortement positives de $\delta^{13}C$ pour le Turonien, témoignent de cimentations marines précoces de la plate-forme carbonatée turono-coniacienne. Les valeurs faibles du $\delta^{13}C$ sont interprétées comme résultant de cimentation précoce des faciès carbonatés de plate-forme peu profonde sous influence météorique. Compte tenu du pas d'échantillonnage dans l'étude du forage de la Bastide Blanche (Floquet et al., 2013), une seule analyse a été réalisée pour le Coniacien. Les valeurs obtenues du seul prélèvement dans le Coniacien sont cohérentes avec celles décrites par Veizer et al. (1999).

5.4 Les structures profondes dans le système karstique

5.4.1 La géométrie de l'aquifère

Les coupes géologiques réalisées dans la région Toulonnaise dans les études antérieures (Bestani et al., 2015; Fournillon, 2012; Gouvernet, 1963) donnent des informations importantes sur les structures géologiques régionales et le style structural. Deux coupes géologiques équilibrées ont été réalisées à l'échelle kilométrique dans cette thèse, près des sources de Dardennes. Ces coupes permettent d'établir de nouvelles interprétations structurales et d'obtenir une géométrie de l'aquifère profond. En connaissant les propriétés des lithologies en place, cela permet d'estimer la localisation spatiale des zones potentiellement réservoir. Cette méthode des coupes géologiques équilibrées apparait comme un outil important pour représenter l'architecture structurale d'un aquifère.

Coupe 1

La coupe A-B, de 16,5 km de long, s'étend de la rade de Toulon, en passant par le Mont Faron, jusqu'au Gapeau au Nord (Figure 1-29). Une hypothèse a été émise concerne une zone de chevauchement observée dans le tunnel routier creusé sous la ville de Toulon, indiquant que le socle chevauche le Permien ainsi que le Trias (Quemart and Serratrice, 2000). Cette coupe équilibrée montre deux unités structurales distinctes : au Sud l'unité du Faron et au Nord l'unité de Siou Blanc, séparées par une zone de chevauchement ancrée dans le socle. Les couches stratigraphiques de la partie Nord forment une structure monoclinale et sont affectées par des failles peu profondes. Au niveau de la zone principale de chevauchement, en aval des sources de Dardennes, les couches forment un grand synclinal avec plusieurs écailles identifiables du chevauchement. En effet, à l'affleurement il est possible d'observer les couches verticales en aval du barrage de Dardennes ainsi que dans la carrière Malvallon (voir section suivante). La partie Sud est quant à elle, affectée par des failles majeures, faisant intervenir les roches métamorphique du socle. Le Mont Faron est affecté par deux failles normales orientées N090°et N070°, potentiellement ancrées dans le socle.

Coupe 2

Cette coupe s'étend du Fort de Six-Fours, en passant par les Gorges d'Ollioules, jusqu'à Signes environ et fait 19,6 km de long (Figure 1-29). La coupe équilibrée se décompose également en deux domaines structuraux distincts. La partie Nord présente des couches stratigraphiques formant une grande structure monoclinale avec de faibles pendages. La partie Sud est plus affectée par les évènements tectoniques. Les couches sont redressées et parfois peuvent être verticales. Selon la cartographie et l'étude des terrains géologiques alentours, une faille inverse est à l'origine de ce redressement des formations géologiques. Cette faille est non visible en surface, mais elle est cartographiée à l'Est de cette coupe

La structure synclinale observée sur la coupe A-B, peut se corréler avec la structure décrite ici et pourrait correspondre à une limite majeure structurale marquant la paléo-bordure du bassin sédimentaire. Des zones de chevauchements dans le socle sont également observées.

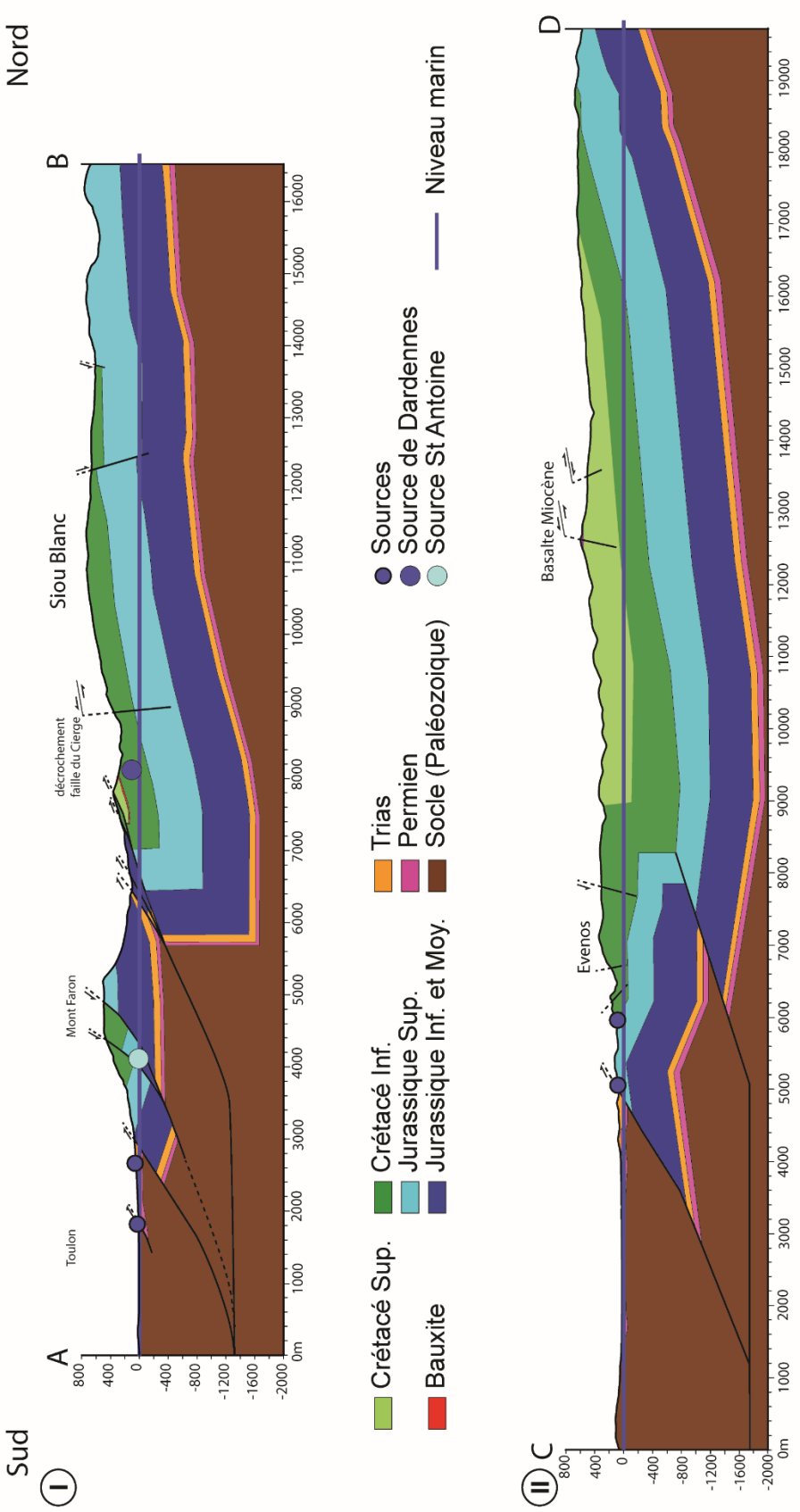


Figure 1-29 Coupes équilibrées de la région Toulonnaise.

5.4.2 **Observations structurales à l'échelle de l'affleurement**

La région toulonnaise est caractérisée par des zones de chevauchements orientées Est-Ouest ainsi que des familles de failles N040-060 et N110-135. Selon les coupes géologiques présentées plus haut, plusieurs domaines structuraux sont définis (Figure 1-30) :

- Un domaine Nord, correspondant à une région très peu affectée par les phases tectoniques, les couches géologiques ont un pendage faible vers le Sud ;
- Un domaine central, correspondant à la zone des chevauchements Nord Toulonnais. Cette zone est très affectée par les phases tectoniques, et les roches ont subies des déformations très intenses ;
- Un domaine Sud, correspondant à la zone de chevauchement du socle sur les couches lithologiques du Trias.

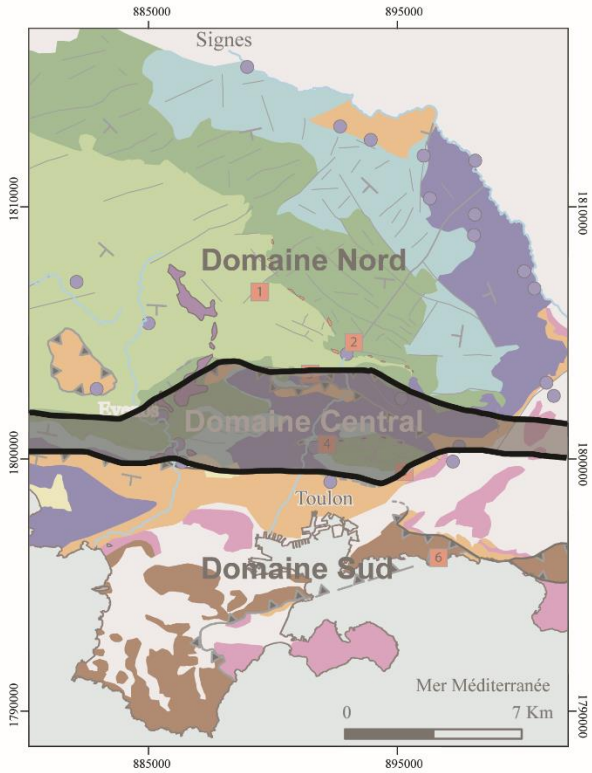


Figure 1-30 Localisation des domaines structuraux d'après les coupes équilibrées et les stations tectoniques.

- **Domaine monoclinal au Nord**

La carrière de la Bastide d'Orves (Figure 1-30 n°1) se situe au Nord-Ouest de la zone d'étude et est actuellement en cours d'exploitation. Son front de taille est orienté globalement N140° et cette carrière est constituée de calcaires Cénomanien présentant des faciès de type plateforme interne avec des phases successives d'émersion (Figure 1-31). La porosité matricielle de cette formation est très faible, environ 2% (Matonti, 2015). Le stéréogramme présentant les failles affectant la carrière (Figure 1-31C) met en évidence trois familles de failles sub-verticales bien distinctes en terme de direction : N005°, N065° et N130°. L'étude microstructurale de ces failles a permis de mettre en avant une histoire cinématique complexe et polyphasée. En effet, les failles se sont formées en mouvement normal avec des stries montrant un pitch d'environ 70°. Par la suite, elles ont été réactivées en décrochement sub-horizontal, avec des pitch de strie de 10 à 20°. L'altération le long des plans de faille rend l'interprétation du sens du mouvement parfois difficile. Une faille majeure N070°;80°E est observée au centre de l'affleurement et indique un déplacement vertical de 2 mètres environ. La réactivation en cisaillement des failles

contrôle en partie la localisation et le développement du karst. En effet, certaines failles présentent des ouvertures importantes, centimétriques, liées directement à la karstification. Celle-ci se développe principalement au niveau des intersections entre les plans de fracturation et des stylolites (Matonti, 2015). Toutes les données et les informations sont disponibles dans la thèse de Matonti (2015).

Figure 1-31 Planche de la carrière de la Bastide d'Orves (modifiée de Matonti (2015)). (A) Affleurement de la carrière, calcaires du Cénomanien, fracturés et karstifiés. (B) 1/ Lame mince du calcaire étudié ; 2/ Corps lenticulaire de brèche généré par la rotation du bloc : bréchification due à un embranchement de fractures ; 3/Zone de cœur de la brèche ; 4/ Echantillon de sédiment riche en glauconie présent dans les fractures.

- Dardennes / Siou Blanc

Une étude structurale a été menée autour des sources de Dardennes (Figure 1-30 n°2) et par photo aérienne sur le plateau de Siou Blanc. L'étude structurale n'a pas porté sur un seul affleurement dans ce cas-ci, mais sur un périmètre plus large tout autour des sources de Dardennes. Sur le plateau karstique, les roches présentes datent du Crétacé inférieur et Jurassique supérieur. Les couches stratigraphiques sont orientées N120 avec un pendage de 30° vers le Sud-ouest. Des mesures d'azimuts ont été réalisées sur le plateau de Siou Blanc avec des photographies aériennes (avec ArcGIS 10.3.1). Deux familles sont bien représentées dans le Crétacé inférieur et dans le Jurassique supérieur, N040-060 et N120-150 (Figure 1-32 A). Les directions des failles sont les mêmes dans ces deux lithologies (calcaires et dolomies). En photographie aérienne, du fait de la différence de végétation, les calcaires du Crétacé inférieur présentent un nombre beaucoup plus importants de linéaments visibles par rapport aux dolomies du Jurassique supérieur.

La plupart des failles sont karstifiées autour des sources de Dardennes. Des indices de circulation de fluides avec des dépôts de calcite sont observés. La source du Ragas se situe à l'intersection de deux de failles majeures : la faille du Vallon du Cierge, orientée N060 et une faille orientée N140 (Figure 1-32 A & B). La faille principale du Vallon du Cierge ne possède pas de déplacement vertical visible, elle mesure environ 8,8 km de long avec un mouvement décrochant senestre selon la carte géologique (Gouvernet et al., 1969). Dans son vallon, le ruissellement n'est pas visible, l'eau s'infiltre alors très rapidement, cette faille représenterait un drain souterrain très important dans l'écoulement de l'aquifère de Dardennes.

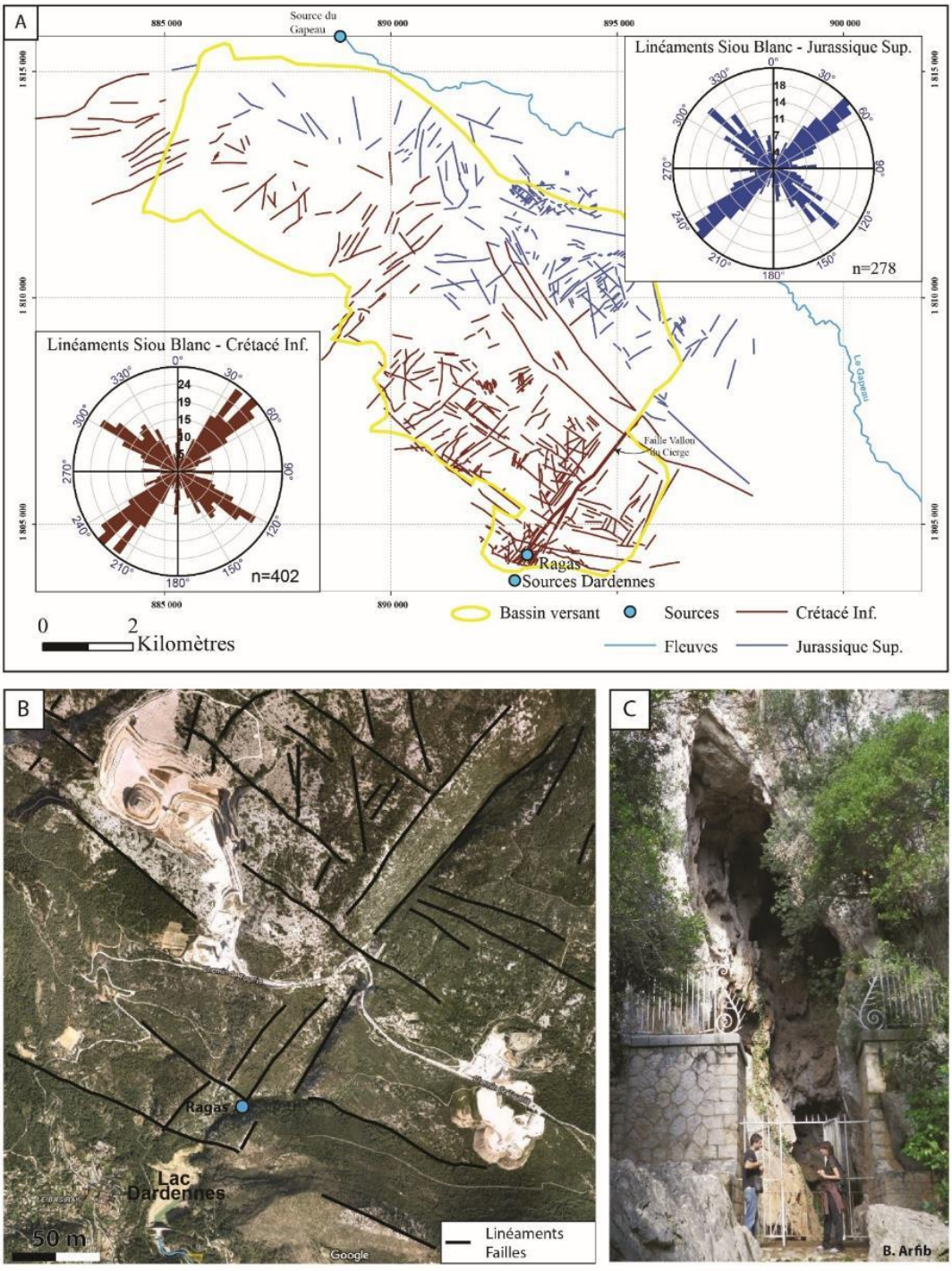


Figure 1-32 Planche structurale de Dardennes/Siou Blanc. (A) Carte des linéaments et failles du plateau de Siou Blanc, diagramme des azimuts avec un total de 670 linéaments . (B). Photographie aérienne de la région proche des sources de Dardennes. (C) Entrée de la source de trop-plein du Ragas.

- **Zone des chevauchements majeurs**

➢ La carrière de Malvallon est située au centre de la zone d'étude (Figure 1-30 n°3), entre les zones de chevauchement Nord toulonnais. La zone de chevauchement la plus au Nord est étudiée (Figure 1-21), composée des roches du Jurassique moyen chevauchant les formations du Crétacé inférieur. Dans cette carrière, il est possible de distinguer trois compartiments (Figure 1-33 A et Figure 1-33 B). :

- Le compartiment Nord est caractérisé par des calcaires du Crétacé inférieur avec des pendages très forts, de 80 à 90° vers le Nord. En montant dans la série stratigraphique en direction du Nord, des calcaires à silex verticalisés, d'âge probablement Aptien sont localisés, puis des dépôts présentant une croûte ferreuse. Ces dépôts peuvent correspondre aux dépôts de bauxite régionaux (Laville, 1981). Enfin des calcarénites quartzeuses appartenant au Turonien Supérieur et Coniacien sont identifiées tout au Nord de la carrière. La série stratigraphique forme ainsi un synclinal renversé et est légèrement inversée dans ce compartiment.
- Le compartiment Sud est composé de calcaires marneux du Jurassique moyen, orientés N095 55°S. Les roches sont fracturées et les plans de stratification ne sont pas clairement identifiés. Ce compartiment structural comprend la zone de faille du chevauchement. En effet sous les calcaires Jurassiques, les calcaires à faciès Urgonien du Crétacé inférieur affleurent. Les plans de stratification sont bien visibles et sont subverticaux. Une couche lithologique de couleur très rouge, inaccessible sur l'affleurement en falaise, d'environ 1 mètre d'épaisseur sépare ces deux formations. Cette couche est composée de blocs centimétriques de roches rouges, ces dépôts pourraient être des dépôts d'oxyde de fer qui peuvent indiquer la présence de circulation de fluides le long de la zone de chevauchement.
- Une zone de brèche verticale est observée entre les deux compartiments. Elle est composée de blocs de calcaires recristallisés de taille décimétrique à centimétrique. Des failles affectent cette brèche, la rendant moins cohésive et facilement érodable par les écoulements d'eaux météoriques (Figure 1-33 B et C.). Il n'y pas d'indices de karstification tels que des remplissages argileux, ou des dépôts de calcite.

Des mesures d'azimuts, de pendages de plusieurs failles et de plans stratigraphiques sont réalisées dans toute la carrière (Figure 1-33D). Plusieurs mouvements de failles sont observés : décrochements dextre et senestre, failles normales et des failles inverses avec des directions et des pendages très variables. Les directions et pendages des couches lithologiques sont principalement N060-N100 à pendage vers le Sud. Seulement deux mesures indiquent des couches lithologiques orientées N000, à pendage très fort. Toutes ces mesures structurales montrent que les formations lithologiques ont subi des déformations tectoniques intenses, les failles indiquent des mouvements divers qui impliquent des variations des contraintes importantes (polyphasage ?).

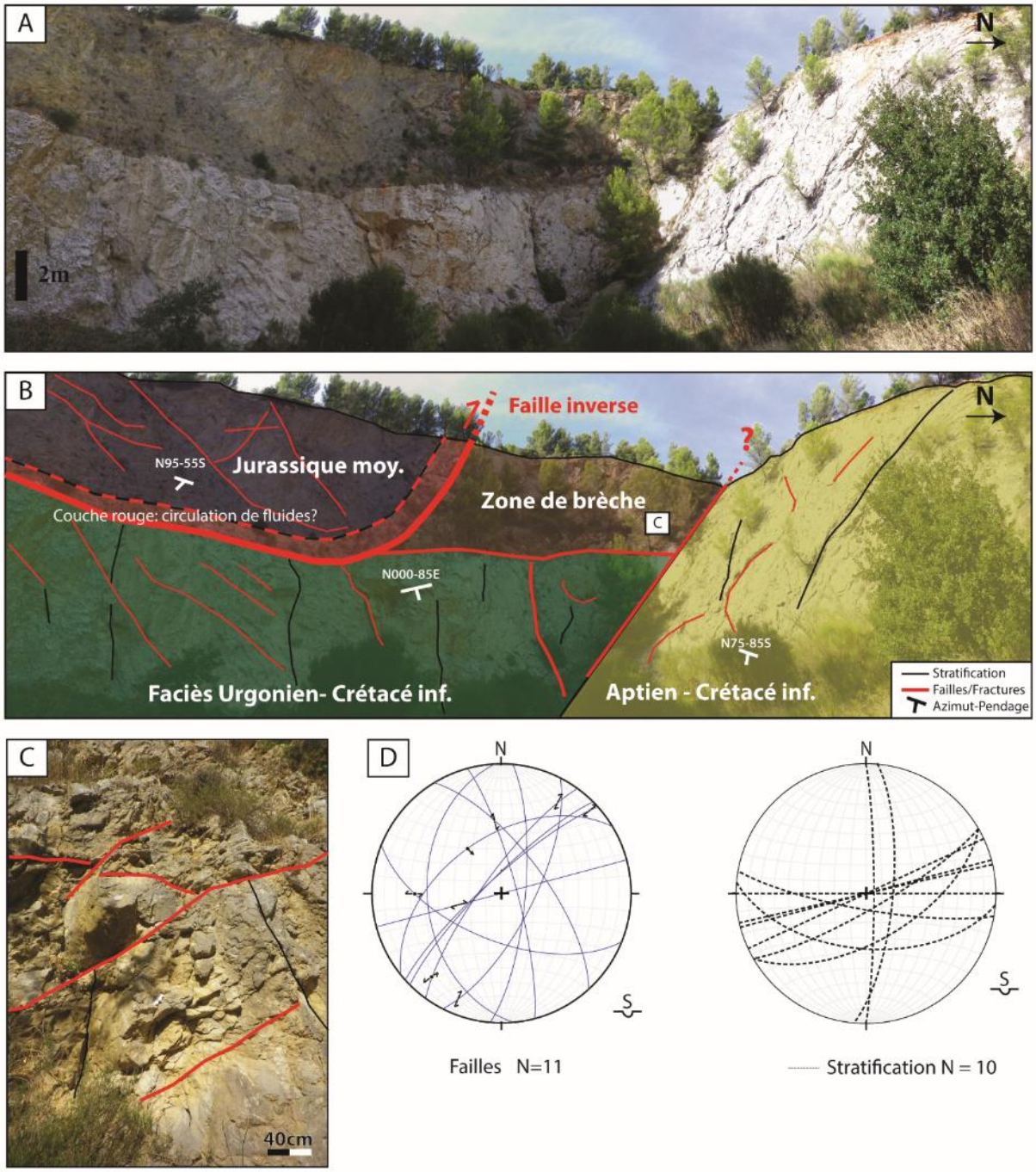


Figure 1-33 Planche géologique de la carrière de Malvallon. (A) Photographie de l'affleurement. (B) Interprétation de l'affleurement selon les observations de terrain. (C) Analyses et observations de recoupement de failles. (D) Stéréogrammes des failles et plans stratigraphiques observés.

- La station 4 est située à l'Ouest du Mont Faron (Figure 1-30 n°4). Le Mont Faron est divisé par deux failles majeures. Une importante faille normale orientée Est-Ouest mettant les calcaires à faciès Urgoniens du Crétacé Inférieur du compartiment sud en contact avec les dolomies du Jurassique Supérieur dans le compartiment Nord. Une deuxième faille normale orientée N080 au sein des calcaires à faciès Urgonien. Entre ces deux failles normales, des zones très fracturées accompagnées de brèches d'effondrement sont observées. Ces brèches sont plus ou moins cimentées, mais présentent toujours une matrice de couleur très rouge. Ces brèches se trouvent au contact de failles normales au sein des calcaires du Crétacé inférieur, elles peuvent avoir une origine tectonique et sédimentaire.

Cette station structurale est une ancienne carrière qui fut en exploitation entre 1910 et 1928 afin de construire un ouvrage militaire dans l'arsenal. Elle est orientée Nord-Sud et est caractérisée par des calcaires du Tithonien, des grainstones oolithiques, des calcaires marneux du Berriasien, des mudstones à charophytes, ainsi que des calcaires supposés du Valanginien, des grainstones à fragments de rudistes et milioles. La stratification moyenne est de N100 – 40°N. La carrière est affectée par trois principales familles de failles : N045-N060, N075-N090 et N110-N140 (Figure 1-34). La majorité des failles possède un pendage supérieur à 45°.

La carrière est affectée par deux failles majeures (Figure 1-34 A et B). La première faille est une faille normale, N080-75S, située au milieu de la carrière et remplie par des marnes versicolores et des grès. Ce matériel pourrait être daté du Trias (Gouvernet et al., 1969). Elle n'affecte que très peu la série stratigraphique. Les bancs stratigraphiques ne sont pas très bien visibles. Au Sud, plusieurs failles et fractures sont identifiées. Au sein des roches du Berriasien et du Jurassique Supérieur, les failles et fractures sont moins nombreuses mais les bancs stratigraphiques sont bien identifiés. Au Nord de l'affleurement, une seconde faille normale, N078-78S, délimite une zone de brèche d'environ 40 mètres d'épaisseur (Figure 1-34 D), caractérisée par tomographie électrique (Annexe 2). Cette brèche polygénique est composée de fragments de taille centimétrique à décimétrique du Crétacé inférieur et de matériel de remplissage rouge d'origine continental (matière organique, quartz et carbonate). Des remplissages karstiques sont observés au sein des fractures, et sont majoritairement des argiles. La matrice de la brèche, entre les blocs, est plutôt de couleur rouge et composée d'oxydes de fer et de calcite. La zone de brèche est affectée par plusieurs failles, plus ou moins karstifiées. La présence de paléokarsts indique des anciennes circulations de fluides, ces structures sont actuellement remplies par des dépôts de calcite.

Une analyse microtectonique de 80 failles est réalisée (Figure 1-34 C) : mesure des azimuts, pendages, et directions des stries. Certaines failles possèdent deux mouvements bien distincts : une première phase en mouvement normal et une réactivation en mouvement décrochant-inverse. Certaines failles normales sont recoupées par des failles en décrochement (Figure 1-34 E). Deux phases de déformation (1 et 2) sont considérées : la première phase est une phase d'extension orientée NW-SE avec la contrainte minimum sub-horizontale (flèches grises sur la Figure 1-34 F) et la seconde phase de déformation, correspond à une phase de compression avec la contrainte maximum orientée selon un axe N020°sub-horizontal (flèches noires sur la Figure 1-34 F).

Des profils de tomographie électrique sur le Mont Faron ont été réalisés. L'objectif est de calibrer les signatures géophysiques des couches lithologiques affleurantes sur le terrain, près de la source Saint-Antoine et celles des structures fracturées observées au niveau de la carrière Ouest du Mont Faron. Cette prospection vise également à imager le contexte géologique au plus près de la source Saint-Antoine. Les résultats et interprétations sont présentés en Annexe 2.

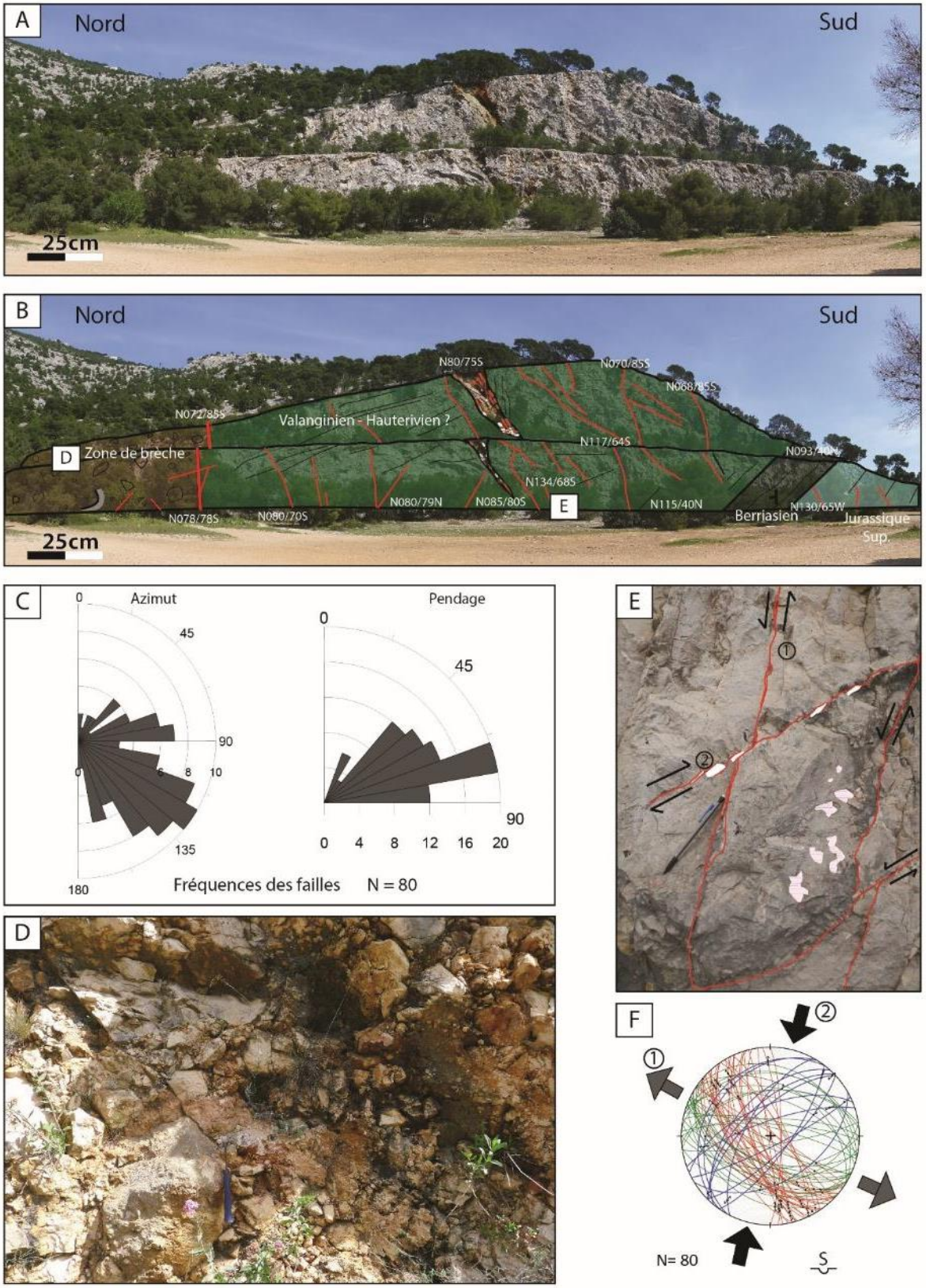


Figure 1-34 Planche géologique de la carrière Ouest du Mont Faron. (A) Photographie de l'affleurement. B. Interprétation de l'affleurement. C. Diagrammes des azimuts et pendages des failles mesurées. D. Zone de brèche. E Analyses de recoupement de failles, chronologie relative. F. Stéréogrammes 80 failles mesurées, hémisphère inférieur, les flèches grises indiquent une phase d'extension et les flèches noires correspondent à une phase de compression.

- **Domaine structural Sud (socle / Trias)**

Au sud de la région d'étude, les roches d'âge Triassique chevauchent les roches métamorphiques du socle (Gouvernet, 1963; Gouvernet et al., 1969; Quemart and Serratrice, 2000)

Le Trias a été étudié d'un point de vue sédimentaire et structural dans une carrière à l'Est du Faron (Figure 1-30 n°5), ainsi que sur la côte de la grande rade de Toulon, aux alentours du Cap Brun et de l'Anse de Sainte Marguerite (Figure 1-30 n°6) (Ondicolberry, 2015). Les séries du Muschelkalk présentent de nombreuses brèches, à différentes échelles (Ondicolberry, 2015) :

- des brèches tectoniques résultantes de déformations tectoniques et de circulations de fluides. Ces brèches présentent de nombreuses phases de ciments ainsi qu'une matrice calcaire montrant les traces de remplissage karstiques.
- des brèches intraformationnelles issues de remaniement du sédiment au cours du dépôt
- des méga-brèches de paléo-drain karstique. Ces brèches sont des amas désorganisés de plusieurs faciès du Muschelkalk inférieur.
- des brèches sédimentaires : brèches d'effondrement par dissolution des évaporites dues à des circulations de fluides et des méga-brèche sédimentaire provenant de glissement sédimentaire à l'échelle du bassin.

Trois familles de failles sont distinguées sur les affleurements de l'Anse de Sainte Marguerite (Figure 1-35) : N020-050°, N80-100 et des failles Nord-Sud, avec des pendages très forts. Ces failles sont toutes des failles avec un déplacement normal. Certaines failles présentent une composante décrochante dextre ou senestre. Il s'agit des séries du Muschelkalk inférieur avec une partie très bréchique au Nord de l'affleurement. Le socle affleure au Nord-Ouest de la station structurale, mais le contact n'a pas pu être observé du fait de la présence de bâtiments. La partie Sud de la station structurale est agencée en dalles qui représentent des surfaces stratigraphiques (Figure 1-35). Ces dalles présentent des failles, des fractures, des veines ainsi que des brèches d'origine tectonique. Au Nord de l'affleurement, la zone bréchique, très peu faillée, est marquée par des traces de paléo-karst, des spéléothèmes ainsi que des petites dolines. Plusieurs brèches d'effondrement sont observées sur cet affleurement, provenant certainement de paléodrains karstiques. Ces derniers indices indiquent que ces roches ont subi des phases de karstification intenses après ou en même temps que leur dépôt. Des plis sont également cartographiés provoquant des variations de pendages stratigraphiques. La série est intensément plissée dans ce secteur. Plusieurs veines, plutôt épaisses (≈10cm) traversent les plans stratigraphiques et semblent être recoupées et décalées par des failles.

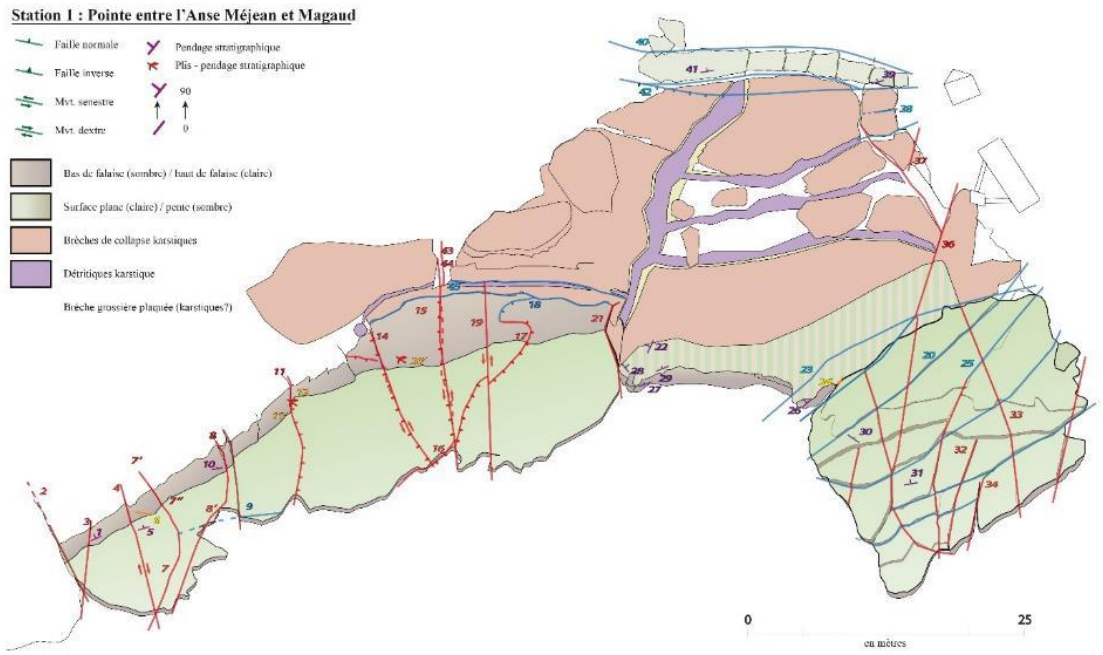


Figure 1-35 Schéma structural de la station tectonique de l'Anse Sainte Marguerite (d'après Ondicolberry, 2015)

A l'Est du Mont Faron (Figure 1-36), le Muschelkalk supérieur est identifié. Plusieurs failles recoupent cet affleurement, et la série n'est pas continue. Cette station structurale est une ancienne carrière qui est très fracturée. Il n'y a que très peu d'indice de circulation de fluides et très peu d'indices karstiques sur cet affleurement. Les failles identifiées sont des failles normales avec de forts pendages 70° à 90°, peu karstifiées. Les failles N100-N160 sont principalement des failles inverses avec une composante décrochante dextre ou senestre.

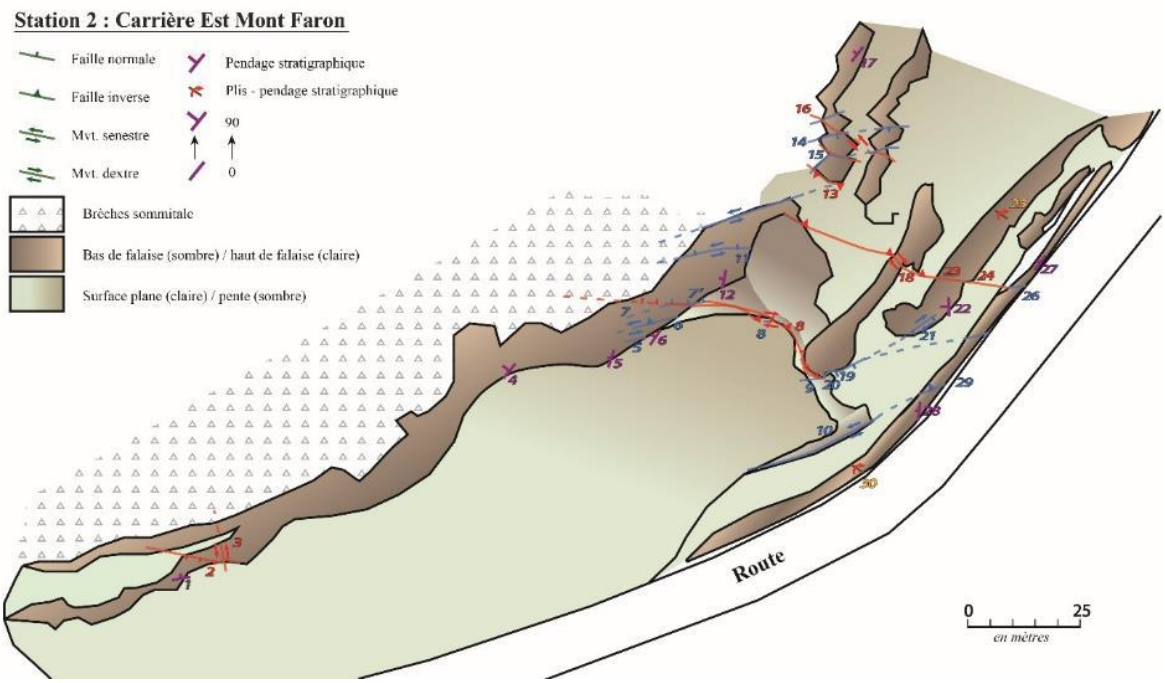


Figure 1-36 Schéma structural de la station tectonique du Mont Faron Est (d'après Ondicolberry, 2015)

Malheureusement les mesures des mouvements des failles des deux affleurements étant peu nombreuses, les paléo-contraintes n'ont pas pu être bien définies dans le Muschelkalk.

Les séries du Muschelkalk sont ponctuées par de nombreuses brèches, et ce, à différentes échelles. Celles nominées comme les « niveaux de décollements » pluri-métriques (Caron, 1967), semblent être continues dans les séries. D'autres brèches sont exclusives à une partie des affleurements, comme les brèches tectoniques ou à un banc en particulier, brèches intraformationnelles, car les phénomènes, à leur origine, sont ponctuels : karsts, failles et cavité d'effondrements.

5.5 Synthèse des déformations tectoniques

Trois familles de failles se retrouvent sur chaque affleurement étudié : N090, N030-N060 et N120-N140 (Figure 1-37). L'analyse des paléocontraintes montre deux phases tectoniques majeures : (1) une extension caractérisée par une contrainte **σ3** horizontale et orientée N130 à N160 pouvant correspondre à un régime extensif ou transtensif entretenant la subsidence des séries du Trias au Crétacé moyen, selon des systèmes de horsts et grabens, (2) une compression caractérisée par une contrainte principale **σ1** horizontale et orientée N0 à N20, correspondant à l'inversion pyrénéo-provençale du Crétacé supérieur à l'Eocène avec la réactivation en faille inverse à composante décrochante, entrainant l'apparition de failles N110-130 principalement inverses.

Les styles structuraux sont différents selon les zones étudiées. Le domaine Nord monoclinal est affecté par une forte karstification et par des failles majeures décrochantes qui n'affectent que très peu la série sédimentaire. De plus, beaucoup de linéaments sont identifiés par photographies aériennes. Le domaine central est affecté par les chevauchements, avec des failles inverses mais également des failles normales reprises en faille inverse lors de la compression Pyrénéo-provençale. Toute cette zone est très fortement déformée par les phases tectoniques. La remontée des roches métamorphiques imperméables du socle crée une barrière à l'écoulement souterrain.

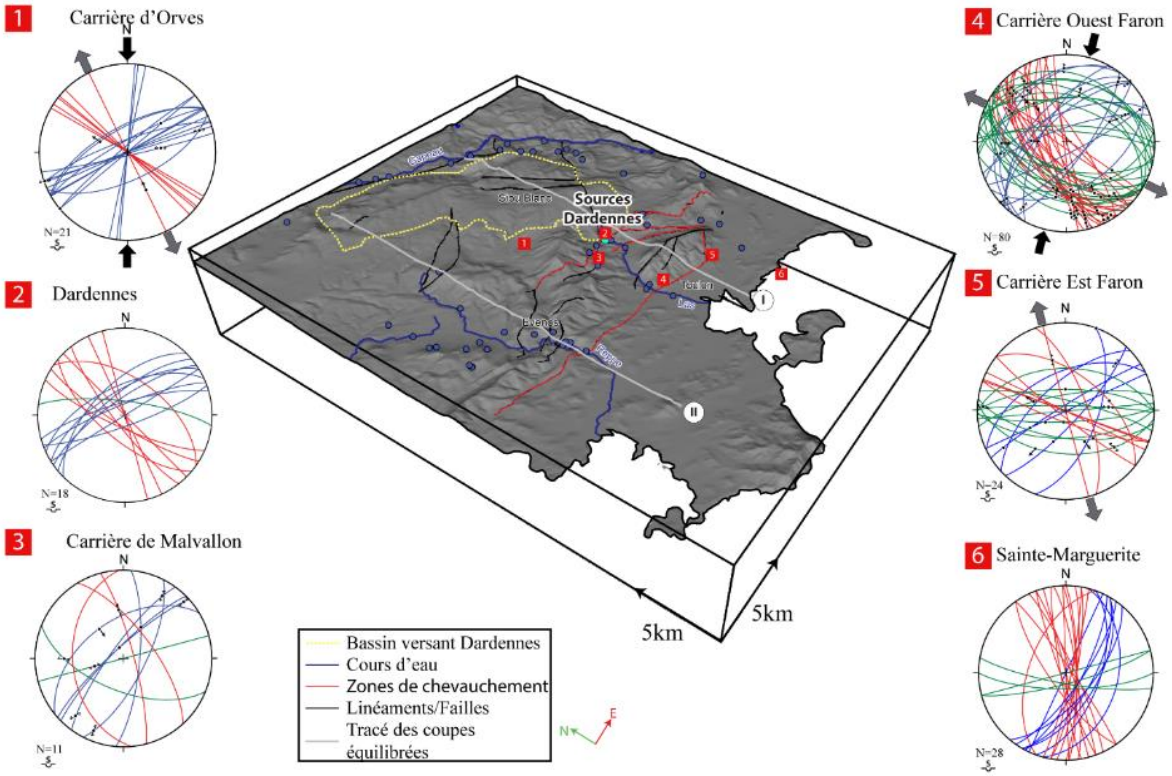


Figure 1-37 Bloc 2D/3D de la région Toulonnaise. Stéréogrammes des failles et les directions des principales phases de déformation observées des six affleurements clefs. Sur les stéréogrammes, trois familles de failles sont distinguées avec des couleurs différentes: en vert, les failles orientées Est-Ouest, en bleu, les failles orientées N030-N060, en rouge, les failles orientées N120-N140. Les flèches noires représentent les contraintes compressives et les flèches grises indiquent les contraintes extensives obtenus à partir de mesures de stries sur les différentes failles des affleurements.

6. Discussion

6.1 Origines des vides au sein de la série sédimentaire

La Figure 1-38 illustre les données de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ avec leur moyenne et leur écart type, ainsi que les valeurs de porosité mesurées, en fonction de la colonne stratigraphique de la région Toulonnaise. Cette figure globale se décompose en 4 parties : le log stratigraphique synthétique de la région Toulonnaise, les données isotopiques en $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$, les valeurs de porosité mesurées, puis les grandes caractéristiques de chaque unité ou période. Le log stratigraphique est synthétique et régional, les échantillons sont alors représentés relativement en fonction de cette colonne lithologique. Dans la deuxième partie de cette figure, les échantillons de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ sont représentés verticalement en présentant tout d'abord la variation des données en $\delta^{13}C$, puis leur moyenne et écart type selon les âges prélevés, puis en $\delta^{18}O$. Les variations de porosité mesurées (à l'eau et à l'hélium) sont présentées verticalement. Les échantillons utilisés pour les mesures de porosité sont les mêmes que ceux des valeurs isotopiques. Mais les mesures n'ont pas pu être réalisées sur chaque échantillon de roche.

Les carbonates du Trias n'ont pas de valeurs de porosité mesurée, les valeurs isotopiques ont montré que les échantillons ont subi une cimentation précoce sous influence météorique avec un enfouissement intense. Les valeurs de porosité intergranulaire doivent alors être très faibles dans les calcaires bioclastiques. Les séries du Muschelkalk présentent de nombreuses brèches à différentes échelles qui ont subi des influences de fluides. Ces brèches n'ont pas été échantillonnées concernant les mesures de porosité et la géochimie isotopique. Mais elles présentent toutes des circulations de fluides, avec conduits karstiques, des remplissages karstiques ou des traces de dissolutions d'évaporites (Ondicolberry, 2015). Ces brèches sont alors des hôtes propices au stockage ou à l'écoulement de fluides.

Les dolomies primaires du Jurassique, ayant de fortes valeurs de $\delta^{18}O$, (Hettangien et Jurassique supérieur) se remarquent par leur forte valeur de porosité. Il y a eu préservation de la dolomitisation précoce et ainsi préservation de la porosité intercristalline. Les fortes valeurs de porosité des dolomies peuvent être liées à la dissolution de la matrice calcaire (Maliva et al., 2011). Les phénomènes de dolomitisation précoce peuvent entrainer une création de porosité matricielle.

Les échantillons du Bajocien-Bathonien, Jurassique moyen, ont des valeurs de porosité variable, allant jusqu'à 12%. Les fortes valeurs de porosité se retrouvent dans des faciès granulaires (grainstone) et les faibles valeurs dans les faciès boueux (mudstone). Les valeurs isotopiques de ces différents faciès ne sont que très peu variables. Dans les faciès granulaires, soit la porosité primaire a été préservée, soit il y a eu une phase de dissolution tardive, sans recristallisation, qui a développé de la porosité intergranulaire.

Les carbonates très peu poreux et bien cimentés de faciès Urgonien du Barrémien montrent des valeurs positives de $\delta^{13}C$ et faiblement négatives en $\delta^{18}O$ typiquement marines (Moss and Tucker, 1995) sur le plateau de Siou-Blanc. Ces carbonates ont subi une cimentation marine précoce et/ou une phase de cimentation précoce d'origine météorique liée à des phases d'émersion répétées (Leonide et al., 2014). Les calcaires Urgoniens de Provence sont d'excellents analogues de réservoirs carbonatés microporeux, rencontrés au Moyen-Orient, en terme de faciès (âge, faciès sédimentaire et environnement de dépôt) et selon les propriétés réservoirs (types de pores, porosité et perméabilité) (Borgomano et al., 2002; Fournier et al., 2011; Leonide et al., 2012). Les roches sont plus ou moins poreuses dans ces faciès Urgoniens selon les phases diagénétiques qu'elles ont subies et leur environnement de dépôt, avec des porosités allant jusqu'à 20% mesurées à Fontaine-de-Vaucluse (Leonide et al., 2014). Dans la région Toulonnaise, les valeurs sont inférieures à 3%. En Provence, les dépôts carbonatés ont subi une période d'émersion généralisée, liée au bombement Durancien. Au Nord de la Provence, la discordance a affecté

les calcaires du Barrémien supérieur, alors qu'au Sud elle a affectée les calcaires du Barrémien inférieur. Les fluides météoriques associés n'ont pas généré de microporosité comme au Nord (Leonide et al., 2014) car les calcaires de l'Hauterivien et du Barrémien inférieur devaient déjà être complètement cimentés. L'impact de cette phase a été la création de paléokarsts mais il n'y a peut-être pas eu d'augmentation de la porosité matricielle. Cependant, la circulation de fluides météoriques lors de cette période dans les couches lithologiques sous les calcaires du Crétacé inférieur a pu créer de la dissolution/recristallisation dans les dolomies du Jurassique.

Les fortes valeurs positives de $\delta^{13}C$ au Cénomanien sont expliquées par le premier stade de la crise mondiale anoxique à la transition entre le Cénomanien et le Turonien. Ces valeurs maximales du $\delta^{13}C$ correspondent à la dérive positive d'âge Cénomanien supérieur, signal global du carbone lié à l'événement océanique anoxique OAE2 (Cénomanien supérieur / Turonien basal) (Frijia and Parente, 2008). Bien que des conditions anoxiques ne soient pas enregistrées, il n'y a pas de facies sédimentaires marqueurs de ces conditions (*black shales* par exemple) sur la plateforme Provençale, les carbonates de plateforme ont enregistré un signal géochimique montrant les perturbations globales du cycle du carbone. Ces calcaires présentent également de très faibles valeurs de porosité (Matonti et al., 2017).

Les faibles valeurs de porosité du Crétacé supérieur correspondent à des roches ayant subies une cimentation précoce et pas de préservation de la porosité matricielle.

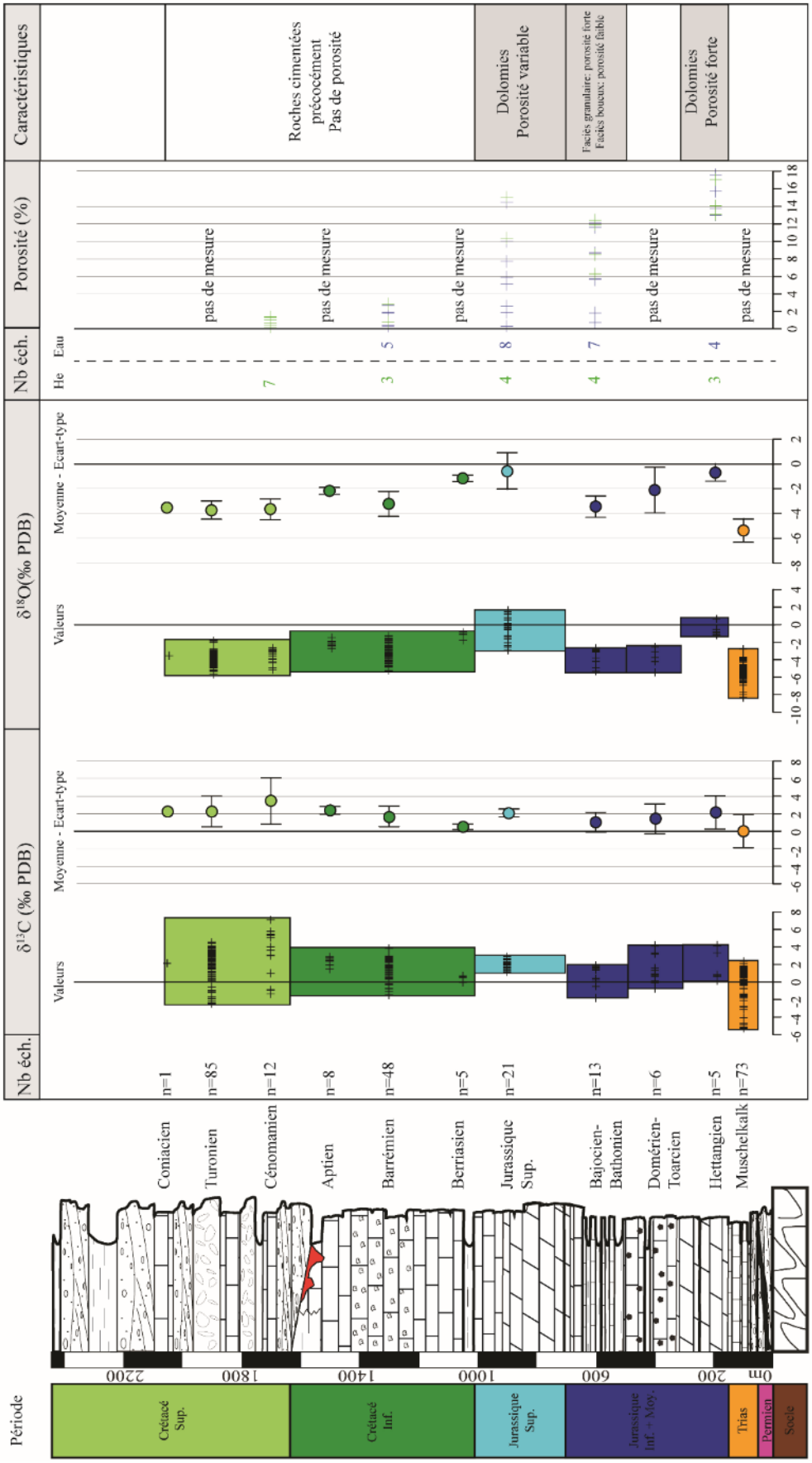


Figure 1-38 Log stratigraphique synthétique régional de la région Toulonnaise associé aux propriétés isotopiques et de porosité des carbonates

6.2 Compartimentation de l'aquifère karstique

Les coupes équilibrées sont des modèles théoriques simplificateurs avec des incertitudes en profondeur puisque aucun forage profond ne permet de les calibrer régionalement. Plusieurs modèles ont été testés mais un seul résultat est gardé pour chaque coupe, le plus cohérent avec les observations de surface. Le style structural de la Provence de l'Est (Figure 1-6) implique le socle et la couverture (*thick* et *thin-skinned* (Bestani, 2015; Espurt, 2012; Lacombe, 2005; Lacombe, 2002; Tempier, 1987). Les structures proposées pour accommoder la déformation en Provence sont variées : décollement de couverture dans les niveaux triasiques ou jurassiques, prisme de socle et de couverture ou encore des chevauchements de grandes longueurs d'onde (Bestani, 2014).

Le style structural de la zone d'étude est dominé par le rôle important des failles normales de socles héritées du Permo-Trias (Bestani, 2014) mais aussi par la présence de grands décrochements hercyniens réactivés lors de l'orogénèse Pyrénéenne. Les nombreuses failles de socle présentes en Provence orientale et retrouvées dans le domaine offshore dans le Golfe du Lion (Séranne, 1999) seraient connectées vers 10-15 km de profondeur (Bestani et al., 2015; Lacombe and Mouthereau, 2002) et ne seraient pas lithosphériques.

Les travaux de Bestani et al. (2015) à l'échelle de l'avant pays provençal, ont réalisé une coupe équilibrée depuis le Cap Sicié (au Sud) jusqu'à Pertuis (au Nord), incluant le synclinal de l'unité du Beausset, le synclinal de l'Arc ainsi que la Sainte-Baume et la Sainte Victoire. L'équilibrage de cette coupe montre un raccourcissement total horizontal de 40 km, dû aux grandes structures provençales. L'essentiel de ce raccourcissement (≈37 km) est accommodé par des chevauchements de socle au Sud du synclinal de l'Arc (Figure 1-6). Les coupes équilibrées réalisées dans cette thèse présentent un raccourcissement de 1 km pour la coupe I et de 3 km pour la coupe II approximativement. Ces valeurs sont alors cohérentes avec les résultats de Bestani et al. (2015) selon l'échelle d'étude. De plus, les niveaux de décollements en Provence sont identifiés dans les séries d'âge Triassique (Caron, 1967; Champion et al., 2000; Roure and Colletta, 1996; Tempier, 1987). Au Nord-Ouest de la Provence, des diapirs de sels datant du Trias sont clairement identifiés (Casagrande et al., 1989; Emre and Truc, 1978). Ces structures et les plis identifiés dans le Muschelkalk (station tectonique 6, Ondicolberry (2015) sont des déformations ductiles qui ne sont pas prises en compte dans la méthode des coupes équilibrées. Cela provoque alors des incertitudes non-estimées sur le raccourcissement des coupes équilibrées présentées dans cette thèse.

Les failles normales présentes sur le Mont Faron sur la coupe I, potentiellement ancrées dans le socle, résultent certainement d'une phase extensive, ou transtensive, d'âge Crétacé supérieur. Elles peuvent résulter de la tectonique lors de l'ouverture du bassin sédimentaire, et ensuite être partiellement réactivées avec un mouvement inverse ou décrochant, lors de la compression pyrénéo-provençale. En effet, des zones de brèche tectono-sédimentaires sont observées sur le Mont Faron, au contact de failles normales. Des réactivations en décrochement avec une composante inverse dans certains cas, entrainent alors l'ouverture des failles par dilatance (Ferrill and Morris, 2003; Jeanne et al., 2012; Matonti et al., 2017). Ces failles normales ouvertes peuvent mener à une augmentation de perméabilité (Bense et al., 2003; Sperrevik et al., 2002) et permettre un écoulement d'eau souterrain important.

Les coupes réalisées dans cette thèse, ont été réalisées avec parcimonie, ce sont un support à la visualisation du réservoir géologique de Dardennes (Figure 1-39). Cependant, elles restent des modèles et sont ainsi soumises à de nombreuses incertitudes. En effet, la zone la plus incertaine concerne la structure synclinale au droit des sources de Dardennes. Ce synclinal est présent sur les coupes géologiques réalisées dans des études antérieures (Bestani et al., 2015; Fournillon, 2012; Gouvernet, 1963). Dans les études récentes, telles que Bestani et al. (2015) et Fournillon (2012), le synclinal est représenté avec plusieurs charnières différentes, mais le flanc Sud est subvertical dans les deux cas. Ce

synclinal peut avoir deux origines lors de l'histoire géodynamique du bassin du Beausset. Le synclinal au droit des sources de Dardennes peut, soit correspondre à un pli d'entrainement sous le niveau de décollement lors de la compression pyrénéo-provençale, soit à l'inversion en compression d'une structure préexistante en graben. Durant l'Albien, la Provence enregistre des apports sédimentaires turbiditiques et bréchiques sur la bordure Sud du synclinal du Beausset (Masse and Philip, 1969; Philip, 1987) qui témoignent d'une structuration en horsts et grabens.

Cette structure profonde serait à confirmer avec des méthodes géophysiques profondes ou des forages exploratoires (Arthaud et al., 1980; Bestani, 2014; Raffaele et al., 2004), ou avec des modèles géomécaniques (Lamarche et al., 2013).

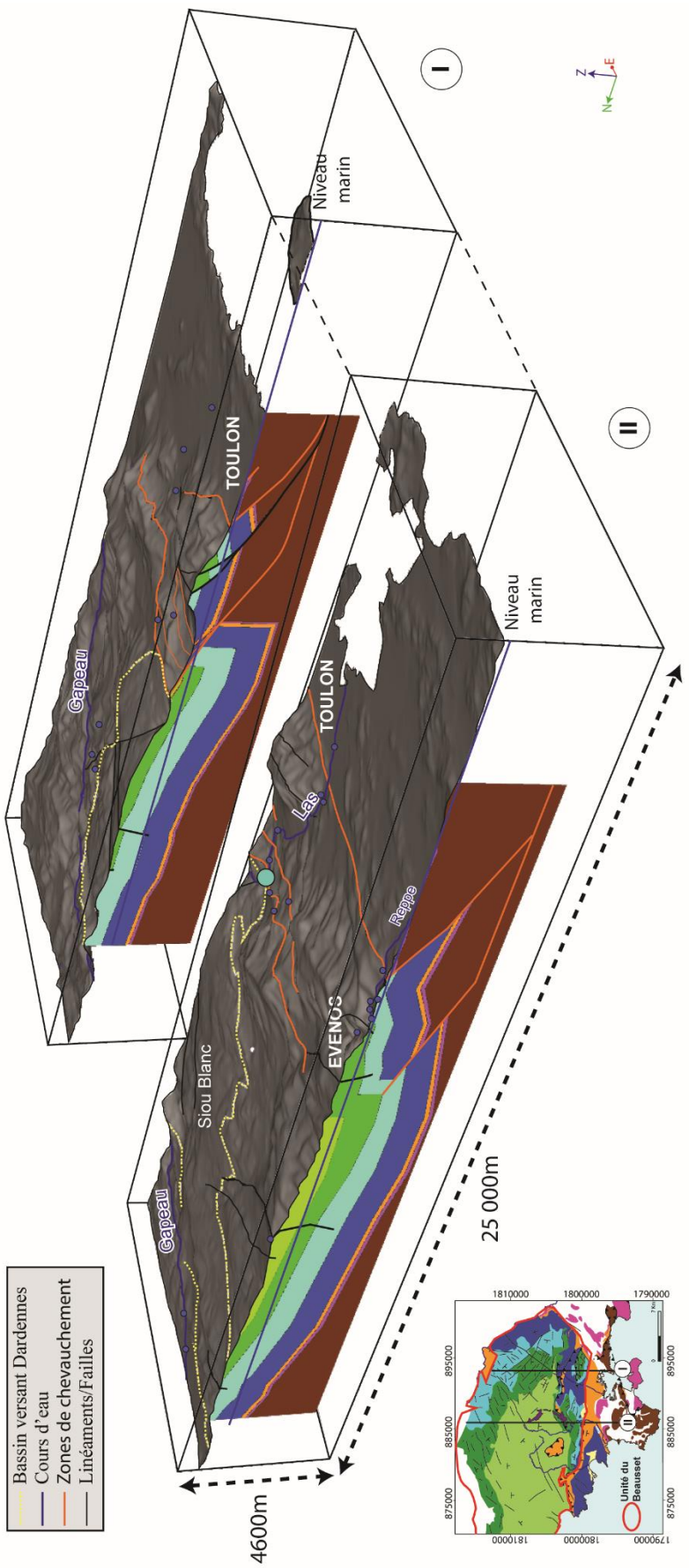


Figure 1-39 Vue en 3D des coupes équilibrées réalisées dans la région Toulonnaise, en gris la surface topographique représentée par le MNT (25 m).

7. Les réservoirs hydrogéologiques potentiels

Les formations géologiques de la région toulonnaise sont des roches carbonatées, calcaires ou dolomies, ainsi que des formations argileuses ou marneuses. Les aquifères se limitent aux formations carbonatées de la série sédimentaire. Différentes unités réservoirs ont été définies selon l'étude géologique réalisée (Figure 1-40).

La première unité U1 (Figure 1-40), prend en compte les roches d'âge Trias et Jurassique inférieur, elle est composée essentiellement de calcaires et dolomies. La porosité mesurée sur ces formations lithologiques est très forte dans le Jurassique inférieur. A l'affleurement, ces formations sont très fracturées et karstifiées. Au-dessus de la formation aquifère U1, des alternances de calcaires et de calcaires argileux sont présentes (Bajocien-Bathonien). Les données de porosité ont montré des valeurs très variables dans ces alternances (entre 5 et 12%). Localement, cette formation peut être considérée comme aquifère du fait du réseau karstique horizontal connu, ou aquiclude selon la quantité d'argiles présente dans les formations lithologiques (Fournillon, 2012). La formation U2 (Figure 1-40), est constituée des roches du Bathonien supérieur (Jurassique moyen) et du Jurassique supérieur. Elle possède des caractéristiques lithologiques et pétrophysiques très variées du fait de la très forte hétérogénéité de la dolomitisation (Fournillon, 2012; Gisquet, 2012). La porosité est faible dans les calcaires du Bathonien supérieur et du Jurassique supérieur. A l'affleurement les indices karstiques ainsi que les fractures sont nombreux dans ces formations peu poreuses. Au-dessus de cette formation U2, les calcaires argileux du Berriasien sont localement aquiclude du fait de la grande quantité d'argile présente dans les calcaires (Dalmasso, 2001). La formation U3, est constituée à la base par des calcaires massifs présentant quelques intercalations d'horizons marneux. La partie supérieure est quant à elle, composée de calcaires du faciès Urgonien, un calcaire très peu poreux. La porosité matricielle est très faible mais ces calcaires sont très fracturés et karstifiés à l'affleurement, ce qui peut entrainer une forte perméabilité. La dernière unité, U4, est située dans le Crétacé supérieur et est composée de plusieurs calcaires, grès et calcarénites quartzeuses avec des propriétés pétrophysiques différentes. Les calcaires sont très peu poreux avec un réseau karstique très important, les grès possèdent une forte porosité et perméabilité (Fournier and Borgomano, 2009; Gari, 2008). Les calcarénites présentent des propriétés très variées, avec localement des faibles porosités matricielles sans présence de réseau karstique ni de fractures, et par ailleurs, elles peuvent avoir une porosité très forte et être perméables.

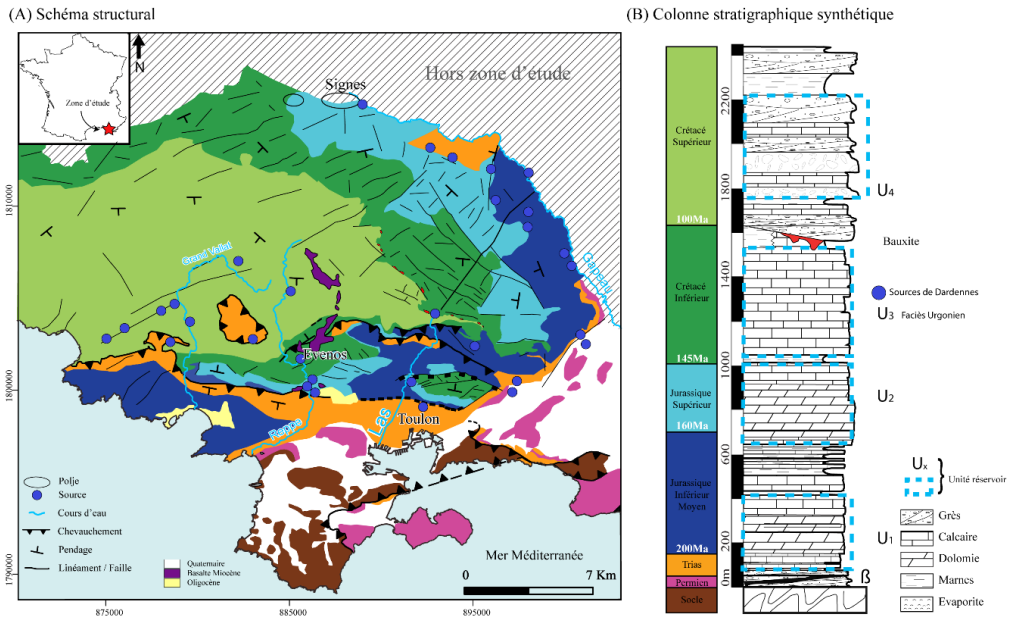


Figure 1-40 (a) Schéma structural de la région Toulonnaise, (b) Colonne stratigraphique de la région avec les unités hydrogéologiques définies.

8. Conclusion

Quelles sont les conséquences de la structuration géologique sur l'hydrogéologie actuelle des réservoirs hydrogéologiques ?

Les orientations des failles et fractures sont semblables dans les lithologies du Jurassique au Crétacé supérieur, montrant que l'ensemble de ces formations sont affectées par les mêmes phases de fracturation. L'implication pour l'hydrogéologie actuelle est alors importante. En effet, l'eau s'infiltre grâce aux discontinuités structurales et traverse le Crétacé et le Jurassique supérieur.

L'évaluation de la porosité et des propriétés géochimiques des formations lithologiques de la région toulonnaise a permis d'identifier les potentiels réservoirs carbonatés. Les calcaires à faciès Urgonien du Crétacé inférieur sont très peu poreux, mais ont développé des réseaux karstiques importants principalement guidés par la réactivation en compression pyrénéo-provençale des failles préexistantes. Les dolomies du Jurassique supérieur ont quant à elles des valeurs variables de porosité et ont développé des vides lors de phases diagénétiques, et lors de phases d'altération par fantômisation.

Toutes les unités lithologiques ayant des fortes valeurs de porosité matricielle, comme les dolomies de l'Hettangien, les calcaires du Bathonien et les dolomies du Jurassique supérieur ont acquis cette porosité lors de la diagénèse précoce avec une préservation par la suite de cette porosité. Les unités très peu poreuses, comme les roches carbonatées du Crétacé ont été précocement cimentées et ont subi par la suite des phases de diagénèse d'enfouissement intense. Les roches d'âge Triassique ont probablement des porosités intergranulaires très faibles, mais elles ont subies des phases de fracturation intenses et ont été fortement karstifiées.

L'analyse structurale des affleurements a montré que les mouvements extensifs sont antérieurs aux grandes structures chevauchantes. Les mouvements de compression mis en évidence lors de l'analyse structurale n'ont eu que très peu d'effets dans le domaine Nord en apparence. Dans le détail, l'effet produit par cette phase de compression est plutôt de la réactivation de failles existantes. Ces failles réactivées ont pu guider en partie la karstification. Dans les roches datant du Cénomanien du domaine Nord, il a été démontré que la porosité s'est principalement développée selon des failles normales ayant subi des réactivations en compression (Matonti et al., 2017). Dans le domaine Nord, de nombreuses failles karstifiées sont présentes mais ne montrent pas de décalage très important dans la série stratigraphique. Dans le domaine Sud, une première phase de karstification semble être syn-dépôt dans les roches du Trias. Les brèches karstiques identifiées à l'affleurement permettent probablement un écoulement très rapide des eaux souterraines. Si ces brèches existent également dans le domaine Nord et dans la zone de chevauchement, cela implique des écoulements très profonds.

La structure mise en évidence au droit des sources de Dardennes pourrait se corréler avec celle observée dans le secteur de Ste Anne d'Evenos, correspondant alors à une limite structurale majeure marquant la paléo-bordure du bassin sédimentaire de l'unité du Beausset (Figure 1-39), il est possible de relier les zones de chevauchements entre les deux coupes et les formations stratigraphiques. La zone de faille qui borde le synclinal sur son flanc Sud, est une limite de l'aquifère, avec la remontée des roches du socle peu perméables avec un rejet d'environ 400 m. Les écoulements souterrains profonds de la région sont bloqués, cela force l'eau à remonter vers la surface (sources de Dardennes) ou la sub-surface (nappe du Trias de Toulon).

L'évolution géodynamique de la marge provençale a été marquée par des épisodes de déformations très intenses. Les différentes phases de karstification ont permis la création des réseaux karstiques. Ces réseaux ayant subis des événements tectoniques et variations de niveaux de base importants, ont été développés et organisés afin d'obtenir les systèmes karstiques actuels.

Chapitre 2 : Etude du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère de Dardennes par des analyses CTD et hydrochimiques

Après avoir caractérisé les propriétés géologiques de l'aquifère, il est nécessaire de comprendre ses propriétés hydrodynamiques. Les variations de débit et de chimie de l'eau souterraine au cours du temps constituent des signaux qui informent sur le fonctionnement dynamique de l'hydrosystème karstique (Bakalowicz, 1979; Mudry, 1990). Afin de comprendre le fonctionnement de l'hydrosystème carbonaté karstique, deux approches sont utilisées dans ce chapitre.

D'une part, des analyses temporelles et fréquentielles de l'enregistrement en continu de la conductivité électrique, de la température et de la hauteur d'eau (CTD) sont réalisées afin de comprendre les réactions du système selon les événements pluvieux, à l'échelle pluriannuelle et à l'échelle d'une crue sur les sources de Dardennes. Ces analyses permettent également de comparer les variabilités temporelles sur plusieurs sources.

D'autre part, l'étude de la composition géochimique et isotopique (ions majeurs, isotopes stables de l'eau et ^{13}C) des eaux souterraines à différentes échelles (pic de crue et annuelle), a pour objectif d'identifier et de discriminer les différentes masses d'eau qui composent l'eau souterraine. Des traceurs de datation, tels que les gaz CFCs et SF6, sont utilisés afin d'estimer des âges apparents de l'eau souterraine.

1. Le contexte hydrogéologique de la région Toulonnaise

Le système hydrogéologique des sources de Dardennes est étudié. Cet aquifère est caractérisé par son bassin versant sur le massif karstique de Siou Blanc et drainé au niveau des sources de Dardennes. Ces sources sourdent au fond d'une retenue artificielle, le barrage de Dardennes. Les fuites du barrage donnent naissance au fleuve Las qui va traverser par la suite la ville de Toulon. Le barrage de Dardennes est un élément important dans la compréhension du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère, il est détaillé dans cette section. Les différents cours d'eau (temporaires et permanents) ainsi que les différentes sources de la région sont présentés.

1.1 Les cours d'eau

Le Gapeau présente la particularité d'être le seul cours d'eau pérenne de la région Toulonnaise (Figure 2-1) : il est alimenté par des sources bordières sur ces deux rives et des arrivées d'eau souterraine par le fond du lit (Fournillon, 2012). Il prend sa source à Signes à 316 m d'altitude pour aller se déverser dans la mer Méditerranée à Hyères. Il parcourt environ 47 km. Son bassin versant topographique est estimé à 169 km². La vallée du Gapeau forme la limite Nord et Est du massif de Siou Blanc. Quatre autres fleuves sont importants dans la région toulonnaise mais qui ne sont pas pérennes sur tout leur cours (Figure 2-1): le Las, l'Eygoutier, la Reppe et le Grand Vallat.

L'Eygoutier est un fleuve côtier de 15km d long environ, il traverse les villes de La Crau, Le Pradet, La Garde et Toulon. Son embouchure a été déviée afin d'éviter un ensablement du port.

Plus à l'Ouest, l'unité du Beausset est drainée par la Reppe et le Grand Vallat, deux fleuves temporaires (Figure 2-1). Des campagnes de jaugeages ont été réalisées en 2009 en fin d'étiage après les premières précipitations et en 2010, à la même période, mais les précipitations de fin d'étiage sont arrivées après les mesures de débit (Fournillon, 2012).

Le Las est géographiquement un fleuve côtier d'environ 8 km. Il prend naissance dans le village du Revest-les-Eaux et traverse ensuite le hameau de Dardennes, ainsi que la ville de Toulon. Plusieurs sources donnaient naissance à ce cours d'eau. Depuis la construction d'un barrage en 1912, ce fleuve est issu des eaux rejetées par celui-ci. Ce fleuve possède plusieurs parties bien distinctes (Lamarque et al., 2008). Une première partie qui prend naissance au pied du barrage de Dardennes jusqu'au hameau de Dardennes. Le débit varie en fonction des saisons et des rejets de l'usine d'alimentation en eau potable. Cette partie est la plus sauvage mais présente un manque d'eau chronique lié aux pompages et captages anthropiques. Le fleuve s'écoule sur des roches calcaires recouvertes à plusieurs endroits par une épaisse couche de limons. Au niveau du hameau de Dardennes l'eau est en partie déviée au profit d'un ancien canal (le Béal), qui participait à l'alimentation en eau de Toulon dans le passé. Une seconde partie, en aval du hameau de Dardennes, est complètement asséchée en période d'étiage. Quelques vallons l'alimentent selon les saisons plus en amont. Puis la troisième partie est une partie canalisée nommée « rivière neuve » ou « rivière couverte ». Le fleuve a été dévié de son cours naturel au XVIIème siècle sur 3 km, pour se jeter à Lagoubran et permettre ainsi le développement de Toulon et de son port. Le canal fut couvert, sur plus de 1,6 km, dans les années 1970-80 afin de faciliter la circulation routière. Le fleuve finit par se jeter dans la rade de Toulon, à plus de 1,5 km de son ancien lit naturel.

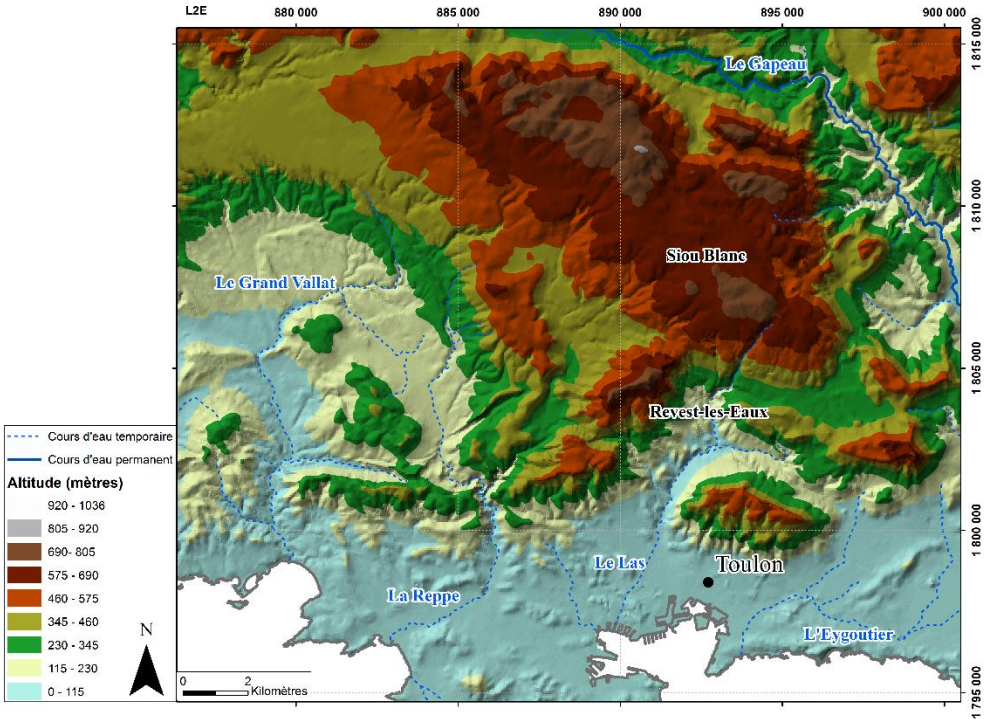


Figure 2-1 Localisation des cours d'eau permanents et temporaires sur la région d'étude

1.2 Les sources

L'Unité du Beausset présente environ 131 sources pérennes et temporaires réparties sur plusieurs secteurs (Figure 2-2 et Figure 2-3). Elle se distingue en 5 secteurs différents selon les principales zones de drainage (Figure 2-2). Les limites restent incertaines et à définir plus précisément.

- Secteur 1 : Au Nord, l'unité de la Sainte Baume constitue une zone de recharge alimentant des sources sur toute sa bordure. Elle représente ainsi une alimentation pour l'unité du Beausset et en particulier pour les sources de Port-Miou (Blavoux et al., 2004; Cavalera, 2007; Coulier, 1985).

- Secteur 2 : Au Sud, les sources des baies de La Ciotat et de Cassis sont drainées vers la mer.

- Secteur 3 : Plus à l'Est, les sources des gorges d'Ollioules sont alimentées par une zone plus au nord, la limite n'est pas très bien définie avec le secteur 4.

- Secteur 4 : les sources de Dardennes, sont quant à elles, alimentées par le plateau karstique de Siou Blanc, la limite en amont n'est pas précise.

- Secteur 5 : les sources « du Gapeau » sont sans doute rechargées par le massif des Morières.

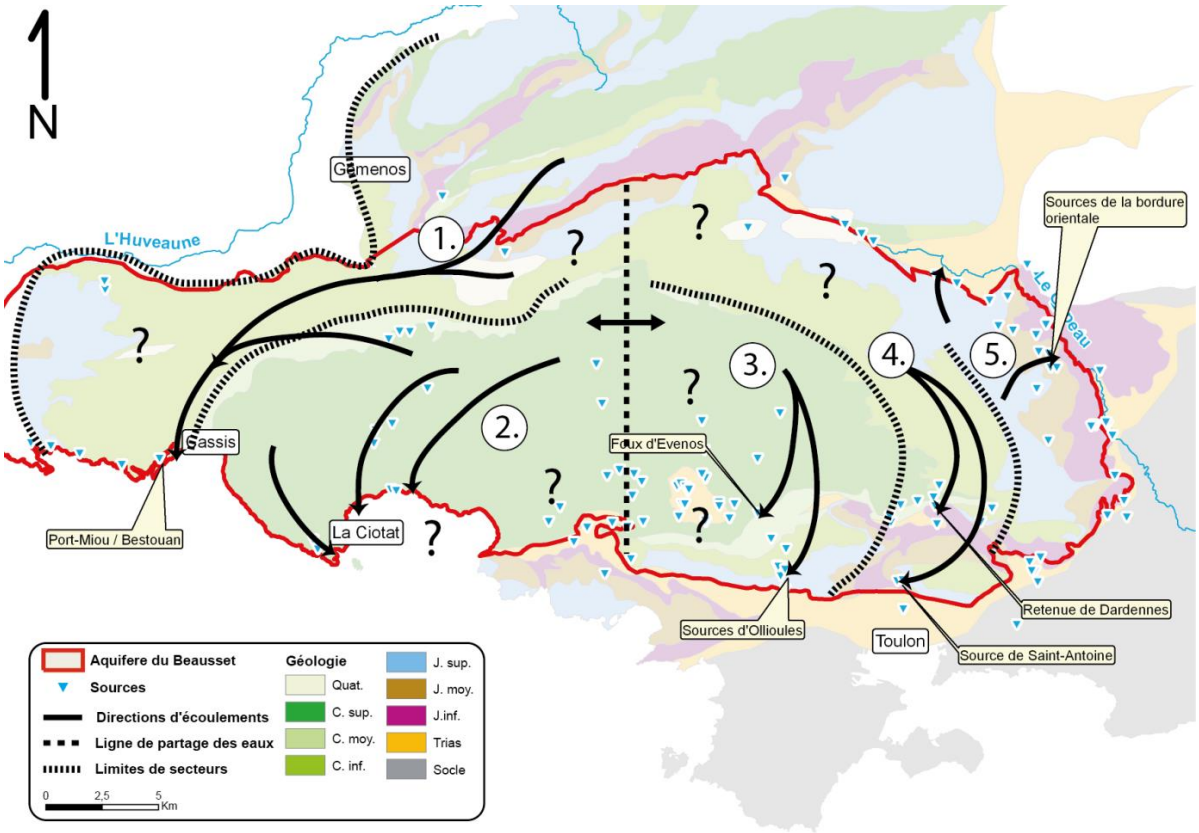


Figure 2-2 Principaux secteurs de drainage de l'Unité du Beausset, Fournillon (2012).

1.2.1 Synthèse sur les sources de l'unité du Beausset étudiées par Fournillon, 2012

Fournillon (2012) arrivait à la conclusion que l'unité géologique du Beausset est drainée principalement sur 5 secteurs, avec deux secteurs d'intérêt quantitatifs majeurs caractérisés par des sources karstiques vauclusiennes : Port-Miou (Cassis) et Dardennes (Toulon – Le Revest les Eaux). Les sources de Cassis étant saumâtres, elles ne constituent pas directement une ressource en eau potable à leur exutoire, mais présentent un intérêt pour des prélèvements futurs en amont dans le bassin d'alimentation. Les sources de Dardennes, déjà exploitées pour l'alimentation en eau potable de Toulon présentent un double intérêt : elles sont d'excellente qualité physico-chimique, et elles sont susceptibles d'être surexploitées. L'enjeu du projet Dardennes et de ma thèse est de définir plus précisément les modes d'écoulement et de stockage de l'eau souterraine drainée à Dardennes, afin de proposer une gestion durable de cette ressource. Cette première partie fait la synthèse des sources étudiées par Fournillon (2012) et le projet KarstEAU.

Les sources de la partie occidentale sont peu nombreuses. Les plus importantes sont les sources sous-marines de Port-Miou et Bestouan, avec des débits mesurés pouvant atteindre les 50 m^3/s pour la source de Port-Miou en crue (Tassy et al., 2010). Port-Miou est une des sources karstiques côtières les plus importante d'Europe (Bakalowicz, 2015; Tulipano et al., 2005). Ces sources drainent un vaste bassin versant d'au moins 400 km^2 étendu sur la partie occidentale de l'Unité du Beausset et la Sainte-Baume (Arfib et Charlier 2016, Cavalera 2007).

Le long du littoral des calanques, entre Cassis et Marseille, des sources sont repérées. Elles s'écoulent par des griffons et ne constituent pas des sources majeures au vu de leur faible débit (Vernet and Vernet, 1980). Les sources bordières de la Sainte-Baume (Saint Pons, Vèze et Sainte-Madeleine) sont considérées en dehors de l'unité du Beausset (Martin, 1991). Concernant la zone de La Ciotat-Ceyreste,

les sources à l'intérieur des terres sont pour la plupart temporaires. Depuis longtemps, des sources sous-marines sont suspectées dans la baie de La Ciotat, de nombreuses études ont eu lieu afin de les identifiées (Cluseau, 1965; Fournillon, 2012; Gilli, 2009). Des mesures de salinité en mer ont montré l'absence de grandes sources dans la baie de La Ciotat mais plutôt de nombreuses arrivées d'eau douces diffuses (Fournillon 2012).

Les quatre sources présentées ci-dessous sont localisées dans la vallée du Gapeau. Une brève description des sources est présentée ici car dans la suite de ce Chapitre, les résultats obtenus lors de cette thèse seront comparés avec les données de Fournillon (2012). Il n'y a pas eu de nouvelles données CTD in-situ sur ces sources.

- **La source du Gapeau**

La source du Gapeau sourd à Signes (Figure 2-3) dans une vasque reliée à un canal en pierre, dans un terrain privé. L'eau sort au gré d'une fracture dans le Crétacé supérieur. Des traçages artificiels ont montré une alimentation de cette source depuis le massif d'Agnis (Gilli, 2000). Elle est alimentée par un vaste massif dolomitique du Jurassique supérieur via les calcaires et calcarénites quartzeuses du Crétacé supérieur.

La source du Gapeau est caractérisée par une très forte inertie de la température. La conductivité électrique montre que seules des eaux plus minéralisées, donc plus anciennes arrivent lors des crues. Il apparaît également que plus l'étiage est fort, plus la diminution de la conductivité électrique est courte. Les pics de crues de hauteur d'eau sont caractérisés par leur brièveté tant lors de la montée que de la récession. Cela signifie au final, que l'aquifère doit posséder une importante réserve qui est soumise aux variations saisonnières et qui joue un très grand rôle tampon dans la régulation des crues.

- **La Font du Thon**

La source de la Font du Thon sourd au contact entre les dolomies Hettangiennes et les calcaires massifs du Rhétien, Trias supérieur (Figure 2-3). Le point de sortie précis de la source n'est pas connu. Les débits annoncés dans la littérature, 60 L/s en moyenne annuelle, en font une des plus grosses sources de la région de Solliès-Toucas (Durozoy and Paloc, 1969). Elle est captée dans la commune de Solliès-Toucas pour l'alimentation en eau douce de la ville. L'eau y est pompée et le trop-plein part dans un lavoir via un réservoir souterrain où était installée la sonde CTD.

- **La source de Werotte**

La source de Werotte est située à Solliès-Toucas à une centaine de mètres de la source de la Font du Thon (Figure 2-3). Elle est située au contact des roches de l'Hettangien et du Rhétien. Cette source est sur une propriété privée. Deux puits d'accès permettent d'atteindre la source depuis le terrain du propriétaire.

- **La source Font d'Ouvin**

La source de Font d'Ouvin jaillit au pied d'une falaise au fond d'un vallon. Elle coule depuis les calcaires marneux du Bajocien-Bathonien à travers un conduit karstique pénétrable. Elle est en position perchée par rapport au cours du Gapeau. La source appartient à la commune et est utilisée à tour de rôle par les riverains pour l'arrosage.

1.2.2 **Les sources des gorges d'Ollioules**

Les sources des gorges d'Ollioules sont principalement localisées sur des failles ou fractures, dans une zone tectoniquement complexe. Les sources principales sont : Bonnefont, Labus, la Reppe souterraine et Maïre des Fontaines (Figure 2-3). Ces sources sont très proches les unes des autres et possèdent des

particularités physico-chimiques très différentes. La source du Labus est une source chaude (entre 16 et 25°C) alors que la Reppe souterraine, à environ 200 mètres de la première, n'est pas très chaude (environ 14°C). Ce phénomène met en évidence la forte compartimentation des aquifères liée à la tectonique et/ou à la karstification (Fournillon, 2012).

- **La source de Bonnefont**

L'enregistrement des données sur la source de Bonnefont s'étale sur deux cycles hydrologiques. Elle apparaît comme une source karstique typique avec des crues importantes et instantanées dont les modalités sont fonctions des états hydriques antérieurs, et de la fréquence et de l'intensité des précipitations. Son aquifère est constitué de plusieurs composants perméables, comprenant karst et fractures. Les fortes minéralisations, supérieures à 700 µS/cm, et les températures importantes, plus de 15,5°C, enregistrées durant l'étiage montre la contribution d'un réservoir profond dans l'écoulement.

- **La source du Labus**

La source est caractérisée par des valeurs élevées de température et de conductivité électrique, variant respectivement entre 16°C et 25°C, et 627 µS/cm et 2213 µS/cm. La source de Labus est une source très karstique, dont les trois paramètres CTD montrent peu d'inertie. Cette source est caractérisée par une alimentation par un réservoir hydrothermal profond dont les eaux se mélangent aux eaux d'infiltrations rapides lors des crues (Fournillon, 2012).

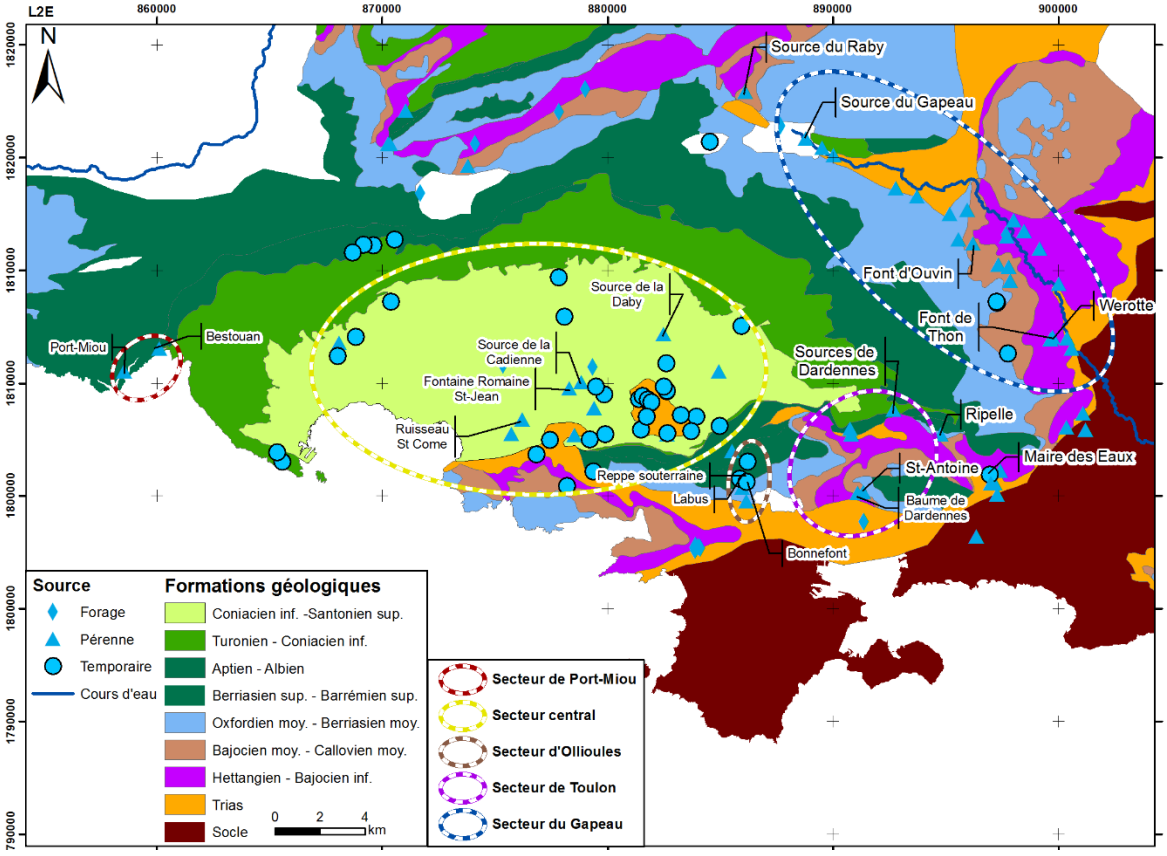


Figure 2-3 Localisation des sources de l'Unité du Beausset, modifié d'après Fournillon (2012)

1.2.3 **Les sources de la vallée du Las**

Ce sont les sources qui vont être étudiées dans le détail dans ce manuscrit de thèse :

- **Les sources de Dardennes**

Le terme « sources de Dardennes » représente plusieurs sources qui s'écoulent dans la retenue artificielle de Dardennes (Figure 2-4 et Figure 2-5). Ces sources sourdent au fond de cette retenue à une altitude d'environ 110 m NGF. Le débit moyen journalier maximum enregistré durant la période 2012-2016 est de 27 m^3/s, mais il a probablement atteint plus que 50 m^3/s lors de précédentes crues historiques (Lamarque et al., 2008). Pendant des périodes d'étiage, le débit peut être inférieur à 100 L/s.

Figure 2-4 Localisation des sources de la retenue artificielle de Dardennes (Lamarque et al., 2008)

Les sources sont alors noyées par la retenue artificielle d'eau formant un lac artificiel. Les exutoires ne sont plus visibles (Figure 2-5) : la Grande Foux (102,4 m NGF), la Petite Foux (96,3 m), le Figuier (106,7 m), le Rabas (109,3 m), les Platanes (101,5 m). Seuls les trop-pleins comme le Vallat des Roux (121 m), le Pin (133,4 m) et le Ragas (149 m) ne sont pas noyés.

Figure 2-5 Les sources de Dardennes lorsque la retenue artificielle est vide (Photo P.Maurel, SpéléH2O)

Le Ragas est une source de trop-plein ; elle est localisée sur un recoupement de plusieurs failles. De type Vauclusien, la source du Ragas possède un seuil de débordement à 149 m NGF (Figure 2-7). Cette source est caractérisée par un conduit vertical karstique de 150 m de profondeur exploré par des plongeurs (Lamarque et al., 2008). Cette cavité se divise en trois parties : une première est plutôt verticale et sans eau en dehors des périodes de crue ; une deuxième est verticale et noyée et la dernière, une large galerie sur une centaine de mètres qui aboutit à un vaste volume noyé. Les plongeurs se sont arrêtés à -151 m NGF de profondeur sans trouver de suite (Lamarque et al., 2008).

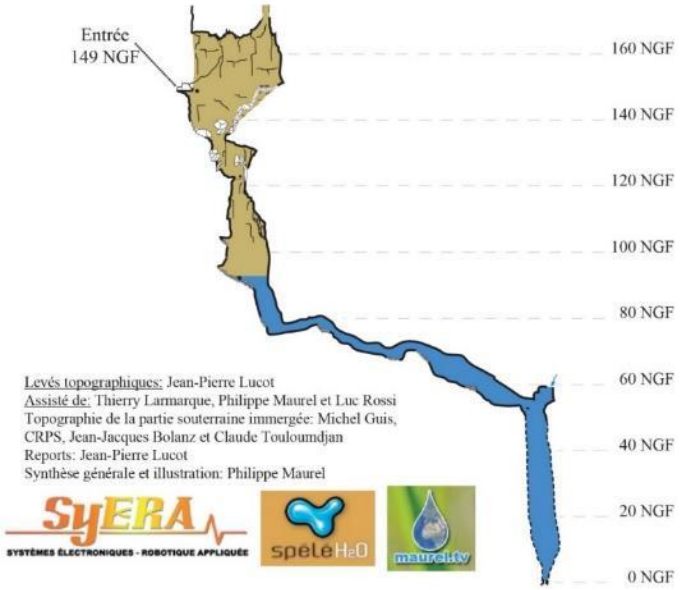


Figure 2-6 Topographie de la source du Ragas

Figure 2-7 Photographies de l'entrée de la source du Ragas. a) Une des plus importantes crues karstiques observée au cours des trois dernières décennies, à la source du Ragas. Photographie prise le 18 Janvier 1999 (Lamarque et Maurel). La pluviométrie enregistrée à la station de Toulon et à l'aérodrome du Castellet est respectivement de 90 mm/j et 110 mm/j le 17 janvier 1999. Aucune donnée n'est disponible sur le plateau de Siou Blanc où la pluie est généralement plus élevée. b) le Ragas à sec lorsque le niveau d'eau est bas. Extrait de (Baudement et al., 2017).

- **La source de Saint-Antoine**

La source Saint Antoine est une source karstique en rive gauche du Las, localisée sous le Mont Faron, à la côte 18 mètres N.G.F. Cette source est captée depuis le XIVème siècle afin d'alimenter la ville de Toulon jusque dans les années 1980 (Lamarque et al., 2008). La ville de Toulon étudie actuellement sa remise en exploitation. La source Saint-Antoine se déverse dans le tunnel de la rivière couverte, et participe ainsi au débit du Las en aval. En étiage, lorsque le Las est sec en amont de la rivière couverte, la source Saint-Antoine ainsi que la Baume de Dardenne donnent l'eau nécessaire au Las pour s'écouler. Selon les études (Lamarque and Maurel, 2004) et les derniers traçages réalisés (Lamarque, 2015a; b), le bassin d'alimentation de cette source englobe les plaines de Tourris et le Mont Faron. Cette source est pérenne et constitue une importante source d'alimentation du cours d'eau du Las. En étiage les débits minimum sont de 30 à 40 L/s (sauf durant l'étiage extrême de l'été 2017 où le débit a baissé sous 10 L/s) (Figure 2-8) et en crue le débit de crue peut atteindre 4 m^3/s.

L'eau de cette source à trois origines : le Mont Faron, le fleuve Las (avec une relation prouvée par les traçages artificiels et les tests hydrauliques voir section 2.3.2 de ce Chapitre 2) et une origine plus profonde avec de l'eau provenant du Nord qui passerait à travers la zone de chevauchement.

Figure 2-8 Galerie de la source Saint-Antoine. Photographie prise le 04 aout 2017 (T.Lamarque), débit historiquement très faible (≈10 L/s, la retenue de Dardennes est vide et le Las est à sec).

L'eau sort au contact du Bathonien marneux et du Bathonien calcaire. La cavité de la source est orientée Sud-Ouest Nord-Est (Figure 2-9), elle possède plusieurs siphons et a été explorée jusqu'à -121 mètres de profondeur en 2016 (Courbon et al., 2017).

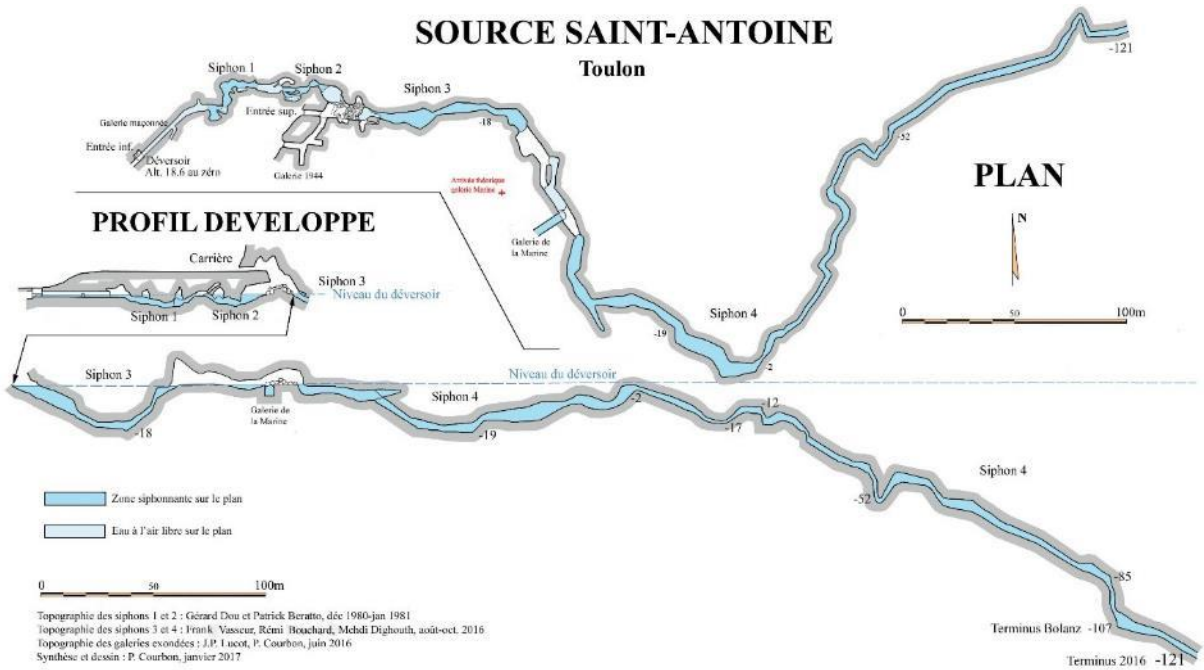


Figure 2-9 Plan et coupe de la source Saint Antoine (Courbon et al., 2017)

- **La Baume de Dardennes**

La source de la Baume sourd en rive droite du Las et participe à son écoulement, sous la colline de la Jonquière. Le débit de la source de l'ordre de 10 L/s en étiage et 20 L/s en crue. Cette source sort au contact des roches marneuses du Bathonien et du Bathonien calcaire. La cavité possède un développement de 1020 mètres et se développe selon une direction NO-SE (Lucot and Chardin, 2017).

1.2.4 Synthèse sur les suivis de sources de la région Toulonnaise mis en place ou continués dans le cadre de cette thèse

Le Tableau 2-1 fait la synthèse des sources suivies en continu par des sondes CTD et le suivi ponctuel pour les analyses chimiques selon les études de Fournillon (2012) et cette thèse.

Tableau 2-1 Synthèse du suivi des sources de la région Toulonnaise

Source	Secteur	Suivi Fournillon (2012)		Suivi Baudement (cette thèse)	
		En continu (CTD in-situ)	Ponctuel (chimie)	En continu (CTD in-situ)	Ponctuel (chimie)
Gapeau	Gapeau	03/2009 au 04/2011	Oui	/	Oui
Werotte	Gapeau	01/2009 au 03/2011	Oui	/	Non
Font du Thon	Gapeau	02/2009 au 03/2011	Oui	/	Non
Font d'Ouvin	Gapeau	03/2009 au 08/2010	Oui	/	Non
Ragas	Las	/	Oui	10/2012 à aujourd'hui	Oui
Bonnefont	Ollioules	05/2009 au 03/2011	Oui	/	Oui
Labus	Gorge d'Ollioules	04/2009 au 03/2011	Oui	/	Oui
Font. Romaine	Ceyreste	08/2009 au 03/2011	Oui	/	Non
Saint-Antoine	Las	/	Non	09/2012 à aujourd'hui	Oui
Port-Miou	Cassis	2005 à 2012	Oui	/	Non

1.3 Le barrage de Dardennes : gestion de l'alimentation en eau potable (AEP)

Actuellement l'eau consommée par les habitants de Toulon provient de deux points, le barrage de Carcès et la retenue artificielle de Dardennes. L'eau du barrage de Carcès est acheminée par un aqueduc jusqu'à l'usine de La Valette (environ 50 km). Cette dernière produit 61% de la demande en eau potable de Toulon, l'usine de Dardennes produit quant à elle environ 39%. En cas de très forte demande d'eau potable et de forte pénurie, l'approvisionnement en eau pour la ville de Toulon est fait par le Canal de Provence.

Le barrage de Dardennes a été construit en 1912 après plus de deux ans de travaux. Il possède une hauteur de 36 mètres par rapport au point le plus bas de sa fondation et une longueur de 154 mètres. Sa capacité est de 1,1 millions de mètres cubes d'eau avec une surface de 10,3 hectares. Ce plan d'eau est alimenté par plusieurs sources qui sourdent au fond de la retenue (voir section 1.3.4). Le barrage possède des ouvrages et des équipements hydrauliques afin de maîtriser son plan d'eau (Figure 2-10):

- un évacuateur de crues latéral (déversoir),
- deux conduites de vidange de fond,
- une prise d'eau au fond du barrage
- une prise d'eau dans le conduit vertical du Ragas, conduite d'alimentation en eau pour l'usine de traitement.

Le débit à pleine ouverture de chacune des vidanges de fond sous retenue normale (123 m) est estimé à environ 5,7 m^3/s. Au-dessus de la côte 123 m, l'eau du lac s'écoule par un déversoir directement dans la rivière Las, en aval.

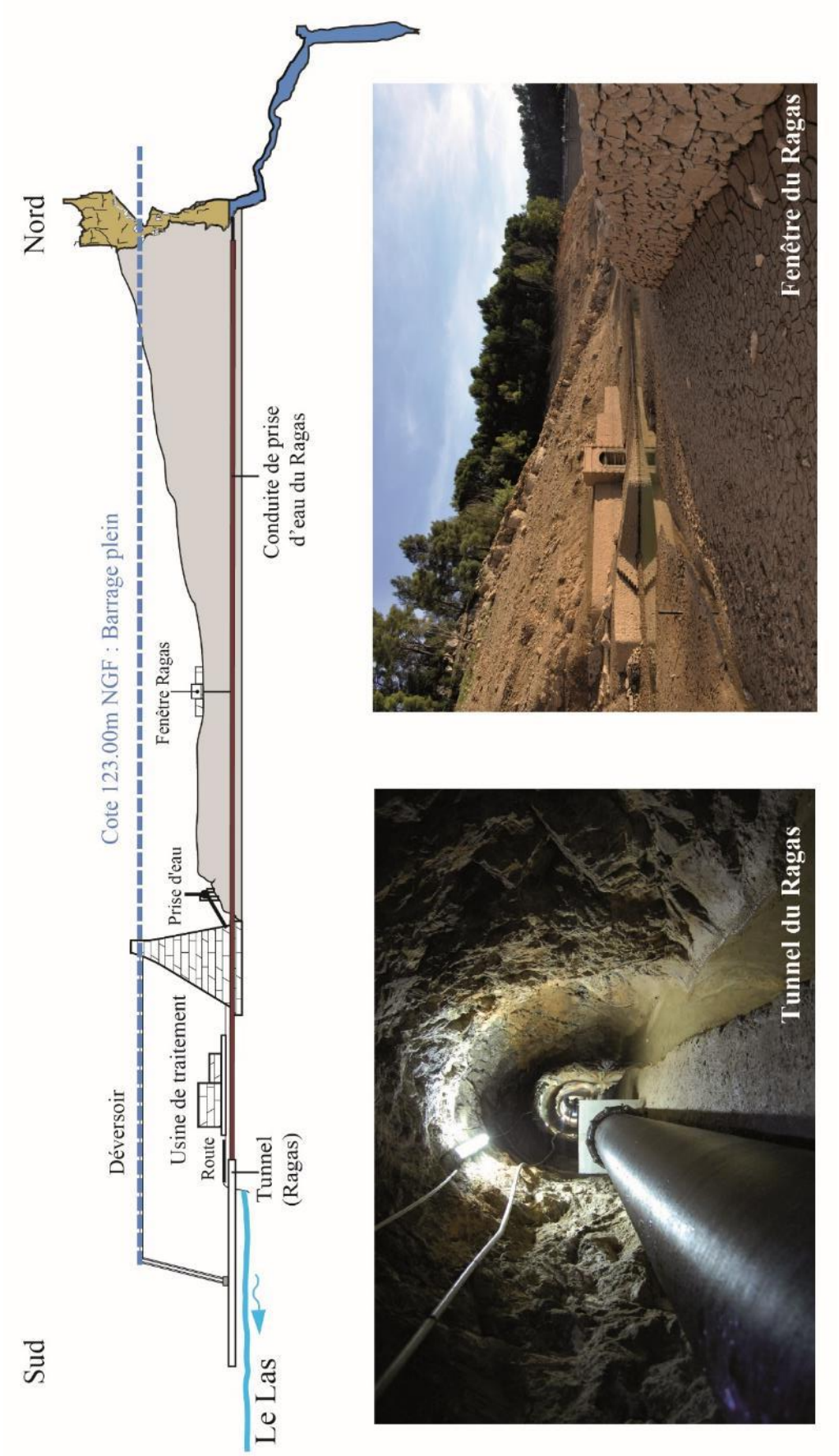


Figure 2-10 Profil en long entre l'usine de traitement des eaux et le Ragas, sans échelle (com. pers P.Maurel Spélé-H2O)

Le niveau d'eau dans la retenue artificielle est contrôlé et enregistré par l'usine de traitement des eaux, il varie selon les besoins de celle-ci. En hautes-eaux, le niveau d'eau est généralement à la côte maximale de l'ouvrage (123 m NGF (Figure 2-10)). En étiage, le niveau varie en fonction des prélèvements pour l'AEP et du débit naturel des sources alimentant la retenue. Lorsque le débit de pompage AEP est supérieur au débit des sources, le surplus d'exploitation est pris dans le volume stocké dans la retenue, faisant ainsi diminuer le niveau d'eau au cours de l'été. Le niveau est également régulé en fonction de différentes actions anthropiques : des essais de pompage (par exemple en septembre 2012 via la conduite du Ragas), des lâchers dans le Las (par exemple en janvier 2015 pour l'étude des relations avec la source Saint Antoine), un contrôle du niveau pour des raisons géotechniques (par exemple en 2013) ou des problèmes liés à la géosmine dans l'eau de la retenue artificielle.

Le cas particulier des pollutions à la géosmine est un problème connu mondialement (Journey et al., 2013; Juttner and Watson, 2007) qui donne un gout à l'eau très particulier, proche de la terre. L'eau n'est pas dangereuse à la consommation. La géosmine est un composé de micro-organismes lié à la présence d'algues et de champignons, et va se développer principalement avec la hausse des températures de l'air en été. L'eau pour l'alimentation en eau potable est alors prélevée à Dardennes directement dans le conduit du Ragas afin d'exploiter directement l'eau souterraine disponible, non impactée par la géosmine confinée dans le lac.

La production d'eau potable par l'usine de traitement varie selon les années. La Figure 2-11 montre les variations de production d'eau depuis 2000.

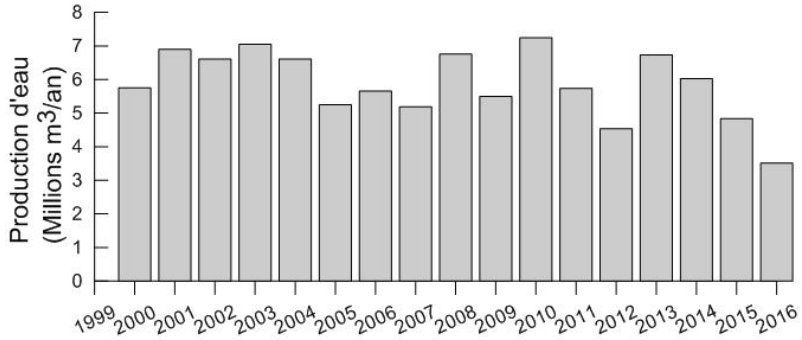


Figure 2-11 Production d'eau par l'usine de traitement des eaux depuis 2000 (données provenant de l'usine VEOLIA)

En 2010, la production d'eau est de 7,2 millions de mètres cubes alors qu'en 2016 elle n'est que de 3,6 millions de mètres cubes. L'alimentation en eau potable est fonction du débit des sources de Dardennes, l'usine exploite les volumes d'eau écoulés naturellement.

2. Le bassin versant d'alimentation des sources de Dardennes

2.1 Le plateau karstique de Siou Blanc

Le massif karstique de Siou Blanc, un plateau de 110 km² au Nord de Toulon, est drainé par les sources de Dardennes (Figure 1-5). Il constitue une zone naturelle en majorité forestière. Ce plateau calcaire est encore préservé de l'urbanisation. L'altitude moyenne de ce plateau est de 650 mètres, avec le point le plus haut à 826 mètres (Colle de Fède). Il est composé des formations lithologiques du Jurassique moyen (Bathonien) jusqu'au Crétacé supérieur (Santonien). Le plateau est intensément karstifié avec des formes karstiques observables à différentes échelles, comme des dolines, des pertes, des poljés et des cavités qui vont favoriser la concentration de l'eau d'infiltration (voir Chapitre 1).

2.2 Hypothèses sur la surface du bassin versant

Les limites supposées de ce bassin d'alimentation des sources de Dardennes sont :
- Au Nord, le poljé de Signes, à une altitude d'environ 315 mètres.
- A l'Ouest, le contact géologique entre les calcaires du Crétacé inférieur et les calcaires moins perméables du Crétacé supérieur (Cénomanien).
- A l'Est, les limites sont à discuter.

Le Tableau 2-2 synthétise les estimations de la surface du bassin versant des sources de Dardennes.

Tableau 2-2 Synthèse des études préliminaires sur le bassin versant des sources de Dardennes

Etude	Superficie bassin versant (km²)	Méthode de détermination
Courbon (1979)	57	Investigations spéléologiques et étude hydrologique
Londe (1989)	60	Etude hydrologique: - Extrapolation statistiques des crues observées au barrage de 1960 à 1987 - Méthode du Gradex
Gounon (1999)	47	Investigations géologiques et karstiques
Lamarque and Maurel (2004)	57	Opérations de traçages artificiels sur le plateau karstique de Siou-Blanc
Le Clerc and Noret (2008)	60	Etude hydrologique - Etude des pluies maximales journalières par ajustement d'une loi de Gümbel - Etude des débits: estimation des débits de crues journaliers par reconstitution des débits déversés au barrage de 1960 à 2003 - Etude de la relation pluie-débit - Hydrogramme de crue
BURGEAP (2008)	57	Etude topographique et géologique
SOGREAH (2010)	60	Etude hydrologique - Méthode SPEED (propre à SOGREAH): analyse spécifique des pluies et relation entre les pluies et les débits de crue - Etude des débits: estimation des débits de crue
BURGEAP (2012)	36-42	Etude bibliographique Etude du contexte topographique et géologique Détermination des crues exceptionnelles

Plusieurs estimations de la surface du bassin versant ont été réalisées depuis des dizaines d'années. Les estimations varient entre 36 et 60 km².

2.3 Synthèse des traçages artificiels

Plusieurs traçages ont été effectués dans des karsts de l'unité du Beausset et des zones alentours, au cours des années, afin d'apporter des connaissances et préciser les écoulements souterrains (Figure 2-12) (Arfib and Lamarque, 2011; Gilli, 2002; Lamarque and Maurel, 2004).

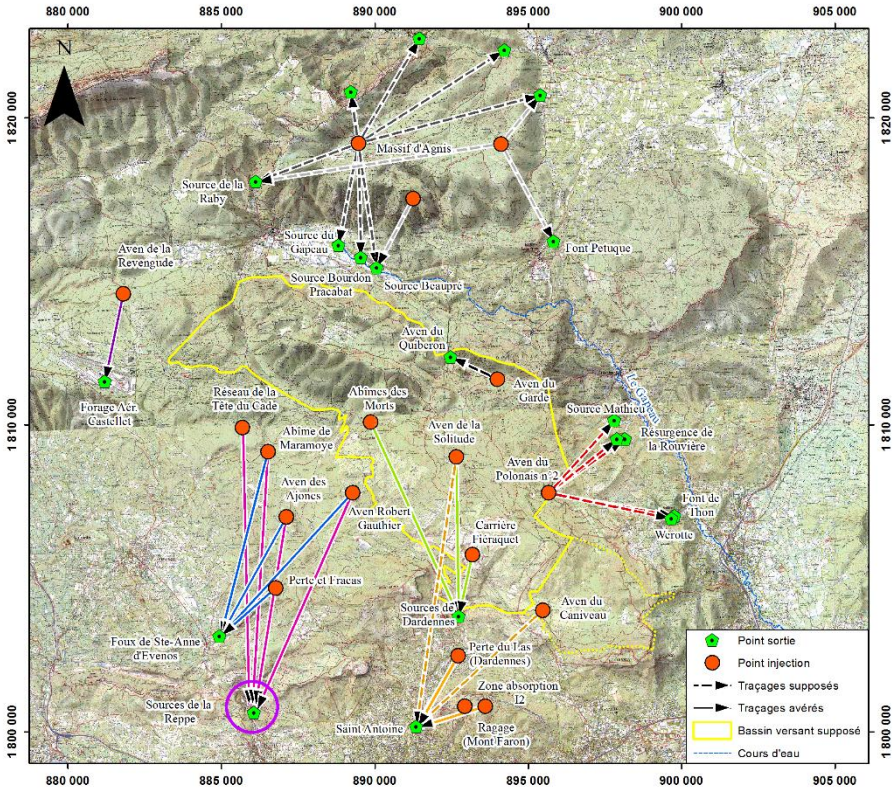


Figure 2-12 Synthèse des traçages artificiels effectuées dans la partie orientale de l'Unité du Beausset: seuls les traçages artificiels de la Perte du Las au hameau de Dardennes et le traçage du Ragage du Mont Faron ont été réalisés lors de cette thèse.

2.3.1 Massif d'Agnis

Trois traçages au Nord de la zone d'étude ont montré l'alimentation des sources bordières du Massif d'Agnis à partir d'aven et de pertes de ce même massif (Gilli, 2000).

2.3.2 Système Siou Blanc

Quatre traçages ont été réalisés par Spélé-H2O sur le système karstique de Siou Blanc afin d'en préciser les limites hydrogéologiques (Lamarque and Maurel, 2004):

- Un premier traçage à la fluorescéine, à l'aven de la Boue, le 19/03/1994, dans les calcaires Barrémien n'a pas été détecté sur les points suivis. Plusieurs explications sont possibles : la Fluorescéine n'a pas été prévue en quantité suffisante ; la quantité d'eau déversé n'a pas suffi pour créer une circulation jusque dans les réseaux karstiques actifs et le traceur serait resté piégé dans l'épikarst ; cet aven n'a pas d'écoulement vers les sources surveillées ; et enfin, il faut remettre en cause la qualité de la surveillance et l'efficacité des capteurs utilisés.
- Un deuxième traçage a été réalisé à l'aven de la Solitude le 12/02/1995 à la fluorescéine. Le traceur a été détecté au barrage de Dardennes, via la Foux de Dardennes, pendant 27 jours à

partir du 25/02/1995 et le 02/03/1995 à la source Saint-Antoine pendant 12 jours. Les résultats des traçages et tests hydrauliques réalisés en 2015 sur la source Saint Antoine (Lamarque et al., 2016) montrent qu'une part importante de l'eau du Las alimente la source Saint Antoine, ce qui pourrait expliquer le résultat positif du traçage du 12/02/1995 à Saint Antoine par transfert à partir du Las.

- Le troisième traçage a été réalisé à l'abîme des Morts le 26/11/1995 à la fluorescéine. Le traceur a été détecté 14 jours après l'injection au barrage de Dardennes. Les traces sont très faibles (0,3 µg/L le 05/12/1995). Cette unique trace correspond à un pic de crue et une montée des eaux dans le conduit du Ragas.
- Un autre traçage a été réalisé dans la continuité du traçage de l'Aven de la Boue afin de préciser la ligne des partages des eaux du système, au lithium à l'aven-perte du Caniveau, le 21/02/1997. Il a été détecté au bout de 11 jours à la source Saint Antoine, et présent sur une durée de 24 jours dans l'eau souterraine sortant. Le taux de restitution était de 25%. Les résultats des traçages et tests hydrauliques réalisés en 2015 sur la source Saint Antoine (Lamarque et al., 2016) montrent qu'une part importante de l'eau du Las alimente la source Saint Antoine, ce qui pourrait expliquer le résultat positif du traçage du 12/02/1995.

2.3.3 **Plateau du Camp – Aven de la Revengude**

En janvier et février 2011, trois traçages artificiels ont été réalisés dans le cadre du projet KarstEAU afin d'étudier les écoulements régionaux à travers l'unité géologique du Beausset (Arfib and Lamarque, 2011; 2012). Deux traçages ont porté sur la partie occidentale (injections à Cuges les Pins et à Ceyreste), sans rapport avec l'hydrosystème de Dardennes. Le troisième traçage a été réalisé le 13/02/2011 par l'injection de 45 kg de fluorescéine (soit 150 l de solution à 30%) dans l'aven-perte de la Revengude, sur le plateau du Camp. Il avait pour objectif d'investiguer le devenir de l'eau d'infiltration dans les calcaires urgoniens sur la ligne de partage des eaux présumée entre le système de Dardennes à l'Est et le système de Port-Miou à l'Ouest. Le traceur n'a pas été détecté sur ces deux exutoires potentiels, malgré un suivi de plusieurs mois (analyses au laboratoire d'échantillons d'eau prélevés et fluorimètres in-situ). Seules des traces de fluorescéine ont été détectées sur l'eau du forage du circuit Paul Ricard sur trois échantillons le 27/06/11, 29/06/11 et 23/09/11 (voir les résultats en Annexe 3). Ces résultats ne permettent pas de conclure sur le devenir de l'eau d'infiltration dans ce secteur, mais ils montrent tout de même que l'écoulement peut être lent et diffus malgré une surface karstifiée à l'affleurement. L'exploitation des calcaires dans la carrière de Croquefigue située immédiatement au nord a montré également une très forte quantité d'argile au sein des fractures et karsts sur plusieurs dizaines de mètres de profondeurs, confirmant l'infiltration localement retardée qui perturbe nécessairement la réalisation de traçages artificiels.

2.3.4 **Système des Morières : basse vallée du Gapeau**

Le traçage de l'Aven du Polonais n°2 est réalisé en 1995 et avait pour but de déterminer les bordures Est et Nord du système hydrologique de Siou Blanc (Lamarque and Maurel, 2004). Le traceur utilisé est de la Rhodamine B avec une quantité de 4,5 kg. Les résultats ne sont pas vraiment satisfaisants : le taux de restitution du traceur est de 7,2% au total, réparti entre la source Mathieu (0,38% de restitution), pendant seulement 4 jours, la résurgence de la Rouvière (5,81% de restitution) pendant 37 jours ainsi que les sources Font de Thon et Werotte (1,1% de restitution) pendant 24 jours. Cet aven où a eu lieu l'injection est situé sur une importante doline tout près de la faille du Vallon du Cierge. C'est sur cette même faille que la source du Ragas se localise, plus en aval.

Ces résultats sont étonnants, le traceur est ressorti à plusieurs exutoires éloignés. Le traceur a sans doute été dispersé dans la zone non-saturée pour rejoindre par la suite deux systèmes karstiques différents alimentant d'une part la source Saint-Mathieu et la grotte de la Rouvière et d'une autre part les sources Font de Thon et Werotte.

2.3.1 **Système Tête de Cade - d'Orves**

Ces traçages ont pour objectif de déterminer la limite de partage des eaux entre les systèmes Tête de Cade - d'Orves et le plateau karstique de Siou Blanc.

- Le traçage de l'abîme de Maramoye a été réalisé le 20/02/1997 avec de la Rhodamine B. Le traceur a été détecté aux différentes sources de la Reppe (Figure 2-12) (Bonnefont, Labus, Maire les Fontaine, la Bombe) ainsi qu'à la Foux de Sainte-Anne en faible quantité. Les premières traces sont détectées le 06/05/1997 à Bonnefont, soit 75 jours après l'injection. A la Foux de Sainte-Anne, le traceur a été détecté le 22/12/1997, soit environ 9 mois après. Cette source est un exutoire temporaire, le traceur est possiblement resté bloqué longtemps avant de ressortir. Le taux de restitution est très faible, de 0,4% sur l'ensemble des sources.
- Le traçage à l'aven Robert-Gauthier a été réalisé le 17/03/1997 à la fluorescéine. Il a été détecté aux sources de la Reppe comme précédemment. Le point de suivi La Bombe a été le premier point à détecter le traceur au bout de 67 jours. Le taux de restitution sur l'ensemble des sources et de 0,57%.
- Le traçage de l'aven des Ajoncs le 01/08/1998 a été réalisé avec de l'acide Amino G. Il a été détecté aux sources de la Reppe ainsi qu'à la source de la Foux de Sainte-Anne en faible quantité au bout de 89 jours pour toutes ces sources. Le taux de restitution est plus important que le traçage précédent, il est de 24,75 %.

L'injection dans les avens de Maramoye, de Robert-Gauthier et de l'aven des Ajoncs de trois traceurs différents met en relation 5 exutoires présents dans les gorges d'Ollioules (Bonnefont, Labus, Maire les Fontaines et la Bombe) ainsi que la Foux à Sainte-Anne d'Evenos. Les résultats de ces traçages sont cohérents avec les structures géologiques. Toutefois, les temps de première apparition des traceurs et les faibles concentrations détectées ne permettent de donner qu'une fiabilité moyenne à ces résultats.

En complément, un traçage artificiel a été réalisé le 13/01/2010 dans l'aven-perte temporaire « Perte et Fracas » situé 2,5 km en amont de la Foux de Sainte Anne d'Evenos (Arfib et al., 2011), montrant un écoulement extrêmement rapide à travers les calcarénites quarzeuses du Crétacé supérieur (arrivée du traceur en environ 12h)

2.3.2 **Système de la source de Saint-Antoine**

Dans le cadre de l'étude de la vulnérabilité de la source Saint-Antoine (Toulon), deux campagnes de traçages artificiels ont été réalisées (Lamarque, 2015a; b) : sur le Mont Faron et dans une perte du Las. Le suivi a été assuré par fluorimètre in-situ (GGUN) et prélèvements d'eau manuels pour analyse au laboratoire.

* Traçages du Mont Faron : le 04/03/2015, deux traceurs ont été injectés dans deux points d'injection différents : de l'acido-amino G sur une zone d'absorption (lapiaz) au sommet du Mont Faron, et de la fluorescéine dans une cavité, le Ragage du Mont Faron. Ce jour-là, le débit de la source de Saint-Antoine était de 221 L/s.

- La zone d'absorption I2 sur le Mont Faron se situe à 1705 m de la source Saint-Antoine Le traceur injecté, de l'acide amino G, n'a pas été détecté sur les points de sorties potentiels surveillés. Plusieurs hypothèses sont alors émises :
  - la quantité de traceur injectée était insuffisante, 18 kg ont été injectés, donc c'est peu probable que ce soit pour cette raison ;
  - le traceur serait sorti à un exutoire non-surveillé, également peu probable car le traçage réalisé le même jour dans un aven proche a quant à lui été détecté, montrant ainsi que ce secteur est drainé vers la source Saint Antoine ;
  - des interférences avec le bruit de fond naturel des eaux de la source Saint-Antoine avec un seuil de détection trop faible pour les différencier ;
  - un piégeage ou une adsorption dans la zone non-saturée du système karstique.

  Les deux dernières hypothèses sont privilégiées en sachant que la vitesse d'infiltration était très faible (environ 1 L/s). Il serait alors intéressant de refaire ce traçage avec un traceur artificiel moins sensible

- Le Ragage du Mont Faron se situe à 2400 mètres de la source Saint Antoine. Le traceur apparait 5 jours et 5h après l'injection, le 09/06/2015, correspondant à une vitesse de 19,2 m/h. Il reste dans l'eau 72,5 jours. Le taux de restitution est de 50%. Ce taux moyen est très certainement dû à un piégeage du traceur dans la zone non-saturée du Mont Faron, pouvant atteindre les 500 m d'épaisseur. Ce traçage artificiel met en évidement une relation hydraulique souterraine rapide avec la source Saint-Antoine.

* Traçages de la perte du Las au hameau de Dardennes :

Un traçage artificiel est réalisé le 12/06/2015 dans une perte du Las à Dardennes (Lamarque, 2015a) . Le Las et la source Saint-Antoine sont en étiage avec un débit égal à 20 L/s pour le Las et 100 L/s pour la source Saint Antoine le jour de l'injection. La distance séparant le point d'injection et la source Saint-Antoine est de 2540 mètres à vol d'oiseau. Le traceur est détecté le 16/06/2015, 4 jours et 13h après l'injection, correspondant à une vitesse de circulation de 23,3 m/h. Il reste ensuite plus de 65 jours dans l'eau de la source Saint-Antoine. Le taux de restitution est de l'ordre de 53%. Il est certainement dû au piégeage d'une partie du traceur. Ce traçage vient confirmer la relation hydraulique entre le Las et la source Saint-Antoine, précédemment mise en évidence lors d'une série de tests hydrauliques réalisés du 5 au 15 janvier 2015 (Lamarque et al. 2016, Annexe 4).

Un second traçage artificiel à la fluorescéine a été réalisé au même endroit par SpéléH2O et l'Université Aix-Marseille le 28/09/15 pour vérifier le mode d'écoulement de l'eau souterraine entre la perte du Las du hameau de Dardennes et la source Saint Antoine. La période a été choisie après l'été, lorsque la source est en période de tarissement. Le traceur est détecté environ 10 jours après l'injection, soit un temps plus long que les tests hydrauliques et le premier traçage artificiel. Dans le détail, le traceur est détecté 4,5 jours après un événement pluvieux intense tombé pendant la période de suivi (le 4/10/15). On peut en conclure que le traceur était piégé dans le karst sous le Las jusqu'à ce qu'il soit chassé par l'événement pluvieux qui a remobilisé une partie de l'eau peu mobile en direction de la source Saint Antoine.

2.4 Surface « choisie » du bassin d'alimentation des sources de Dardennes

La surface totale du bassin d'alimentation tracé sur la Figure 2-12, allant des sources de Dardennes au poljé de Signe au Nord, est de **68 km².** Pour des raisons de représentation cartographique, il était nécessaire de proposer un bassin d'alimentation aux limites précises. Toutefois, la limite réelle du bassin versant d'alimentation des sources de Dardennes reste encore imprécise. Les contours ont été tracés en tenant compte des limites géologiques, tel que la limite du Cénomanien à l'ouest. L'étendue a été fixée à 68 km² conformément aux résultats obtenus par calage du bilan hydrique avec le modèle Pluie-Débit (Chapitre 3). Toutefois, certaines zones, comme par exemple la plaine de Tourris à l'Est des sources de Dardennes (10 km²) peuvent potentiellement participer à l'alimentation des sources, c'est pourquoi celle-ci apparaît en pointillés sur la Figure 2-12. Cette zone est géologiquement en continuité avec l'aquifère de Dardennes, mais son évolution karstique sous forme d'un paléo-poljé complexifie son fonctionnement hydrogéologique ; rendant difficile son inclusion/exclusion avec certitude. D'autres zones peuvent également être discutées, comme par exemple le secteur du traçage artificiel réalisé dans l'Aven des Polonais (25/11/1995), sur lequel la limite du bassin versant de Dardennes pourrait être déplacée. A l'ouest, en limite avec le plateau du Camp, le traçage artificiel infructueux du 13/02/2011 à la perte de la Revengude n'a pas permis d'affiner la limite, qui se trouve ainsi placée arbitrairement pour obtenir une surface de bassin d'alimentation dans la gamme définie par les bilans hydriques obtenus par modélisation Pluie-Débit.

Avec cette surface de bassin versant des sources de Dardennes définie précédemment, la répartition des surfaces par tranches altimétriques sur le bassin versant a été calculée avec ArcGIS, en utilisant le MNT aux 25 mètres.

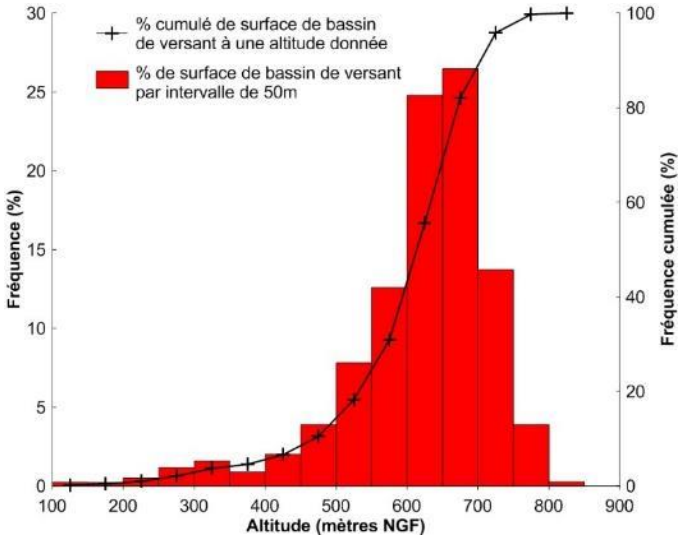


Figure 2-13 Fréquences altimétriques sur le bassin versant des sources de Dardennes calculées à partir du MNT

90% de la surface du bassin versant est inférieur à 700 m et 10 % inférieur à 400 m (Figure 2-13). Un pic marque une tranche d'altitude plus développée, entre 600 et 700 m d'altitude. L'altitude moyenne est de 603 m, la valeur minimum est de 110 m (les sources de Dardennes) et la valeur maximum est de 824 m (pic du Colle de Fède).

3. Matériels et méthodes

Un aquifère karstique est un système très hétérogène et complexe. Ce type d'aquifère se caractérise par une distribution variée des vides, allant de la porosité matricielle à des vides de taille métrique (conduits karstiques). Ceci induit des écoulements hétérogènes. Les eaux souterraines sont alors séparées en différentes masses d'eau s'individualisant par leur composition géochimique et leur modalité d'écoulement. Deux méthodes complémentaires sont proposées afin de comprendre l'aquifère karstique en terme de processus d'écoulements des masses d'eaux.

Les différents points de mesures abordés dans cette partie du manuscrit sont localisés sur la Figure 2-14.

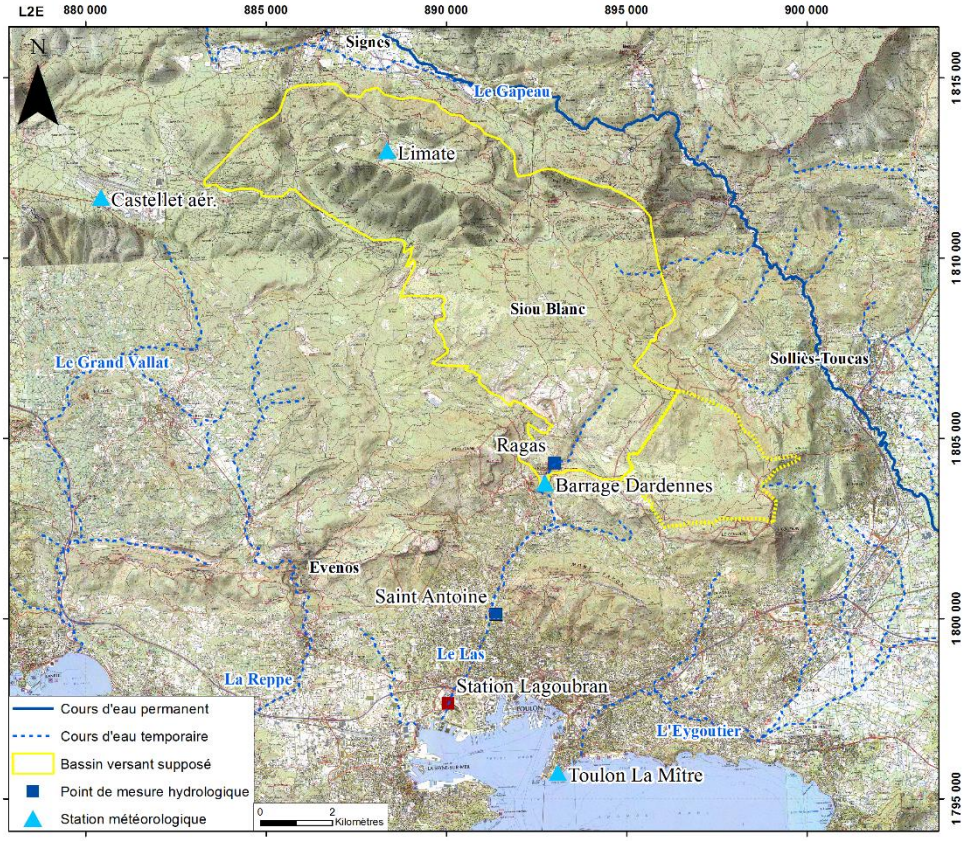


Figure 2-14 Localisation des stations météorologiques et des points de mesures utilisés

3.1 Les données météorologiques

Les stations de Toulon la Mître et Le Castellet Aérodrome sont des stations météorologiques de MétéoFrance situées sur le pourtour du bassin versant des sources de Dardennes. Sur le massif de Siou-Blanc, au sein du bassin versant des sources de Dardennes, une station a été installée en 2009 (Fournillon, 2012), la station de la Limate (station Davis Vantage Pro 2 Plus), et maintenue durant le projet Dardennes, permettant de représenter la zone de recharge supposée des sources de Dardennes. Un pluviomètre automatique complémentaire a été installé dans le cadre du projet, au barrage de Dardennes (pluviomètre à augets basculants Davis (0,254 mm) avec compteur d'impulsion Hobo) et fonctionne depuis le 1er juillet 2014. Ce pluviomètre, comme celui de la Limate permettent d'obtenir des données au pas de temps horaire ou événementiel.

Ainsi les stations météorologiques sont situées en zone littorale (Toulon La Mitre, 23 mètres d'altitude), en zone de forte altitude (Le Castellet aérodrome 417 mètres d'altitude et la Limate 680 mètres d'altitude), et en zone de moyenne/basse altitude (Barrage Dardennes, 95 mètres d'altitude) (Figure 2-14). Ces stations sont représentatives des tranches d'altitudes du bassin versant (Figure 2-13).

L'évapotranspiration est une grandeur nécessaire dans le calcul de la recharge de l'aquifère. Elle représente la quantité d'eau évaporée du sol et transpirée des plantes, elle peut être potentielle (ETP) représentant une grandeur climatique avec un sol indéfiniment humide ou alors réelle (ETR) en prenant en compte la réserve d'eau du sol (Fiorillo, 2011). L'évapotranspiration est enregistrée aux deux stations météorologiques MétéoFrance (Toulon La Mître et Le Castellet aérodrome).

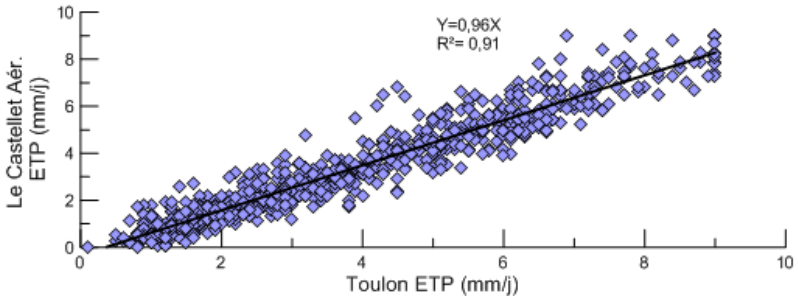


Figure 2-15 Evapotranspiration potentielle (mm/j) de la station Le Castellet Aérodrome et de Toulon

Ce paramètre ne varie pas entre les deux stations météorologiques (Figure 2-15), seules les valeurs mesurées à la station Le Castellet aérodrome ont été utilisées dans cette thèse, car les données sont disponibles depuis plus longtemps qu'à Toulon. D'une année sur l'autre les valeurs de l'évapotranspiration sont semblables, avec des valeurs plus fortes en été (entre 6 et 9 mm/j).

Les données disponibles sur les différentes stations météorologiques sont synthétisées dans le Tableau 2-3 :

Tableau 2-3 Données météorologiques disponibles selon les stations (n.d.: non disponible)

Stations météorologiques	Données disponibles		
	ETP	Précipitations	Pas de temps enregistrement
Castellet aérodrome	01/01/2004 - 31/05/2017	1989 - 31/05/2017	Journalier
Toulon La Mître	01/10/2012 - 01/05/2015	1989 - 31/05/2017	Journalier
Limate		01/01/2011 - 19/12/2012 07/01/2013 - 31/10/2014 16/12/2014 - 21/11/2016 03/12/2016 - 31/05/2017	Horaire
Barrage Dardennes		01/07/2014 - 31/05/2017	Horaire

La station météorologique de la Limate a subi quelques pannes, durant l'enregistrement des données (pluviomètre exposé à des intempéries ou bouché par des insectes). Cette station, localisée au cœur du bassin versant des sources de Dardennes, représente la zone de recharge supposée des sources. Il est nécessaire de palier à ces données manquantes afin d'avoir un bilan hydrologique équilibré. Les données journalières moyennées des stations de Toulon La Mître, le Castellet aérodrome et la Limate ont été utilisées dans le modèle pluie-débit (voir Chapitre 3). Ainsi lorsque la station de la Limate est en panne,

il est nécessaire de corriger la valeur moyenne calculée. Pour cela il est proposé d'utiliser la relation entre la hauteur de précipitation mensuelle mesurée à La Limate avec celle mesurée aux deux autres stations. La période des données des précipitations est commune de janvier 2011 à mai 2017 sur les trois stations. Afin de combler les données manquantes une relation linéaire (Figure 2-16) est établie entre les données de la Limate et la moyenne des données des deux autres stations : Y = aX, avec X=moyenne des données des stations Toulon La Mître et Le Castellet Aérodrome et Y, les données de la station de la Limate. Quatre valeurs ont été supprimées de la série de la Limate, supérieures à 200 mm/mois afin de ne pas influencer la régression linéaire. La relation obtenue est la suivante : Y=1,2739 X.

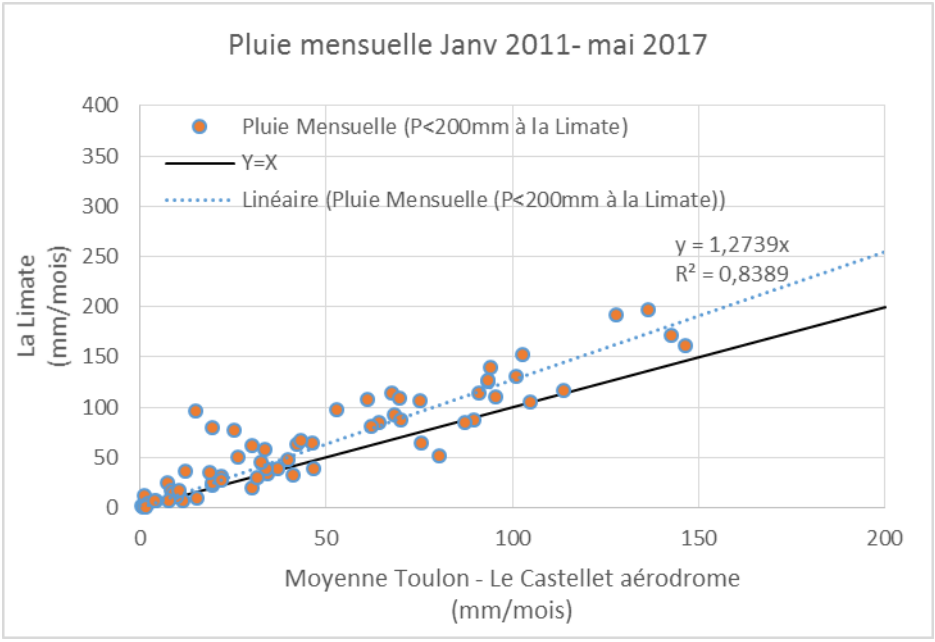


Figure 2-16 Relation entre les données de pluie mensuelle des stations météorologiques sur la période janvier 2011 et mai 2017.

La pluie moyenne journalière ($P_{BVDardennes}$) sur le bassin versant de Dardennes est ainsi obtenue :

- Si les trois stations pluviométriques (Toulon, Castellet aér. et Limate) fonctionnent :

$$P_{BVDardennes} = \text{Moyenne } (P_{Toulon\ La\ Mître} ; P_{Le\ Castellet\ aér.} ; P_{La\ Limate})$$

- Si la station pluviométrique de la Limate ne fonctionne pas :

$$P_{BVDardennes} = \text{Moyenne } (P_{Toulon\ La\ Mître} ; P_{Le\ Castellet\ aér.} ; 1{,}2739(\text{moyenne } P_{Toulon\ La\ Mître} ; P_{Le\ Castellet\ aér.}))$$

3.2 Mesures des paramètres hydrodynamiques (hauteur d'eau et débit) et physico-chimiques (conductivité électrique et température de l'eau) en continu

3.2.1 Les eaux souterraines

L'ensemble des données acquises est synthétisé dans le Tableau 2-4.

Concernant les sondes CTD, la résolution est de 1 µS/cm et la précision de mesures est de ±1% de la lecture avec un minimum de 10µS/cm pour la conductivité électrique. La plage de mesure pour obtenir

la pression est de 0 à 100 m, avec une résolution de 2 cm et une précision de ±20 cm. La plage de mesure pour obtenir la température est de 0 à 50°C, avec une résolution de 0,01°C et une précision de ±0,2°C.

La conductivité électrique à 25°C, la température ainsi que la pression de l'eau sont les paramètres suivis au pas de temps 15 minutes dans le conduit vertical du Ragas. Deux sondes sont localisées à 92 m NGF installées dans un tube en plastique, dans le conduit karstique (Figure 2-17), afin de doubler les mesures et d'assurer ainsi l'acquisition de données fiables. Des mesures manuelles sont effectuées à ce point de mesure, tous les 6 mois environ afin de contrôler une éventuelle dérive des sondes.

Tableau 2-4 Les mesures du système de Dardennes

Lieu	Paramètre	Date enregistrement	Pas de temps enregistrement	Matériel
Source Ragas	Niveau d'eau Température Conductivité élec.	19/10/2012-31/05/2017	15 minutes	Sonde CTD (Diver)
Source des Platanes (au fond de la retenue de Dardennes)	Niveau d'eau	08/10/2012-17/03/2015	15 minutes	Sonde CTD (Diver)
Barrage Véolia	Niveau d'eau	01-01-2016 -	15 minutes	Radar
Barrage Véolia	Niveau d'eau	1989-2017	journalier	Manuel
Barrage Véolia	Débit exploitation usine AEP	1989-2017	journalier	Manuel
Barrage Véolia	Pression atmosphérique	13/09/2012-31/05/2017	15 minutes	Sonde baro (Diver)
Source St Antoine	Niveau d'eau Température Conductivité élec.	05/09/2012-31/05/2017	15 minutes	Sonde CTD (STS)

Quelques spécificités sont à prendre en compte sur ce point de mesure:

- Les sondes sont installées à 92 m NGF, en face de la prise d'eau d'alimentation en eau potable du tunnel du Ragas, assurant le bon renouvellement de l'eau au niveau des sondes. Les sondes sont suspendues par un câble et les données sont récupérées en branchant un ordinateur à l'altitude 123 mètres, c'est-à-dire une altitude accessible même quand le lac est plein et le niveau d'eau haut (hors période de crue).
- En étiage, l'eau du lac est peu renouvelée et ses caractéristiques physico-chimiques évoluent : la conductivité électrique diminue et la température augmente. Les mesures par les sondes CTD dans le Ragas assurent d'avoir des données représentatives de l'eau souterraine se déversant normalement aux sources.
- En été, l'aquifère est en période d'étiage, les précipitations sont très faibles voire inexistantes et le débit en tarissement. Lorsque le problème de géosmine perturbe l'exploitation de l'eau du lac, l'usine utilise alors l'eau du Ragas grâce à la conduite en charge installée dans l'ancien tunnel du Ragas (creusé à la fin du 19ème siècle avant la mise en place du barrage). Si le prélèvement dans le Ragas est trop important, il y a alors une intrusion de l'eau du lac. L'eau du lac se distingue alors de l'eau souterraine sur les enregistrements CTD par une température

plus importante et une conductivité électrique plus faible.. Toutefois, le prélèvement par la conduite du Ragas à l'avantage d'assurer un bon renouvellement de l'eau souterraine dans le conduit karstique naturel.

- En hiver, en dehors des périodes de crues, l'usine s'alimente en eau grâce au lac. L'eau dans le conduit vertical du Ragas est alors moins renouvelée et cela peut entrainer ponctuellement des erreurs de mesures dans le tube de mesure où les sondes CTD sont installées. Toutefois, lors des périodes de crues, la variation du niveau d'eau dans le Ragas, voire l'écoulement permanent lorsque le karst déborde par le vallon du Ragas, assure un bon renouvellement de l'eau au niveau des sondes de mesures.

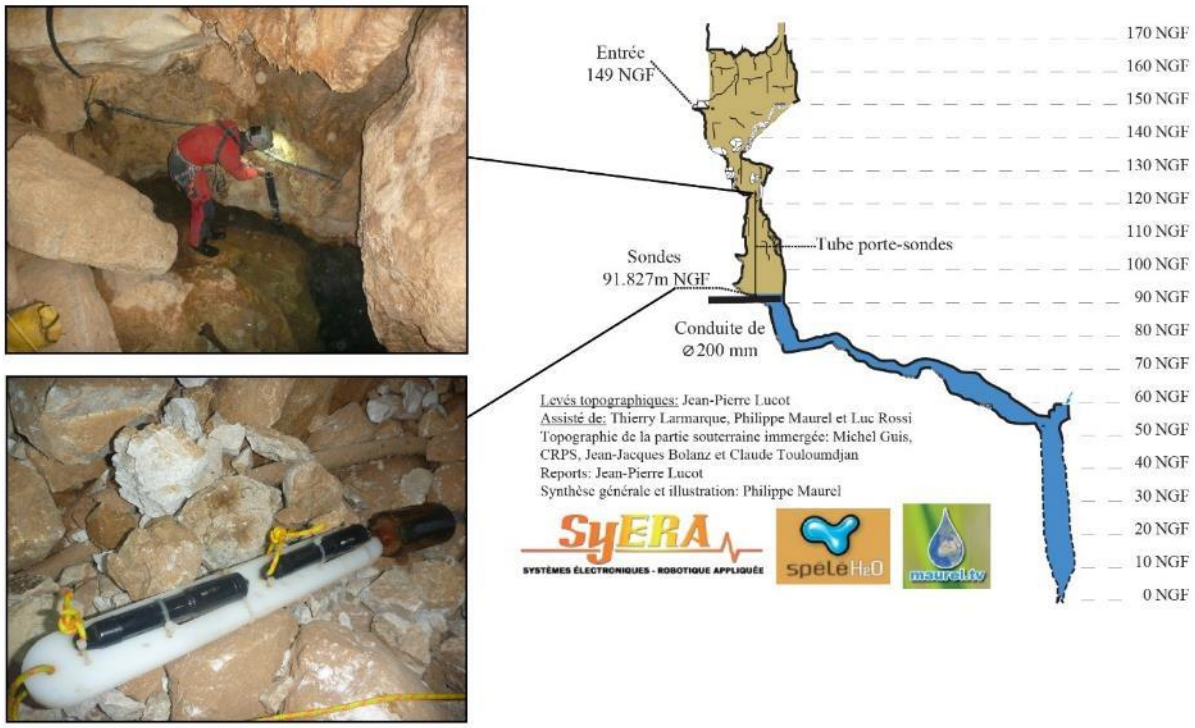


Figure 2-17 Equipement du conduit karstique de la source du Ragas

Afin de suivre l'évolution du niveau d'eau dans le lac de Dardennes et les caractéristiques de l'eau souterraine l'alimentant, la source des Platanes (Figure 2-4) fut équipée d'une sonde CTD au début de l'étude. Toutefois, les conditions de mesure n'étaient pas optimales, mélangeant eau souterraine et eau du lac. La relève des données nécessitait l'intervention de plongeurs, ce qui a conduit à abandonner le site de mesure lorsque la sonde est tombée en panne. Le niveau d'eau du lac utilisé pour la fin de l'étude est celui relevé par Véolia (Tableau 2-4). En complément, une sonde de mesure de la pression atmosphérique a été installée au barrage pour corriger la mesure de pression absolue des sondes dans l'eau.

3.2.2 **Les eaux de surface**

Le point de mesure le Las à la station Lagoubran est stratégique dans la compréhension du système aquifère de Dardennes. Il est équipé d'une sonde CTD afin de mesurer la conductivité électrique, la température et la pression d'eau. Elle est installée au pont de Lagoubran, dans un tube piézométrique en rive gauche à l'amont du pont. La station de mesure de Lagoubran est idéale, la section de la rivière est connue précisément, grâce aux mesures de hauteur d'eau, le débit du Las est alors calculé précisément à cette station. Une courbe de tarage a été établie en 2014 par T. Lamarque (2014) à l'aide de 29 mesures

de débit effectuées au courantomètre et par jaugeage par dilution d'un traceur fluorescent (Schnegg et al., 2011).

Tableau 2-5 Caractéristiques de mesures du niveau d'eau, de la conductivité électrique et de la température du fleuve Las, à la station Lagoubran

Lieu	Paramètre	Date enregistrement	Pas de temps enregistrement	Matériel
Rivière Las à Lagoubran	Niveau d'eau Température Conductivité élec.	05/10/2012 – 23/01/2014	15 minutes	Sonde YSI (Dufresne, 2014)
Rivière Las à Lagoubran	Niveau d'eau Température Conductivité élec.	20/05/2014 - 24/04/2015	15 minutes	Sonde STS n°609887
Rivière Las à Lagoubran	Niveau d'eau Température Conductivité élec.	15/06/2015 – 26/01/2016	15 minutes	Sonde STS n°2-524265

3.2.3 **Calcul du débit des sources de Dardennes**

- **Bilan hydrologique de la retenue artificielle de Dardennes**

Le débit aux sources de Dardennes n'est pas mesuré directement, les sources sourdent au fond de la retenue artificielle. Ce débit doit être estimé par bilan hydrologique de la retenue artificielle de Dardennes. Cette approche est basée sur le principe de conservation des débits, les débits entrants dans le système doivent être égaux aux débits sortants de la retenue artificielle. A la retenue artificielle de Dardennes, le bilan hydrologique s'explique par l'équation suivante :

$$Volume\ d'eau_{entrant} = Volume\ d'eau_{sortant} + Variation_{Stock\ de\ la\ retenue} \quad (2.1)$$

Le Volume d'eau entrant correspond à l'apport des sources de Dardennes et le volume d'eau issu des précipitations par ruissellement sur le bassin versant.

Le Volume d'eau sortant est constitué :

- du volume d'eau évaporé de la retenue artificielle ($Vol._{Evaporé}$)
- du volume d'eau prélevé dans la retenue (eau brute) par l'usine pour l'alimentation en eau potable ($Vol._{AEP}$)
- du volume d'eau provenant des fuites du barrage et restitué dans la rivière du Las ($Vol._{FuitesBarrage}$)
- du volume d'eau de surverse, évacué par le déversoir lorsque la retenue artificielle est pleine ($Vol._{Surverse}$). Ce débit est évalué à partir de la courbe hauteur-débit issue d'une étude antérieure (Le Clerc and Noret, 2008)
- du volume d'eau vidangé pour la régulation et la stabilité du barrage

Le ruissellement étant très faible sur le bassin d'alimentation et le lac étant entouré d'un canal de colature qui exporte les eaux de ruissellement à l'aval du barrage, ce volume d'eau est négligeable dans le bilan hydrologique. La variation du stock d'eau dans la retenue est calculée à partir d'une loi mettant en relation la hauteur d'eau et le volume du barrage de Dardennes (Artélia, 2013). Cette relation a été établie à partir du levé topographique réalisé à l'occasion de la vidange décennale de 2006. Le débit des sources de Dardennes est calculé au pas de temps journalier afin de prendre en compte les variations de hauteur d'eau du lac et le débit d'exploitation fournis au pas de temps journalier par Véolia. Ce pas de temps ne peut pas représenter les débits de pointe réels, il va alors lisser les valeurs de débit.

Dans cette équation bilan, la plus grande difficulté est d'estimer le volume d'eau du karst sortant à l'aval de la retenue de Dardennes et alimentant la rivière Las lorsque le barrage est plein et que l'eau s'écoule par le déversoir. Ce déversoir a été dimensionné afin de permettre le passage d'un débit de crue de l'ordre d'une cinquantaine de m3/s pour une hauteur d'eau de surverse de quelques décimètres. Une grande incertitude sur le débit existe donc en fonction de la qualité de la mesure de hauteur d'eau et de la qualité de la loi de tarage du déversoir. Classiquement, ce débit a été estimé dans les études précédentes menées par les bureaux d'études, en utilisant une loi hauteur-débit (Le Clerc and Noret, 2008) basée sur la mesure de hauteur d'eau journalière au barrage faite par les techniciens de l'usine généralement à 9h le matin. Le débit n'est toutefois pas estimable lorsque les vannes du barrage sont ouvertes, comme cela a été régulièrement le cas durant l'année 2013 (pour des raisons d'études géotechniques sur la stabilité du barrage). De plus, la mesure unique de hauteur d'eau à 9h n'est pas systématiquement représentative de la valeur moyenne journalière. Nous avons proposé dans le cadre de cette thèse d'estimer le débit du karst alimentant le Las directement à partir des mesures de débit faites en aval sur le Las, en utilisant une moyenne journalière calculée sur les mesures enregistrées au pas de temps de 15 minutes.

- **Déconvolution du débit du Las (station de mesure en aval)**

La deuxième méthode pour estimer le débit des sources de Dardennes alimentant le Las est d'utiliser le débit du Las mesuré à la station de Lagoubran. Le débit total est la somme du débit du système karstique qui provient du barrage de Dardennes, du débit de la source Saint-Antoine et d'autres sources le long du Las, ainsi que du débit de ruissellement urbain. L'approche par déconvolution du débit du cours d'eau va permettre de séparer l'écoulement en plusieurs composantes et de calculer leur contribution à l'écoulement total (Ogunkoya and Jenkins, 1991). Les techniques de déconvolution du débit, utilisant les isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^{2}H), sont appliquées depuis les années 1970. Klaus and McDonnell (2013) proposent une synthèse bibliographique sur la méthode de déconvolution avec les isotopes stables qui englobe de nombreuses conditions climatiques, géologiques et d'utilisation du sol différentes. D'autres traceurs chimiques conservatifs sont utilisés pour la déconvolution du débit total d'une rivière, tels que les isotopes du strontium, les chlorures, le Carbone Organique Dissous (DOC), la silice ou encore la conductivité électrique (CE) (Klaus and McDonnell, 2013; Ladouche et al., 2001; Petelet-Giraud and Negrel, 2007). Une des limites de la méthode utilisant les isotopes stables, est que ce travail doit être effectué en deux temps : un échantillonnage in-situ et ensuite une analyse en laboratoire. Dans notre cas, nous utilisons la conductivité électrique en tant que traceur conservatif, très largement utilisé pour la déconvolution du débit de cours d'eau de surface et d'écoulement souterrain (Cirpka et al., 2007; Liao et al., 2014; Meriano et al., 2011; Pellerin et al., 2008). C'est un paramètre physique facilement enregistré grâce à la mise en place de sondes CTD. La CE est un paramètre physique pertinent dans la déconvolution du signal dans un environnement karstique urbain car il y a des contrastes importants entre le ruissellement de l'eau de pluie, avec de faibles valeurs de CE et l'eau souterraine qui peut avoir des valeurs moyennes à élevées de CE. Nous avons utilisé cette méthode pour déconvoluer le débit du Las et remonter ainsi au débit du karst de Dardennes. Ces résultats ont été présentés lors de la conférence Eurokarst 2016 à Neuchâtel (Arfib et al., 2016).

Le débit du Las à Lagoubran est décomposé suivant l'équation de conservation de la masse:

$$\mathbf{Q_{Total} = Q_{Karst} + Q_{StAntoine} + Q_{Sources} + Q_{Rui.Urbain}} \quad (2.2)$$

Où Q_{Total} est le débit obtenu à la station Lagoubran, Q_{Karst}, le débit sortant de la retenue de Dardennes, $Q_{StAntoine}$, le débit de la source Saint Antoine, $Q_{Sources}$, le débit des sources localisées entre la retenue artificielle de Dardennes et la station de mesure de Lagoubran, $Q_{Rui.Urbain}$ le débit de ruissellement urbain. Le terme $Q_{Sources}$ est négligeable sur le cours du Las, ce qui simplifie l'équation 2.2 en :

$$Q_{Total} = Q_{Karst} + Q_{StAntoine} + Q_{Rui.Urbain} \quad (2.3)$$

Dans cette équation (2.3), la conductivité électrique est intégrée et l'équation (2.4) est obtenue :

$$Q_{Total} \times CE_{Total} = Q_{Karst} \times CE_{Karst} + Q_{StAntoine} \times CE_{StAntoine} + Q_{Sources} \times CE_{Sources} + Q_{Rui.Urbain} \times CE_{Rui.Urbain} \quad (2.4)$$

Le débit est mesuré à Lagoubran et à la source Saint Antoine. La CE est mesurée à Lagoubran, au Ragas (représentatif du karst) et à Saint Antoine au même pas de temps. Des mesures ponctuelles de CE du ruissellement urbain ont été réalisées lors d'épisodes pluvieux, montrant que les valeurs varient entre 30 et 150 µS/cm. Les 37 mesures faites sur 4 événements pluvieux donnent une valeur moyenne de CE de l'eau de ruissellement urbain égale à 79 µS/cm, avec un écart-type de 27 µS/cm. En combinant les équations 2.3 et 2.4, nous obtenons:

$$Q_{Karst} = \frac{Q_{Total}(CE_{Total} - CE_{Rui.Urbain}) - Q_{StAntoine}(CE_{StAntoine} - CE_{Rui.Urbain})}{CE_{Karst} - CE_{Rui.Urbain}} \quad (2.5)$$

Ainsi nous avons reconstitué la chronique de débit sortant de la retenue artificielle de Dardennes sur la période du 15 octobre 2012 au 26 janvier 2016 (données disponibles).

Finalement, le débit des sources karstiques est donné par l'équation 2.6, comme la somme du débit exploité pour l'AEP (Qexploitation), de la variation de stock dans la retenue de Dardennes (Δ_stock$_{lac}$), de l'évaporation sur la surface du lac de Dardennes (Qévaporation_lac) et du débit du karst alimentant le Las précédemment calculé (QKarst_Las).

$$\mathbf{Q_{SourcesDardennes} = Q_{Exploitation} + \Delta stock_{lac} + Q_{évaporation_lac} + Q_{Karst_Las}} \quad (2.6)$$

Le débit ainsi calculé a pu être validé par comparaison avec le débit de surverse du barrage, et du 5 au 15 janvier 2015 lors des tests hydrauliques à Saint Antoine par régulation du débit du Las.

3.3 Mesures hydrochimiques ponctuelles

3.3.1 **Stratégie d'échantillonnage**

L'un des objectifs de l'étude hydrochimique est de différencier les masses d'eau qui composent les eaux souterraines et d'en déterminer leur origine. Les prélèvements ont été effectués afin d'acquérir les paramètres physico-chimiques (température, conductivité électrique et le pH), la concentration en ions majeurs dissous et la composition isotopique de l'eau (oxygène 18 et deutérium).

Plusieurs campagnes d'échantillonnage ont eu lieu lors de cette thèse:

- **Campagnes régionales**

Ces campagnes ont pour but de cartographier l'hydrochimie des eaux souterraines de toute l'Unité du Beausset, dans la continuité du projet KARSTEAU (Fournillon, 2012) avec un maximum de sources échantillonnées. Ces campagnes ne permettent pas un échantillonnage de toutes les sources de l'Unité du Beausset, mais les principales. Entre décembre 2013 (démarrage du projet) et 2017, 14 campagnes régionales ont été réalisées.

- **Campagnes en période d'étiage**

Chaque année depuis 2009, pendant la période d'étiage ou en fin d'étiage, des échantillons sont prélevés sur plusieurs sources majeures. Lors de ce projet, 5 campagnes de prélèvement ont été réalisées

durant les périodes d'étiage : 12 juin 2015, 6-7 juillet 2015, 25-26 aout 2015, 29 mai et 1-2 juin 2016, 18-19 juin 2017.

- **Campagne de suivi d'évènement**

Lors de deux événements pluvieux de 2016, les sources de Dardennes et certaines sources majeures ont été suivies et prélevées pour l'analyse des ions majeurs : (1) l'événement pluvieux de fin février-début mars 2016, les sources de Dardennes ont été prélevées pour des analyses chimiques, avec un échantillon prélevé tous les deux jours environ (du 27 février au 10 mars 2016) ; (2) l'événement pluvieux de fin novembre 2016 (du 22 au 25 novembre 2016).

3.3.2 Localisation et prélèvements des sources

Dans ce travail, les sources régionales sont étudiées telles que les deux sources principales des Gorges d'Ollioules (Bonnefont et Labus), la source du Gapeau, la source Saint Antoine à Toulon, la source du Ragas, et les sources de Dardennes représentées par le point d'échantillonnage nommé « Barrage Fuites – Pont Romain » qui caractérise l'eau qui s'écoule sous le barrage de Dardennes. Ce lieu d'échantillonnage se fait juste en aval du barrage, l'eau provient des fuites du barrage et correspond à l'eau des sources de Dardennes de la retenue artificielle (Figure 2-18). L'échantillonnage et la prise de mesures des paramètres physico-chimique se font, quelques mètres en aval du pont visible sur la Figure 2-18, dans un petit canal où l'eau circule bien.

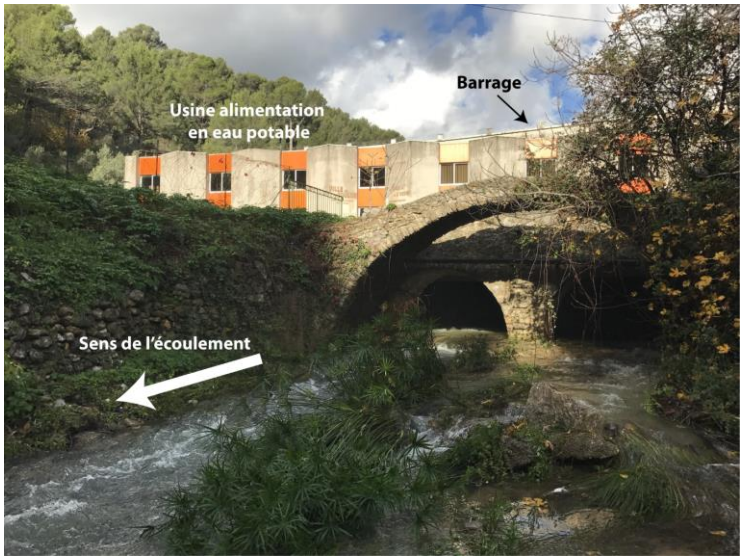


Figure 2-18 Lieu d'échantillonnage nommé Barrage fuites - Pont Romain (Photographie T. Lamarque).

La région possède la particularité d'avoir des lithologies variées (calcaires, dolomies, évaporites et marnes) et des aires de recharge de différentes altitudes. Ces points sont localisés sur la Figure 2-19.

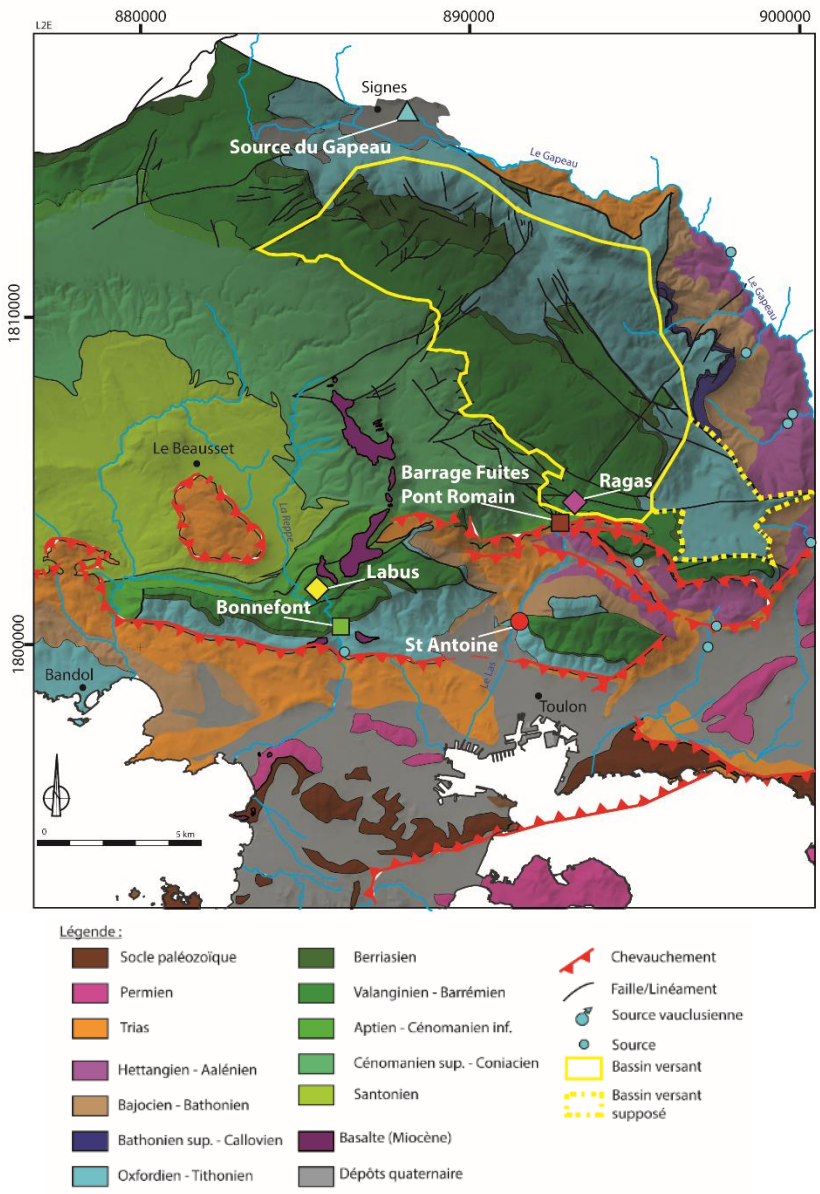


Figure 2-19 Localisation des sources prélevées pour les analyses chimiques et isotopiques

Les sources principales échantillonnées lors des différentes campagnes sont les sources des Gorges d'Ollioules (Bonnefont, Labus), la source du Gapeau, les sources de Dardennes (Source du Ragas, le point d'échantillonnage Barrage Fuites – Pont Romain) et la source Saint Antoine (Tableau 2-6). La source du Rabas n'a été échantillonnée qu'une seule fois.

Tableau 2-6 Synthèse des données des ions majeurs selon les points d'échantillonnages et les périodes

Point échantillonnage	Nb échantillons	Période	
Bonnefont	19	01/06/2002	11/01/2017
Labus	18	01/06/2002	18/06/2017
Source du Gapeau	18	01/06/2002	11/01/2017
Source du Ragas	9	16/12/2013	19/06/2017
Barrage Fuites – Pont Romain	16	16/12/2013	11/01/2017
Source du Rabas	1	28/02/2016	
St Antoine	19	01/06/2002	18/06/2017

Le Tableau 2-7 suivant indique le nombre d'échantillons prélevés concernant les isotopes stables de l'eau et leur période d'échantillonnage:

Tableau 2-7 Nombre d'échantillons et périodes d'échantillonnage pour les isotopes stables de l'eau en fonction des points d'échantillonnage

Point échantillonnage	Nb échantillons	Période	
Bonnefont	16	11/02/2008	10/03/2016
Labus	8	28/10/2009	02/03/2016
Source du Gapeau	17	28/10/2009	11/01/2017
Source du Ragas	9	16/12/2013	17/10/2016
Barrage Fuites – Pont Romain	12	16/12/2013	24/11/2016
Source du Rabas	1	28/02/2016	
St Antoine	16	17/03/2008	20/04/2016

3.3.3 **Prélèvements de la pluie**

Les eaux de pluies sont récoltées à l'échelle d'un événement pluvieux, grâce à un pluviomètre totalisateur installé au cœur de l'unité du Beausset, sur la commune du Castellet depuis 2012 (Lat. : 43°12'46"N - Long. : 5°46'26"E, Alt. : 123 m). Pour chaque événement pluvieux suivi, l'eau de pluie est prélevée quotidiennement et stockée dans un flacon en verre ambré de 30 mL pour analyse ultérieure des isotopes de l'eau. Tous les événements pluvieux n'ont pas pu être suivis, par absence de personnel de prélèvement sur la station, et car cela représenterait trop d'échantillons à analyser. Toutefois, l'ensemble des échantillons récoltés permet d'avoir une bonne représentativité du signal de la pluie tout au long de l'année et sur une période de plusieurs années couvrant le travail de thèse. En tout, 61 échantillons de précipitations ont été analysés pour les isotopes stables de l'eau sur la période du 01/09/2012 au 18/10/2016. La pluviométrie de ces échantillons varie entre 9 et 60 mm par évènement.

3.4 Méthodologie d'analyse des données acquises

3.4.1 **Paramètres Conductivité électrique (CE), Température (T) et Hauteur d'eau (D)**

En hydrogéologie karstique, l'étude des hydrogrammes de crues apporte des informations sur le fonctionnement et la nature du système souterrain (Mangin, 1984; Martel, 1921). Schoeller (1948) est l'un des premiers auteurs à décomposer un hydrogramme pour obtenir les composantes de l'écoulement. Les études quantitatives des systèmes karstiques vont analyser les courbes de récession des hydrogrammes, en particulier avec les travaux de Mangin (1975). Mangin (1981 ; 1984) utilise le principe des analyses corrélatoires et spectrales, simples et croisées, aux séries hydrogéologiques enregistrées en continu aux exutoires. L'utilisation des classements des débits (Mangin, 1975) et de la décomposition fréquentielles (Bakalowicz, 1979) des séries est appliquée aux systèmes hydrogéologiques.

La relation la plus couramment utilisée est le lien entre les précipitations et le débit (Dörfliger, 2010) mais d'autres relations sont possibles comme le lien entre les précipitations et la turbidité ou la température (Fournier, 2006). Les études sur les systèmes karstiques utilisent souvent ces méthodes, car les exutoires des aquifères sont souvent concentrés vers un unique exutoire.

Des tests ont montré que des lacunes inférieures à 3% de la chronique totale ne modifient pas significativement les fonctions d'autocorrélations et que des lacunes inférieures à 7% de la chronique totale peuvent être négligées pour calculer les fonctions de corrélation croisée (Delbart, 2013). Dans

notre cas, il manque 27% des données de la chronique totale de débit, nous ne réaliserons pas d'analyses corrélatoires et spectrales.

Les événements pluvieux génèrent des modifications physico-chimiques de l'eau des sources, grâce aux eaux de pluie qui s'infiltrent, ainsi que des augmentations de niveaux d'eau dans l'aquifère et donc du débit. Pour mieux comprendre le fonctionnement de l'aquifère de Dardennes, plusieurs crues sont étudiées en analysant les données CTD enregistrées au cours du temps dans la source de trop-plein du Ragas, en comparaison avec les variations du niveau du lac et les précipitations. Ces analyses vont permettre de répondre à plusieurs questions concernant le cas d'étude. Les conditions de débordement de la source de trop-plein du Ragas sont étudiées dans le but de comprendre les caractéristiques de ces débordements en fonction des événements pluvieux. Est-ce que l'eau des précipitations s'infiltre rapidement et atteint les sondes CTD dans le conduit du Ragas ? Comment réagit l'aquifère à des crues successives et à un événement pluvieux lors de période d'étiage ? Est-ce que la retenue artificielle joue un rôle sur le comportement de l'aquifère ?

L'analyse consiste à identifier un ensemble de temps et de variations de paramètres caractéristiques du système. Pour chaque crue, plusieurs paramètres sont analysés:

- Etat initial : hauteurs d'eau (lac et Ragas), valeurs de CE et température, valeur du débit journalier
- Précipitations :
  - Date de début et de fin : jour/mois/année et heure
  - Cumul des précipitations sur l'évènement
- Pic de crue : Hauteur maximale dans le Ragas (H_{max}), temps entre le début des précipitations et H_{max}, temps entre le début de variations de hauteur d'eau dans le Ragas et H_{max}
- Retour conditions initiales : hauteur Ragas

La crue du 31 janvier 2014 est étudiée ici comme exemple afin de mettre en relation tous les paramètres énumérés précédemment. Avant les premières précipitations, le 29 janvier 2014, la température de l'eau du Ragas est de 13,75°C, la conductivité électrique est de 434 µS/cm. Le niveau d'eau dans le lac est à son maximum, 123 m NGF, il en est de même pour le niveau d'eau dans le Ragas. Les précipitations débutent le 30 janvier 2014 à 3h30 et finissent le 31 janvier 2014 à 6h30, cumulant ainsi 73,9 mm de pluie en 27 heures.

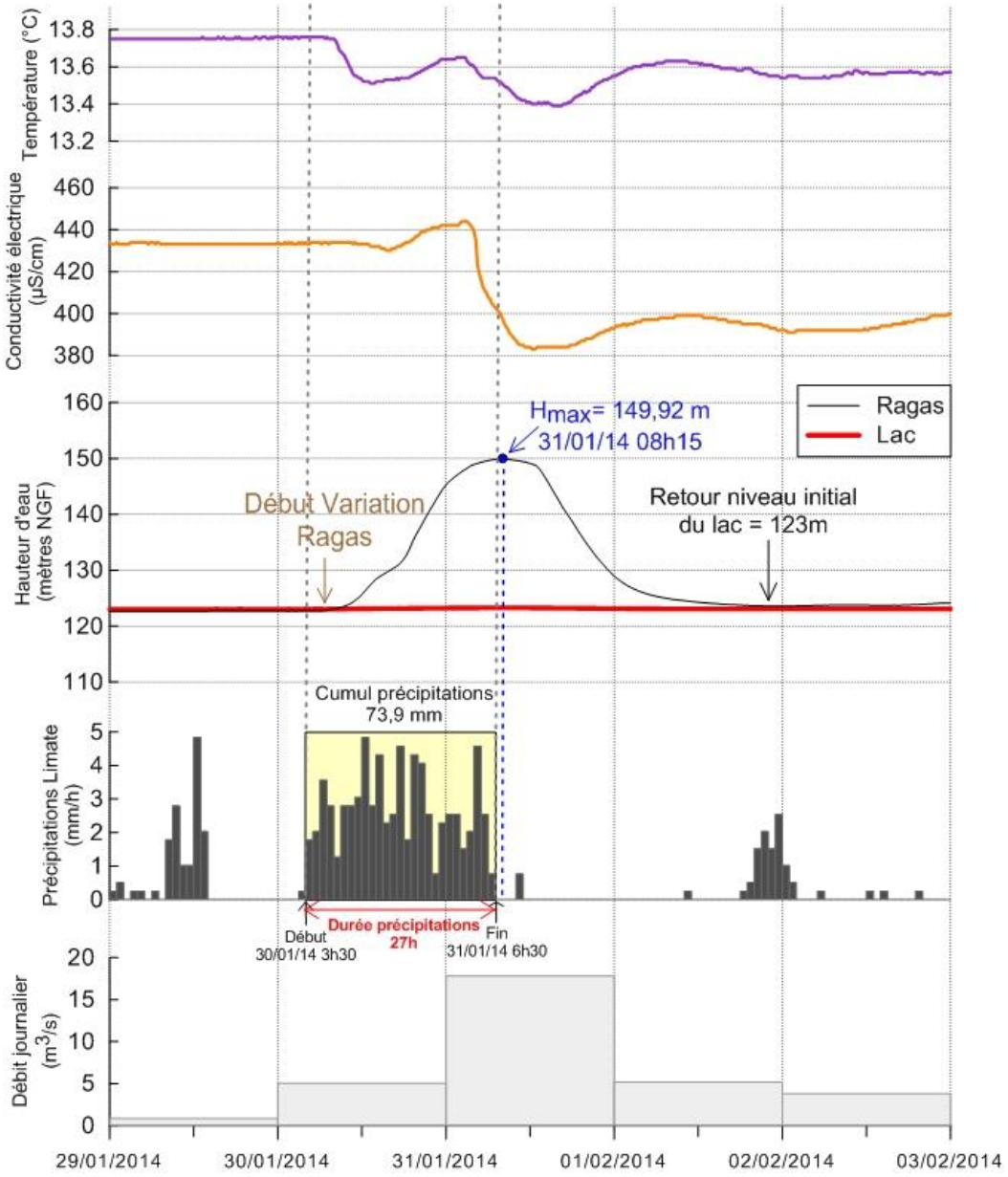


Figure 2-20 Crues du 31 janvier 2014 : données de température, de CE, de hauteur d'eau dans le Ragas et dans le lac, de précipitations et de débit journalier.

La hauteur d'eau dans le Ragas commence à augmenter le 30 janvier à 8h00 environ, soit seulement 4h30 après le début des précipitations. Le système réagit très rapidement dans ce cas-là. La hauteur maximale (H_{max}) dans le Ragas est de 149,92 m le 31 janvier 2014 à 8h15, soit 24 heures après le début de variation de niveau d'eau et 28h15 après le début des précipitations. L'intensité moyenne des précipitations entre le début de celles-ci et H_{max} est de 2,6 mm/h. La hauteur d'eau maximale est atteinte très peu de temps après la fin des précipitations. Le niveau d'eau dans le Ragas ne reste que très peu de temps aux alentours de 149 m, il diminue très rapidement et fortement. La hauteur d'eau dans le conduit du Ragas revient au niveau initial (123 m) dès le 1er février 2014 21h45.

La température de l'eau commence à diminuer le 30 janvier à 8h30, pour atteindre 13,51°C le même jour à 13h15. Les valeurs augmentent jusqu'à 13,65°C le 31 janvier à 01h30 pour diminuer fortement le même jour à 15h15 et atteindre 13,39°C. La première diminution correspond à des arrivées d'eau plus froides mais pas à l'eau de pluie, il n'y a pas de diminution de la conductivité électrique. La deuxième diminution de température, avec une chute de la CE, peut correspondre à des arrivées d'eau de pluie. Les valeurs de conductivité électrique augmentent légèrement (jusqu'à 444 µS/cm) avec l'arrivée des

eaux de pluie qui vont « pousser » de l'eau plus minéralisée déjà en place, puis diminuent très fortement jusqu'à 383 µS/cm le 31 janvier 2014 à 12h15. Sur cette crue, le temps entre le début de variation de hauteur d'eau du Ragas et la diminution brutale des valeurs de conductivité électrique est de 21h30. Ce temps correspond à l'arrivée d'une importante quantité d'eau faiblement minéralisée, issue des précipitations, au niveau de la sonde de mesure dans le conduit du Ragas.

3.4.2 **Analyses fréquentielles**

Cette partie présente des analyses fréquentielles impliquant des calculs d'occurrence de valeurs de la conductivité électrique (CE) et de la température mesurées sur plusieurs sources. Les analyses fréquentielles visent à caractériser les différentes masses d'eau participant à l'écoulement de chaque source. Bakalowicz (1979) propose de classifier les systèmes carbonatés en fonction de leur distribution de fréquence de leur conductivité électrique : (i) un aquifère de type poreux ou fissuré présente une distribution unimodale peu dispersée qui traduit un comportement géochimique homogène (ii) un aquifère karstique présente une distribution plurimodale et très étalée. Les différentes modalités de distribution de fréquences de conductivité électrique représentent différentes masses d'eau géochimiques (Bakalowicz, 1979). Massei et al. (2007) proposent une méthode afin de décomposer les différentes masses d'eau composant le signal avec la conductivité électrique, en donnant leur caractéristique et leur contribution à l'écoulement.

L'étude des distributions peut être appliquée à des séries temporelles complètes ou non sur des chroniques de données plus ou moins longues. Les fréquences permettent de minimiser les valeurs anomaliques de conductivité électrique ou de température. Pour chaque source étudiée, un découpage de la CE et de la température est effectué en classes, puis le calcul pour chaque classe du nombre de valeurs en faisant partie. Pour ce type d'analyse, le choix de la taille des classes est fait par l'utilisateur. Il existe plusieurs méthodes numériques pour découper les classes de manière représentative telles que les méthodes de Scott (1979) et Shimazaki and Shinomoto (2007), mais aucune n'étant vraiment optimale, nous avons procéder de manière empirique. Le signal est moins bon si les classes sont trop grandes. Pour cette étude et ces sources étudiées, il a été choisi des classes de 20 µS/cm pour la conductivité électrique et de 0,1°C pour la température. Ces classes semblent adaptées à un rapport précision de mesure/simplicité de lecture.

Un schéma de représentation de distribution des fréquences de la CE et de la température a été proposé par Fournillon (2012) (Figure 2-21). Il est basé sur la conversion des courbes de répartition de fréquences en variation d'intensité de couleur:

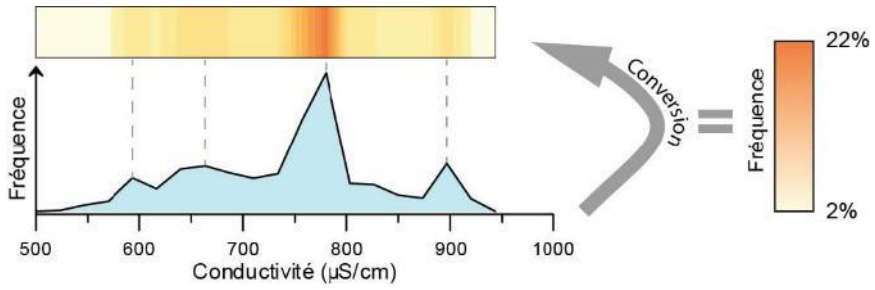


Figure 2-21 Exemple de conversion d'une courbe de répartition de fréquence sous forme de variation de couleurs (Fournillon, 2012)

3.4.3 **Traceurs environnementaux des eaux souterraines**

L'utilisation de traceurs géochimiques et isotopiques a pour but de discriminer les différentes masses d'eau qui composent l'aquifère en définissant leur composition afin de comprendre leurs origines, leurs parcours et leurs proportions relatives lors des différents régimes hydrologiques au sein de l'aquifère karstique. Afin d'étudier un large spectre des vitesses de transfert, les compositions géochimiques et isotopiques des eaux souterraines sont mesurées et étudiées à différentes échelles temporelles : sur le long terme (pluriannuel) pour étudier les transferts lents et lors de pics de crue pour étudier les transferts rapides.

Dans les systèmes karstiques, les données d'écoulement vertical sont généralement peu nombreuses et ainsi obtenues à partir d'études basées sur des forages (Jaquet et al., 2004; Van Meir et al., 2007). Dans notre cas d'étude, il n'y a aucun forage ou accès à la nappe phréatique disponible sur le bassin versant. A l'échelle régionale des karsts méditerranéens, Binet et al. (2006) ont proposé une méthodologie couplant un modèle numérique d'écoulement et une étude hydrochimique sur le bassin versant de Siou Blanc afin de démontrer que de l'eau de pluie infiltrée s'écoulant à travers différentes roches induit un contraste dans l'hydrochimie des sources.

Les traçages hydrogéochimiques naturels apportent des informations sur les chemins d'écoulement et le stockage des eaux souterraines (Adinolfi Falcone et al., 2008; Bicalho et al., 2017; Santoni et al., 2016). Ils reposent sur les connaissances de l'environnement géologique (Mudry, 1987). Plusieurs approches géochimiques et isotopiques ont été appliquées sur des systèmes karstiques selon différentes conditions d'écoulement, dans des zones du système karstique différentes (épikarst, conduit karstique, zone saturée et non saturée etc...) (Emblanch et al., 2003; Lee and Krothe, 2001).

Le but de ces analyses est de différencier des masses d'eau et d'observer les variations temporelles des signatures chimiques des sources. Les données utilisées dans ce travail proviennent de campagnes de terrain durant le projet de thèse, des données issues de Fournillon (2012) et de Binet et al. (2006).

Cette partie est subdivisée selon les méthodologies utilisées. Dans une première partie, l'analyse des ions majeurs s'articule autour de l'utilisation de diagrammes de classification, comme le diagramme de Piper ou les diagrammes binaires, et des graphiques des ions majeurs, de l'indice de saturation de la calcite et du $\delta^{13}C$ au cours du temps. La seconde partie repose sur l'étude des isotopes stables de l'eau qui va discriminer les différentes masses d'eau. La troisième partie concerne l'utilisation de traceurs de datation, comme les SF_6 et CFC, qui est testée pour déterminer l'âge apparent des eaux souterraines.

- **Ions majeurs**

Afin d'organiser les données hydrochimiques des ions majeurs, la première approche utilisée est le diagramme de Piper (Piper, 1944) car cela permet une vue d'ensemble d'un grand nombre de données. La représentation du diagramme de Piper indique les cations et les anions dans deux classifications ternaires et une classification faisant la synthèse des observations. Cette représentation ne montre pas les effets de dilution, mais un mélange d'eau avec des proportions variables basées sur les ions majeurs. Elle est complémentaire des représentations en graphiques binaires. Ces graphiques illustrent la relation entre deux ions ou deux groupes d'ions dans le but de comprendre les réactions chimiques au sein de l'aquifère. La deuxième approche utilisée est d'étudier la variation de certains ions majeurs et paramètres chimiques (indice de saturation...) en fonction du temps.

La région toulonnaise est composée de roches sédimentaires telles que des calcaires, des dolomies, des évaporites et des marnes. Les différentes lithologies ont des interactions avec l'eau dans les aquifères, et mettent ainsi en solution des ions spécifiques selon leur composition minéralogique. Le Tableau 2-8

illustre les réactions de dissolution possibles selon les roches sédimentaires présentes et montre ainsi les ions pouvant être mis en solution dans les eaux souterraines.

Tableau 2-8 Réactions de dissolution, pour les principaux minéraux présents dans la région Toulonnaise (d'après Ford et Williams, 2007)

Minéral	Réaction de dissolution
Calcite	$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \leftrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^-$
Dolomite	$CaMg(CO_3)^2 + 2H_2O + 2CO_2 \leftrightarrow Ca^{2+} + Mg^{2+} + 4HCO_3^-$
Gypse	$CaSO_4 \cdot 2H_2O \rightarrow Ca^{2+} + SO_4^{2-} + 2H_2O$
Halite	$NaCl + H_2O \rightarrow Na^+ + Cl^- + H_2O^-$

Les données hydrochimiques utilisées sur les sources régionales dans cette partie sont issues de campagnes de terrains hydrochimiques réalisées durant ce projet de thèse, et des études précédentes (Fournillon, 2012 ; Binet et al. 2006).

- **Isotopes de l'eau**

La mesure des isotopes de la molécule d'eau apporte des informations sur l'eau, son trajet ainsi que son altitude d'infiltration. L'abondance d'un isotope dépend de plusieurs facteurs, dont le lieu de la précipitation de la pluie (altitude, latitude, distance à l'océan etc…), le cycle de l'eau (évaporation, condensation), les échanges avec des minéraux etc… L'abondance relative des isotopes stables est alors comparée à celle existant dans l'eau océanique moyenne standard : le SMOW, Standard Mean Ocean Water (SMOW). Les rapports isotopiques sont représentés par des variations δ telles que :

$$\delta‰ = \left(\frac{Xéch - Xref}{Xref}\right) \times 1000 \quad (2.7)$$

Où X est la fraction isotopique de l'échantillon et du standard de référence, ici le SMOW.

Les $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sont liés linéairement pour les eaux naturelles (Craig, 1961). Il existe ainsi une ligne globale d'eau météorique (Craig, 1961; Rozanski et al., 1993) qui peut être modifiée sous l'effet de plusieurs facteurs (Banton and Bangoy, 1997). Les valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sont alors comparées à des droites de référence, comme la World Meteoric Water Line (WMWL) ou d'autres définies plus localement. Des droites locales sont calculées en mesurant les isotopes de l'eau dans les précipitations sur une région précise. En Provence, la droite de référence a été calculée par Celle et al., 2000 et ils ont ainsi montré que cette région possède une influence méditerranéenne et dans une moindre mesure atlantique.

Les droites de référence présentées sont :

- WMWL : $\delta^{2}H = 8\ \delta^{18}O + 10$ (Rozanski et al., 1993)
- Ligne des eaux météoriques pour la région d'Avignon: $\delta^{2}H = (7,6 \pm 0,1)\ \delta^{18}O + (6,4 \pm 0,5)$ (Celle et al., 2000)

Localement les coefficients de corrélation peuvent différer. Les eaux se situant sur la ligne météorique sont supposées avoir pour origine les précipitations locales sans avoir subies de processus de fractionnement isotopique. Les deux principaux processus de modification du rapport isotopique $\delta^{2}H/\delta^{18}O$ sont l'évaporation depuis des eaux de surface et les échanges avec des minéraux (Banton and Bangoy, 1997). La Figure 2-22 illustre tous les processus possible :

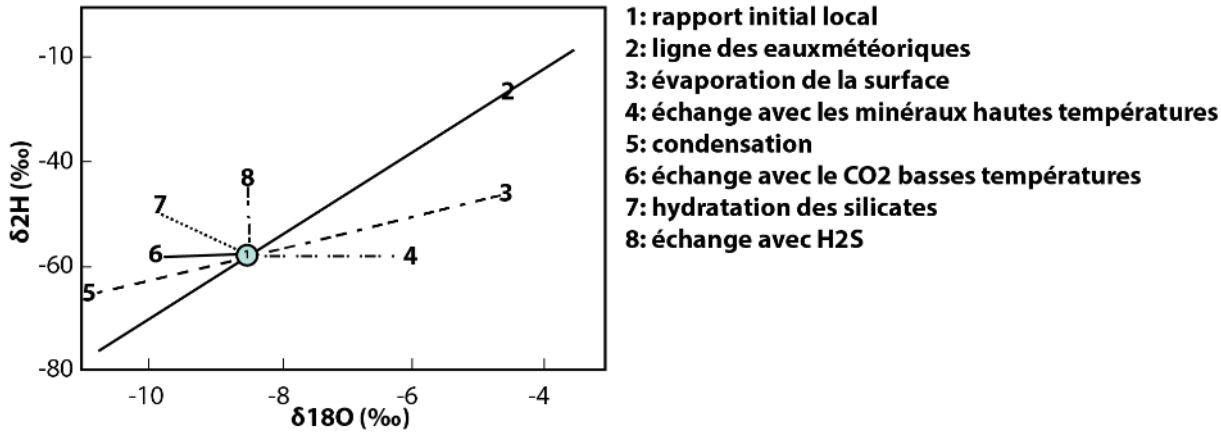


Figure 2-22 Evolution de l'enrichissement en ^{18}O et ^{2}H des eaux souterraines autour de la ligne des eaux météoriques modifié d'après (Banton and Bangoy, 1997).

Les teneurs isotopiques dans les précipitations dépendent de processus physiques qui entraine des variations spatiales et temporelles. La composition isotopique des précipitations est de plus en plus appauvrie en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ quand l'altitude augmente, avec des gradients altitudinaux compris généralement entre -0,1 et -0,6 ‰/100m d'altitude en $\delta^{18}O$ et -1 et -4 ‰/100m en $\delta^{2}H$ (IAEA, 2006). Différents processus sont à l'origine de cette variabilité : (1) la diminution de la température avec l'altitude, (2) l'enrichissement en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ par évaporation des gouttes de pluie au cours de leur chute dans l'atmosphère, qui est plus importante à basses altitudes.

Dans ce travail, les isotopes de l'eau ne sont pas utilisés pour déterminer des altitudes de recharge mais pour identifier des masses d'eau. En se basant sur les données locales de (Celle et al., 2000) et (Chalumeau, 2000), concernant respectivement la région d'Avignon et le bassin de l'Arc (Aix-en-Provence), le gradient local altitudinal serait compris entre -0,2 et -0,33 ‰/100m d'altitude en $\delta^{18}O$. Fournillon (2012) a calculé un gradient altitudinal avec les données récoltées sur 54 points de prélèvements (sources, forages..), avec 124 échantillons récoltés. Ce gradient est de -0,44 ‰/100m d'altitude en $\delta^{18}O$.

L'échantillonnage des pluies se fait sur la commune du Beausset, au lieu-dit Le Brûlat grâce à un pluviomètre et un échantillonnage manuel après chaque évènement pluvieux. La pluviométrie de ces échantillons varie entre 9 et 60 mm par évènement. Le Tableau 2-9 suivant indique le nombre d'échantillons utilisés concernant les isotopes stables de l'eau et leur période d'échantillonnage:

Tableau 2-9 Nombre d'échantillons et périodes d'échantillonnage pour les isotopes stables de l'eau en fonction des points d'échantillonnage

Point échantillonnage	Nb échantillons	Période	
Pluie Le Brûlat	61	01/09/2012	18/10/2016
Bonnefont	16	11/02/2008	10/03/2016
Labus	8	28/10/2009	02/03/2016
Source du Gapeau	17	28/10/2009	11/01/2017
Source du Ragas	9	16/12/2013	17/10/2016
Barrage Fuites – Pont Romain	12	16/12/2013	24/11/2016
Source du Rabas – Source de Dardennes	1	28/02/2016	
St Antoine	16	17/03/2008	20/04/2016

Tous ces échantillons proviennent de campagnes de terrains réalisées entre 2013 et 2016 dans le cadre du projet Dardennes et précédemment par Fournillon (2012) dans le cadre du projet Karsteau. Les analyses ont été réalisées dans différents laboratoires : Université d'Avignon, Université de Montpellier,

CEREGE dans le cadre du projet Karsteau et Université d'Amsterdam dans le cadre du projet Dardennes. Les erreurs de chaque laboratoire sont synthétisées dans le Tableau 2-10.

Tableau 2-10 Erreur de mesures sur les données des isotopes ^{18}O et ^{2}H en fonction des laboratoires d'analyse

Laboratoire d'analyse	Erreur $\delta^{18}O$	Erreur $\delta^{2}H$
Avignon, Montpellier	+- 0,15‰	+- 1‰
CEREGE	+- 0,05‰	+- 1‰
Amsterdam	+- 0,10‰	+- 2‰

- **Isotopes du carbone inorganique**

Le carbone possède deux isotopes naturels stables : ^{12}C (98,89%) et le ^{13}C (1,11%). Les rapports de ces isotopes sont exprimés en ‰ par rapport à la norme VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite). Le $\delta^{13}C$ de l'atmosphère est de -7‰. Au cours de la photosynthèse, le carbone qui se fixe dans le tissu végétal est considérablement épuisé en ^{13}C par rapport à l'atmosphère. La réaction photosynthétique utilisée par la plante induit une distribution des valeurs de ^{13}C différentes. La majorité des plantes terrestres sont des plantes C3 et ont des valeurs de ^{13}C allant de -22 à -33‰ (Clark and Fritz, 1997). Les plantes C4 composées de plantes aquatiques, désertiques, de marais salants et de graminées tropicales possèdent des valeurs de -10 à -20‰ (Bender, 1971).

Les carbonates marins possèdent généralement des valeurs proches du PDB, 0 ±2‰ (Emblanch, 1997). Pour cette étude, les valeurs des carbonates de la série sédimentaire sont connus (Chapitre 1). Les carbonates lacustres quant à eux, ont des valeurs de $\delta^{13}C$ inférieures en raison de l'incorporation de CO_2 provenant de la désintégration des végétaux dans le sol. Les carbonates formés dans des milieux riches en matière organique peuvent avoir des valeurs très positives (Chapitre 1). Les valeurs de $\delta^{13}C$ du carbone inorganique dissous ($\delta^{13}C_{DIC}$) dans les eaux souterraines sont généralement comprises entre -10 et -15‰ (Mook and Rozanski, 2000). Les réactions primaires qui produisent du DIC sont : (1) l'altération des minéraux de carbonates par des pluies acides ou d'autres acides forts, (2) l'altération des minéraux de silicate par l'acide carbonique produit par la dissolution du CO_2 du sol biogénique par l'infiltration d'eau de pluie, et (3) l'altération de minéraux de carbonate par l'acide carbonique.

La signature isotopique du $\delta^{13}C_{DIC}$ des eaux de recharge tient compte des échanges gazeux avec le gaz de la zone non-saturée et la dissolution de la matrice carbonatée. Selon l'ouverture du système, l'impact du CO_2 biogénique ou carbonaté ne sera pas le même (Gillon et al., 2009). En système ouvert l'eau est en contact avec le CO_2 gazeux. La pression partielle de CO_2 dans la zone non saturée contrôle en partie la dissolution des carbonates. En système fermé, la signature isotopique du $\delta^{13}C_{DIC}$ est un mélange entre la signature initiale du CO_2 et la calcite. Emblanch et al. (2003) considèrent la zone non saturée en système ouvert et la zone saturée d'un aquifère karstique en système fermé. L'eau de chaque zone possède sa propre composition isotopique $\delta^{13}C_{DIC}$.

Le $\delta^{13}C$ du carbone inorganique dissout est analysé au laboratoire de l'Université d'Amsterdam avec le Finnigan GasBench II communiquant avec un spectromètre de masse Finnigan Delta+. Les échantillons d'eau sont injectés dans des flacons ayant reçu trois gouttes d'acide phosphorique et nettoyés à l'hélium. La quantité d'eau nécessaire est dépendante de la concentration de carbone inorganique dissous de l'échantillon. Cette gamme s'étend de 0,4 mL pour l'eau de surface et 0,1 mL pour des échantillons d'eau présentant une forte alcalinité, comme l'eau provenant du robinet. L'acide injecté permet de diminuer le pH de l'échantillon et l'acide carbonique, H_2CO_3, devient l'espèce principale de la fraction carbonique, le CO_2 est alors expulsé de l'état dissous, sous forme gazeuse. Cette espèce se mélange avec l'hélium dans l'atmosphère du flacon et peut être alors dirigé vers le spectromètre de masse. Pendant la mesure, deux standards de référence de carbonate sont utilisés pour l'étalonnage des valeurs de $\delta^{13}C$. De l'eau du robinet est intercalée à différents endroits dans le

spectromètre de masse afin de contrôler la précision de la mesure. Toutes ces analyses possèdent un écart type inférieur à 0,15‰.

- **Traceurs de datation : gaz dissous**

L'âge de l'eau souterraine correspond au temps écoulé entre l'instant où l'eau atteint la zone saturée et son échantillonnage. Cet âge ne tient pas compte du transit dans la zone non-saturée, qui peut être rapide dans certains cas, mais surtout qu'à ce moment-là, l'eau est toujours en contact avec l'atmosphère, des échanges gazeux peuvent encore se produire. L'âge déterminé est un âge apparent qui correspond à un temps de résidence moyen des masses d'eaux qui se sont mélangées préalablement (Clark and Fritz, 1997).

Dans ce projet de thèse et dans le cadre du SNO KARST (collaboration avec V. De Montéty) les CFCs (Chlorofluorocarbones) et le SF6 (Hexafluorure de soufre) sont utilisés pour estimer l'âge apparent de la source du Ragas (moins de 50 ans). Les analyses ont été réalisées par la plateforme CONDATE Eau de l'OSU de Rennes. Seulement trois échantillons ont été réalisés à cette source : deux le 25 aout 2015 et un le 20 avril 2016. L'objectif était de prélever lors de l'étiage (aout 2015) et en hautes-eaux afin de voir les différentes masses d'eau. Mais l'hiver 2016 n'a pas été pluvieux, les précipitations n'étaient pas suffisantes pour que l'aquifère se recharge suffisamment. En avril 2016, l'aquifère était toujours en période d'étiage, un prélèvement a tout de même été réalisé.

L'eau échantillonnée est composée, la plupart du temps, de plusieurs masses d'eau d'âges et d'origines différents. Afin de connaitre ces âges, l'étude des traceurs est couplée à l'utilisation de différents modèles de mélanges. Les modèles les plus couramment utilisées sont : le modèle « piston-flow », « exponential piston-flow », « exponential mixing » et « binary mixing » (Jurgens et al., 2012). Le modèle « piston-flow » correspond à de l'eau transférée depuis le point d'infiltration jusqu'au point de prélèvement sans mélange, sans dispersion ni diffusion. Le modèle « exponential mixing » est utilisé pour les aquifères à nappe libre, avec une recharge uniforme. Le modèle « exponential piston-flow » correspond à un aquifère qui reçoit une recharge distribuée au niveau d'une nappe libre et qui est ensuite transférée dans une nappe captive. Le modèle « binary mixing » correspond à un mélange de deux masses d'eau d'âges différents. Les modèles utilisées dans cette étude sont ceux proposés par l'USGS (Jurgens et al., 2012).

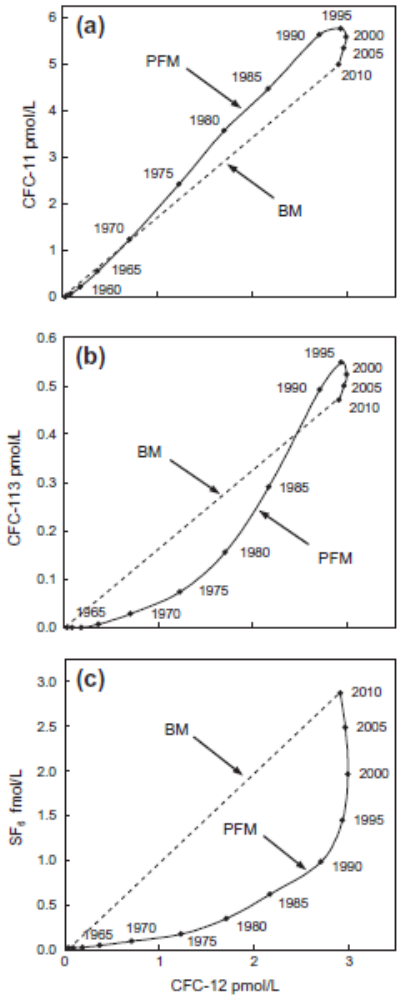


Figure 2-23 Courbes CFC-12 et SF6 obtenues à partir des différents modèles de mélange. Graphique (a) CFC-11 en fonction de CFC-12 ; (b) CFC-113 en fonction de CFC-12 ; (c) SF6 en fonction de CFC-12. Ces graphiques montrent la courbe du modèle « piston flow » (PFM) et du modèle « binary mixing » (BM) entre les eaux souterraines récentes et anciennes. Les années de recharge sont montrées pour PFM. Extrait de (Darling et al., 2012).

Les CFCs, SF6 sont des gaz d'origine anthropique présents dans l'atmosphère depuis une cinquantaine d'années. La Figure 2-23 présente les modèles « piston flow » avec la courbe des âges et le « binary mixing » modèle. Les eaux anciennes ont des concentrations en ces différents gaz plutôt faibles. Les CFCs sont des gaz volatiles synthétiques utilisées comme réfrigérant ou gaz propulseur (Plummer and Busenberg, 2000). Le SF_6 est utilisé dans l'industrie électronique comme isolant électrique (Maiss and Brenninkmeijer, 1998). Ces gaz sont présents dans l'atmosphère depuis les années 1950 et sont connus pour leurs effets négatifs sur la couche d'ozone et le réchauffement climatique. Dû à des restrictions vers la fin des années 1980, les concentrations en CFCs et SF_6 diminuent dans l'atmosphère (Figure 2-24).

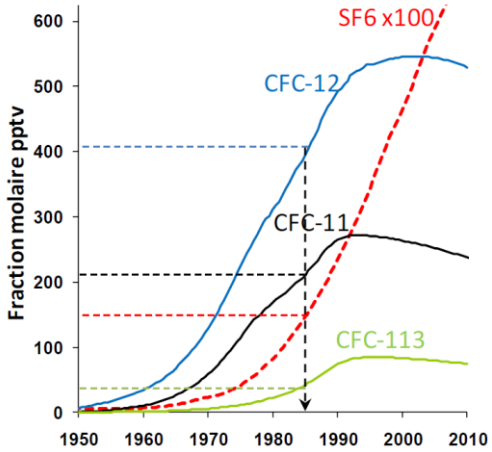


Figure 2-24 Evolution des concentrations atmosphériques des CFCs et du SF_6 au cours du temps en Amérique du Nord modifié de (Cook and Herczeg, 2012)

La datation des eaux souterraines à partir des mesures de CFCs et SF6 se base sur : les eaux d'infiltration qui transitent dans la zone non saturée et s'équilibrent avec l'atmosphère. Lors du passage de ces eaux dans la zone saturée, elles ne sont plus en contact avec l'atmosphère. Les concentrations de ces gaz de l'atmosphère varient au cours du temps, ainsi la comparaison des concentrations des eaux souterraines et des chroniques atmosphériques permet de déterminer l'âge apparent des eaux souterraines. Les concentrations en gaz dissous dépendent de la concentration de l'air de la zone non saturée lors de leur infiltration, qui est supposée égale à celle de l'atmosphère (selon l'épaisseur de la

zone non saturée), de la température de l'eau, de la salinité et de l'altitude. Connaissant tout ceci, la concentration des gaz de l'eau est ainsi convertie en une concentration de l'atmosphère et comparée ensuite aux chroniques atmosphériques pour déterminer le temps de séjour de l'eau.

Certains phénomènes peuvent apporter des erreurs sur les âges calculés. L'impact de la zone non saturée, la contamination et l'excès d'air sont des facteurs déterminants dans ces calculs. Dans certaines zones industrielles et résidentielles, des contaminations peuvent avoir lieu entrainant des augmentations de concentrations des gaz. L'excès d'air correspond à une quantité supplémentaire de gaz dissous liée à des bulles d'air piégées dans le sol ou dans la zone non saturée. Ces bulles de gaz sont entrainées par l'eau et se dissolvent provoquant une augmentation de concentration des gaz (Gooddy et al., 2006). Dans des milieux karstiques, ce phénomène peut être accentué dû à la remontée rapide du niveau d'eau de la zone saturée. L'épaisseur de la zone saturée peut induire un décalage temporel selon la diffusion des gaz CFCs et SF6 sous forme gazeuse.

Le ^{10}Ne est un gaz noble et stable, utilisé pour calculer l'excès d'air. En effet, le SF_6 est très sensible à cet excès d'air. Une correction doit être appliquée pour retrouver la concentration exacte de ce gaz (Darling et al., 2012).

4. Résultats et interprétations

4.1 Précipitations et évapotranspiration

4.1.1 Les précipitations de la région Toulonnaise

Les précipitations sont différentes selon la localisation de la station météorologique (Figure 2-25 et Figure 2-26). Les premières données disponibles pour les précipitations sur les stations météorologiques Météo France de Toulon et Le Castellet aér. datent de 1989. La moyenne annuelle des précipitations sur la période 1989-2016 est de respectivement 633 mm/an et 676 mm/an, pour ces deux stations, selon les années civiles. La station pluviométrique de la Limate a une valeur moyenne annuelle de 981 mm/an sur la période 2011-2016. La station pluviométrique installée au barrage de Dardennes possède une valeur moyenne annuelle de 600 mm/an selon les deux années complètes 2015 et 2016.

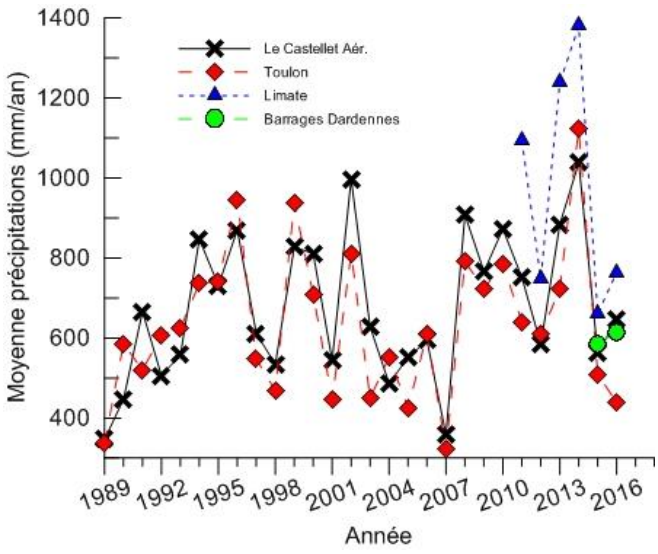


Figure 2-25 Moyenne des précipitations par an selon les 4 stations météorologiques, de 1989 à 2016.

L'année civile la plus sèche sur la période 1989-2016 est l'année 2007, avec 322 et 358 mm/an pour les stations de Toulon et Le Castellet Aér. Les années entre 2003 et 2007 montrent des valeurs inférieures aux moyennes annuelles. La période d'étude de la thèse porte sur les données depuis 2012 jusqu'à 2016. Sur cette période, l'année civile 2014 est une année très humide pour les trois stations pluviométriques en fonctionnement (Toulon, Le Castellet Aér. et la Limate) avec des records enregistrés depuis 1989.

Les enregistrements sont typiques du climat Méditerranéen, mais il apparait des écarts de pluviométrie de plusieurs dizaines de millimètres par mois selon les stations météorologiques. Dans de nombreux cas, les précipitations sont corrélées positivement à l'altitude qui induit une augmentation des pluies (Houze, 2012). La station de la Limate, située le plus en altitude, possède des valeurs toujours plus importantes que les autres stations.

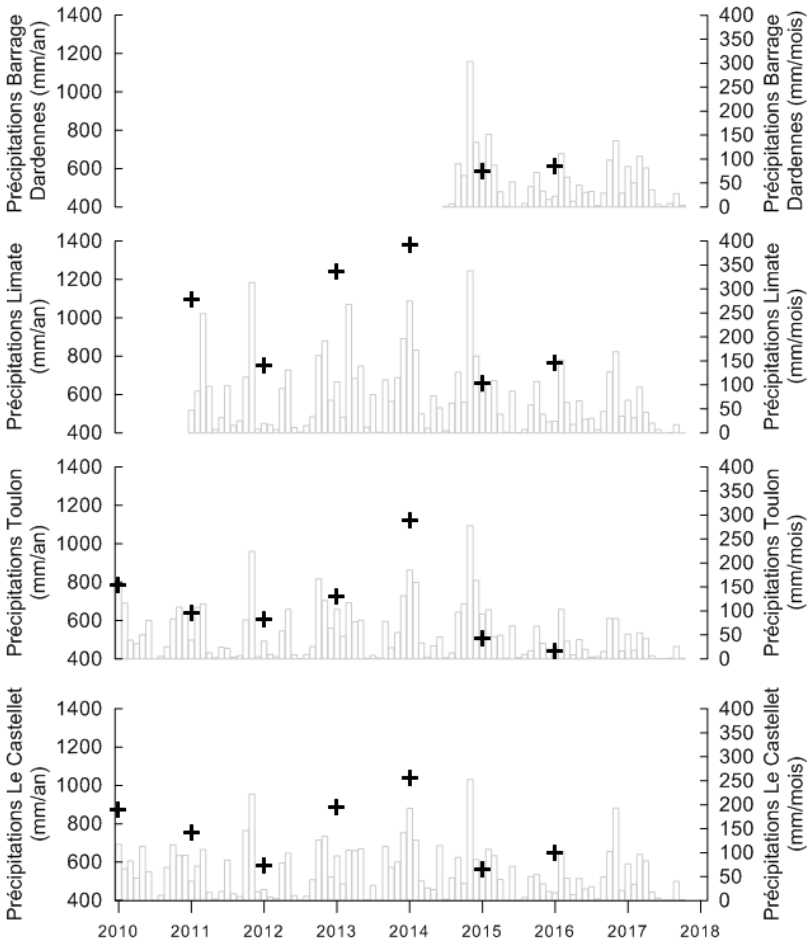


Figure 2-26 Précipitations enregistrées selon les 4 stations météorologiques en mm/mois (histogramme) et mm/an (croix noire).

La station météorologique de la Limate présente les plus fortes valeurs de précipitations par an avec une moyenne établie entre 2011 et 2016 de 981 mm/an.

En 2014, les stations enregistrent un record de précipitations avec 1123 mm/an pour Toulon, 1038 mm/an pour la station Le Castellet aérodrome et 1380 mm/an pour la station de la Limate (en reconstituant les données manquantes selon la méthode utilisée en section 3.1 de ce chapitre). Sur la période d'étude, entre 2012 et 2016, l'année la plus sèche a été 2015 avec 510 mm/an, 562 mm/an et 661 mm/an respectivement pour Toulon, Le Castellet aérodrome et la Limate. L'année 2017 n'est pas présentée ici, les données de novembre et décembre ne sont pas traitées. Tous ces résultats sont présentés dans le Tableau 2-11.

Dans cette thèse, les années hydrologiques ne sont que très peu utilisées. Dans la suite des études hydrodynamiques, les débits des sources de Dardennes sont étudiés, et ils ne sont disponibles que jusqu'à fin janvier 2016. Afin de ne pas « perdre » de données, il a été décidé d'utiliser les années civiles pour les précipitations. Les précipitations selon les années hydrologiques sont présentées en comparaison avec les années civiles dans le Tableau 2-11.

Tableau 2-11 Données des précipitations annuelles depuis 2010 en fonction des stations météorologiques et des années civiles ou hydrologiques.

Année civile	Toulon Météo France (mm/an)	Castellet Aérodrome Météo France (mm/an)	Barrage de Dardennes (mm/an)	Limate (mm/an)
2010	786	872		
2011	641	752		1094
2012	609	584		748
2013	722	884		1238
2014	1123	1038		1380
2015	510	562	586	661
2016	439	646	614	764

Année hydrologique	Toulon Météo France (mm/an)	Castellet Aérodrome Météo France (mm/an)	Barrage de Dardennes (mm/an)	Limate (mm/an)
Sept 2010-Aout 2011	634	732		
Sept 2011-Aout2012	547	627		756
Sept 2012-Aout2013	813	833		1206
Sept 2013-Aout 2014	757	978		1178
Sept 2014-Aout 2015	1026	868	1017	1122
Sept 2015-Aout 2016	376	439	483	615
Sept 2016-Aout 2017	375	679	640	666

En année hydrologique, les précipitations à la station pluviométrique de la Limate sont toujours supérieures aux autres valeurs des stations, sauf pour l'année hydrologique 2016-201. En effet la station Le Castellet Aérodrome a enregistré des valeurs de précipitations plus importantes que la station de la Limate mais la différence n'est pas significative.

4.1.2 **Evapotranspiration**

Les données d'évapotranspiration sont disponibles à la station Météo France du Castellet Aérodrome, à 417 mNGF d'altitude, depuis 2004. D'une année sur l'autre les valeurs d'évapotranspiration sont semblables (Figure 1-27), avec des valeurs journalières plus fortes en été, entre 6 et 9 mm/j.

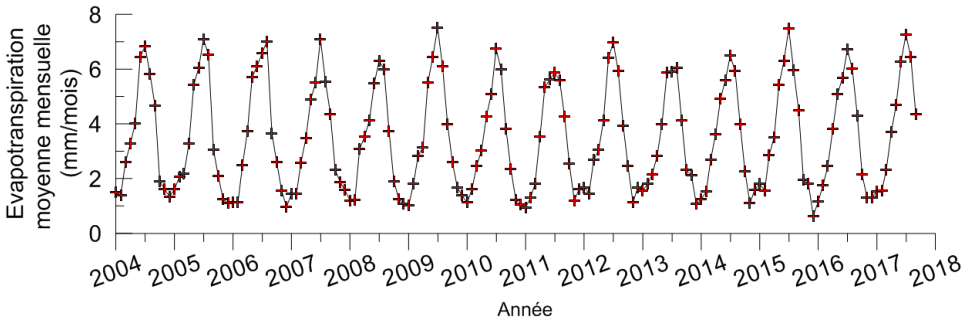


Figure 2-27 Evapotranspiration potentielle moyenne mensuelle de 2004 à 2017 enregistrée à la station météorologique Le Castellet Aérodrome.

4.2 Caractérisation d'un aquifère karstique par analyse des données CTD

4.2.1 Evolution générale de la série temporelle

Cette partie présente l'étude du fonctionnement du système karstique de Dardennes. L'analyse repose sur la quantification et l'interprétation des décalages entre les variations de hauteur d'eau, de débit ainsi que des variations de température et de la conductivité électrique de l'eau souterraine des sources de Dardennes, comprenant les sources qui sourdent au fond de la retenue artificielle et le Ragas. Cette étude requiert l'acquisition de données en continu. Cette étude se focalise sur la source du Ragas, car elle représente le comportement global de l'aquifère. Les données de cette source sont disponibles depuis le 19 octobre 2012 jusqu'à aujourd'hui. Pour l'étude, la chronique des données s'arrête le 29 mai 2017, date de la baisse du niveau d'eau du lac pour l'inspection décennale de l'ouvrage. La Figure 2-28 présente cinq ans et demi de données concernant la conductivité électrique, la température de l'eau dans le conduit du Ragas, le débit moyen journalier des sources de Dardennes, ainsi que les niveaux d'eau dans la retenue artificielle et dans le conduit vertical du Ragas, et enfin les précipitations issues des trois stations météorologiques ainsi que l'évapotranspiration.

- **Influence de l'exploitation AEP sur le niveau du lac et du karst**

Ces différentes actions sur l'eau de la retenue influencent le niveau d'eau de l'aquifère, celle-ci étant une condition aux limites. Avant de décrire les données et les courbes, il est nécessaire de mettre en évidence les périodes où le niveau du lac est bas et stable (Figure 2-28) :

- Entre novembre 2012 et mai 2013, des travaux de stabilité du barrage ont obligé l'usine à ouvrir les deux vannes de fond, afin de maintenir le niveau du lac très bas.
- Lors de périodes estivales en 2014 (de fin juillet à octobre 2014), en 2015 (de fin juillet à début novembre 2015) et en 2016, le niveau du lac a été maintenu très bas. Les niveaux de stabilité sont différents chaque année selon les besoins de l'usine de traitement.

Après les périodes de hautes-eaux, le niveau d'eau dans la retenue artificielle est à son maximum 123 mNGF. En milieu de période d'étiage, entre juin et aout, le débit pour l'alimentation en eau potable est supérieur au débit des sources de Dardennes, entraînant une baisse progressive du niveau d'eau de la retenue artificielle.

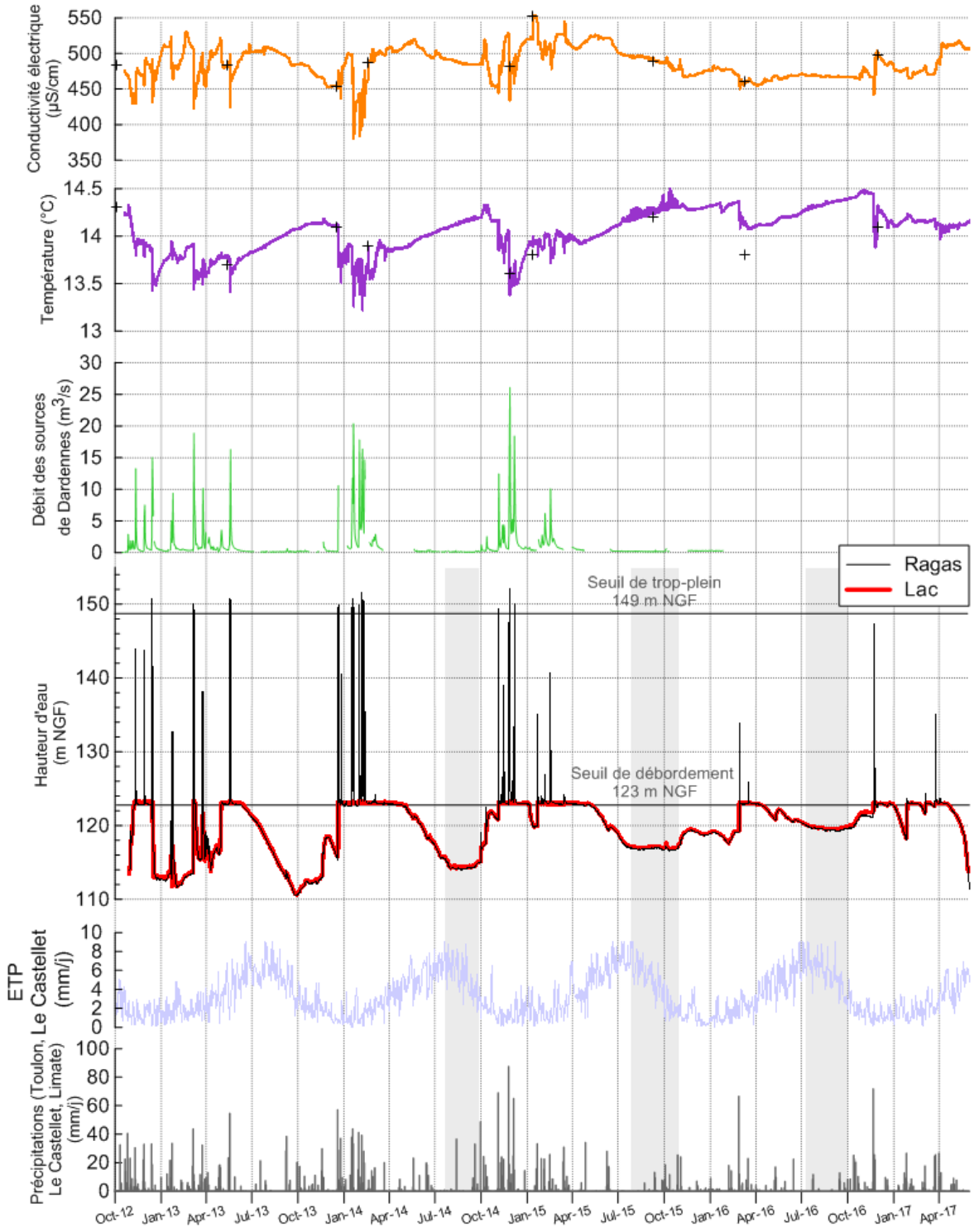


Figure 2-28 Données de conductivité électrique et de température enregistrées par deux sondes CTD dans le conduit du Ragas; les valeurs des débits calculés des sources de Dardennes ; la hauteur d'eau mesurée dans le conduit du Ragas (avec les sondes CTD) et le niveau d'eau dans le lac. Les périodes grisées indiquent les périodes d'action anthropiques pour maintenir le niveau d'eau de la retenue artificielle constant. les croix sur les graphiques de conductivité électrique et température représentent des données ponctuelles lors de relève des sondes dans le conduit du Ragas

- **Tendances saisonnières et événements**

Les différentes courbes des sources de Dardennes montrent deux tendances (Figure 2-28): 1) des variations saisonnières avec des périodes de hautes eaux, entre novembre et avril, et des périodes de basses eaux entre mai et octobre, 2) des pics de crues correspondants à des évènements pluvieux. Les périodes de hautes-eaux sont déterminées par la hauteur d'eau dans le lac qui atteint les 123 m d'altitude, ceci correspond à un débit des sources karstiques supérieur au débit d'exploitation pour l'alimentation en eau potable.

La valeur de précipitations journalières maximum observée sur toute la période d'étude est de 87 mm/j (valeur moyenne des trois stations Toulon, La Limate, Le Castellet). Sur toute la période d'étude des analyses CTD il y a eu 116 épisodes pluvieux supérieurs à 10 mm/j, 53 évènements se situent entre 10 et 20 mm/j, 51 entre 20 et 40 mm/j, seulement 12 sont supérieurs à 40 mm/j et enfin un seul supérieur à 80 mm/j.

- **Les hauteurs d'eau dans la retenue artificielle et dans le Ragas, le débit des sources de Dardennes**

Le débit moyen est de 1 m^3/s sur la période du 15 octobre 2012 au 26 janvier 2016 avec les données disponibles sur 945 jours. Les valeurs de débit ne sont pas toujours disponibles (problème de sondes principalement). Les sources de Dardennes sont caractérisées par un faible débit mais jamais nul, et une réponse typique d'un karst avec de forts évènements de crue de courtes durées. Le niveau d'eau dans le lac et dans le Ragas sont semblables, excepté durant les crues. Le niveau d'eau dans le lac est contrôlé par l'usine de traitement de l'eau. En période de hautes-eaux, il est stabilisé à 123 m NGF, niveau maximal de l'ouvrage, l'eau se déverse alors par le déversoir du barrage. Dans ces périodes de hautes-eaux, le débit des sources karstiques de Dardennes est supérieur à la quantité d'eau évaporée dans la retenue ainsi que la quantité d'eau prélevée pour l'eau potable et l'eau qui s'écoule sous le barrage vers le Las. A la fin du printemps et jusqu'au début de l'automne, le niveau d'eau dans le lac diminue selon le débit des sources, l'évaporation et le prélèvement pour l'alimentation en eau. Le niveau d'eau minimum et la vitesse de descente sont contrôlés par l'usine de traitement pour atteindre un minimum (différent selon les années) à la fin de l'été. Entre novembre 2012 et mai 2013, le niveau d'eau est essentiellement contrôlé par le fait que le barrage relâche toute l'eau en direction de la rivière Las.

Lors des périodes d'étiages (été et automne), la variation de débit est très faible. Lors d'évènement pluvieux, les précipitations s'infiltrent puis sont stockées dans le sol, dans l'épikarst et dans la zone non saturée (pouvant être supérieure à 500 m, voir Chapitre 1). Au contraire, lors des périodes de hautes-eaux, les évènements pluvieux se succèdent et le débit des sources augmente et est supérieur à la demande en eau potable, le niveau d'eau dans le lac augmente ainsi et le Ragas peut alors déborder.

Le conduit du Ragas est connecté au réseau karstique et agit comme un piézomètre naturel. La source du Ragas a débordé 14 fois durant toute la période d'étude. Elle montre une évolution temporelle sur la période d'étude. En effet, entre 2012 et 2014 le seuil de débordement est atteint plusieurs fois. Le dernier débordement du Ragas date du 6 décembre 2014, après cette date et jusqu'au 29 mai 2017 (dernières données disponibles dans le cadre de cette thèse de doctorat), le niveau d'eau dans le Ragas n'a pas atteint le seuil de débordement de 149 m NGF. Les faibles précipitations en 2015 et 2016 n'ont pas permis que le niveau d'eau dans le conduit atteigne le seuil de débordement malgré quelques événements pluvieux intenses.

- **La conductivité électrique**

Les valeurs de conductivité électrique au Ragas varient entre 381 µS/cm en période de crue et 554 µS/cm au maximum en hiver et printemps, avec une moyenne interannuelle de 487 µS/cm sur la période d'étude. Les variations saisonnières de ce paramètre sont bien visibles sur la courbe (Figure 2-28), avec des hausses de conductivité électrique plus importantes en fin d'hiver qu'en été. Cette affirmation est vraie pour toutes les années, sauf pour 2016 suivant l'année la plus sèche étudiée, 2015. En 2016, la CE ne présente que très peu de variations. En 2015 et 2016, les précipitations sont très peu fréquentes et représentent une faible quantité de pluie.

Lors des périodes de hautes-eaux, les eaux fortement minéralisées stockées préalablement dans la matrice de la roche encaissante, sont sollicitées par l'augmentation du niveau d'eau et participent à l'écoulement total, avec une minéralisation plus importante (contact et interaction eau-roche important). Lors d'un deuxième hiver plutôt sec, ces eaux ne sont pas mobilisées et les valeurs de CE n'augmentent pas.

- **La température**

Les valeurs de température du Ragas varient entre 13,2°C en hautes-eaux (le 06/02/2014) et 14,5°C en fin d'étiage (le 13/10/2015) avec une moyenne interannuelle de 14,05°C. La température de l'eau augmente lors des périodes d'étiage et chute fortement en périodes de crues hivernales. L'eau d'infiltration en hiver possède des températures plus faibles que l'eau de l'aquifère, le mélange entraine des diminutions de température. En été, l'eau de l'aquifère se réchauffe lentement. La tendance générale des valeurs de températures est à l'augmentation au cours du temps (Figure 2-28), en lien avec la diminution du nombre de crue au cours des années 2015 et 2016. Cependant lors de certaines périodes estivales, la courbe de température peut présenter une allure particulière, du fait de l'exploitation pour l'AEP. Par exemple, entre juillet et novembre 2015, des pics de température successifs et très rapprochés sont observés au Ragas (Figure 2.23). L'usine réalise des pompages dans le conduit du Ragas pour l'alimentation en eau potable lorsque la géosmine est présente dans la retenue artificielle (Figure 2-29). L'eau du Ragas est alors renouvelée, mais ce pompage attire l'eau stagnante du lac à cause d'un différentiel de pression. L'eau du lac ayant des conditions physico-chimiques particulières liées à la stagnation et au développement de micro-organismes, le pompage va entrainer des variations de températures et de conductivité électrique dans le conduit du Ragas. Ces valeurs mesurées ne sont donc pas en lien avec les conditions de recharge de la nappe.

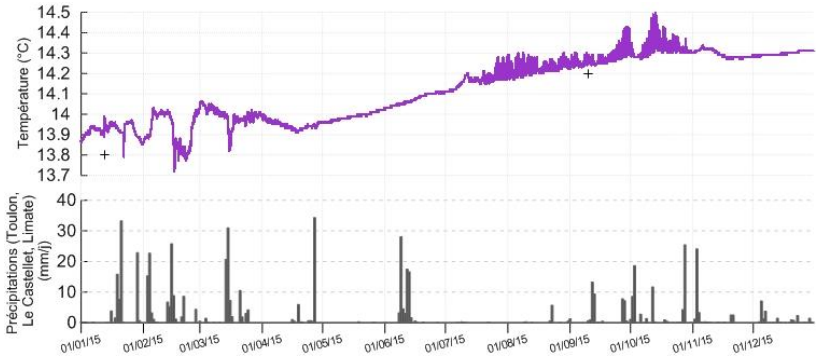


Figure 2-29 Température de l'eau dans le conduit du Ragas sur l'année 2015.

4.2.2 **Distribution fréquentielle de la conductivité électrique et de la température**

Les distributions fréquentielles des valeurs de conductivité électrique sont présentées suivant deux modes de représentation graphique en Figure 2-30 et Figure 2-31. Les sources étudiées en détails par Fournillon (2012) autour de l'unité du Beausset sont étudiées ici pour donner une gamme de comparaison avec les sources de Dardennes et du Las (Ragas et Saint Antoine), dans le même cadre géologique (Figure 2-3).

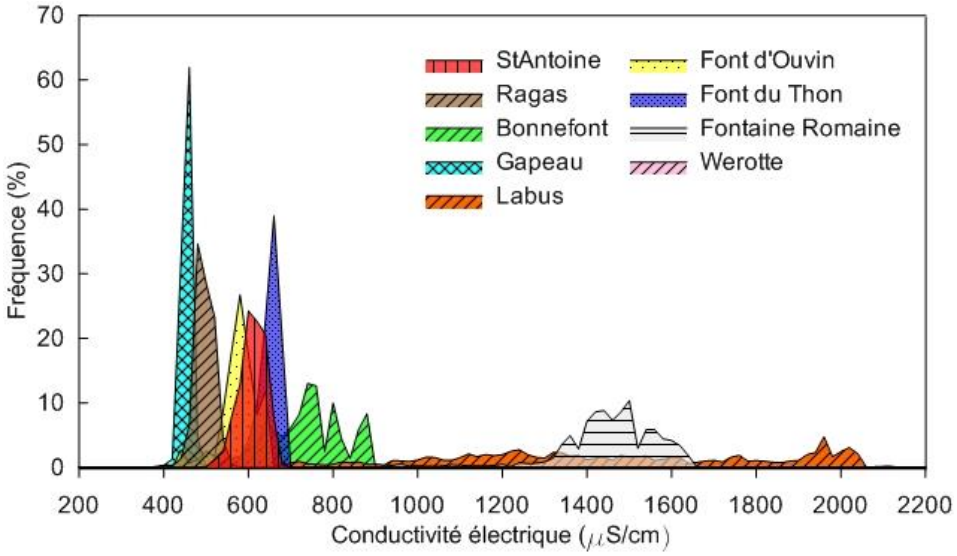


Figure 2-30 Distribution fréquentielle de la conductivité électrique des cinq sources étudiées dans le projet Dardennes et des quatre autres sources du projet Karsteau (Fournillon, 2012) selon des classes de 20 µS/cm.

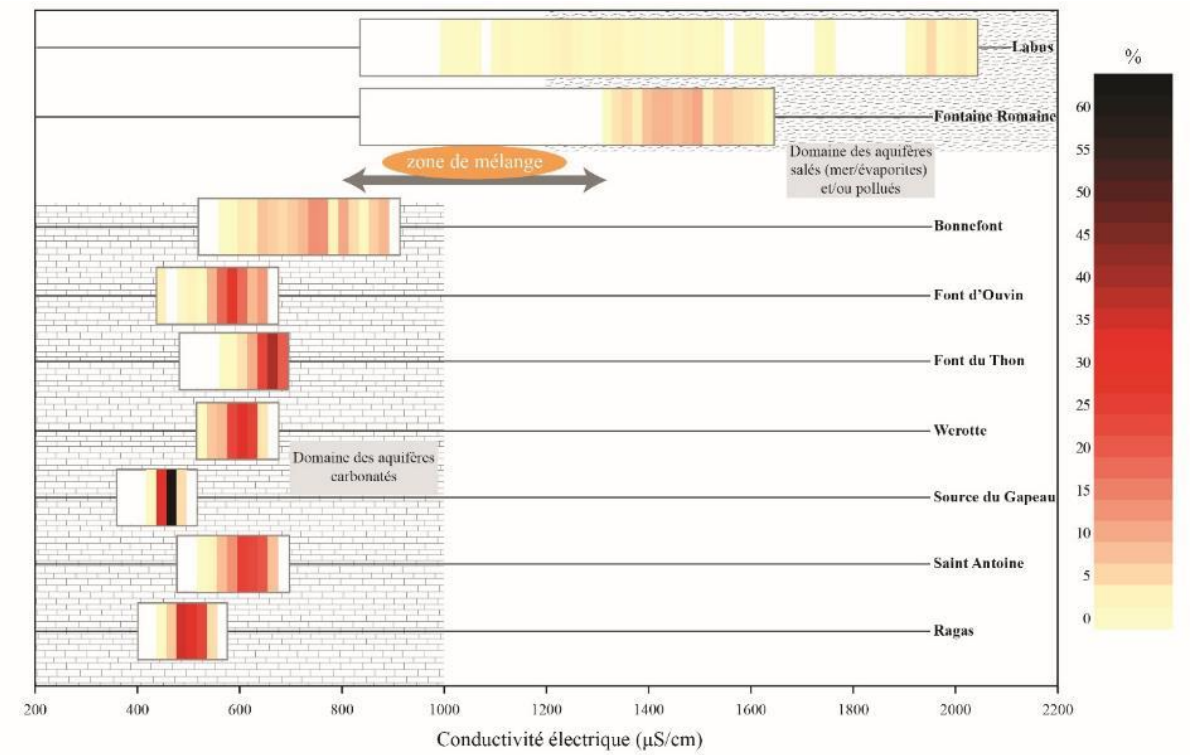


Figure 2-31 Synthèse de la distribution fréquentielle de la conductivité électrique des sources étudiées (modifié de Fournillon, 2012).

Les données ne sont pas obtenues sur la même période de temps, les sources de projet Karsteau ont été suivies en continu entre 2008 et 2011 (voir Tableau 2-1 dans ce chapitre) tandis que les nouvelles sources

étudiées durant cette étude Dardennes (Ragas et Saint-Antoine) ont été suivies en continu d'octobre 2012 à mai 2017. Les sources de Werotte, Font du Thon et Font d'Ouvin sont sur la bordure Est du plateau de Siou Blanc, dans la vallée du Gapeau, tandis que la source du Gapeau est au nord. La source Fontaine Romaine est au cœur de l'unité du Beausset dans le Crétacé supérieur (Ceyreste). Les sources du Labus et de Bonnefont sont situées dans les gorges d'Ollioules (vallée de la Reppe) à l'ouest de Dardennes.

Les distributions montrent deux types d'aquifères au sein de l'unité du Beausset : les aquifères de type salés (mer/évaporitique et/ou pollués) et les aquifères carbonatés. Il apparaît également que les valeurs de conductivité électrique de transition entre ces deux domaines, autour de 1000 µS/cm, décrites dans la littérature (Krawczyk and Ford, 2006) se retrouvent ici. La source du Labus est la source indiquant la plus grande variabilité, les fréquences des valeurs de CE ne sont pas très fortes sur toute la gamme. Au contraire, la source du Gapeau est unimodale, avec une très faible variabilité des données de CE, 62% des valeurs qui se situent dans la gamme 440 à 460 µS/cm. La source du Ragas possède 86% de ses valeurs entre 460 et 520 µS/cm.

Les sources du Labus, de la Fontaine Romaine et de Bonnefont présentent une distribution de la CE pluri-modale, qui indique un mélange d'eaux d'origines différentes au cours du temps. La source Saint-Antoine se démarque des sources de Dardennes suivies au Ragas, avec une conductivité électrique plus forte, dans une gamme de CE proche de 600 µS/cm largement représentée. Cette CE est expliquée par l'origine multiple de l'eau de Saint-Antoine, dont une partie s'écoule au contact des roches du Trias et se trouve ainsi enrichie en sulfates (Voir partie suivante sur l'hydrochimie). Le Ragas a quant à lui des valeurs de CE minimales proches de la source du Gapeau, issue principalement de l'aquifère Jurassique du massif d'Agnis (Sainte-Baume), mais ne présente pas de valeur maximale aussi forte que sur les autres sources de l'unité du Beausset.

La distribution fréquentielle de la température est présentée sur la Figure 2-32 et la Figure 2-33 :

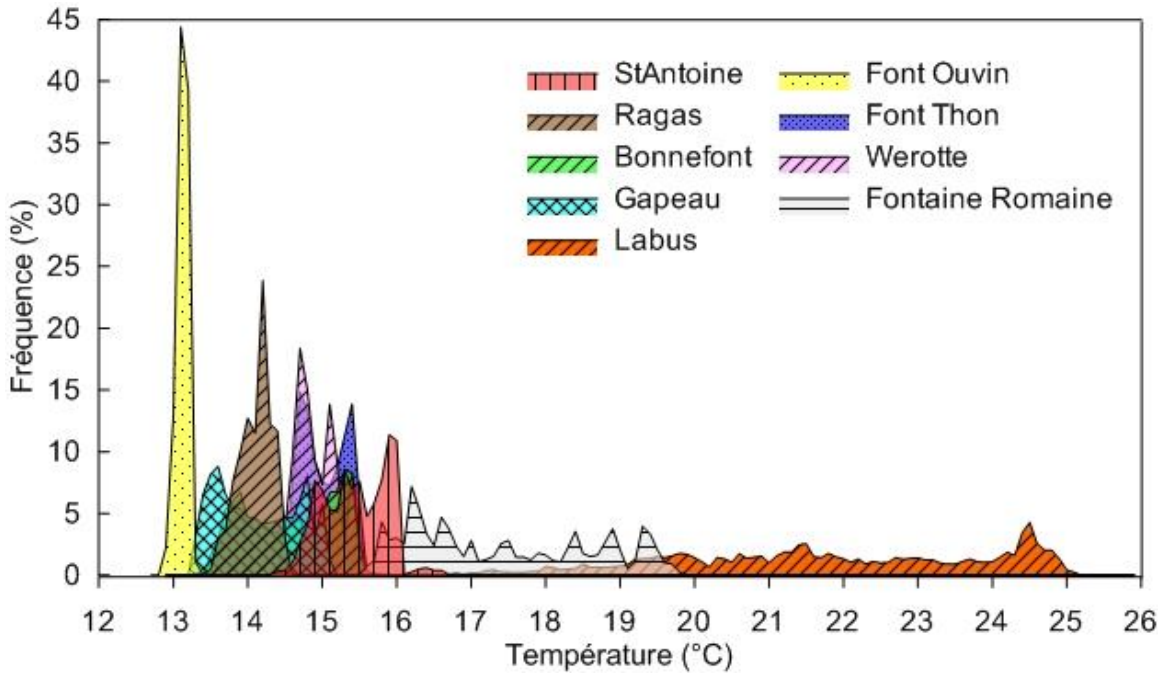


Figure 2-32 Distribution fréquentielle de la température des cinq sources étudiées dans le projet Dardennes et des quatre autres sources du projet Karsteau (Fournillon, 2012) selon des classes de 0,1°C.

Les différentes courbes de la distribution fréquentielle de la température apportent des informations complémentaires sur l'origine de l'eau des sources et leur fonctionnement hydrodynamique. La CE permet de distinguer les masses d'eau en fonction de la minéralisation de l'eau, alors que la température

permet de mettre en évidence les relations entre l'influence des températures de l'atmosphère et des précipitations, ainsi que l'influence potentielle d'eaux profondes hydrothermales.

Les sources étudiées montrent des comportements distincts. Les sources du Labus et de Fontaine Romaine montrent une distribution des températures très étalée (de 16 à 25°C). Ces valeurs indiquent une influence d'eau profonde hydrothermale. La source du Labus est en effet chaude et salée, avec des variations au cours des saisons en fonction du mélange entre l'eau profonde et l'eau plus superficielles des gorges d'Ollioules (Fournillon, 2012). Les sources de Werotte, de Font du Thon, du Gapeau et de Bonnefont montrent une distribution avec deux pics indiquant les valeurs maximales et minimales, séparés par un petit plateau. La source du Gapeau montre clairement une influence saisonnière qui se caractérise par une évolution de la température au cours du temps qui suit les variations de température atmosphérique moyenne avec un décalage de quelques mois (non présenté ici, voir Fournillon, 2012). Les trois autres sources peuvent également être influencées par des interférences sur le site de mesure (Fournillon, 2012). La source de Saint Antoine montre également une distribution pluri-modale, mais avec un seul pic bien distinct (≈22%) entre 15,8 et 16°C. Ceci est certainement dû aux arrivées d'eau très différentes à l'exutoire : eau de surface du Las, eaux profondes potentiellement hydrothermales et l'eau d'infiltration rapide provenant du massif du Faron (voir section 1.2.3). Enfin la source de Font d'Ouvin présente une distribution fréquentielle uni-modale, avec une température plus froide que les autres sources, qui peut en partie être expliquée par la position de la source au fond d'un vallon largement abrité du rayonnement solaire et une aire de recharge en altitude. La gamme de variation de la température normale des sources autour de l'unité du Beausset est donc comprise entre 13 et 16°C. Les sources de Dardennes, mesurées au Ragas, ont une distribution fréquentielle de température unimodale, peu variable, de classe maximale entre 14,1 et 14,2°C. L'aquifère homogénéise bien les masses d'eau qui se mélangent, entre l'eau d'infiltration des précipitations et l'eau potentiellement drainée des calcaires du crétacé inférieur et du jurassique supérieur sous-jacent.

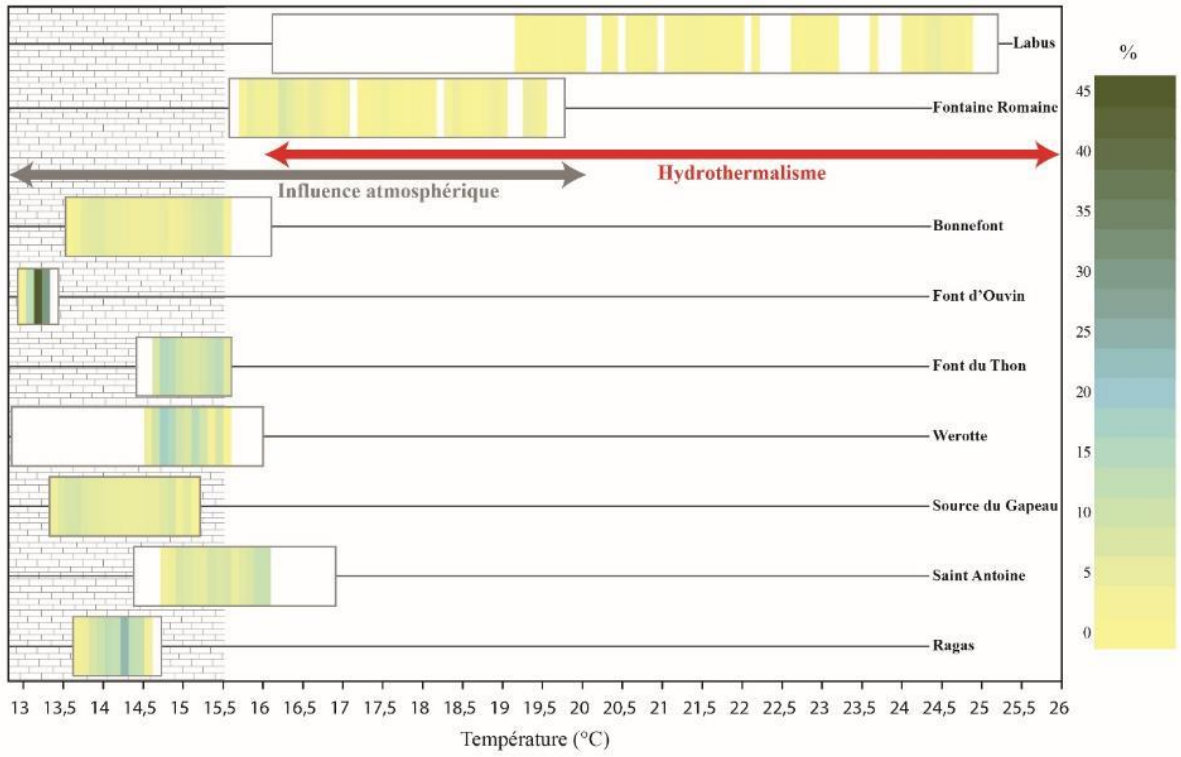


Figure 2-33 Synthèse de la distribution fréquentielle de la température des sources étudiées (modifié de Fournillon, 2012).

4.2.3 **Analyses de plusieurs crues aux sources de Dardennes grâce aux données CTD sur la période d'octobre 2012 à mai 2017**

Plusieurs crues sont étudiées dans cette partie afin de mettre en évidence des particularités du système aquifère de Dardennes. L'aquifère ne réagit pas de la même façon à chaque événement pluvieux. L'étude des crues du système karstique permet d'intégrer tous les processus de la zone de recharge, de la zone non-saturée, de la zone saturée et de l'exutoire. Les mises en charge de l'aquifère étudiées dans le conduit karstique du Ragas, renseigne sur le débit des sources : plus le niveau est haut dans le conduit karstique, plus le débit sera fort. Ces analyses donnent des informations sur le fonctionnement du système pour les prédictions de crue et sur la capacité de l'aquifère à reconstituer des réserves, selon les périodes.

- **Etude des variations de hauteurs d'eau dans la retenue artificielle et dans le conduit du Ragas lors d'un événement pluvieux exceptionnel.**

La crue de décembre 2013 est étudiée dans cette section. Cette crue est particulièrement intéressante car les précipitations ont été très importantes, avec un cumul de précipitations de 95 mm en 24 heures, selon le pluviomètre de la Limate, situé sur la zone de recharge de l'aquifère. Le niveau de la retenue artificielle de Dardennes est bas avant l'événement pluvieux, cela va permettre de voir la réactivité du système. La conductivité électrique et la température sont des éléments important à analyser, cela va permettre d'observer s'il y a des arrivées d'eau rapides des précipitations ou non dans le conduit du Ragas, au niveau de la sonde CTD.

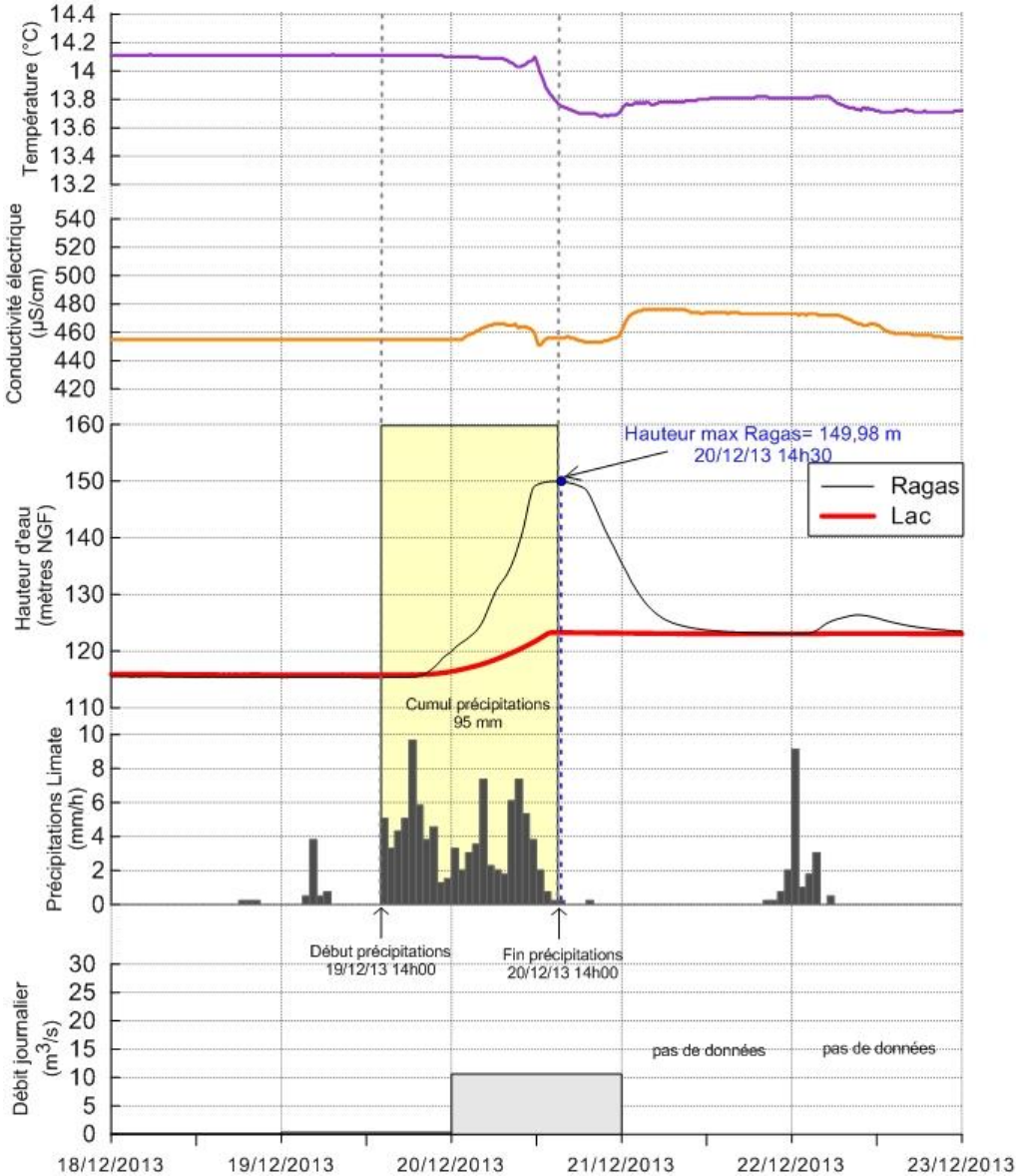


Figure 2-34 Données CTD de la crue du 20 décembre 2013 : température, conductivité électrique, hauteur d'eau, précipitations horaires (pluviomètre de la Limate) et débit journalier. Le rectangle beige représente la durée des précipitations.

Le 19 décembre 2013 avant les précipitations, la température de l'eau dans le conduit du Ragas est de 14,1°C et la conductivité électrique est de 455 µS/cm. Le niveau d'eau initial est de 115,3 mètres d'altitude dans le conduit du Ragas et dans la retenue artificielle. Les précipitations commencent le 19 décembre 2013 à 14h00 et se terminent le 20 décembre à 14h00, avec un cumul total de 95 mm en 24 heures. La hauteur d'eau dans le Ragas commence à augmenter le 19 décembre 2013 à 16h30, soit seulement 2h30 après le début des précipitations. Le niveau d'eau dans le lac augmente peu de temps après le 19 décembre 2013 à 17h15, pour atteindre le niveau de débordement de 123 m NGF le 20 décembre 2013 à 13h30. La hauteur maximale dans le Ragas (H_{max}) est atteinte le 20 décembre 2013 à 14h30 et est de 149,98 m, avec donc un débordement de la source. L'intensité des précipitations entre le début de celles-ci et H_{max} est de 3,9 mm/h. Le niveau d'eau dans le Ragas commence à diminuer le 20 décembre 2013 à 18h30 pour atteindre le niveau maximal du lac (123 m) le 21 décembre 2013 à 13h15. La température de l'eau commence à diminuer le 20 décembre 2013 à 12h00 pour atteindre la valeur minimale de 13,68°C à 21h00. La conductivité électrique ne montre pas clairement d'arrivée d'eau faiblement minéralisée pouvant correspondre aux eaux des précipitations. Les valeurs ont augmenté jusqu'à 466 µS/cm le 20 décembre 2013 à 6h00 pour diminuer le même jour à 18h45 jusqu'à 453 µS/cm. Une nouvelle augmentation de CE est visible le 21 décembre à 3h00 pour atteindre 476 µS/cm. Les valeurs se maintiennent entre 472 et 475 µS/cm jusqu'au 22 décembre 2013 pour ensuite diminuer et retrouver les valeurs initiales de 455 µS/cm. Le temps écoulé entre le début des précipitations et la redescente du niveau d'eau à son état initial est de 44h45, un peu moins de deux jours.

Cette crue illustre la réactivité du système en cas d'événement pluvieux intense. Avec le décalage temporel des niveaux d'eau dans la source du Ragas et dans la retenue artificielle, le système aquifère se met en charge en amont des sources du fond de la retenue. L'eau de la crue arrive par le réseau karstique, dont le Ragas est une source de trop-plein, et circule ensuite jusqu'aux sources de la retenue artificielle par un réseau de fissures ou karstiques moins transmissif. La légère'augmentation de la conductivité électrique au niveau des sondes CTD montre que cette eau qui circule est de l'eau préalablement emmagasinée dans l'aquifère.

- **Effet d'une succession de crues**

Lorsque plusieurs évènements pluvieux surviennent à la suite rapidement, le comportement hydrodynamique de l'aquifère est alors différent. Les crues de novembre 2014, sont composées de 2 crues successives, le 25 et le 26 novembre 2014. Le niveau d'eau avant les premières précipitations est de 122,8 m. La conductivité électrique initiale est de 528 µS/cm et la température est de 14,04°C

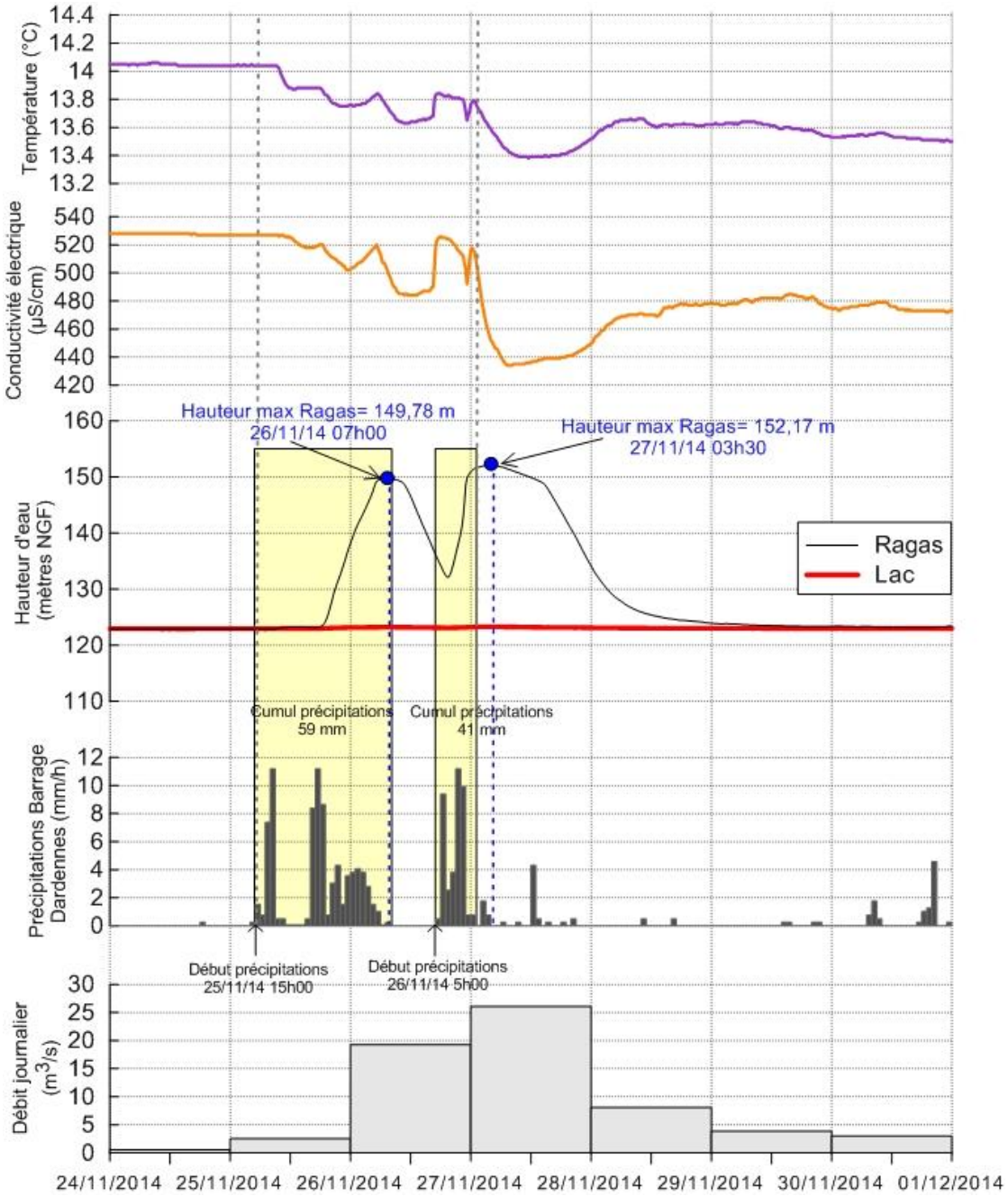


Figure 2-35 Données CTD de la crue des 25 et 27 novembre 2014 : température, conductivité électrique, hauteur d'eau, précipitations journalières, débit moyen journalier des sources de Dardennes. Le rectangle beige représente la durée des précipitations.

Les précipitations débutent le 25/11/14 à 15h00, avec un cumul de 59 mm en 15 heures, se terminent le 26/11/14 à 5h00, avec une intensité moyenne de 3,9 mm/h. Les précipitations recommencent le même jour à 17h00, avec un cumul de 41 mm en 10 heures et pour se terminer le 27/11/14 à 3h00 avec une intensité moyenne de 2,1 mm/h. Le débit journalier les jours précédant la crue était aux alentours de 0,5 m^3/s. Le niveau d'eau dans le Ragas commence à augmenter le 25/11/16 à18h00, soit 3 heures après le début des précipitations. Les premières variations de CE, montrent une faible diminution rapide des valeurs (≈20 µS/cm). Ce phénomène est très certainement dû à des arrivées d'eau d'infiltration très rapide, durant l'épisode pluvieux. Les arrivées d'eau de pluie à la sonde dans le conduit du Ragas diluées avec les eaux plus anciennes, sont identifiées par une baisse brutale de la CE, ici le 26/11/14 à 5h30, de 521 µS/cm jusqu'à 484 µS/cm, 11h30 après le début des précipitations. La température est également passée de 13,84°C à 13,63°C. Le niveau d'eau dans le Ragas atteint sa valeur maximale, de 149,78 m, le 26/11/14 à 7h00, soit 16 heures après le début des précipitations. Le débit moyen journalier atteint 19,3 m^3/s le 26/11/14. Puis le niveau d'eau dans le Ragas diminue jusqu'au 26/11/14 à 20h00 pour atteindre 132 m d'altitude. Le niveau initial n'est pas retrouvé puisqu'un deuxième événement pluvieux survient et provoque une augmentation du niveau d'eau jusqu'à 152,17 m le 27/11/14 à 3h30, hauteur maximale observée sur toute la chronique d'étude. Le débit journalier atteint quant à lui 27 m^3/s le 27/11/14. La CE était remontée jusqu'à 520 µS/cm avant le deuxième événement pluvieux, puis une chute très importante des valeurs est enregistrée. Cette diminution commence le 27/11/14 à 00h45, la valeur est de 518 µS/cm et diminue pour atteindre les 434 µS/cm en 7 heures. Cette valeur de CE est du même ordre de grandeur que les faibles valeurs saisonnières, ce n'est pas une forte diminution de CE. La température a diminué passant de 13,79°C à 13,39°C. La CE va alors augmenter doucement pour se stabiliser autour de 480 µS/cm, et il en est de même pour la température qui va se stabiliser vers 13,60°C entre le 28 et 29 novembre 2014. Le niveau d'eau dans le Ragas va diminuer pour retourner à son état initial de 123 m le 29/11/14 à 8h15.

Ces deux crues successives montrent que le niveau initial d'eau est un paramètre important, l'aquifère ne réagit pas de la même façon pour un même événement pluvieux. Les intensités de pluie ainsi que les vitesses de mise en charge sont équivalentes sur ces deux crues, mais la deuxième crue démarre alors que le niveau d'eau initial est encore influencé par la crue précédente. La crue résultante sera alors plus forte que la première. Les chutes de conductivité électrique et de température montrent des mélanges d'eau de différentes origines, et probablement l'arrivée d'une part d'eau d'infiltration rapide peu minéralisée.

- **Stockage des précipitations**

L'épisode de février 2016 est particulier car il survient après une longue période sans précipitations intenses et sans crue (la dernière crue remonte au 16 février 2015).

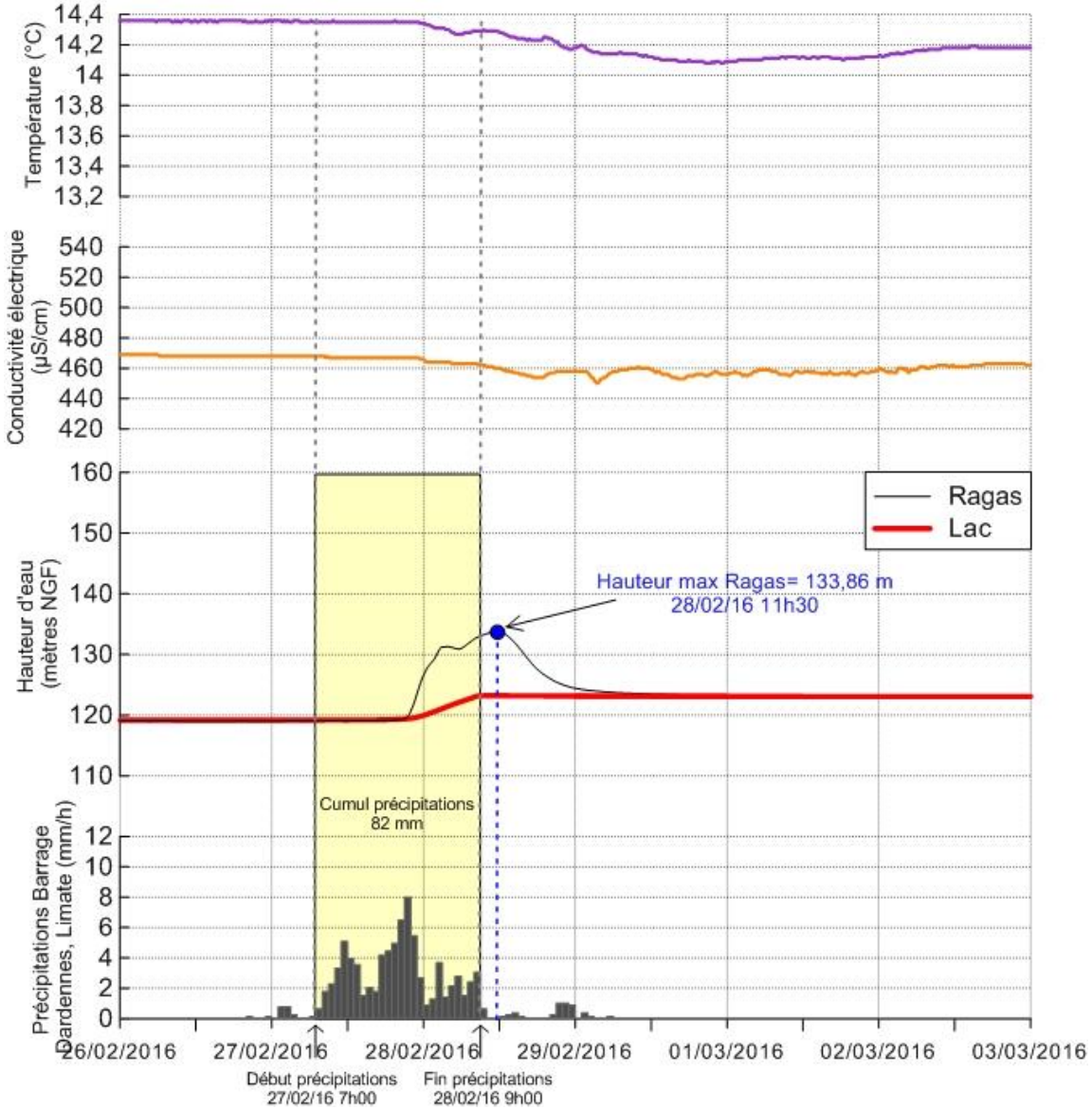


Figure 2-36 Analyses CTD de la crue des 27 et 28 février 2016 : température, conductivité électrique, hauteur d'eau, précipitations journalières. Le rectangle beige représente la durée des précipitations. Le débit journalier n'est pas disponible pour cette crue.

Les précipitations débutent le 27/02/16 à 7h00 et se terminent le 28/02/16 à 9h00, avec un cumul de précipitations de 82 mm en 27 heures selon les stations météorologiques installées à la Limate au barrage de Dardennes. Le niveau d'eau dans le lac avant les premières précipitations est bas, 119 m, maintenu à cette côte par l'usine. La CE est de 470 µS/cm et la température de 14,2°C avant les précipitations. Cette crue a généré un débordement du lac, mais pas du Ragas avec une hauteur maximale atteinte de 133,86 m, le 28/02/16 à 11h30. Les variations de CE et de température sont observables mais elles ne sont pas très importantes. La CE diminue jusqu'à 454 µS/cm, au bout de 12h30 après les premières variations de hauteurs d'eau du Ragas.

Cette crue montre que la réaction de l'aquifère karstique de Dardennes n'est pas la même en fonction de la durée de la période d'étiage qui précède la pluie. Ici, le système karstique emmagasine la pluie rechargée et la restitue aux sources de Dardennes sans crue extrême, le niveau d'eau dans le Ragas monte mais sans débordement. A l'inverse, les crues précédemment étudiées de décembre 2013 et novembre 2014 se trouvaient également en fin d'étiage mais des pluies avaient préalablement rechargé le système karstique les mois précédents (Figure 2.21), engendrant une réaction extrême du karst lors des pluies exceptionnelles de fin d'automne. L'aquifère stocke l'eau des précipitations et la crue est due simplement à un transfert de pression de l'eau emmagasinée, sans variation de la conductivité électrique.

- **La hauteur de mise en charge du Ragas et les conditions de débordement**

Les mises en charge dans l'aquifère karstique de Dardennes dépendent de plusieurs facteurs tels que le cumul et l'intensité des précipitations, la hauteur d'eau initiale dans le conduit du Ragas, les périodes d'étiages avec une hauteur d'eau faible dans le système karstique. En analysant plusieurs crues en fonction de ces facteurs, il serait intéressant de déterminer la hauteur de mise en charge du Ragas et ses conditions de débordement (seuil à 149 m NGF). La Figure 2-37 présente 20 crues étudiées sur toute la chronique d'étude.

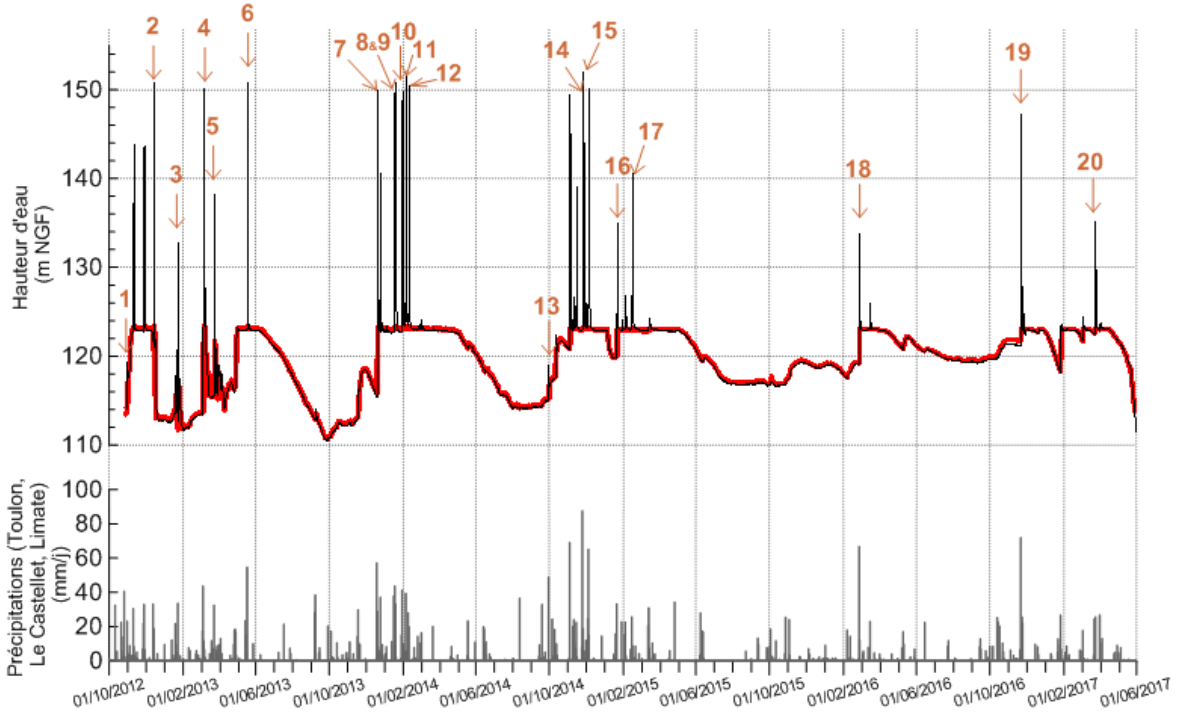


Figure 2-37 Hauteur d'eau dans le lac et dans le Ragas. Les crues étudiées sont numérotées de 1 à 20.

Les graphiques de la Figure 2-38 permettent de visualiser pour quels cumuls de pluie le Ragas déborde au-dessus de 149 mètres d'altitude au cours d'un épisode de crue. Les quatre graphiques présentent les mêmes variables X (cumul des précipitations) et Y (H_{max}). Sur ces graphiques il n'y a que les étiquettes des points qui changent, indiquées dans la légende par XX.

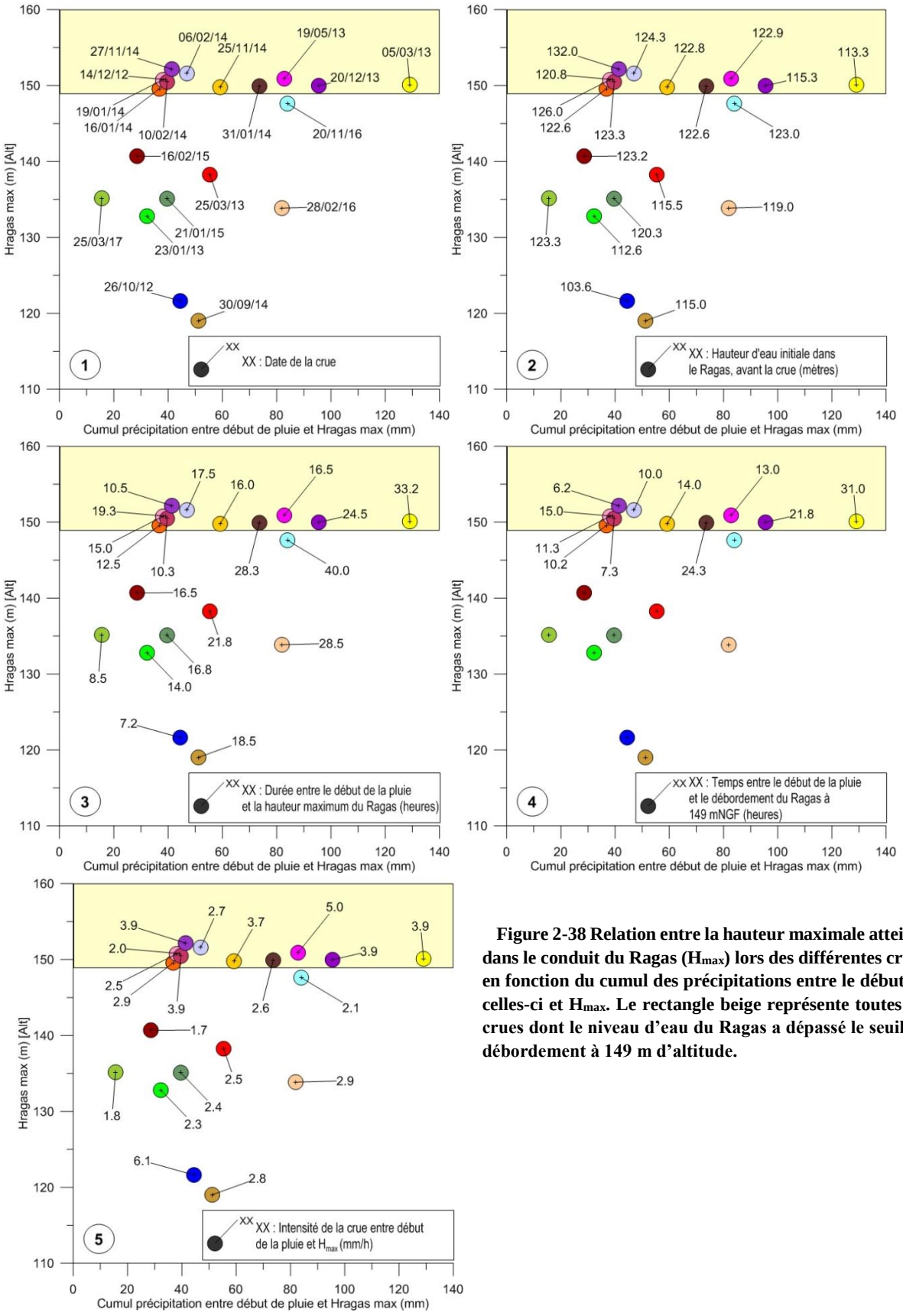


Figure 2-38 Relation entre la hauteur maximale atteinte dans le conduit du Ragas (H_{max}) lors des différentes crues en fonction du cumul des précipitations entre le début de celles-ci et H_{max}. Le rectangle beige représente toutes les crues dont le niveau d'eau du Ragas a dépassé le seuil de débordement à 149 m d'altitude.

La hauteur maximale atteinte par le Ragas lors d'un événement pluvieux sur les 20 crues observées varie entre 119,02 m (crue du 30/09/14) et 152,2 m (crue du 27/11/14). Le cumul des précipitations entre le début de la pluie et la hauteur maximale atteinte dans le Ragas (H_{max}) varie entre 19 mm (crue du 30/09/14) et 129 mm (crue du 5/03/13). Les 11 crues étudiées ayant permis le débordement du Ragas montrent :

- des cumuls très différents de précipitations, entre 39 et 130 mm,
- des niveaux d'eau initiaux, entre 103,6 m (crue du 26/10/12) et 132 m (27/11/14).

Lors d'une crue, lorsque l'eau atteint le seuil de débordement du Ragas (149 m NGF), le cumul des précipitations entre le début de la pluie et H_{max} est supérieur à 39 mm. Malgré des cumuls de précipitations importants, le seuil de débordement du Ragas n'est pas toujours atteint, par exemple la crue du 28/02/16 avec un cumul de 82 mm. Les crues n'ayant pas atteint ce seuil se retrouvent dans toutes les années étudiées à différentes périodes, étiage ou hautes-eaux.

La hauteur maximum du Ragas s'observe selon les crues entre 7h15, pour la crue du 26 octobre 2012 et 40h pour la crue du 20 novembre 2016 (Figure 2-38 graphique n°3). Cette crue de 2016 (n°19) est un cas particulier : sa hauteur initiale est de 123 m, son cumul de précipitations est de 84 mm et sa H_{max} est de 147,62 m. Elle se situe après une longue période d'étiage. Le Ragas n'a pas débordé depuis le 6 décembre 2014, il n'y a pas eu beaucoup de précipitations en 2015 et 2016. Cette crue n'a pas permis le débordement du Ragas. Le temps entre le début des précipitations et H_{max} est très long, 40 heures. Le système s'est rechargé lors de cette crue, comme pour la crue du 28 février 2016. Toutefois, pour des pluies équivalentes et se situant toutes les deux après une très longue période d'étiage, la crue du 20 novembre 2016 est beaucoup plus forte que celle du 28 février 2016 (H_{max} sert de référence), du fait d'un niveau d'eau initial dans le lac beaucoup plus haut.

Le temps de débordement du Ragas est entre 6 heures après le début des précipitations pour la crue du 27 novembre 2014, et 31 heures pour la crue du 5 mars 2013 (graphique n°4 de la Figure 2-38). L'intensité moyenne des précipitations horaires varie entre 1,7 et 6,1 mm/h sur les crues étudiées. Les crues entraînant un débordement du Ragas ont des intensités supérieures à 2 mm/h. L'intensité de précipitations, entre le début de la pluie et H_{max}, n'est pas un critère discriminant dans le débordement du Ragas.

4.2.4 **Conclusion sur l'apport de l'étude des chroniques de données hydrodynamiques pour la compréhension du système karstique**

Dans cette partie, plusieurs méthodes ont été appliquées sur des chroniques de données afin de caractériser et de comprendre le fonctionnement du système karstique. Le site d'étude est caractérisé par la présence d'un piézomètre naturel, le conduit karstique du Ragas, qui permet d'obtenir le niveau d'eau dans le système. Néanmoins, le système karstique de Dardennes est conditionné par la présence de la retenue d'eau artificielle pour l'alimentation en eau potable de la ville de Toulon. Ce barrage représente une condition aux limites de l'aquifère.

Les analyses CTD ont permis de mettre en évidence des réactions de l'aquifère en fonction des précipitations. Les caractéristiques de débordement de la source du Ragas sont mises en évidence selon plusieurs facteurs (cumul et intensité des précipitations, niveau d'eau initial, périodes d'étiage). Pour le débordement du Ragas il y a donc plusieurs paramètres à mettre en relation : le niveau initial du Ragas (ou du lac), le cumul des précipitations ainsi que les longues périodes d'étiage qui peuvent jouer un rôle important. La source du Ragas déborde et atteint son niveau maximum entre 7 et 40 heures et va

déborder entre 6 et 31 heures après le début de la pluie. Le cumul minimum ayant fait déborder le Ragas est de 37 mm pour la crue du 16 janvier 2014.

En période de hautes-eaux, le niveau piézométrique dans les conduits est plus haut que celui de la matrice hydrogéologique (Figure 2-39). Lors d'un événement pluvieux « moyen » (environ 40 mm/j), le niveau d'eau dans les conduits augmente en quelques heures. Un transfert de pression se fait et le niveau d'eau augmente très rapidement dans le conduit du Ragas et provoque une augmentation de débit. Des infiltrations d'eau rapides peuvent arriver à l'exutoire et provoquer des diminutions de conductivité électriques, l'eau des précipitations étant moins minéralisée. A l'étiage, l'eau de pluie infiltrée va se stocker dans le sol/épikarst et/ou dans la zone saturée du système mais sans faire augmenter significativement la mise en charge du système. Cela va renouveler l'eau déjà stockée. Les niveaux d'eau sont significativement les mêmes dans les conduits et dans la matrice (Figure 2-39). Le débit des sources de Dardennes n'est pas très fort si la mise en charge dans le système n'est pas importante. Les précipitations doivent avoir un cumul important, supérieur à 80 mm environ, pour provoquer une forte mise en charge de l'aquifère. En étiage, la source de trop-plein du Ragas n'a jamais débordé depuis le suivi en continu de la source.

Les analyses fréquentielles mettent en évidence les différentes masses d'eau. L'eau provenant du Ragas présente des valeurs de conductivité électrique et de température dans des gammes peu étendues comparées à d'autres sources, indiquant une forte homogénéisation des masses d'eau drainées à l'échelle de l'aquifère.

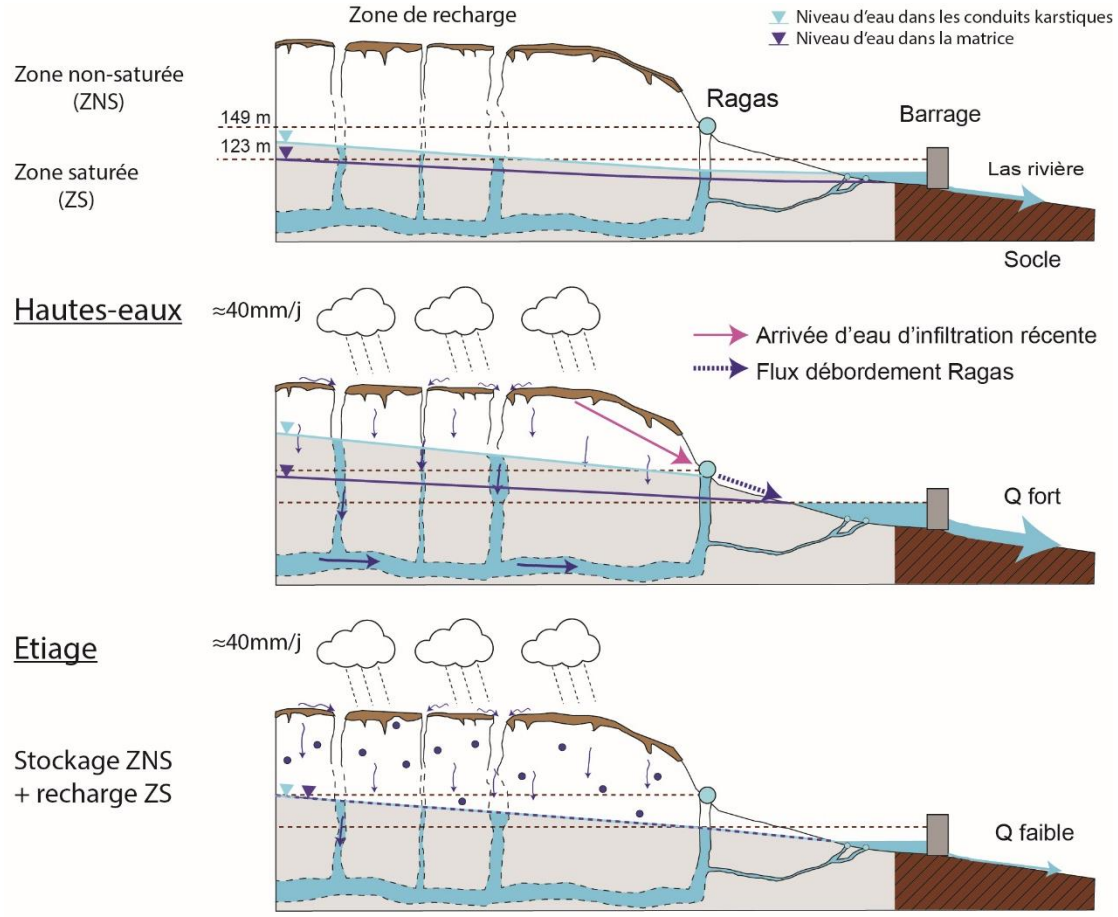


Figure 2-39 Modèle conceptuel de l'aquifère de Dardennes en période de hautes-eaux et en étiage lors d'un événement pluvieux.

4.3 Etude de l'aquifère karstique à partir des traceurs géochimiques et isotopiques

L'objectif est de caractériser le fonctionnement de l'aquifère karstique à partir de traceurs géochimiques et isotopiques. Comme il a été démontré par l'analyse hydrodynamique, les eaux souterraines d'un aquifère karstique sont composées de différentes masses d'eau aux vitesses d'écoulement variables, en réponse à une distribution des porosités au sein de l'aquifère. L'étude hydrodynamique a montré la présence de deux grands types d'écoulement : des écoulements très rapides, et des écoulements très lents.

4.3.1 Faciès des eaux souterraines

La classification selon le diagramme de Piper montre que les prélèvements des sources se répartissent selon deux pôles principaux (Figure 2-40) : bicarbonaté calcique et hyper chloruré sodique. Ces pôles représentent respectivement l'eau des aquifères carbonatés et l'eau évaporitique provenant des halites.

L'eau de la source Labus est une eau remarquable. En effet les différents échantillons s'étalent entre le pôle bicarbonaté sodique et le pôle hyper chloruré sodique peu importe les conditions d'écoulements (étiage ou hautes-eaux). L'eau de la source Bonnefont quant à elle montre une légère dispersion des échantillons avec une influence sulfatée. Les échantillons de l'eau de source de Saint-Antoine sont également légèrement dispersés entre les eaux carbonatées calciques et les eaux sulfatées calciques. Les sulfates présents dans les eaux souterraines proviennent très certainement des couches lithologiques du Trias en profondeur avec la présence de gypse. La source du Gapeau est quant à elle très stable, les échantillons se trouvent près du pôle des eaux bicarbonatées calciques avec une forte influence magnésienne. Les sources de Dardennes, Ragas, Rabas et l'eau sous le barrage de Dardennes (Barrage Fuites – Pont Romain), sont regroupées près du pôle bicarbonaté calcique. Les échantillons de ces eaux ne montrent pas d'influence chlorurée sodique ni sulfatée. Le diagramme des cations représente bien la différence entre les eaux du Gapeau, très stables, et les eaux des sources de Dardennes qui sont variables.

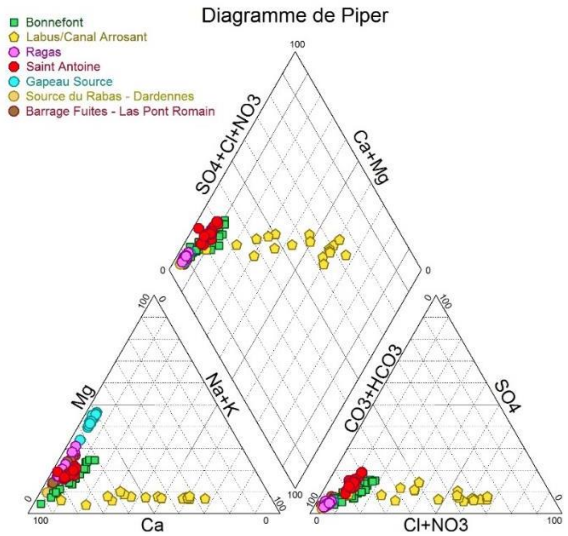


Figure 2-40 Diagramme de Piper des sources régionales

4.3.2 Variations saisonnières de la signature hydrochimique

Plusieurs graphiques représentant certains ions majeurs (Ca^{2+}, Mg^{2+}, SO_4^{2-}), la conductivité électrique des eaux, le $\delta^{13}C$ ainsi que l'indice de saturation au cours du temps ont été réalisés concernant les sources de Dardennes et la source du Gapeau. Ces mêmes graphiques sont présentés en Annexe 7 avec les sources des gorges d'Ollioules (Bonnefont et Labus), et la source Saint Antoine.

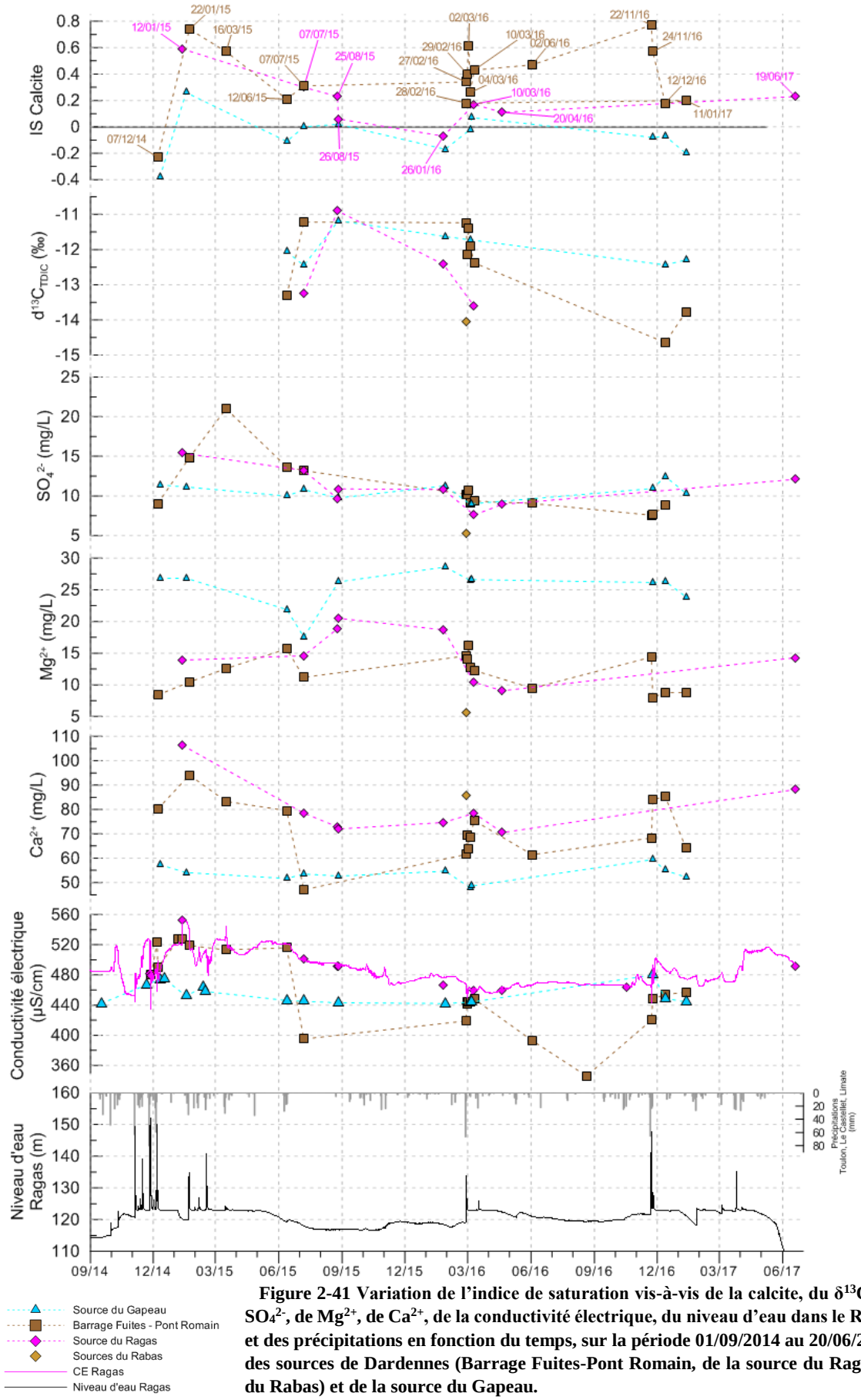


Figure 2-41 Variation de l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite, du $\delta^{13}C$, de SO_4^{2-}, de Mg^{2+}, de Ca^{2+}, de la conductivité électrique, du niveau d'eau dans le Ragas et des précipitations en fonction du temps, sur la période 01/09/2014 au 20/06/2017, des sources de Dardennes (Barrage Fuites-Pont Romain, de la source du Ragas et du Rabas) et de la source du Gapeau.

La conductivité électrique (CE) mesurée à la source du Gapeau ne varie que très peu, les valeurs sont principalement situées vers 450 µS/cm (analyses fréquentielles section 4.2.2 de ce Chapitre). Les concentrations en ions majeurs tels que Ca^{2+}, Mg^{2+} et SO_4^{2-}, de la source du Gapeau ne varient que très peu également au cours du temps. La conductivité électrique enregistrée en continu dans le conduit de la source du Ragas montre des variations saisonnières (section 4.2 de ce chapitre), avec une augmentation au cours de l'hiver en hautes-eaux (hors période de crue) et une valeur comprise entre 460 et 500 µS/cm le reste de l'année. La conductivité électrique des sources de Dardennes est mesurée juste en aval du barrage de Dardennes (Barrage Fuites – Pont Romain), et montre les mêmes tendances. En août 2016, la CE est très faible, 346 µS/cm et en juillet 2015 également avec une valeur de 395 µS/cm. L'échantillon d'eau des sources de Dardennes du 7 juillet 2015 possède la plus faible concentration en ions Ca^{2+} sur toute la période d'échantillonnage, les ions majeurs n'ont pas été analysés en août 2016. Les plus fortes concentrations en ions calcium sont identifiées lors des périodes de hautes-eaux, pour le Ragas et l'eau des sources de Dardennes (le 12 janvier et le 22 janvier 2015 respectivement).

Les échantillons des sources de Dardennes (Ragas, Barrage Fuites Pont Romain, et la source du Rabas) sont globalement tous sursaturés en calcite au cours du temps. La source du Gapeau présente des valeurs de saturation de la calcite entre -0,4 et 0,25 au maximum sur la période d'étude. Ces échantillons sont plutôt à l'équilibre avec la calcite ou légèrement sous-saturés.

Les valeurs de $\delta^{13}C_{TDIC}$ varient en fonction des sources et temporellement. Trois périodes différentes ont été échantillonnées. La première période, en été 2015, se compose de trois campagnes d'échantillonnage : en juin, juillet et août. La deuxième pendant l'hiver 2016 : décembre, janvier et février et lors d'un évènement exceptionnel 2-4-10 mars 2016 et la dernière en janvier 2017. Les valeurs de $\delta^{13}C_{TDIC}$ obtenues se situent dans le même ordre de grandeur que des sources échantillonnées dans d'autres contextes karstiques: vallée du Doubs (Celle-Jeanton et al., 2003), système aquifère du Lez (Bicalho et al., 2017), Fontaine de Vaucluse (Emblanch et al., 2003). Les valeurs de $\delta^{13}C_{TDIC}$ du 07 juillet 2015 pour le point Barrage Fuites-Pont Romain (-11,22‰) et pour la source du Ragas (-13,24‰), sont très différentes (2‰), pourtant les prélèvements ont été réalisés le même jour. Lors de l'été 2015, la géosmine est présente dans la retenue artificielle de Dardennes. Les cyanobactéries sont considérées comme la source majeure de la géosmine dans des environnements où la photosynthèse est possible (Juttner and Watson, 2007; Tsuchiya and Matsumoto, 1999). Ces cyanobactéries présentes dans l'eau de la retenue se développent en assimilant le CO_2 et ceci entraine la précipitation de $CaCO_3$, et ainsi une diminution de la conductivité électrique de l'eau, dû à une diminution des ions solubles dans l'eau. Cette précipitation du minéral de calcite peut expliquer les différences de $\delta^{13}C_{TDIC}$ entre la source du Ragas et l'eau provenant de la retenue artificielle.

L'augmentation de la conductivité électrique des sources de Dardennes, du Rabas et du Ragas est due à une augmentation des concentrations en ions calcium et magnésium principalement, et dans une moindre mesure des ions sulfates (Figure 2-42).

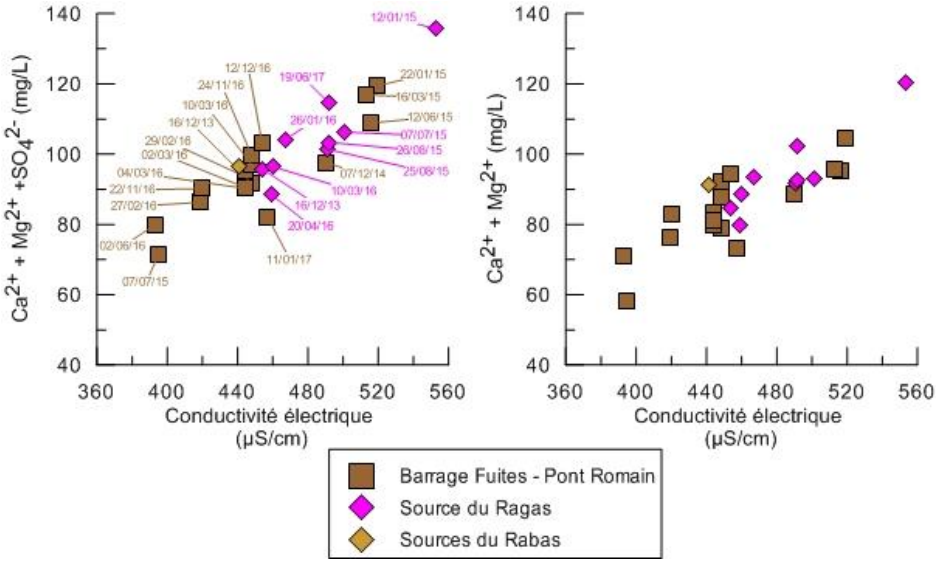


Figure 2-42 Somme des concentrations en ions calcium, magnésium et suflates (mg/L) des sources de Dardennes, du Ragas et du Rabas en fonction de la conductivité électrique µS/cm.

4.3.3 Variations à l'échelle d'une crue

Le 27 et 28 février 2016, un événement pluvieux a été enregistré, 78 mm de pluie sont tombés sur les deux jours en prenant la moyenne journalière des trois stations météorologiques Toulon, Le Castellet, la Limate (82 mm en prenant la moyenne des deux stations Barrage Dardennes et la Limate dans la section 4.4.3 dans ce chapitre), le 4 et 5 mars 2016, 10 mm de précipitations sont retombés.

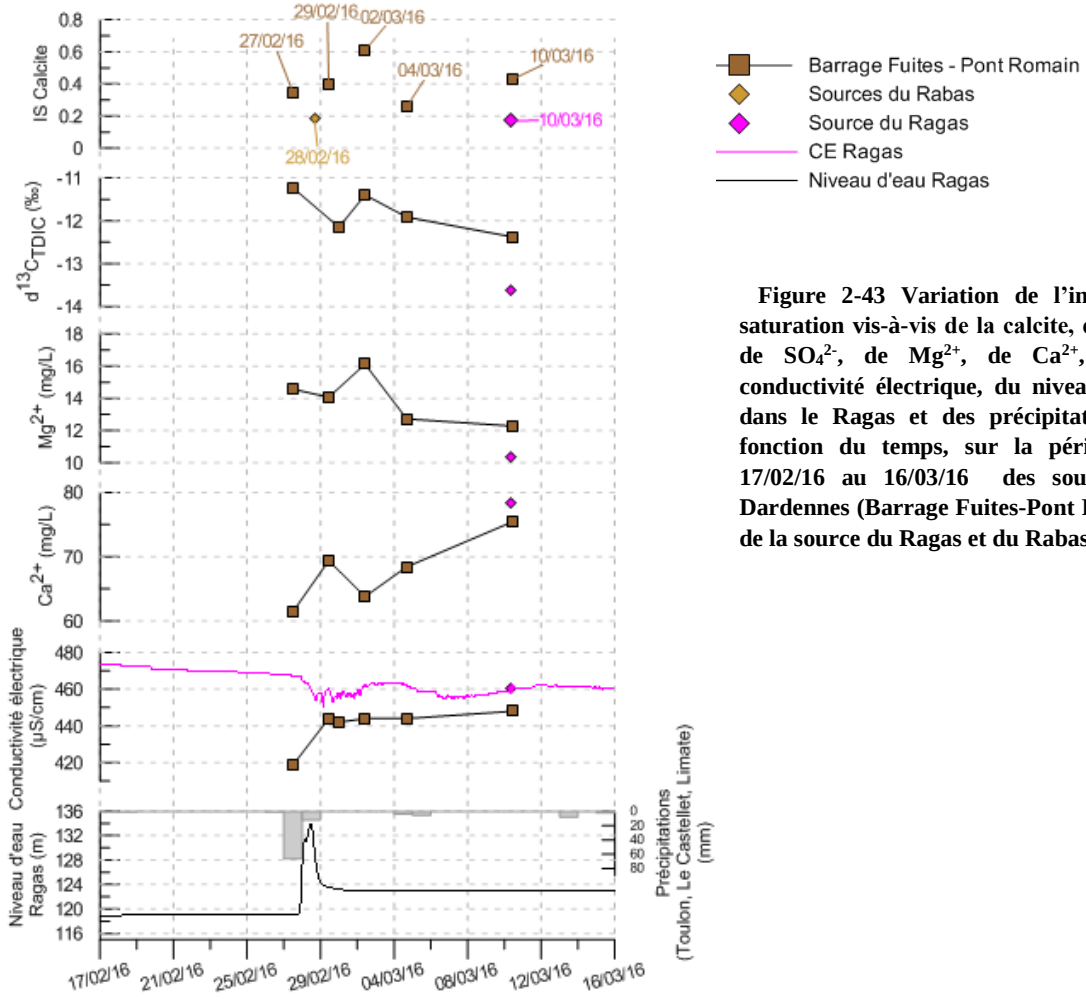


Figure 2-43 Variation de l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite, du $\delta^{13}C$, de SO_4^{2-}, de Mg^{2+}, de Ca^{2+}, de la conductivité électrique, du niveau d'eau dans le Ragas et des précipitations en fonction du temps, sur la période du 17/02/16 au 16/03/16 des sources de Dardennes (Barrage Fuites-Pont Romain, de la source du Ragas et du Rabas).

Lors du pic de crue du 28 février 2016, la composition géochimique des eaux souterraines ne varie que très peu. L'indice de saturation vis-à-vis de la calcite et le $\delta^{13}C_{TDIC}$ ne varient que très peu. La concentration en ions magnésium varie très peu lors de cet événement pluvieux. La concentration en ions calcium est faible avant la crue et augmente après légèrement de 61 mg/L le 27 février 2016 à 75 mg/L le 10 mars 2016. Avant la crue, le 27 février 2016 la conductivité électrique des sources de Dardennes (eau qui s'écoule du barrage) est très faible, 419 µS/cm, avec une faible concentration en calcium. L'année 2015 était très sèche, il n'y a pas eu d'événements pluvieux importants, l'aquifère est alors en période d'étiage en février 2016. L'eau de la retenue artificielle est donc stagnante depuis l'été 2015, avec la précipitation de carbonate de calcium (comme indiqué précédemment). Après la crue, le 10 mars 2016, les conductivités électriques et les concentrations en ions calcium et magnésium entre l'eau de la retenue (Barrage Fuites Pont Romain) et l'eau du Ragas sont proche, les masses d'eau se sont homogénéisées.

4.3.4 **Signature isotopiques**

Comparer la signature isotopique des précipitations et des eaux souterraine permet d'étudier les modalités de recharge de l'aquifère. Les signatures isotopiques des précipitations sont étudiées dans un premier temps, afin d'avoir le signal d'entrée de l'eau. Les droites météoriques d'Avignon (Celle et al. 2000) et la droite météorique mondiale (Rozanski et al., 1993) sont représentées sur tous les graphiques δ^2H (‰) en fonction de $\delta^{18}O$ (‰).

- **Le signal isotopique des précipitations**

Les précipitations constituent la « fonction d'entrée » des aquifères. L'étude de leurs compositions isotopiques est donc fondamentale pour interpréter les valeurs mesurées dans les eaux souterraines.

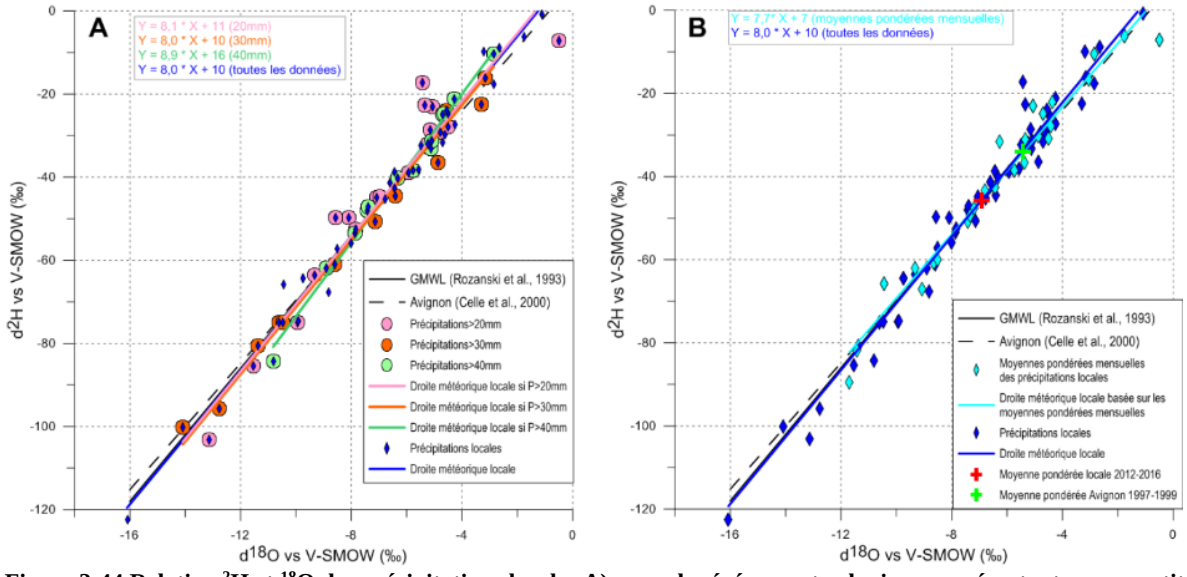


Figure 2-44 Relation ^2H et ^{18}O des précipitations locales A) pour des événements pluvieux représentant une quantité de pluie supérieur à 20mm, 30mm et 40mm, ainsi que leur droite de régression respectives et toutes les précipitations locales mesurées et la droite météorique (de régression) locale associée. B) pour des valeurs de moyennes pondérées mensuelles des précipitations locales ainsi que la droite de régression associée, toutes les précipitations locales mesurées et la droite météorique (de régression) locale associée. La valeur de la moyenne pondérée des précipitations locale est représentée d'une croix rouge (pour la période 2012-2016) et celle d'Avignon en vert (pour la période 1997-1999).

La Figure 2-44 présente deux graphiques δ^2H (‰) en fonction du $\delta^{18}O$ (‰). Le graphique A représente toutes les données isotopiques des précipitations locales ainsi que des valeurs pondérées des précipitations en fonction de la quantité de pluie de l'évènement. Les eaux de pluies sont récoltées à l'échelle d'un événement pluvieux, grâce à un pluviomètre totalisateur installé sur la commune du Castellet. Ceci est présenté dans le but de voir si les événements pluvieux ayant de plus grandes quantités d'eau ont des signatures isotopiques différentes.

Trois droites de régression sont établies en fonction des quantités de précipitations tombées lors d'un événement pluvieux, une droite en fonction des moyennes pondérées mensuelles des précipitations et une droite en fonction de toutes les données de précipitations récoltées (Tableau 1-1).

Tableau 2-12 Equations des droites météoriques établies

Droite	Equation des droites météoriques
Précipitations>20mm	Y= 8,1 X + 11
Précipitations>30mm	Y= 8,0 X + 10
Précipitations>40mm	Y= 8,9 X + 16
Moyennes pondérées mensuelles	Y= 7,7 X + 7
Toutes les données	Y= 8,0 X + 10

Les équations des droites indiquent qu'il n'y a pas de différences significatives, entre elles. Cela signifie que toutes les précipitations, même les événements pluvieux ayant eu une faible quantité d'eau, peuvent être prises en compte pour établir la droite météorique locale. La droite météorique locale retenue est celle avec toutes les données de précipitations. L'équation de cette droite est la même que pour la droite météorique mondiale (Rozanski et al., 1993), sa pente est plus forte que celle établie pour la région d'Avignon (Celle et al., 2000). La valeur de la moyenne pondérée locale est de -6,91 ‰ pour le $\delta^{18}O$ et -45,76 ‰ pour le δ^2H pour la période d'étude de 2012-2016 (Figure 2-44A). Elle est représentative des pluies collectées au cœur de l'unité du Beausset à 123 mètres d'altitude sur la période 2012-2016. Celle d'Avignon est également représentée sur cette figure pour la période 1997-1999 et est de -5,44 ‰ pour le $\delta^{18}O$ et -34,01 ‰ pour le δ^2H.

- **Le signal isotopique des sources**

Dans un premier temps, les valeurs isotopiques des sources régionales sont présentées sur des graphiques δ^2H en fonction de $\delta^{18}O$ (Figure 2-45). Dans une deuxième partie, les valeurs des sources de Dardennes seront étudiées plus en détails (Figure 2-47).

Les sources régionales

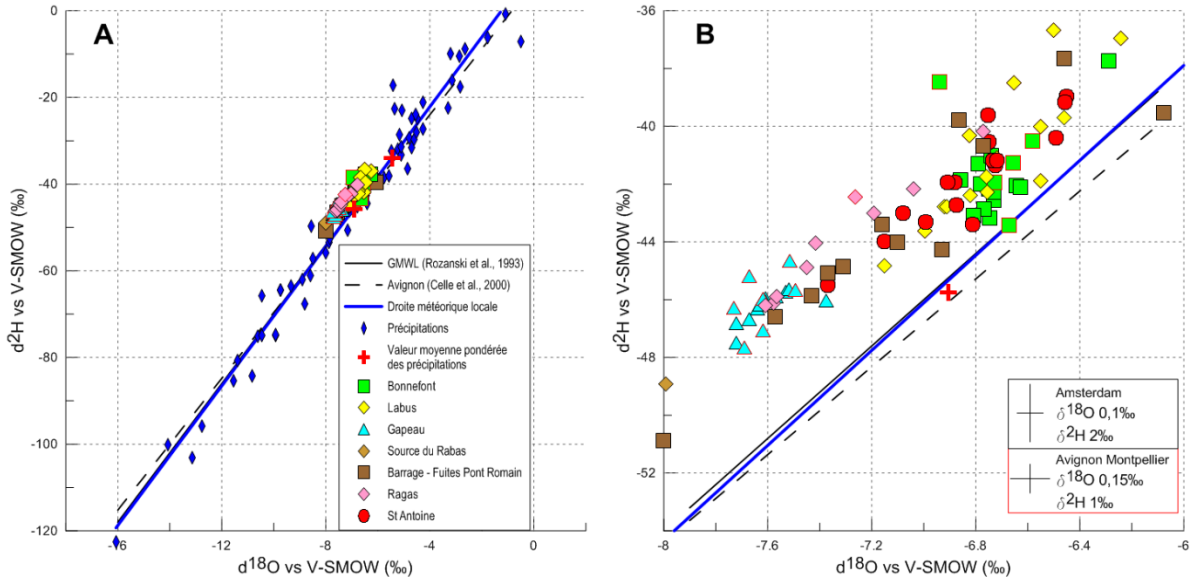


Figure 2-45 A) Relation entre le ^{2}H et ^{18}O des précipitations locales mesurées, et les valeurs des sources régionales. La valeur de la moyenne pondérée des précipitations est représentée d'une croix rouge. B) Agrandissement du graphique A afin de mieux visualiser la position des points échantillonnés. Les symboles ayant un contour rouge ont été analysés dans les laboratoires d'Avignon ou de Montpellier et possèdent la même erreur sur la mesure indiquée.

Les sources régionales ainsi que les précipitations locales sont placées sur le graphique $\delta^{2}H$ (‰) en fonction de $\delta^{18}O$ (‰) (Figure 2-45A). Le graphique de la Figure 2-45B présente le même grahique avec un changement d'échelle des axes pour mieux visualiser les valeurs des sources. Toutes les valeurs isotopiques des sources régionales se situent au-dessus de la droite météorique locale, même avec les barres d'erreur. Seulement quelques points se rapprochent de la droite météorique locale. Cette particularité, observée sur tous les points de mesure mais non expliquée pour l'instant, permet de distinguer les eaux souterraines des eaux de pluie.

Trois ensemble se distinguent : 1) le Gapeau, avec des valeurs systématiquement appauvries, en accord avec le bassin versant d'alimentation qui se développe sur les massifs montagneux d'Agnis et la Sainte-Baume (jusqu'à 700 à 900 mètres d'altitude) ; 2) les sources de Bonnefont et le Labus, situées dans les gorges d'Ollioules à l'ouest de Dardennes ont des valeurs d'isotopes plus enrichies ; 3) les sources de Dardennes (Ragas et Barrage – Fuites Pont Romain) sont dispersées suivant une droite entre les deux ensembles précédents. Les sources de Dardennes sont donc comprises entre des valeurs typiques des zones de recharge en altitude (le plateau de Siou Blanc va jusqu'à 800 mètres d'altitude) et des zones de recharge inférieures à 200 m.

La source de Bonnefont présente des valeurs isotopiques peu dispersées de $\delta^{18}O$ entre -6 ;94 et -6,29‰, et des valeurs de $\delta^{2}H$ entre -43,42 et 34,74‰. La source du Labus possède des valeurs isotopiques plutôt variables de $\delta^{18}O$ entre -6 ;24 et -7,15‰, et des valeurs de $\delta^{2}H$ entre -44,82 et 36,69‰. La source du Gapeau a des valeurs plus négatives, dû à une altitude de recharge plus élevée. La source du Rabas, n'a été échantillonnée qu'une seule fois, les valeurs sont très appauvries $\delta^{18}O$ -7,99‰ et $\delta^{2}H$ -48,98‰. Le point qui représente l'eau sous le barrage de Dardennes (Barrage Fuites Pont-Romain), montre une grande variabilité des mesures isotopiques $\delta^{18}O$ de -8,00 à -6,08‰ et de $\delta^{2}H$ -50,88 à -37,66‰, il en est de même pour la source du Ragas et de Saint Antoine. La source du Ragas a des valeurs isotopiques entre -7,61 et -6,77‰ pour le $\delta^{18}O$ et -40,19 et -46,19‰ pour le $\delta^{2}H$. La source Saint Antoine présente des données isotopiques entre -7,37 et -6,45‰ pour le $\delta^{18}O$ et -45,51 et -38,98‰ pour le $\delta^{2}H$.

Les sources de Dardennes

Les sources de Dardennes présentent donc des données très variables de $\delta^{18}O$ et de $\delta^{2}H$. La conductivité électrique mesurée au moment de l'échantillonnage des isotopes de l'eau en fonction du $\delta^{18}O$ est représentée sur la Figure 2-46.

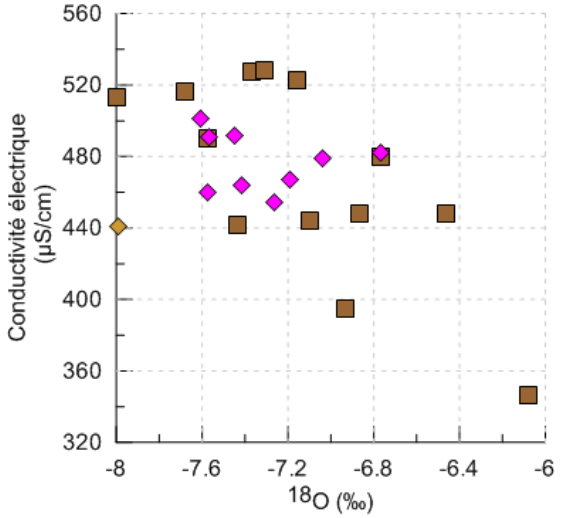


Figure 2-46 Conductivité électrique (µS/cm) en fonction du $\delta^{18}O$ (‰) des sources de Dardennes

Le point d'échantillonnage Barrage-Fuites Pont Romain montre des valeurs dispersées de $\delta^{18}O$. Ce point a subi des fractionnements isotopiques, dû à la stagnation dans la retenue artificielle de Dardennes. Les variations de CE sont plus importantes que la CE mesurée dans la source du Ragas. L'information importante à retenir est qu'il n'y a pas de relation ni de tendance à remarquer entre la conductivité électrique et le $\delta^{18}O$.

La Figure 2-47 présente toutes les données de ces sources et de celle du Gapeau.

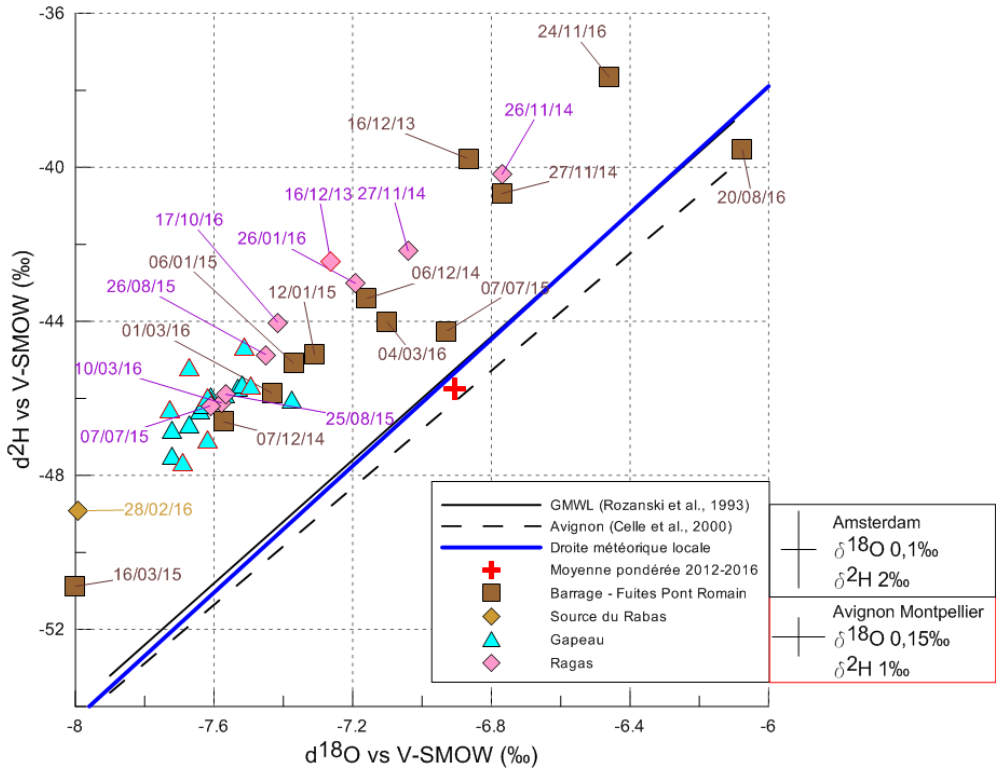


Figure 2-47 Relation le ^{2}H et ^{18}O des sources de Dardennes et de la source du Gapeau. Les symboles ayant un contour rouge ont été analysés dans les laboratoires d'Avignon ou de Montpellier et possèdent la même erreur sur la mesure.

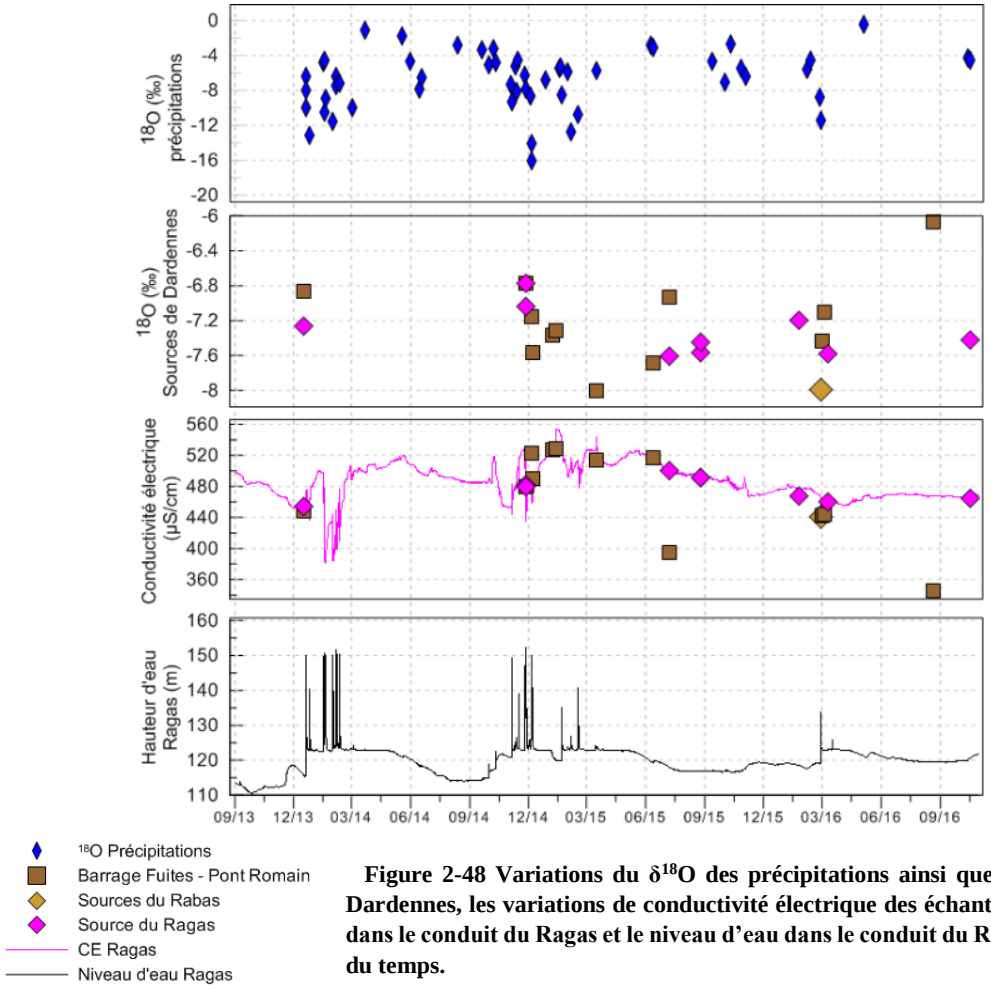


Figure 2-48 Variations du $\delta^{18}O$ des précipitations ainsi que des sources de Dardennes, les variations de conductivité électrique des échantillons prélevées, dans le conduit du Ragas et le niveau d'eau dans le conduit du Ragas en fonction du temps.

Les valeurs de $\delta^{18}O$ des précipitations ont des tendances saisonnières : en périodes de hautes-eaux, les valeurs de $\delta^{18}O$ ont tendance à s'appauvrirent et à s'enrichir en périodes d'étiage. Plusieurs échantillons des sources de Dardennes se remarquent par leurs signatures isotopiques extrêmes (Figure 2-47 et Figure 2-48):

- L'échantillon du 16/03/2015 montre des valeurs isotopiques très faibles, de -8,00‰ $\delta^{18}O$ et de -50,88‰ pour le $\delta^{2}H$. La conductivité électrique est très forte, de 513 µS/cm. Les valeurs isotopiques des pluies du 14/03/15 au 16/03/15 ont été mesurées et sont de -5,75‰ et -38,45‰. Les valeurs de CE et des isotopes de l'eau montrent que l'eau des sources n'est pas influencée par l'eau des précipitations locales ayant engendrées la crue. Cette faible valeur isotopique de l'eau de Dardennes est rarement atteinte, sauf durant une autre crue, le 28/02/2016. Un signal isotopique très négatif a été enregistré dans les pluies précédentes l'événement du 16/03/15. L'eau des sources pourrait être un mélange entre de l'eau préalablement emmagasinée dans l'aquifère, au signal moins négatif, avec une part d'eau des précipitations de l'événement précédent.

- L'échantillon du 28/02/16 de la source du Rabas a des valeurs très appauvries. Les précipitations du 27 et du 28 février 2016 sont très appauvries également, avec respectivement des valeurs de $\delta^{18}O$ de -8,81 et -11,38‰ et de $\delta^{2}H$ de -67,71 et -80,63‰. Ces valeurs de précipitations pourraient être à l'origine des valeurs isotopiques appauvries de la source du Rabas. Toutefois, la conductivité électrique mesurée sur le terrain est de 441 µS/cm, c'est-à-dire une valeur caractéristique d'une eau souterraine peu à moyennement influencée par l'eau peu minéralisée des pluies. Ceci signifie que l'eau de la source du Rabas est nécessairement un mélange d'eaux de plusieurs origines.

- L'échantillon du 20/08/16, est en-dessous de la droite météorique locale, et celui du 07/07/2015 s'individualise par sa position entre la droite météorique et l'ensemble des autres prélévements. Il n'y a pas d'évenement pluvieux lors de cette période. Ces deux échantillons proviennent de l'eau du lac de Dardennes qui stagne en été (prélevé dans l'eau qui sort sous le barrage). Ils ont une conductivité électrique inférieure à 400 µS/cm montrant qu'ils ont subi un phénomène de précipitation des carbonates dans le lac. L'enrichissiment des valeurs de $\delta^{18}O$ traduit l'évaporation de la masse d'eau de surface du lac.

Les graphiques des Figure 2-47 et Figure 2-48 semblent montrer une tendance du signal isotopique des sources de Dardennes au cours du temps dans la répartition des valeurs entre deux pôles mise en évidence sur la Figure 2-45. Les deux points correspondant à l'évaporation du lac (07/07/15 et 20/08/16) sont exclus de cette analyse. Aux sources de Dardennes (Ragas et sous le Barrage), les valeurs les moins négatives sont observées systématiquement en fin d'étiage au début de l'hiver, puis durant l'hiver les valeurs deviennent de plus en plus négatives. Durant le printemps et jusqu'à la fin de l'étiage suivant, les valeurs évoluent, devenant de moins en moins négatives. Cette tendance reste à confirmer par de nouvelles mesures, mais elle montrerait soit une variation saisonnière du signal d'entrée dans la pluie, soit une variation de la zone d'alimentation contribuant au débit des sources. Dans tous les cas, la position du signal isotopique des sources au-dessus de la droite météorique locale doit également être intégrée dans une perspective d'interprétations complémentaires, et la possibilité de la contribution d'une paléo-recharge ou de processus de fractionnement pris en compte.

4.3.5 **Traceurs de datation : gaz dissous**

L'excès d'air (EA) est calculé grâce à la concentration de Néon (^{10}Ne) présent dans les eaux souterraines. Pour les trois échantillons prélevés à la source du Ragas, l'EA est de 1 mL/L. Les concentrations en SF_6 sont alors corrigées en fonction.

Afin de prendre en compte les différentes mesures en CFCs et en SF_6, les modèles de mélange présentés précédemment (section 3.4.3) ont été testés (Figure 2-49). Les compositions en CFC-12, CFC-11, CFC-113 et SF_6 sont comparées aux concentrations modélisées.

Tableau 2-13 Résultats des analyses des gaz dissous

	Concentration atmosphérique (pptv)				
	SF6	SF6 corr val moy EA	CFC-12	CFC-11	CFC-113
25/08/2015	9,1	8,2	480	651	68
	9,8	8,8	468	658	70
20/04/2016	25	17	610	708	83

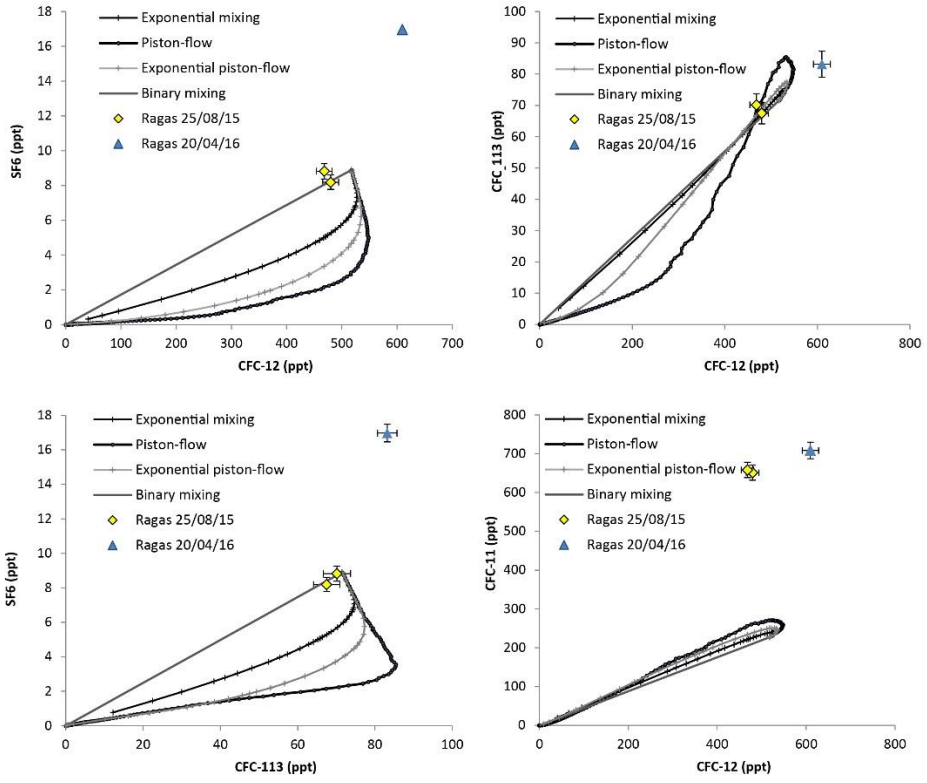


Figure 2-49 Courbes CFCs et SF_6 obtenues à partir des différents modèles de mélange. Les échantillons ont été prélevés à la source du Ragas.

Premièrement, les concentrations en gaz dissous du prélèvement effectué le 20/04/16 sont très éloignées des valeurs attendues par les modèles, particulièrement concernant la concentration en SF_6 (Figure 2-49). Les concentrations en CFC-11 sont trop élevées, comparé aux valeurs des modèles, pour les trois échantillons prélevés, une forte contamination est suspectée. Deuxièmement, le modèle le plus cohérent avec les concentrations des eaux souterraines est le modèle « binary mixing » qui correspond au mélange de deux masses d'eau : une eau très récente et une eau plutôt ancienne. Les données croisées des concentrations en CFC-12 et en SF_6 indiquent environ 90% (échantillon du 25/08/15) de proportion d'eau actuelle dans les échantillons. Les concentrations en CFC-12 des échantillons du 25/08/15

indiquent une année de contact atmosphérique entre 1988 et 1989 ; les concentrations en SF_6 indiquent pour les mêmes échantillons une année de contact atmosphérique entre 2013 et 2015. Dans l'idéal, afin d'obtenir les mêmes années de contact atmosphérique selon les concentrations des deux gaz, il faudrait utiliser un modèle « piston flow », sans mélange. Or les écoulements sont plus complexes au sein du système karstique. Les prélèvements à la source du Ragas ne suivent pas l'évolution du modèle « piston flow », mais se trouve plutôt sur un mélange entre un pôle actuel et un pôle sans CFCs/SF6. Ce mélange n'impacte pas de la même manière la concentration des deux gaz, ceux-ci n'ayant pas la même fonction d'entrée dans le système. Les années de contact atmosphérique sont obtenues à partir des modèles « piston flow », ceci explique la forte différence d'année obtenue.

4.3.6 **Conclusion sur l'apport de traceurs géochimiques et isotopiques pour la compréhension du système karstique**

Dans cette partie, les traceurs géochimiques et isotopiques ont été utilisés afin de discriminer les différentes masses d'eau présentes au sein de l'aquifère karstique, dans le but de connaitre les types d'écoulement de l'eau souterraine.

L'eau des sources de Dardennes et de la source du Ragas ont un faciès chimique de type bicarbonaté calcique. La conductivité électrique enregistrée en continu dans le conduit de la source du Ragas montre une augmentation au cours de l'hiver en hautes-eaux (hors période de crue) et une valeur comprise entre 460 et 500 µS/cm le reste de l'année. La conductivité électrique des sources de Dardennes mesurée montre les mêmes tendances.

La droite météorique locale des précipitations est construite à partir de quatre années de données. La valeur de la moyenne pondérée locale est déterminée pour la période d'étude de 2012-2016. Elle est représentative des pluies collectées au cœur de l'unité du Beausset à 123 mètres d'altitude sur cette période. Le signal isotopique des sources de Dardennes est varie selon une répartition des valeurs entre deux pôles mis en évidence : des signatures typiques des zones de recharge en altitude comme la source du Gapeau (le plateau de Siou Blanc va jusqu'à 800 mètres d'altitude) et des zones de recharge inférieures à 200 m comme les sources des Gorges d'Ollioules. Tous les échantillons d'eau se situent au dessus de la droite météorique locale, excepté un échantillon de la retenue artificielle qui aurait subi une évaporation. Les valeurs les moins négatives des sources sont observées systématiquement en fin d'étiage au début de l'hiver, puis durant l'hiver les valeurs deviennent de plus en plus négatives. Puis les valeurs évoluent, devenant de moins en moins négatives.

Chapitre 3 : Apport de la modélisation pluie-débit à l'étude du fonctionnement d'un système karstique hyper dynamique

Ce chapitre propose d'estimer l'hydrodynamisme du karst à travers l'étude des variations de débit des sources liées aux précipitations à l'aide d'un modèle Pluie-Débit. A partir des précipitations intéresser aux simulations des débits des sources karstiques. La modélisation des débits à partir des précipitations est particulièrement intéressante dans le cadre de l'étude de sources karstiques, car cela permet d'expliquer et de comprendre certains mécanismes se produisant au sein de l'aquifère.

Ce chapitre a été en partie publié sous forme d'un article scientifique dans la revue *BSGF-Earth Sciences Bulletin* présenté en ANNEXE 8 .

***Baudement, C.**, Arfib, B., Mazzilli, N., Jouves, J., Lamarque, T., Guglielmi, Y., 2018. Groundwater management of a highly dynamic karst by assessing baseflow and quickflow with a rainfall-discharge model (Dardennes springs, SE France). Bulletin de la Société géologique de France, 188(6): 40. DOI:10.1051/bsgf/2017203.*

Les objectifs de ce chapitre sont de proposer (i) une méthodologie pour la mise en place d'un modèle pluie-débit avec la plateforme de modélisation KarstMod, (ii) quantifier les débits de bases et les débits de crues à l'échelle pluri-annuelle et à l'échelle de la crue, (iii) comparer les systèmes karstiques en fonction des modèles pluie-débit réalisés et (iv) réaliser des simulations d'événements pluvieux exceptionnels afin d'observer et de comprendre la réponse de l'aquifère. La mise en œuvre d'un modèle Pluie-Débit avec la plateforme de modélisation KarstMod est détaillée dans ce Chapitre. Le modèle appliqué ici, à l'aquifère de Dardennes, ne prend pas en compte toutes les informations de fonctionnement détaillées dans le Chapitre 2 précédent.

1. Un système karstique hyper dynamique

Dans un environnement Méditerranéen, les aquifères karstiques représentent une part très importante des réserves en eau souterraine (Bakalowicz, 2015) et le débit qui s'écoule rapidement au droit des sources karstiques augmente significativement le risque de crues éclairs en aval. Les aquifères karstiques fortement dynamiques sont caractérisés par des variations rapides et importantes de débit, générant de fortes crues, en réponse aux évènements pluvieux. Ce comportement dynamique est dû à des spécificités géologiques, karstologiques et des caractéristiques hydrauliques in-situ : (i) une infiltration rapide à travers des formes karstiques telles que les dolines, les pertes, les avens permettant de concentrer la recharge (Audra and Palmer, 2013a), (ii) un écoulement vertical dans les conduits karstiques de la zone non-saturée, (iii) une forte connectivité du réseau karstique dans la zone saturée qui permet une propagation rapide de l'onde de pression jusqu'à l'exutoire de l'aquifère (sources principales et mineures). De plus, Geyer et al. (2008) and Covington et al. (2009) ont montré que le débit à la source est fortement corrélé à l'intensité de la recharge dans le système karstique majoritairement dominé par un écoulement dans les conduits karstiques.

2. Origine et classification des modèles

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. Les modèles fondés sur la physique prennent en compte les processus physiques pour expliquer les débits. Le domaine à modéliser est découpé en mailles qui intègrent chacune de nombreux paramètres à déterminer plus ou moins facilement selon le type de l'aquifère. Les modèles à réseaux de neurones ont une structure représentée par une agrégation de neurones. Le neurone est un opérateur mathématique qui transforme une ou plusieurs variables d'entrée en une ou plusieurs variables de sortie. Le neurone réalise une fonction algébrique, non linéaire, de ses variables d'entrées. Ces modèles sont appliquées aux systèmes karstiques (Johannet et al., 2008; Kong A Siou, 2011).

Dans ce chapitre, un modèle global à réservoirs est réalisé. Ces modèles à réservoirs pluie-débit caractérisent la relation entre les débits à l'exutoire et les précipitations en fonction de la surface d'alimentation du cours d'eau ou de la source. Le principal avantage de cette approche est la faible quantité de données demandées, les précipitations, l'évapotranspiration, ainsi que les débits sont simplement nécessaires afin de caler le modèle. Ces modèles sont utilisés sur plusieurs cycles hydrologiques différents. La transformation de la pluie en débit est décomposée en une succession de fonction simulant les principaux mécanismes du cycle de l'eau (précipitation, évapotranspiration, infiltration, ruissellement, écoulement souterrain…). Ces processus sont représentés par des réservoirs

qui se remplissent et se vident au cours du temps. L'eau s'écoule d'un réservoir vers un autre selon des lois de vidanges.

Les modèles globaux incluent des méthodes analytiques d'étude de l'hydrogramme des sources. L'analyse de la récession donne la quantification du débit en plusieurs composantes d'écoulement en ajustant la loi de Maillet (1905) ou des formules analytiques adaptées (Atkinson, 1977; Fiorillo, 2014; Kovács and Perrochet, 2008; Mangin, 1975; White, 2007). L'application de l'analyse de la récession donne un aperçu des écoulements dans l'aquifère. Drogue (1972) a décrit le processus de récession en utilisant une formule hyperbolique simple. De plus, Padilla et al. (1994) ou Fu et al. (2016), ont quantifié le débit rapide et le débit de base de plusieurs sources karstiques. Les variations de débit par rapport aux variations chimiques, comme la conductivité électrique, la température ou la turbidité sont aussi des outils classiques d'étude du fonctionnement de l'aquifère à l'échelle de la crue, en utilisant une analyse graphique, chimiogramme ou des fonctions d'hystérèse à l'aide de graphiques XY (Bakalowicz, 1979; Chanat et al., 2002; Perrin et al., 2007; Valdes et al., 2006). Les analyses de séries temporelles ont été appliquées avec succès aux aquifères karstiques afin d'étudier la relation pluie-débit à l'échelle globale (e.g. Delbart et al., 2016; Denic-Jukic and Jukic, 2003; Mathevet et al., 2004; Padilla and Pulido-Bosch, 1995)

Ces modèles comportent deux fonctions distinctes (Thiéry and Boisson, 1991) :

- Une fonction de production qui détermine quelle quantité d'eau sera apportée au modèle et quelle quantité sera évaporée ou s'infiltrera dans les horizons inférieurs
- Une fonction de transfert qui détermine à quel moment l'eau qui n'a pas été évapotranspirée ressortira à l'exutoire du bassin ou arrivera à la nappe.

Marsaud (1997) présente différents modèles pour simuler des débits de sources karstiques depuis les années 1960 :

- Le modèle MERO (Méro, 1963), crée à l'origine pour calculer la pluie efficace, il a subi par la suite plusieurs modifications permettant de prendre en compte les réservoirs souterrains. Ce modèle a été utilisé pour simuler les débits de Fontaine de Vaucluse (Bouillin et al., 1973).
- Le modèle CREC (Cormary and Guilbot, 1969), comporte 5 réservoirs et permet de simuler les débits de la source du Lez (Guilbot, 1975).
- Le modèle BEMER (Bezès, 1976) a la particularité d'avoir été créé spécifiquement pour les aquifères karstiques. Ce modèle est réglé par 22 paramètres, 4 paramètres par réservoir et 2 pour le déphasage. Les calages et les résultats sont satisfaisants avec une tendance à la surestimation des basses eaux et à la sous-estimation des hautes eaux.
- Le modèle TRIDEP (Padilla-Benitez, 1990) est un modèle intermédiaire entre un modèle réservoir et l'approche par déconvolution.

Plus récemment, les modèles GARDENIA, GR4 du CEMAGREF (Perrin et al., 2003a), VENSIM (Fleury, 2005), à Hystérèse (Tritz et al., 2011) ont été testé avec succès sur d'autres sources karstiques.

La Figure 3-1 montre les différentes structures des modèles à réservoirs (Hartmann et al., 2012). La représentation la plus simple d'un système karstique consiste en différents compartiments comme la recharge (dans le sol ou l'épikarst), l'écoulement diffus (matrice) et l'écoulement rapide (conduits karstiques). Ces modèles permettent de distribuer l'eau de l'infiltration dans plusieurs « réservoirs » qui peuvent ainsi isoler les principaux composants d'écoulement du système karstique.

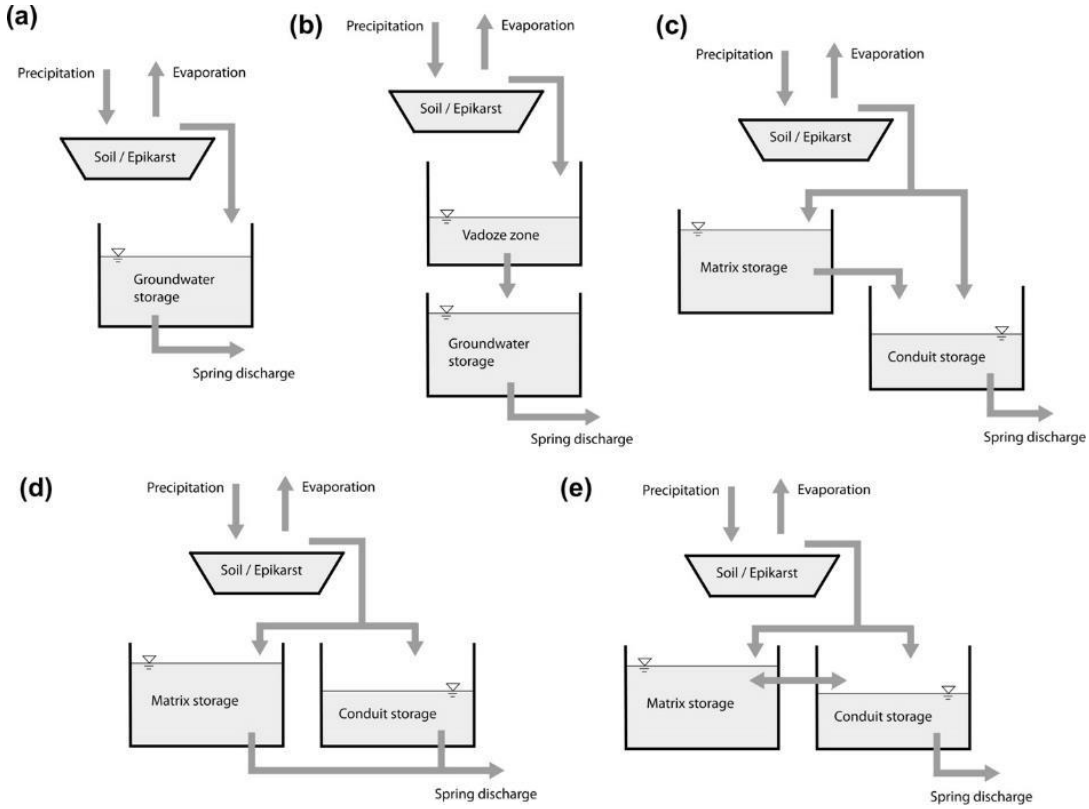


Figure 3-1 Les différentes structures de modèles pluie-débit: (a) modèle simple, (b) modèle en série, (c) modèle combiné, (d) modèle en parallèle et (e) modèle avec des échanges (Hartmann, 2012).

Le nombre de réservoirs et leurs propriétés doivent être ajustés en fonction du cas d'étude afin de correspondre au mieux, mais avec quelques contraintes tout de même (Hartmann et al., 2012): (i) la recharge est obligatoirement calculée dans le premier réservoir qui reçoit les précipitations, appelé réservoir Sol ou Epikarst ; (ii) la structure la plus commune utilise deux réservoirs inférieurs afin de simuler l'écoulement lent (réservoir matrice) et rapide (réservoir conduit). Les deux réservoirs inférieurs peuvent être en parallèle séparés (Bezès, 1976), ou en parallèle avec des échanges d'eau entre eux (Rimmer and Hartmann, 2012), ou en parallèle mais l'eau depuis le réservoir matrice doit passer par le réservoir conduit avant d'atteindre la source, selon les perméabilités des deux réservoirs (Geyer et al., 2008). Plusieurs auteurs discutent de ces échanges entre la matrice et le réseau de conduits karstiques (Geyer et al., 2008; Martin and Screaton, 2001; Reimann et al., 2011). Il existe d'autres structures de modèles à réservoirs : par exemple Hartmann et al. (2012) ont testé deux réservoirs en séries, Arfib and Charlier (2016) ont ajouté un troisième réservoir inférieur afin de simuler un écoulement supplémentaire très lent où a lieu l'intrusion saline en aquifère côtier.

3. Objectif des simulations pluie-débit

Ces modèles sont étudiés afin de discuter des réserves régionales en eaux souterraines (Bakalowicz, 2005; Fleury et al., 2009; Ladouche et al., 2014), ou comme un outil d'identification et de quantification des écoulements (Fleury et al., 2007a), comme un modèle de prédiction des débits (Fleury et al., 2007c), pour discuter des risques de crues (Fleury et al., 2013b), pour évaluer la vulnérabilité de l'aquifère karstique (Butscher and Huggenberger, 2008), pour réaliser des bilans hydrologiques (Jukić and Denić-Jukić, 2009)... Il s'agit donc à partir de la connaissance géologique et géomorphologique de l'aire de recharge de prévoir, pour différents scénarios, les débits de crues ou d'étiage. Ces informations sont ensuite utilisées pour la gestion de l'alimentation en eau potable, ou la gestion des ouvrages. 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.

L'aquifère des sources de Dardennes est pris comme un cas d'étude afin d'étudier la décomposition du débit dans un but de gestion de la ressource et la prévision des débits de crue. Prédire le débit des sources avec de telles variations est un enjeu clef, difficile à réaliser compte tenu de la double composante du débit au sein des aquifères karstiques : des écoulements d'eau souterrains très rapides et très lents. Dans cette étude, les analyses de la relation pluie-débit ont été appliquées à plusieurs échelles, à des événements de crues uniques afin d'étudier le transfert rapide des précipitations ou à l'échelle annuelle afin d'étudier la recharge de la matrice de l'aquifère. La déconvolution du débit est réalisée avec la plateforme KarstMod, afin de quantifier l'écoulement lent provenant de la matrice de l'aquifère disponible pour l'alimentation en eau potable et l'écoulement rapide générant des crues importantes (et cette eau n'est pas disponible pour l'alimentation en eau potable).

4. Choix de l'outil de modélisation : plateforme KarstMod

Afin de modéliser la relation pluie-débit des sources de Dardennes, la plateforme de modélisation KarstMod a été utilisée avec un pas de temps journalier (Mazzilli et al., 2017). Elle permet de reproduire la structure conceptuelle des modèles karstiques globaux connus dans la littérature (Bezès, 1976; Fleury, 2005; Fleury et al., 2007c; Mero, 1964). Cet outil fournit des structures réglables pour la simulation des débits des sources karstiques et pour l'analyse hydrodynamique des compartiments considérés. Le modèle est composé de réservoirs connectés qui se remplissent et se vident, transformant les précipitations en débit à la sortie du système.

4.1 Structures de modèle pluie-débit

La structure modulable proposée dans KarstMod est basée sur une revue approfondie de la littérature sur les modèles existants et sur la prise en compte des problèmes d'équifinalité (Mazzilli et al., 2017). La structure la plus complète du modèle comprend quatre réservoirs organisés sur deux niveaux (Figure 3-2): le réservoir Epikarst (réservoir E, niveau supérieur) ainsi que les réservoirs lent (ou matrice M), Rapide (ou conduit C) et Latéral (L).

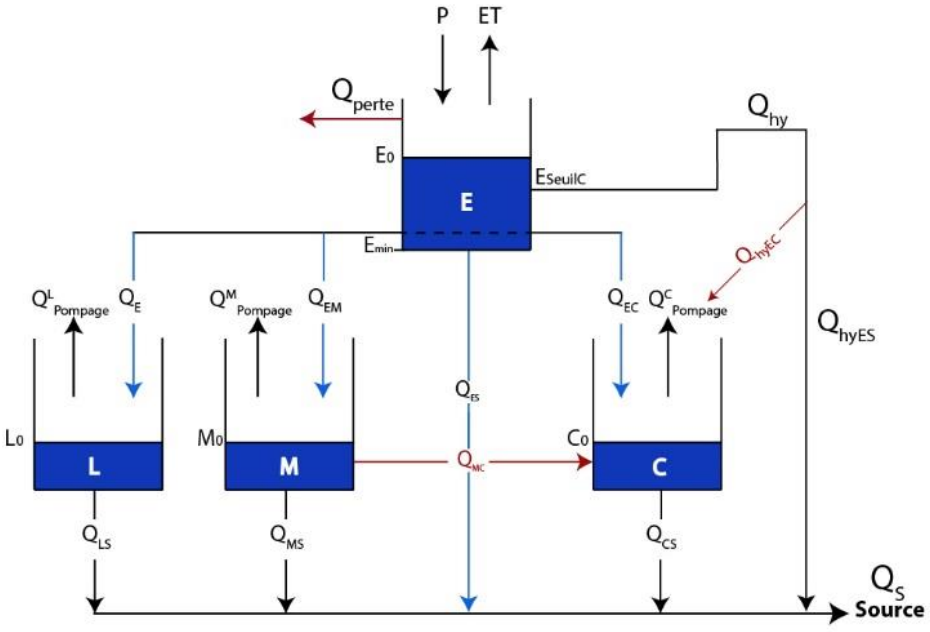


Figure 3-2 Structure complète de la plateforme de modélisation KarstMod. Tous les compartiments et les flux sont activés, un niveau d'eau minimum E_{min} est assigné et la fonction d'hystérèse utilisée.

La structure la plus simple du modèle est réduite à la seule présence du réservoir Epikarst, qui ne peut pas être désactivé, avec un écoulement direct vers la source. Le réservoir Epikarst peut avoir un niveau d'eau inférieur à zéro. En effet, le niveau minimum de ce réservoir peut être inférieur à 0 en proposant un seuil E_{min}, permettant de simuler la teneur en eau disponible dans le sol. Ce seuil représente la quantité d'eau disponible pour l'évapotranspiration.

Tous les seuils tels que E_{min} et E_{SeuilC} peuvent être activés ou non par l'utilisateur. Afin de compléter les lois linéaires et non linéaires des niveaux d'eau traditionnellement utilisées dans les modèles pluie-débit, KarstMod propose (i) une fonction d'hystérèse, qui reproduit la dépendance hystérétique observée sur des cycles hydrologiques dans la zone vadose (Tritz et al., 2011) et (ii) une fonction d'échange entre les réservoirs qui permet de reproduire les interactions matrice-conduit observées dans plusieurs systèmes karstiques (Bailly-Comte et al., 2010; Mazzilli et al., 2011). Le réservoir Latéral peut être interprété comme étant un réservoir plus profond que les deux précédents ou une composante intermédiaire entre l'écoulement lent (M) et rapide (C). Des pompages peuvent être ajoutés dans chacun des réservoirs afin de simuler des gestions de l'eau souterraine de différentes façons.

4.2 Equations et schéma numérique

4.2.1 Equations de bilan de masse

Les équations de bilan de masse du modèle utilisé sont les suivantes:

$$\frac{dE}{dt} = P - ET - Q_{perte} - Q_{EL} - Q_{EM} - Q_{ES} - Q_{EC} - Q_{hyEC} - Q_{hyEC} \quad \text{si } E \geq 0 \quad (3.2a)$$

$$\frac{dE}{dt} = P - ET \quad \text{si } E_{min} < E < 0 \quad (3.2b)$$

$$\frac{dL}{dt} = Q_{EL} - Q_{LS} - Q_{pompage}^{L} \quad (3.2c)$$

$$\frac{dM}{dt} = Q_{EM} - Q_{MC} - Q_{MS} - Q_{pompage}^{M} \quad (3.2d)$$

$$\frac{dC}{dt} = Q_{EC} + Q_{hyEC} + Q_{MC} - Q_{CS} - Q_{pompage}^{C} \quad (3.2e)$$

Où :

- P et ET sont respectivement les précipitations et l'évapotranspiration [L/T],
- *E*, *M*, *C* et *L* sont les niveaux d'eau dans les réservoirs Epikarst, Lent, Rapide et Latéral,
- k_{AB} est le coefficient de récession associé à l'écoulement provenant du réservoir A (soit E, M, C et L) au réservoir B (soit M, C, L ou S) ou à la source S, et Q_{AB} est le débit [L/T] provenant de A jusqu'à B.

$$Q_S = R_A \times (Q_{ES} + Q_{LS} + Q_{MS} + Q_{CS} - Q_{pompage}^{S}) \quad (3.3)$$

Où R_A est l'aire de recharge des sources en [L²] et $Q^S_{pompage}$ est le débit de pompage directement pris à la source [L/T].

Les flux internes sont définis comme ceci (Q_{EM}, Q_{EC}, Q_{ES}, Q_{LS}, Q_{MS}, Q_{CS}):

$$Q_{AB} = k_{AB}\left(\frac{A}{L_{ref}}\right)^{\alpha AB} \quad \text{si } A > 0 \quad (3.4)$$

Sinon, $Q_{AB} = 0$ (3.5)

Avec A le niveau d'eau dans le réservoir A, *Lref* est une longueur unitaire et αAB est un exposant positif.

Les autres fonctions telles que Q_{pertes}, les échanges entre les réservoirs, Q_{MC}, l'hystérèse sont expliquées en détails dans le guide utilisateur de KarstMod.

4.2.2 **Schéma numérique**

Deux résolutions numériques sont envisagées pour résoudre les équations précédentes dans la version de KarstMod 2.0.19. Dans les structures de modèles où les lois de vidange sans fonction puissance sont appliquées et sans flux entre les réservoirs, alors une solution analytique des équations du modèle différentiel est utilisée. Les formulations non linéaires (avec une fonction puissance différente de 1) sont résolues en utilisant un schéma de Runge-Kutta de second ordre.

4.3 Paramétrage et calage du modèle pluie-débit

Les données d'entrée du modèle pluie-débit sont les précipitations et l'évapotranspiration et les données de sortie est le débit à l'exutoire. Le modèle doit caler un jeu de paramètres qui vont être les coefficients de récession de chacun des réservoirs utilisés, leurs niveaux d'eau initiaux, les seuils associés à ces différents réservoirs ainsi que l'aire de recharge de l'aquifère. Le nombre de paramètres à caler est fonction du nombre de réservoirs choisis par l'utilisateur. Le modèle doit alors caler ces différents paramètres afin d'obtenir un débit simulé proche du débit observé.

Afin de construire un modèle pluie-débit, trois périodes doivent être prises en compte. La période de « chauffe » (ou warm-up period en anglais) correspond à l'intervalle de temps après que le biais d'initialisation soit négligeable. Les résultats de simulation de cette période ne sont pas considérés dans le calage. Mazzilli et al. (2012) ont montré que le niveau d'eau initial dans un réservoir linéaire avec un faible coefficient de récession a relativement une faible influence sur le débit simulé mais son influence diminue lentement. Dans un réservoir avec un fort coefficient de récession, le niveau d'eau initial a une forte influence sur le débit simulé mais décroit très rapidement.

4.4 Performance du modèle

Les critères de performance dans KarstMod sont le coefficient de Nash-Sutcliffe, NSE (Nash and Sutcliffe, 1970) et la Balance Error BE, définis comme suit :

$$NSE = 1 - \frac{\sum(Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum(Q_{obs} - Q_{moy})^2} \quad (3.6)$$

$$BE = 1 - \left|\frac{\sum(Q_{obs} - Q_{sim})}{\sum Q_{obs}}\right| \quad (3.7)$$

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

NSE et BE s'étendent de $-\infty$ à 1. Un 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. Une BE égale à 1 signifie que le volume total simulé écoulé est à égal au volume total observé. La plate-

forme KarstMod utilise une fonction objectif définie comme la somme pondérée des deux critères de performances, selon l'équation suivante (8) :

$$Wobj = \mathrm{w\ NSE} + (1 - \mathrm{w})\ \mathrm{BE} \qquad (3.8)$$

Avec *Wobj* la fonction objectif, et w le poids défini par l'utilisateur ($0 \leq w \leq 1$).

La plateforme de modélisation KarstMod propose également d'utiliser les résultats de simulation de tous les jeux de paramètres donnant Wobj > $Wobj_{min}$ pour l'évaluation de l'incertitude sur les résultats de la simulation. L'approche est dérivée de la Regional Sensitivity Analysis (Hornberger and Spear, 1981) et de la Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE) (Beven and Binley, 1992). Au lieu de sélectionner un jeu de paramètres unique comme résultat du processus de calage, ces méthodes considèrent que tous les ensembles de paramètres donnant des résultats satisfaisants lors de la période de calage doivent être pris en compte dans le processus de prédiction. La valeur de Wobj pendant la période de calage est utilisée comme mesure de vraisemblance pour chaque comportement d'un ensemble de paramètres. Les limites de l'intervalle de confiance de 90 % sont également tracées autour de la courbe du débit simulé au temps *t*, et calculées sur les ensembles de paramètres en utilisant la probabilité comme facteur de pondération.

De plus, la plateforme de modélisation KarstMod propose une analyse de sensibilité des paramètres choisis (Mazzilli et al., 2017). Les indices sont calculés en utilisant la procédure de Sobol décrire par Saltelli (2002). Les indices de sensibilité sont liés à la décomposition de la variance de la variable calibrée (ici, le débit à l'exutoire):

- les indices de 1er ordre : chaque paramètre est pris indépendamment,
- les indices d'effet total : ce sont les interactions entre chaque paramètre qui sont considérées.

L'indice de sensibilité S_i pour le paramètre *Xi* par rapport au débit simulé *Qs* est défini comme la fraction *Vi* de la variance *V(Qs)* du débit simulé qui est due uniquement au paramètre *Xi* :

$$S_i = \frac{V_i}{V_{Qs}} \qquad (3.9)$$

L'indice de sensibilité d'effet total STI mesure la contribution du paramètre Xi à la variance du débit à l'exutoire, incluant les interactions de Xi avec d'autres variables d'entrées (Saltelli et al., 2008). Par défaut, les indices de sensibilité fournis par la plateforme KarstMod sont obtenus à partir d'un jeu de paramètres $N = 1000 \times (n_{par} + 2)$, où npar est le nombre de paramètres à caler.

5. Mise en œuvre d'un modèle Pluie-Débit avec la plateforme KarstMod

Quelle démarche doit-on adopter pour choisir la structure de modèle pluie-débit ?

Une condition majeure pour qu'un modèle soit de bonne qualité est d'avoir autant d'eau qui entre dans le modèle que d'eau qui en sort. Une hypothèse est faite en affirmant qu'il n'y a pas de stockage ou d'utilisation des réserves du système. Dans cette section, un guide est proposé, permettant à l'utilisateur de comprendre les paramètres disponibles dans la plateforme de modélisation KarstMod.

KarstMod propose différentes options qui vont être fonction (i) du système karstique étudié et (ii) des questions scientifiques à explorer :

- Décomposition du débit dans un but de gestion de la ressource
- Prévision des débits de crue

- Etude du stockage de l'eau souterraine
- Simulation de l'écrêtage des crues
- Simulation d'évènements pluvieux extrêmes
- Comparaison de systèmes karstiques selon leur coefficient de récession

Chaque paramètre qui est possible d'utiliser dans un modèle pluie-débit avec KarstMod est présenté dans le tableau ci-dessous :

Tableau 3-1 Synthèse des concepts applicables sur un modèle pluie débit dans KarstMod.

Structuration:	Concept
E_{min}	Ce seuil simule la teneur en eau disponible dans le sol, uniquement utilisable par l'ETP. Cette quantité d'eau ne peut pas s'écouler vers les réservoirs inférieurs.
E_{SeuilC} Seuil E➔C	Il représente un seuil de niveau d'eau qui une fois dépassé permet d'alimenter en eau le réservoir Rapide, une certaine quantité d'eau est alors nécessaire pour cette activation. Ce paramètre est utilisé afin de générer de fortes crues durant les forts évènements pluvieux.
Hystérèse	L'hystérèse signifie qu'après un changement dans le milieu karstique (une longue période d'étiage par exemple), le niveau d'eau dans la zone non-saturée du karst (particulièrement l'épikarst/sol) doit atteindre une valeur donnée avant que la hauteur d'eau soit suffisante pour permettre une connectivité suffisante. Le débit sera nul si la quantité d'eau de pluie tombée est suffisante.
$Q_{M\rightarrow C}$	Cet échange entre les réservoirs est dû au drainage du réservoir lent (matrice) par le réservoir à écoulement rapide en période d'étiage principalement.
Q_{MS} Q_{CS} Q_{LS}	Les réservoirs inférieurs doivent correspondre à un certain type d'écoulement identifié: débit de base, débit de crue, écoulement profond…
$H_M<0$ $H_C<0$	Les niveaux d'eau négatifs dans les réservoirs inférieurs permettent de simuler des stockages d'eau et de simuler l'écrêtement des crues

Deux démarches sont possibles afin de construire un modèle pluie débit en utilisant les concepts et paramètres ci-dessus. Une démarche dite « à l'aveugle », le fonctionnement du système karstique n'est pas connu, et une démarche à partir d'un modèle conceptuel établi, selon les connaissances du système.

Dans le cas d'une démarche à l'aveugle, dans un premier temps l'utilisateur définit une structure simple, un réservoir inférieur pour débuter, et les flux à l'aide de l'interface graphique. Il est important de partir d'une structure simple et de la complexifier par la suite, en évaluant les influences des réservoirs et des flux sélectionnés selon les résultats simulés obtenus et la performance du modèle. Les périodes de chauffe, de calage et de validation sont ensuite définies ainsi que la fonction objectif. Dans cette démarche, la valeur de la fonction objectif minimum doit être faible (≈0,3), afin de permettre au modèle de trouver des simulations correctes. Dans un deuxième temps, selon les premiers résultats, un réservoir ou un flux directement relié à la source est ajouté. Puis après plusieurs résultats obtenus, si une structure est choisie, les gammes de variations des paramètres sont réduites, la fonction objectif minimum peut être augmentée. Ceci « forcera » le modèle à choisir un jeu de paramètre optimal selon ces deux contraintes. Plusieurs structures et gammes de variations sont testées pour aboutir à un modèle robuste et performant permettant à l'utilisateur de répondre à ses questions scientifiques.

Dans le cas d'une approche à partir d'un modèle conceptuel connu, l'utilisateur définit la structure et les flux à l'aide de l'interface graphique, grâce à ces connaissances du fonctionnement du système aquifère et géologiques. La fonction objectif minimum peut être fixée dès le début assez haute (≈0,5) puis augmenter par la suite pour améliorer la performance du modèle. Les différents réservoirs

correspondent à un fonctionnement particulier de l'aquifère : la recharge est calculée dans le réservoir supérieur représentant le sol ou l'épikarst de l'aquifère, les réservoirs inférieurs pouvant caractériser l'écoulement lent au sein de la matrice ou rapide dans les conduits karstiques, une venue d'eau profonde s'écoulant très lentement avec un réservoir caractérisant le stockage dans l'aquifère... Les gammes de variations de chaque paramètre sont alors adaptées en fonction des réservoirs.

6. Modèle pluie-débit appliqué aux sources de Dardennes

6.1 Structure du modèle pluie-débit

La structure du modèle a été construite selon le fonctionnement de l'aquifère de Dardennes précédemment décrit dans le Chapitre 2. Le réservoir Lent, qui peut s'apparenter à la matrice géologique ainsi qu'à des petites fissures et fractures dans la zone saturée et non-saturée, est d'abord ajouté en tant que réservoir inférieur afin de générer les débits de base. La seconde composante de l'écoulement de l'aquifère de Dardennes est très dynamique, deux solutions sont alors possibles pour bien représenter l'écoulement rapide dans le modèle : 1) un écoulement direct qui connecte le réservoir Epikarst à la source, ou 2) un écoulement rapide entre le réservoir Epikarst et un réservoir inférieur, le réservoir Rapide et ensuite jusqu'à la source. Le réservoir Rapide va reproduire les débits de crue. La deuxième solution est choisie et avec l'ajout un deuxième réservoir inférieur. Cette solution est favorisée afin de simuler le niveau d'eau dans le réservoir Rapide. Ce niveau d'eau sera ensuite comparé au niveau d'eau réellement observé dans le conduit du Ragas.

La fonction d'hystérèse n'est pas choisie dans le cas du modèle pluie-débit pour l'aquifère de Dardennes. Le comportement hystérétique de l'aquifère n'était pas l'objectif de cette étude mais plutôt de quantifier le débit de base et le débit de crue. De plus, il n y'a pas d'échange entre les réservoirs M et C. La structure du modèle avec un échange entre les réservoirs a tout de même été testée précédemment, sans améliorer la performance du modèle. Ici, le modèle pluie-débit est un outil pour quantifier les débits, le débit total à l'exutoire représente la somme de l'écoulement lent et rapide. Les résultats ne donneront pas d'informations sur le rôle du réseau karstique connecté à la source en tant que drain ou non de la matrice.

Par conséquent, le modèle choisi est avec trois réservoirs (Figure 3-3): Epikarst, Lent et Rapide ainsi qu'un seuil (E_{SeuilC}) qui représente un seuil d'eau à dépasser afin de permettre un écoulement rapide vers le réservoir Rapide. Ce paramètre est utile pour générer des fortes crues au-dessus d'un seuil de recharge lors de fortes précipitations.

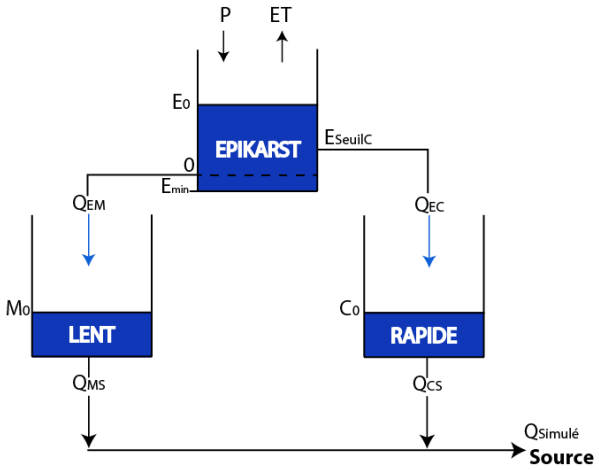


Figure 3-3 Structure du modèle à réservoirs pluie-débit choisi pour Dardennes. ET l'évapotranspiration potentielle, E_0, M_0 et C_0 les niveaux d'eau initiaux dans les réservoirs Epikarst, Lent et Rapide respectivement. E_{min} le niveau d'eau

minimum dans le réservoir Epikarst. E_{SeuilC} un niveau de seuil pour activer le débit vers le réservoir Rapide. Q_{EM} et Q_{EC} le débit du réservoir Epikarst vers les réservoirs Lent et Rapide. Q_{MS} et Q_{CS} les débits respectifs du réservoir Lent et Rapide vers la source.

Chaque réservoir est défini par son coefficient de récession *k* qui doit être calibré. Selon le choix effectué par le modélisateur, le réservoir peut avoir un niveau d'eau minimum négatif ou un niveau de seuil pour activer le débit vers le réservoir Rapide. Le modèle est calibré en sélectionnant les paramètres optimaux définis pour mieux faire correspondre le débit simulé et celui observé. Le réservoir Epikarst est une interface peu profonde entre la surface topographique de la zone de recharge et les autres réservoirs. Ce réservoir se caractérise par un niveau d'eau minimum E_{min} qui représente la quantité d'eau disponible stockée dans le sol pour l'évapotranspiration, qui ne rechargera pas l'aquifère.

6.2 Stratégie de modélisation

La fonction objectif agrégée choisie est la suivante (eq. 3.10), avec un poids de w = 0,6, c'est-à-dire avec un poids plus élevé sur le critère NSE afin de mieux reproduire le comportement fortement dynamique du karst en premier et ensuite minimiser l'erreur sur les volumes :

$$Wobj = 0{,}6NSE + 0{,}4BE \quad (3.10)$$

Une fois la structure du modèle choisie, afin d'obtenir le meilleur ensemble de paramètres une fonction objectif minimum de 0,7 est fixée ($Wobj_{min}$ = 0,7). Les 7 paramètres à caler sont détaillés dans la section suivante. Les simulations commencent le 15 octobre 2012, lors d'une période d'étiage. Néanmoins, quelques jours avant, le 11 octobre 2012, une pluie de 40 mm/jour a eu lieu. Ainsi, arbitrairement une valeur de 30 mm d'eau est attribuée pour les niveaux initiaux, E_0 et M_0, dans les réservoirs respectifs. La période de chauffe est alors suffisamment longue pour rendre l'influence des conditions initiales négligeables. Le niveau d'eau initial dans le réservoir Rapide, C_0, a été fixé à 0 mm, étant donné que ce réservoir doit être vide à la fin d'une période d'étiage et se vide très rapidement lors d'un évènement pluvieux.

L'analyse des chroniques détaillées dans le Chapitre 2 précédent, montre que les pluies sont rarement supérieures à 50 mm/jour dans notre cas d'étude. Avec cette quantité d'eau, de fortes crues peuvent être observées. Le seuil E_{min} est alors borné entre -30 et -10 mm, si cette valeur est trop forte alors l'évapotranspiration réelle augmentera. Afin d'équilibrer le bilan hydrique, la surface de recharge (R_A) en kilomètres carrés, sera trop grande. Hors selon les connaissances géologiques et géomorphologiques, celle-ci varierait entre 50 et 70 km². Le modèle est établi à l'échelle globale, en supposant que toute la zone de recharge contribue également au débit sortant à la source. Le seuil E_{SeuilC} est alors borné entre 10 et 50 mm. Une fois ce seuil activé, il permettra un écoulement d'eau très rapide par le réservoir Rapide.

Les valeurs des coefficients de récession des différents réservoirs varient entre deux ordres de grandeurs pour avoir une large gamme pour chacun, puis mieux observer la sensibilité de chaque coefficient. Le coefficient de récession entre le réservoir Epikarst et le réservoir Lent, k_{EM}, varie entre 1×10^{-2} et 1 mm/jour. En ce qui concerne le réservoir Rapide, le coefficient k_{EC} est compris entre 1×10^{-1} et 1×10^{1} mm/jour. De plus, le coefficient récession entre le réservoir Lent et la source, k_{MS}, varie entre 1×10^{-3} et 1×10^{-1} mm/jour pour simuler un débit lent. Quant au coefficient du réservoir Rapide, k_{CS}, varie entre 3×10^{-1} et 3×10^{1} mm/jour afin de simuler un écoulement rapide dans les conduits karstiques.

6.3 Simulations des niveaux d'eau

Afin de simuler le niveau d'eau dans le réseau de conduits karstiques, un coefficient d'emmagasinement karstique est introduit pour transformer le niveau d'eau simulé dans le réservoir Conduit selon l'équation suivante (3.11) :

$$Niveau\ eau_{simulé} = \frac{Niveau\ eau_{Réservoir\ C}}{Coef\ Emmaganisement\ Karst} \qquad (3.11)$$

Avec $Niveau\ eau_{simulé}$, le niveau d'eau calculé dans le réseau de conduit karstique de l'aquifère de Dardennes, le $Niveau\ eau_{Réservoir\ C}$, le niveau d'eau dans le réservoir Rapide simulé avec le modèle pluie-débit.

Précédemment, nous avons montré que le niveau d'eau dans le Ragas est représentatif du réseau de conduits karstiques et est contrôlé par des limites hydrauliques. La limite inférieure est le niveau d'eau dans le barrage. Afin d'être indépendant du contrôle de l'approvisionnement en eau du barrage, nous n'avons utilisé que les données pendant des périodes où le lac possédait un niveau d'eau supérieur à 123 m.a.s.l, c'est-à-dire quand le lac est plein et qu'il déborde par son déversoir. La limite supérieure est le seuil de débordement du conduit karstique du Ragas, à 149 m.a.s.l, ce qui limite le niveau d'eau maximal à quelques mètres au-dessus de cette valeur, mais ceci n'est pas inclut dans le modèle global pluie-débit. Cette limite aura un effet très limité sur les résultats du modèle car ce seuil n'a été que très rarement dépassé lors de la chronique d'étude.

6.4 Calage et validation du modèle pluie-débit

Il y a donc deux périodes majeures à définir dans la réalisation du modèle pluie-débit : calibration et validation. Afin de constater la performance du modèle, un ***split-sample test*** est réalisé (KlemeŠ, 1986). Ce test considère que les deux périodes peuvent être utilisées comme période de calibration ou de validation. Les deux périodes ne sont pas de la même longueur mais le test est tout de même intéressant à faire. Le modèle doit pouvoir calibrer ses paramètres sur l'une ou l'autre et obtenir le même résultat en terme de critère de performance et de calage des paramètres.

Les valeurs de calage des paramètres du modèle sont données dans le Tableau 3-2 pour le meilleur résultat sur l'ensemble des 10000 simulations selon la fonction objectif W_{obj}.

Dans cette étude, la période de chauffe débute à la fin d'une période d'étiage (le 15 octobre 2012) au début de la série de données disponible aux sources. Cette période est fixée à 69 jours (jusqu'au 22 décembre 2012) et inclut plusieurs crues. La deuxième période est la période de calage, elle correspond à l'intervalle de temps durant lequel sont testés les paramètres optimaux. La première période de calage, P1, a été choisie du 23 décembre 2012 jusqu'à 18 octobre 2013 afin de couvrir un cycle hydrologique avec des périodes de basses eaux et de hautes eaux. Enfin, la période de validation, V1, correspond à l'intervalle de temps sur lequel la performance du modèle est évaluée, du 19 octobre 2013 au 26 janvier 2016 (fin des données traitées). Lors du ***split-sample test***, la période P2 correspond à la période V1 de validation.

Tableau 3-2 Valeurs des paramètres calés selon les deux périodes utilisées : P1 est de décembre 2012 à octobre2013 et P2 est d'octobre 2013 à janvier 2016

Paramètre	Signification	Unité	Calage P1	Calage P2
R_A	Aire d'alimentation	km²	68,32	66,23
E_{min}	Niveau d'eau minimum dans le réservoir E (Epikarst)	mm	-18,15	-20,59
E_{SeuilC}	Seuil de niveau d'eau dans le réservoir E pour l'écoulement vers le réservoir Rapide (C)	mm	12,91	11,54
k_{EM}	Coefficient de récession du réservoir E (écoulement vers le réservoir Lent M)	mm/j	$1,12 \times 10^{-1}$	$1,66 \times 10^{-1}$
k_{EC}	Coefficient de récession du réservoir E (écoulement vers le réservoir Rapide C)	mm/j	$8,85 \times 10^{-1}$	$7,67\times 10^{-1}$
k_{MS}	Coefficient de récession du réservoir Lent (M) (écoulement vers la source)	mm/j	$1,3 \times 10^{-2}$	$2,9 \times 10^{-2}$
k_{CS}	Coefficient de récession du réservoir Rapide (C) (écoulement vers la source)	mm/j	2,31	2,84

Les paramètres obtenus selon les deux périodes de calage différentes, sont dans le même ordre de grandeur. Les valeurs sont relativement similaires.

Selon les critères de performance présentés dans le Tableau 3-3 et le contrôle visuel de la courbe du débit simulé (Figure 3-4), le débit simulé est bien représentatif de celui observé.

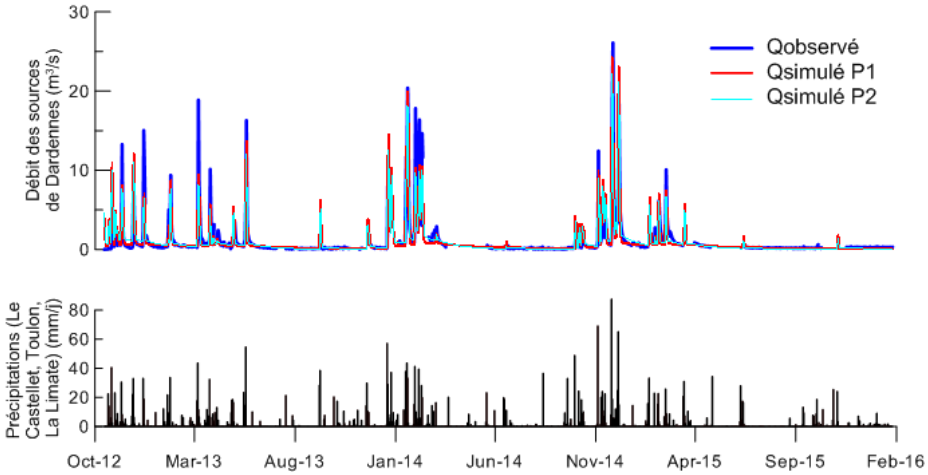


Figure 3-4 Résultats du débit simulé du split-sample test

Tableau 3-3 Performance du modèle pour les périodes de calage et de validation (NSE: (NSE: Nash-Sutcliffe Efficiency, BE: Balance Error, Wobj: fonction objectif)

Critère de performance	NSE	BE	W_{obj}=0.6NSE + 0.4BE
Calage P1	0,72	-0,42	0,83
Validation P1	0,80	0,90	0,88
Calage P2	0,83	0,99	0,89
Validation P2	0,71	0,92	0,79

Selon la période de calage, le NSE obtenu proche (0,72 et 0,80) et une fonction objectif similaire, Wobj = 0,83 et 0,89. Seule l'erreur sur les volumes est plus importante pour la période de calage P2.

Pour la suite de l'étude la période de calage P1 est choisie, de décembre 2012 à octobre 2013 et la période de validation d'octobre 2013 à janvier 2016.

10000 simulations sont sélectionnées et une *Wobj* minimum de 0,7 est attribuée afin d'obtenir une très bonne performance du modèle. Toutes les simulations sont représentées sur la Figure 3-5. Le jeu de paramètres, associé aux critères de performance les plus élevés, est conservé et utilisé pour dessiner la courbe du débit simulé sur la Figure 3-6.

La Figure 3-5 montre pour chaque paramètre calé, le diagramme de dispersion des valeurs de la fonction objectif, sur la période de calage, en fonction des valeurs des paramètres, pour chaque jeu de paramètres de la séquence de Sobol qui satisfont *Wobj* > 0,7. Dans une analyse d'équifinalité, ces graphiques permettent de visualiser que le modèle a trouvé un optimum pour le calage de chaque paramètre. Le premier graphique de la Figure 3-5, montre la meilleure valeur trouvée pour l'aire de recharge (R_A). Il ne montre pas un optimum distinct mais la meilleure valeur serait proche des 70 km², ce qui confirme qu'une bonne simulation peut être obtenue en utilisant la gamme de valeurs données par l'analyse de terrain géologique. Le graphique de points concernant le paramètre Emin montre un plateau entre -20 et 0 mm, ce qui signifie que peu importe la valeur dans la plage donnée, le modèle converge vers une *Wobj* maximum en adaptant le jeu de paramètres. Ce paramètre n'a pas une forte influence sur le calage du modèle.

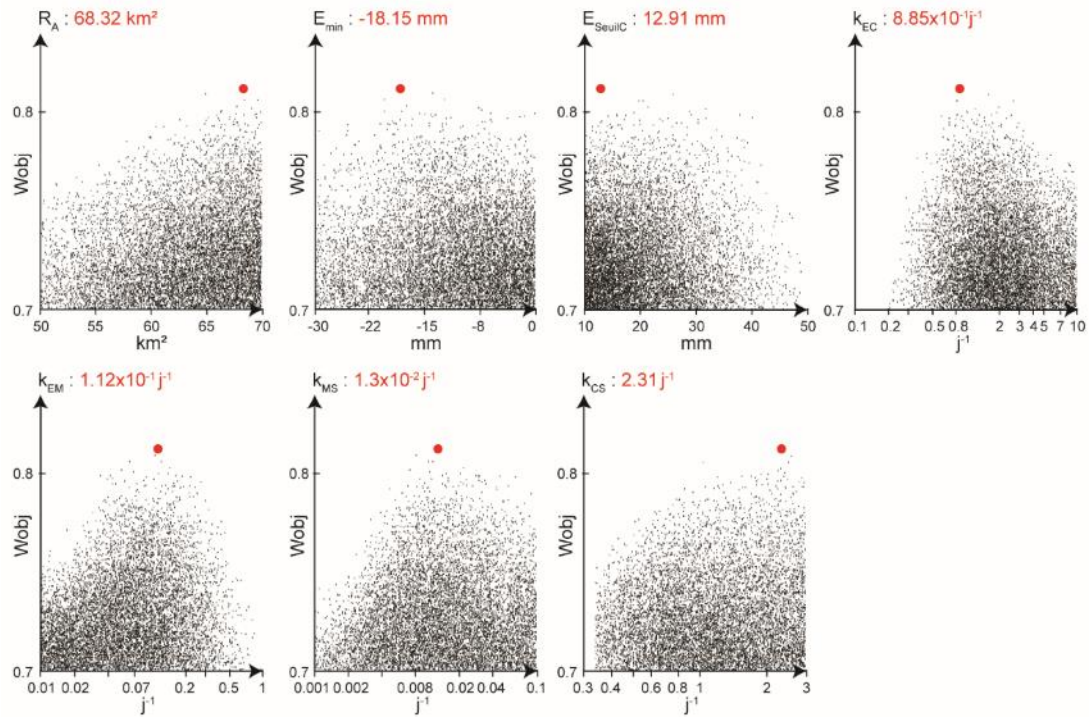


Figure 3-5 Analyse de la sensibilité des paramètres du modèle pluie-débit (procédure de Monte-Carlo). Wobj = fonction objectif. Le meilleur ajustement avec la fonction objectif choisie est représenté par un point rouge, les valeurs de chaque paramètre sont indiquées en haut de chaque graphique.

Le paramètre E_{SeuilC} a une importante influence sur la séparation de l'écoulement entre la composante rapide (conduit) et lente (matrice). En effet, si ce seuil n'est pas atteint l'eau rechargera seulement le réservoir Lent (M) ou sera disponible pour l'évapotranspiration. Le graphique pour le k_{EC} montre une forme en cloche avec une valeur optimum à 8.85×10^{-1} mm/j. Les graphiques de dispersion des coefficients de récession pour la composante lente de l'écoulement (depuis le réservoir E au réservoir M puis à la source, k_{EM} et k_{MS}) montrent une grande forme de cloche, en particulier pour k_{EM}. Le jeu de

paramètres optimum calés par le modèle est figuré par des points rouges sur la Figure 3-5 (donnés dans le Tableau 3-2) et se situe dans une plage acceptable de valeurs possibles pour chaque paramètre.

6.5 Indices de sensibilité

Les indices de sensibilités de premier ordre et selon l'effet total sont présentés dans le Tableau 3-4 suivant. L'indice de sensibilité selon l'effet total indique la sensibilité globale de la performance du modèle des paramètres, évaluée selon la fonction objectif, dans les plages de variations définies par l'utilisation. Les paramètres le plus sensibles sont par ordre de sensibilité, E_{SeuilC}, k_{EM}, k_{EC}, k_{MS}, alors que les moins sensibles sont E_{min}, k_{CS} et R_A. D'un point de vue théorique, la faible sensibilité d'E_{min} suggère que la structure du modèle devrait être modifiée en supprimant ce paramètre, sans impact sur la performance de la fonction objectif. L'utilisateur peut ensuite décider de conserver ou de supprimer les paramètres les moins sensibles. Dans ce cas, le paramètre E_{min} est conservé afin d'ajouter une capacité de stockage dans l'épikarst. La faible sensibilité du paramètre de la surface de recharge (R_A) est due à la gamme de variations faible établie selon les connaissances géologiques de la région.

Tableau 3-4 Indices de sensibilité (indice de 1er ordre ou de l'effet total), rangs, et indices des interactions entre les paramètres.

Paramètre	Indice de 1er ordre (S_i)	Indice de l'effet total (S_{ti})	Rang S_i	Rang S_{ti}	Interactions entre paramètres : (S_{ti}-S_i)/S_{ti} (%)
E_{SeuilC}	0,214	0,332	1	1	59,94
k_{EC}	0,142	0,286	2	3	36,92
k_{MS}	0,135	0,214	3	4	50,35
k_{EM}	0,125	0,312	4	2	35,54
E_{min}	0,035	0,116	5	5	73,33
k_{CS}	0,032	0,120	6	6	69,83
R_A	0,021	0,067	7	7	68,66

La dernière colonne du tableau ci-dessus donne un aperçu des interactions entre les paramètres. Le paramètre E_{min} présente des interactions très fortes avec les autres paramètres, probablement dû aux interactions avec E_{SeuilC} et R_A. En effet, plus E_{min} est négatif, plus la hauteur d'eau disponible pour l'évapotranspiration est élevée, ce qui induit une surface de recharge (R_A) plus élevée pour réduire les éventuelles erreurs de bilan hydrique. Les paramètres avec des interactions plus faibles sont k_{EM} et k_{EC}, qui régissent la quantité relative de flux vers les réservoirs inférieurs. Cependant, même ces deux derniers paramètres ne sont pas complètement indépendants : un coefficient k_{EC} plus fort ou la diminution de E_{SeuilC} (en gardant k_{EM} constant) réduira également la quantité d'eau qui s'infiltre dans le réservoir Lent (M).

6.6 Problèmes rencontrés avec la plateforme de modélisation KarstMod

Lors des tests réalisés sur l'aquifère de Dardennes dans cette thèse, plusieurs problèmes sont apparus. Dû au comportement hyper-dynamique de l'aquifère de Dardennes, les coefficients de récession calés étant très fort (supérieurs ou proches de 1 j^{-1}), le pas de temps de calcul n'était pas adapté à la dynamique du modèle. Les bilans hydriques n'étaient pas respectés. Des ajustements ont été réalisés afin de permettre une simulation respectant la quantité d'eau entrante et sortante. J'ai ainsi participé à l'amélioration du développement de l'outil KarstMod (Mazzilli et al., 2017).

7. Résultats et Discussion

7.1 Fonctionnement de l'aquifère de Dardennes : ce que le modèle Pluie-Débit permet de valider ou d'explorer.

Tout d'abord le modèle pluie-débit confirme l'hypothèse de l'étendue de la zone de recharge, déduite de l'étude géologique et géomorphologique, entre 50 et 70 km² (Figure 3-5). Mais les indices de sensibilité montrent que ce paramètre n'est que très peu sensible à la valeur choisie et ne peut être spécifié plus précisément. Ensuite, les bons résultats du modèle ont validé le modèle conceptuel de fonctionnement de l'aquifère. Le fonctionnement de l'aquifère peut être simplifié par deux composantes d'écoulement principaux de l'épikarst à l'exutoire : une composante lente et une rapide. En outre, les précipitations sont séparées dans le compartiment épikarst-sol, entre une réserve disponible pour l'évapotranspiration et l'infiltration pour les deux compartiments inférieurs (lent et rapide).

La Figure 3-6a montre les chroniques de débit simulé et observé sur les périodes de calage et de validation. Le débit simulé est représenté en fonction du jeu de paramètres et de la période de calage P1, présenté dans le Tableau 3-2, qui a donné le meilleur résultat sur la fonction objectif. L'allure générale de la chronique de débit est bien reproduite lors des périodes d'étiage ainsi que les variations de débit lors des crues. Le débit de base est bien simulé avec une longue courbe de récession en basses-eaux, en été et au début de l'automne. Pendant les évènements pluvieux, chaque crue observée est simulée avec le modèle pluie-débit même si le débit simulé maximum n'est pas toujours très bien représenté. A la fin de la période d'étiage, principalement entre septembre et octobre, le modèle atténue le transfert des précipitations jusqu'à la source, en remplissant le réservoir Epikarst jusqu'au seuil limite (E_{SeuilC}). Mais ce stockage n'est pas suffisant et les crues simulées restent trop élevées comparées au débit observé. Ceci montre que l'impact des premières précipitations après une période d'étiage, est réellement atténué dans l'épikarst et dans l'aquifère. Le modèle simule donc mal ces périodes, mais met en exergue que la réaction du système karstique n'est pas la même en étiage et durant les périodes pluvieuses. Les précipitations infiltrées peuvent être stockées dans l'aquifère afin de remplir la réserve d'eau souterraine dans la zone non saturée. Cet effet sera augmenté durant la période d'étiage. Le stockage peut alors être augmenté par la limite variable de la charge hydraulique contrôlée par le niveau d'eau dans la retenue artificielle, régulé par l'usine. La variation du niveau d'eau dans l'aquifère en relation avec les variations du niveau d'eau dans le lac n'est pas prise en compte dans ce modèle pluie-débit. C'est une condition aux limites qui pourrait être intégrée dans un autre modèle, lors d'une étude complémentaire future.

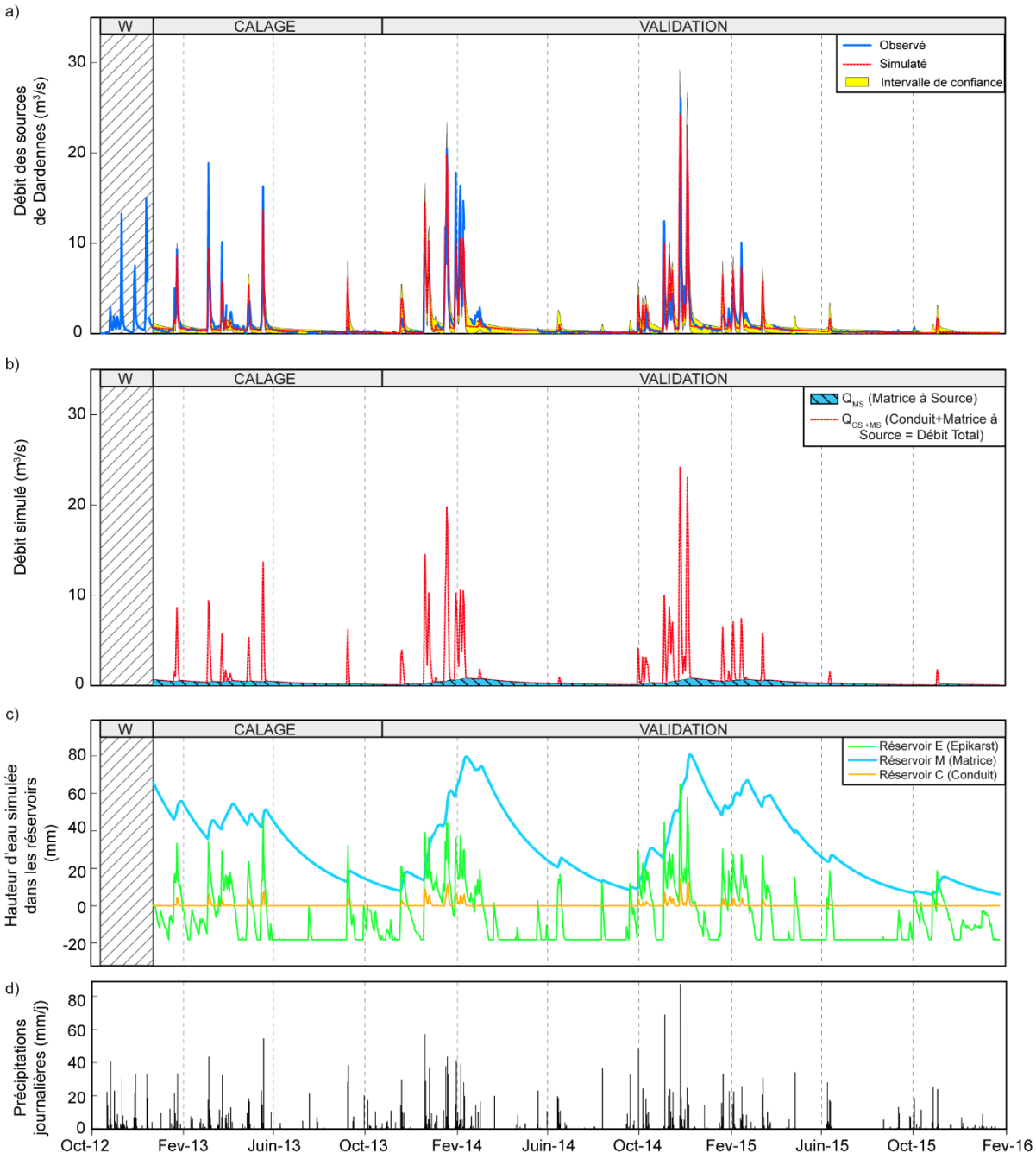


Figure 3-6 Résultats du modèle pluie-débit. W= « warm-up » ou période de chauffe. a) Débit observé et simulé. b) Débit internes simulés depuis le réservoir Matrice jusqu'à la source et le débit total à la source (réservoir Conduit + Matrice). C) Niveaux d'eau simulés dans les trois réservoirs (E, M et C). d) Précipitations journalières (moyenne des trois stations météorologiques).

La déconvolution du débit selon les deux réservoirs Matrice et conduit est représentée sur la Figure 3-6b. Cela permet de quantifier respectivement la part d'écoulement rapide et lent du débit total. Le débit du réservoir Matrice jusqu'à la source montre une variation saisonnière lisse et une longue courbe de récession. Le débit du réservoir Conduit jusqu'à la source augmente et diminue très rapidement en quelques jours. Le modèle nous donne les informations sur les débits internes rapides et lents (Tableau 3-5).

Tableau 3-5 Moyenne annuelle des précipitations calculées en prenant la moyenne des trois stations météorologiques (Toulon La Mitre, Le Castellet aérodrome, Limate). Moyenne annuelle et le pourcentage de: Q_{MS}, le débit du réservoir Matrice à la source, et Q_{CS}, le débit du réservoir Conduit à la source. Q_{MS} donne le débit d'écoulement lent. Q_{CS} donne le débit d'écoulement rapide.

Année	Précipitations (mm)	Moyenne Q_{MS} (m^3/s)	Moyenne Q_{CS} (m^3/s)	Moyenne $Q_{simulé}$ (m^3/s)	% Q_{MS}	% Q_{CS}
2013	948	0,32	0,55	0,87	37	63
2014	1180	0,40	1,07	1,47	27	73
2015	578	0,29	0,18	0,48	61	39
Moyenne des 3 années	902	0,34	0,60	0,94	36%	64%

Pendant les trois ans d'étude, du 1er janvier 2013 au 31 décembre 2015, 64% de l'eau infiltrée s'écoule à travers le réservoir rapide (réservoir C) et 36% à travers le réservoir lent (réservoir M) jusqu'à la source. Les pourcentages sont différents selon les années. En 2013, les pourcentages sont à peu près les mêmes que sur toute la période d'étude. Mais en 2014, l'année fut pluvieuse (1180 mm de pluie), l'écoulement rapide est majoritaire, représentant 73% du débit simulé, avec une moyenne de Q_{CS} de 1,07 m^3/s. Au contraire, l'année sèche de 2015 (578 mm de pluie) a montré que l'écoulement lent est majoritaire, représentant 61% du débit simulé. Sur les trois ans d'étude, le débit de base simulé, Q_{MS}, est quasiment constant entre 0,29 et 0,40 m^3/s. Cela montre que le débit de base est un composant stable de l'écoulement dans l'aquifère de Dardennes.

La Figure 3-6c montre les trois niveaux d'eau internes des réservoirs en millimètre sur la période d'étude. Le réservoir Epikarst présente des valeurs négatives, dues à un niveau d'eau E_{min}, qui lui-même représente la quantité d'eau disponible pour l'évapotranspiration (calé E_{min}= -18.15 mm), l'équivalent d'une réserve utile ou facilement utilisable. Ces niveaux d'eau varient en fonction des évènements pluvieux. Lorsque le niveau d'eau est au-dessus de 0 mm dans le réservoir Epikarst, la recharge de l'aquifère devient effective et alimente le réservoir M et donc le débit de base. La zone non saturée fournit ce débit de base, avec ces centaines de mètres d'épaisseur et par le débit lent dans la matrice hydrogéologique de la zone saturée, drainée par le réseau karstique bien connectée à la source. Si le niveau d'eau dans le réservoir Epikarst dépasse le E_{SeuilC}, calé à 13 mm environ par le modèle, l'écoulement rapide est activé. Le niveau d'eau dans le réservoir Conduit augmente et revient à zéro très rapidement, comme les coefficients de récession sont très forts (k_{EC} et k_{CS}) et le seuil présent dans le réservoir Epikarst. Le niveau d'eau dans le réservoir M possède une plus grande amplitude que les autres, qui est saisonnière. En effet, le réservoir M se remplit lors des périodes pluvieuses, lorsque le niveau d'eau dans le réservoir E est supérieur à zéro. Le niveau d'eau dans M diminue doucement, avec un faible coefficient de récession (k_{MS}).

Le coefficient de récession k_{EC} est tellement fort (Tableau 3-2) que lorsque le niveau d'eau dépasse le E_{SeuilC}, l'eau dans le réservoir E est transféré dans le réservoir Conduit en très peu de temps (de l'ordre de quelques jours maximum) et donc elle n'est plus disponible pour alimenter le réservoir Matrice. Ainsi si les précipitations sont intenses ou plutôt faibles, le débit qui alimente le débit de base reste le même. De plus, le niveau d'eau simulé dans le réservoir Rapide (C) est comparé avec le niveau d'eau observé dans le conduit du Ragas selon l'équation 3.11. Les crues de janvier/février 2014 illustrent ces niveaux d'eau (Figure 3-7a) et de novembre 2014 (Figure 3-7b): i) le débit des crues est bien simulé par le modèle (Figure 3-6a) et ii) le niveau d'eau dans le lac est constant (123 mètres), il peut être utilisé comme niveau de référence afin de calculer la charge hydraulique qui augmente lors des crues.

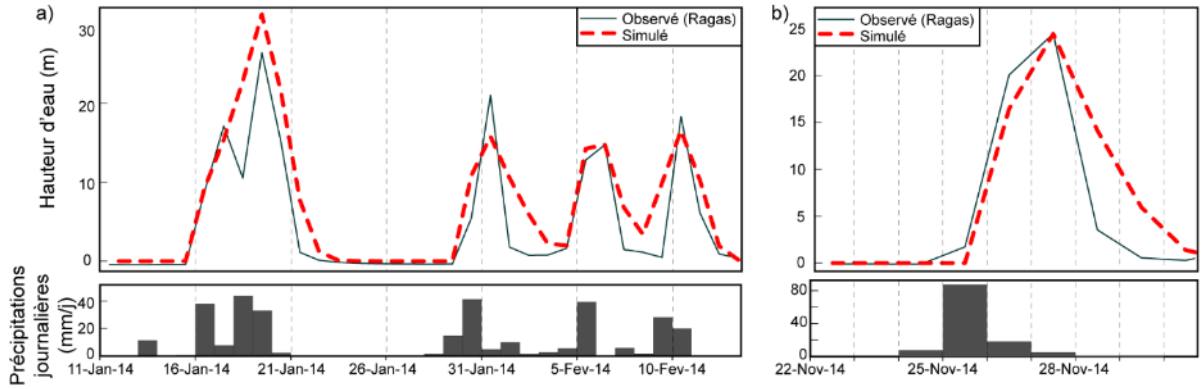


Figure 3-7 Niveau d'eau observé et simulé (moyenne journalière) dans le conduit du Ragas, au-dessus du niveau d'eau maximum du lac, la référence 0 équivaut à 123 mètres d'altitude in-situ quand le lac déborde par le déversoir. Le niveau d'eau simulé du réservoir Conduit est converti en hauteur d'eau au-dessus de 123 mètres. a) Crue de janvier/février 2014 (avec un emmagasinement karstique= 3,6 × 10^{-4}). b) Crue du 26 novembre 2014 (avec un emmagasinement karstique = 5,7× 10^{-4})

Afin de faire correspondre graphiquement le niveau d'eau observé, l'emmagasinement karstique est fixé à 3,6 × 10^{-4} pour les crues de janvier/février 2014 et à 5,7 × 10^{-4} pour la crue de novembre 2014. La valeur de l'emmagasinement karstique est 10 fois plus petite que la valeur constatée sur le système karstique de la source du Lez, de 3 × 10^{-3} dans des conditions de pompage (Fleury et al., 2009; Mazzilli et al., 2011; Roesch and Jourde, 2006) et 100 fois plus petite que la porosité effective trouvée par Fu et al. (2016), de 3 × 10^{-2} pour un petit bassin versant de 1,14 km² dans des roches du Carbonifère. Les variations de niveau d'eau et le dynamisme des crues sont bien simulés, montrant que le réservoir Rapide du modèle permet de représenter l'écoulement rapide à travers le réseau karstique, comme observé dans le conduit du Ragas.

7.2 Quantification du débit de base et du débit rapide dans l'aquifère karstique

La quantification des débits de base et des débits rapides des sources karstiques est un sujet qui a fait le sujet de nombreuses études depuis des décennies, en utilisant les analyses des récessions (e.g.Atkinson, 1977; Baedke and Krothe, 2001; Fiorillo, 2014; Fu et al., 2016; Geyer et al., 2008; Kovács and Perrochet, 2008; Kovács et al., 2005; Mangin, 1975; Padilla et al., 1994). Par exemple, Padilla et al. (1994) ont trouvé un débit de base pour quatre sources karstique en Espagne correspondant à 100 %, 91 %, 90 % et 40 % du débit total. Fu et al. (2016) ont trouvé que 25 % du débit passe par les conduits karstiques et donc 75 % passe par les fractures et la matrice. Les résultats vont varier en fonction des aquifères karstiques et des précipitations. Précédemment, il a été montré que la contribution du débit de base au débit annuel total des sources de Dardennes était de 27 à 61 %, selon une année pluvieuse ou sèche respectivement (Tableau 3-5) ; l'année la plus sèche représente la proportion la plus importante du débit de base, même si la valeur annuelle moyenne du débit de base est plus faible que les autres années.

La Figure 3-8 présente plusieurs crues successives au mois de janvier/février 2014 avec les débits simulés et observés, les niveaux d'eau simulés dans les réservoirs, les proportions du débit de base et du débit rapide.

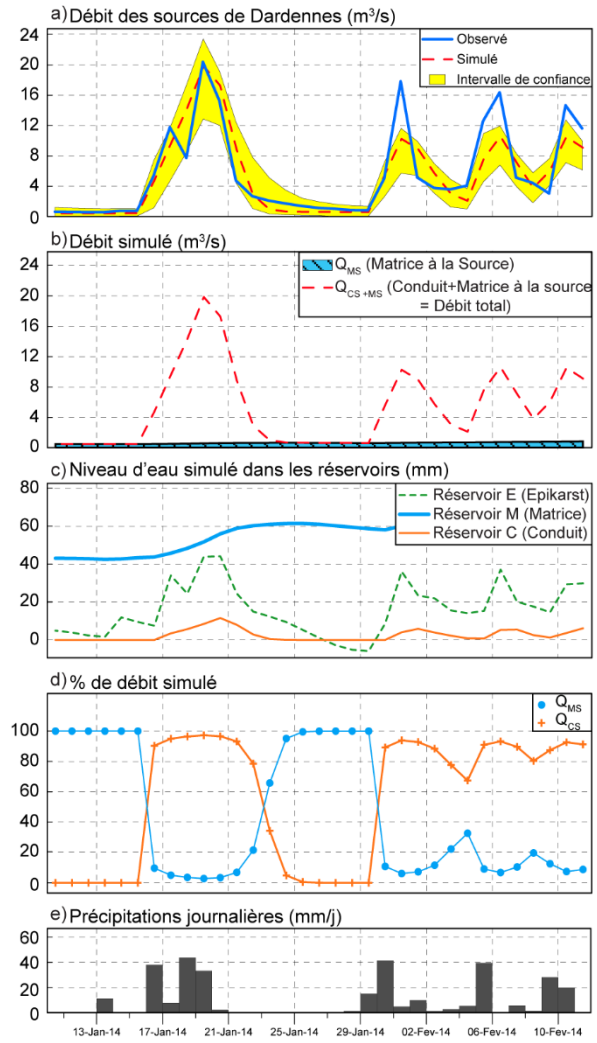


Figure 3-8 Simulations pour les crues de janvier à février 2014. a) Débit simulé des sources de Dardennes. b) Débits internes simulés. C) Niveaux d'eau simulés dans les trois réservoirs : Epikarst (E), Lent (M) et Rapide (C). D) Pourcentage de débit simulé pour Q_{MS} (écoulement du Réservoir M à la source = débit de base) et Q_{CS} (écoulement du réservoir C à la source : débit de crue).

Avant les crues, le débit simulé ne provient que du réservoir matrice (100% de Q_{MS}, 0% de Q_{CS}). En un jour, la tendance s'inverse et la proportion de l'écoulement rapide augmente considérablement et atteint un maximum de 97% lors du pic de crue. Pendant 6 jours le débit provenant du réservoir rapide reste élevé et supérieur à 90%. Comme l'eau n'est pas stockée dans le réservoir Conduit du modèle, le débit de pointe à la source est fortement corrélé à la quantité de pluie infiltrée. Toutefois, le modèle ne donne pas l'origine de l'eau à la source durant la crue. Cette forte contribution des précipitations à l'écoulement rapide montre que l'aquifère est très transmissif à travers son réseau karstique. Comme le débit de base reste important, autour de 0,34 m^3/s en moyenne (Tableau 3-5), il ne faut pas négliger l'écoulement à travers les fissures et la matrice.

Selon notre modèle conceptuel établi et appliqué pour le modèle pluie-débit, l'écoulement rapide génère des crues et ne fait pas réellement augmenter le stockage de l'eau souterraine. Ceci est vrai lors des périodes de hautes-eaux, lorsqu'il y a plusieurs crues qui se suivent, l'écoulement rapide (Q_{CS}) est le débit majoritaire à la source et seule la contribution lente de la recharge, Q_{EM}, augmente le stockage de l'eau souterraine (le niveau d'eau augmente dans la matrice). Néanmoins, nous avons vu précédemment que l'eau souterraine, à la fin de la période d'étiage, est partiellement stockée dans la matrice de l'aquifère et ne génère pas de crue. Ceci n'est pas incorporé dans le modèle pluie-débit.

7.3 Caractérisation du dynamisme des aquifères karstiques

Dans la section précédente, la quantification de l'écoulement rapidement et du débit de base est une méthode classique, en calant des coefficients de récession d'un modèle pluie-débit. A l'échelle de la

crue, l'hydrogramme peut être séparé selon la somme d'une ou plusieurs courbes de récession (Fiorillo, 2014). Comme indiqué par Kovács and Perrochet (2008), le nombre de courbes de récession n'est pas nécessairement représentatif du nombre de compartiment drainé par la source. L'hydrogramme d'une source karstique sera décrit simplement par deux composantes : un écoulement rapide et un écoulement de base, avec des variables dépendantes du cas d'étude (Ford and Williams, 2013). Cette étude propose de caractériser le dynamisme des aquifères karstiques en étudiant les coefficients de récession calés par un modèle pluie-débit avec deux réservoirs (Lent et Rapide, respectivement l'écoulement lent et rapide) se vidangeant vers la source. Le modèle permet une estimation des coefficients de récession sur une chronique de données et peut ensuite être utilisé pour la caractérisation du dynamisme des aquifères karstiques.

Six exemples de la littérature sont compilés, du sud de la France et en Espagne, en région Méditerranéenne, avec un contexte climatique et géologique semblable (Jurassique et Crétacé inférieur), localisés sur la Figure 3-9.

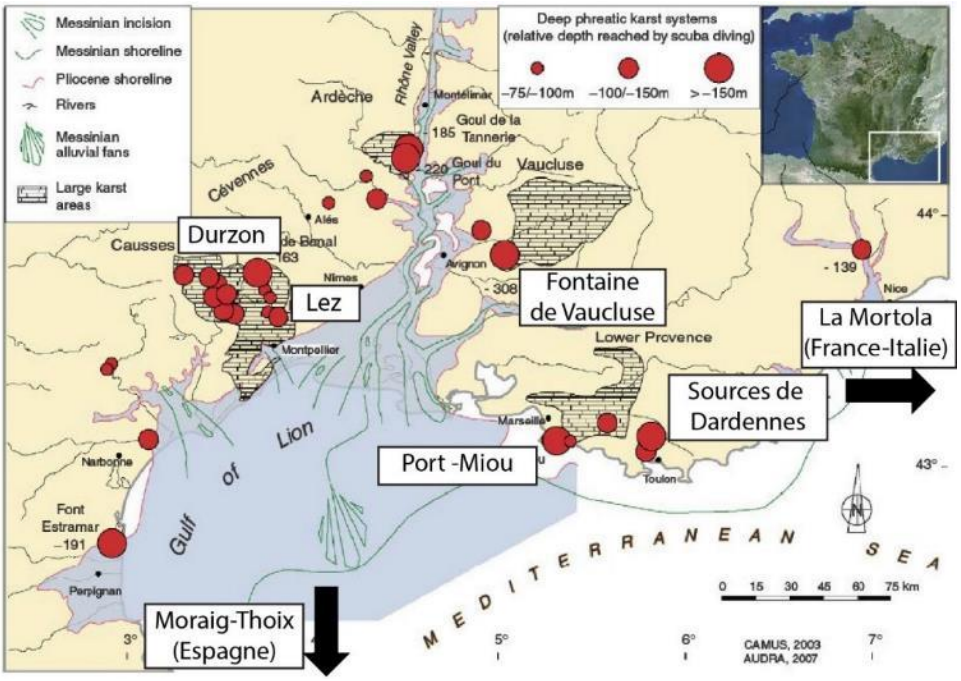


Figure 3-9 Systèmes karstiques profond du pourtour méditerranéen français. Tous les systèmes karstiques sont connectés à la méditerranée ou aux rias Pliocènes (vallées ennoyées)

Dans ces 6 exemples, 7 modèles à réservoirs qui ont été appliqués (Arfib and Charlier, 2016; Fleury, 2005; Fleury et al., 2007a; Fleury et al., 2007b; Fleury et al., 2009; Fleury et al., 2007c; Tritz et al., 2011). La plupart d'entre eux ont été identifiés comme les sources principales karstiques de France (Chen et al., 2017). Les données sont synthétisées dans le Tableau 3-6, avec pour chaque cas d'étude : les coefficients de récession lent et rapide, le nombre de réservoirs utilisés dans le modèle pluie-débit, le débit observé minimum (Q_{min}) et maximum (Q_{max}), le rapport entre Q_{max} et Q_{min} et l'aire de recharge de l'aquifère.

Tableau 3-6 Synthèse des coefficients de récession de la littérature pour des modèles à réservoirs dans des systèmes karstiques dans un environnement Méditerranéen.

Cas d'étude	Auteurs	k_{lent} (j^{-1})	k_{rapide} (j^{-1})	k_{autre} (j^{-1})	Nombre de réservoir sous le réservoir Epikarst	Q_{min} (m^3/s)	Q_{max} (m^3/s)	Q_{max}/Q_{min}	Aire recharge (km^2)
Source de Fontaine de Vaucluse (France)	Fleury et al. (2007c)	$6,0 \times 10^{-3}$	$6,0 \times 10^{-2}$		Deux réservoirs	4,0	150	38	1100
Source sous-marine de Port-Miou (France)	Arfib et Charlier (2016)	$1,1 \times 10^{-2}$	$1,9 \times 10^{-1}$	$1,0 \times 10^{-4}$ (réservoir profond)	Trois réservoirs	3,0	50	17	400
Source du Lez (France)	Fleury et al. (2009)	$5,0 \times 10^{-2}$	$5,0 \times 10^{-1}$	$8,0 \times 10^{-2}$ (réservoir de la zone saturée)	Trois réservoirs	0,5	16	32	130
Source du Durzon (France)	Tritz et al. (2011)	$4,0 \times 10^{-3}$	$2,0 \times 10^{-2}$*		Un réservoir + une fonction d'hystérèse	1,0	20	20	116
	Fleury (2005)	$1,5 \times 10^{-3}$	$1,8 \times 10^{-1}$		Deux réservoirs				
Source de Moraig-Toix (Espagne)	Fleury et al. (2007b)	$3,0 \times 10^{-3}$	$1,5 \times 10^{-1}$	$3,0 \times 10^{-1}$	Trois réservoirs	0,44	10	23	220
Source de La Mortola (France-Italie)	Fleury et al. (2007a)	$8,0 \times 10^{-3}$	$2,0 \times 10^{-2}$		Deux réservoirs	0,02	0,17	9	30
Source de Dardennes (France)	Cette étude	$1,2 \times 10^{-2}$*	2,83*		Deux réservoirs	0,1	27	270	68

*Les valeurs sont initialement en mm/j mais converties en j^{-1} avec une L_{ref}=1 mm

Avec cette base de données, la source de Fontaine de Vaucluse présente l'aire d'alimentation la plus importante (1100 km²), et le plus important débit maximum (150 m^3/s). Excepté la source de la Mortola (avec seulement une aire de recharge de 30 km²) et les sources de Dardennes, toutes les sources présentent une aire de recharge comprise entre 116 et 1100 km², avec un débit maximum compris entre 10 et150 m^3/s. Le rapport Q_{max}/Q_{min} varie entre 9 et 38. L'aquifère de Dardennes possède le troisième débit maximum pour la plus petite surface de recharge parmi les 5 sources principales (Fontaine de Vaucluse, Port-Miou, Lez, Durzon, Moraig-Toix). Son rapport Q_{max}/Q_{min} est très élevé (270), 10 fois supérieur à la gamme de valeurs des autres sources, montrant l'importante variation de débit de cet aquifère karstique très dynamique.

Pour chaque source karstique dans la base de données, le modèle pluie-débit possède au moins deux réservoirs alimentant la source. Les valeurs des paramètres de calage des modèles sont extraites des articles scientifiques. Les différents exemples n'ont pas été tous simulés avec la même plateforme de simulation. Le coefficient de récession le plus important est attribué au réservoir Rapide (C) et le plus faible au réservoir Lent (M) peu importe leur gamme de valeurs (Tableau 3-6). Pour la source du Durzon,

deux modèles à réservoirs sont disponibles, avec ou sans une fonction d'hystérèse, pour incorporer un seuil. Certains aquifères nécessitent une structure spéciale de modèle, comme la source sous-marine de Port Miou (Arfib and Charlier, 2016), avec un réservoir profond qui a été ajouté afin de bien simuler la salinité liée à l'intrusion saline. Les valeurs de k_{lent}, la composante lente de l'écoulement de tous les aquifères, sont comprises entre $1{,}5 \times 10^{-3}$ et $5{,}0 \times 10^{-2}$ j^{-1} et pour le k_{rapide} entre $2{,}0 \times 10^{-2}$ et 2.83 j^{-1} (Tableau 3-6).

La distribution des k_{lent} et k_{rapide} pour les 7 modèles est présentée sur la Figure 3-10. Plus le k_{rapide} est fort, plus l'aquifère est dynamique, avec un transfert rapide des précipitations à la source, en crue.

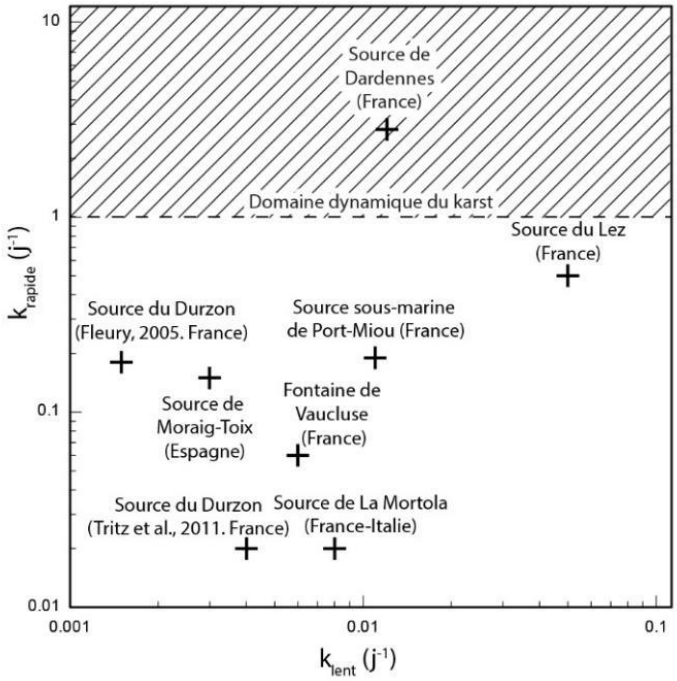


Figure 3-10 Représentation du dynamisme des aquifères karstique par les coefficients de récession lent et rapide calés selon un modèle à réservoirs pluie-débit. L'aquifère de Dardennes est comparé à 6 autres sources dans le même contexte Méditerranéen. Les axes ont une échelle en Log_{10}.

La source de Fontaine de Vaucluse, qui est la source la plus importante de la base de données avec un conduit karstique vertical très important comme exutoire, apparait pour être une des moins dynamiques. L'atténuation de l'onde de pression peut être expliquée par une zone non-saturée très importante et par la présence de rivières souterraines dans la zone saturée (Jouves et al., 2016) ainsi qu'une importante surface d'alimentation de l'aquifère, qui va augmenter la distance entre l'infiltration et l'exutoire à la source. La source de Port Miou, la source du Lez et les sources de Dardennes sont également des sources de type Vauclusien, avec un large et profond conduit karstique comme exutoire et qui va drainer la matrice et le réseau karstique de l'aquifère. Cependant, ces quatre sources ont un comportement différent. La source de Port-Miou possède un fonctionnement karstique proche de la source de Fontaine de Vaucluse, avec une grande surface d'alimentation et un débit minimum élevé. Les deux sources sont très proches sur la Figure 3-10. La source du Lez possède un k_{rapide} très élevé qui va générer des crues durant des épisodes pluvieux, mais elle se démarque principalement par son fort k_{lent}, qui va également contribuer aux crues karstiques. Avec un k_{lent} élevé, le débit va rapidement diminuer en périodes de basses-eaux. Le stockage d'eau douce nécessaire pour l'alimentation en eau potable est disponible dans la partie saturée de l'aquifère, qui est reliée au conduit karstique principal, sous l'exutoire (Fleury et al., 2009). Les sources de Dardennes se démarquent des autres sources de la base de données, avec un k_{rapide} très élevé, environ 10 fois plus fort que les autres. Ces sources montrent un fonctionnement karstique fortement dynamique, avec un k_{rapide} supérieur à 1 j^{-1}. Ce coefficient de récession très fort facilite les crues éclairs à la source, avec de forts pics de débit qui vont contribuer à des crues éclairs dans la rivière

en aval. Nous avons déjà discuté que ce comportement dynamique est lié à : (1) la recharge de l'aquifère (intensité des précipitations et la concentration de l'infiltration), (2) l'évolution géologique du massif karstique comme les structures karstiques verticales qui vont recouper plusieurs étages lithologiques, les structures karstiques horizontales dans l'aquifère profond semi-captif des dolomies, et un conduit karstique remontant reliant la partie profonde de l'aquifère à l'exutoire. Ces structures permettent ainsi à plus de 90 % du volume d'eau infiltré de s'écouler rapidement lors des crues.

Cette forte valeur de k_{rapide}, suggère que l'aquifère karstique est très bien connecté avec un réseau organisé. Comparé à la source de Port-Miou et de Fontaine de Vaucluse, les sources de Dardennes possèdent un k_{lent} proche, de $1{,}2 \times 10^{-2}$ j^{-1}, mais un débit minimum bien plus faible du fait de leur faible surface d'alimentation. Cela montre que la zone non-saturée et le niveau piézométrique au-dessus de l'exutoire constituent une réserve importante, limité par la surface de la zone de recharge. Cependant, comme pour la source du Lez, la réserve principale en eau souterraine se situe sous l'exutoire des sources dans une zone importante du réservoir carbonaté.

8. Prédictions des débits de crues lors d'un événement pluvieux exceptionnel

8.1 Crues éclairs

En raison des caractéristiques de l'écoulement des eaux souterraines au sein des systèmes karstiques, les crues sont différentes que sur des terrains non-karstiques. Le volume d'eau souterraine mobilisé dans de telles crues peut être très important. Au sein des systèmes karstiques, les « crues éclairs » sont identifiées comme des dangers majeurs entrainant de grave dommages humains et matériels. C'est directement lié à la structure et aux propriétés hydrauliques de l'aquifère. Les crues éclairs peuvent être provoquées par plusieurs facteurs (Bonacci et al., 2006) : (1) un fort taux d'infiltration, (2) un écoulement très rapide dans les conduits karstiques, (3) très bonne connectivité entre la zone d'infiltration et l'exutoire, (4) mise en charge rapide de la zone noyée.

L'importance des eaux souterraines doit être pris en compte dans le développement des outils de prévision (Maréchal et al., 2008). Récemment (Coustau et al., 2012; Fleury et al., 2013b) ont développé des modèles et des outils graphiques pour la prédiction des crues éclairs.

Un système karstique très fortement dynamique peut provoquer d'importantes conséquences sur le risque de crue et la gestion de l'eau potable. Ainsi, les crues éclairs dans les cours d'eau sont très souvent corrélées au ruissellement urbain (Miller et al., 2014) ou à des surfaces géologiques imperméables, et ce phénomène augmente, dans un environnement Méditerranéen, avec des évènements pluvieux de type Méditerranéens (Merz and Bloschl, 2003; Nied et al., 2014) ainsi qu'avec la contribution du karst (Maréchal et al., 2008; Vannier et al., 2016). Le volume d'eau écoulé lors des crues représente un fort taux de recharge. Ce volume n'est pas disponible pour l'eau potable. Le bilan hydrique nécessaire pour estimer un rendement durable devrait tenir compte de cette partie de l'eau souterraine qui ne constitue pas une réserve disponible. Cependant, lorsque le réseau karstique très transmissif est localisé sous le niveau de base, il constitue une zone naturelle de stockage de l'eau, qui se reconstitue très rapidement lors des crues et connecte et draine les blocs imperméables de la matrice (Kovács and Perrochet, 2008).

8.2 Simulations d'événements extrêmes

L'analyse précédente nous a montré le dynamisme de l'aquifère karstique de Dardennes et les bons résultats du modèle pluie-débit. Le modèle calé est ensuite utilisé afin de prédire les débits des crues lors d'évènements Méditerranéen pluvieux exceptionnels.

Sur toute la période d'étude, seulement 6 événements pluvieux ont dépassé les 50 mm/j et un seul les 80 mm/j (Figure 3-6). Cependant, en climat Méditerranéen, les précipitations journalières de 300 mm/j et même supérieures sont connues (Gaume et al., 2009; Meteo-France, 2017a), comme l'évènement de

Draguignan, le 15 juin 2010 (Meteo-France, 2017b; Ruin et al., 2014), localisé à environ 60 km de Dardennes. Il y a eu un évènement pluvieux d'au minimum 270 mm/j qui a causé des dommages humains et matériels très importants. La région de Dardennes sera un jour susceptible de faire face à un évènement Méditerranéen pluvieux très intense. Afin de simuler ceci, une pluie artificielle est insérée au sein de la chronique de données. Comme ce type d'évènement pluvieux se passe particulièrement au printemps (mai ou juin) ou en automne (septembre à décembre), une pluie artificielle le 15 mai 2015 est ajoutée en prenant le modèle précédemment calé. Les conditions initiales sont les valeurs simulées précédemment présentées sur la Figure 3-6 ; le 14 mai 2015 : $E_0=E_{min}$, C_0=0 mm, M_0=33.58 mm, ET=5.7 mm/j.

Le débit journalier simulé aux sources de Dardennes résulte alors de l'évènement pluvieux artificiel présenté sur la Figure 3-11. Deux cas d'étude différents sont présentés : le premier cas, le réservoir Epikarst est vide le 14 mai 2015, deuxième cas le réservoir Epikarst est rempli grâce à une pluie artificielle ajoutée de 30 mm/j le 14 Mai 2015. Les résultats sont représentés sur la même figure (Figure 3-11).

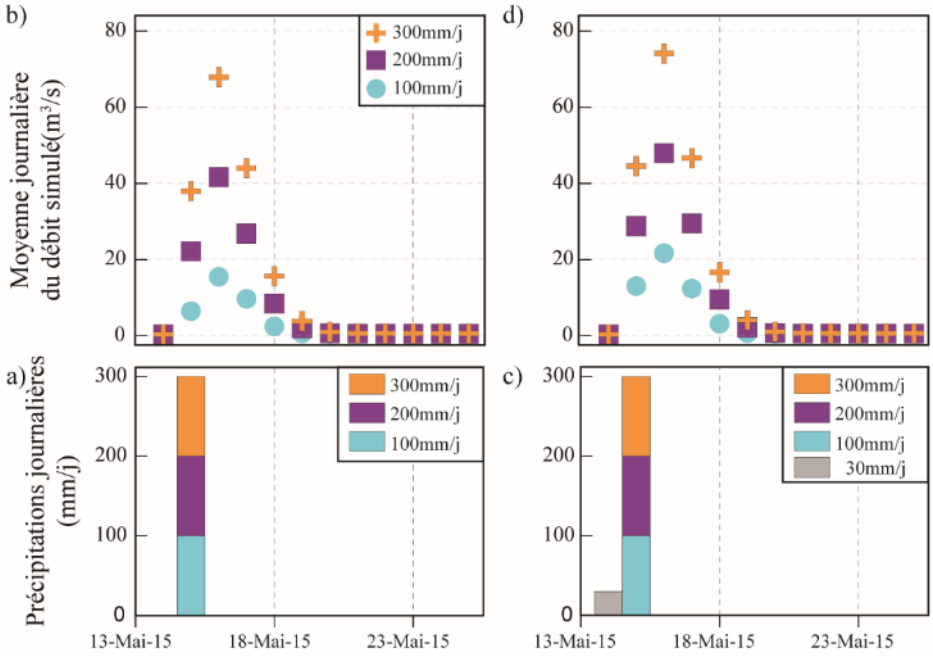


Figure 3-11 Utilisation du modèle pluie-débit calé afin de prédire le débit dans le cas d'un évènement pluvieux exceptionnel, sur un jour. a) Précipitation artificielle (3 tests : 100 mm/j, 200 mm/j ou 300 mm/j) insérée dans la chronique de données le 15 mai 2015, b) Prédictions du débit journalier artificiel aux sources de Dardennes selon les trois évènements artificiels pluvieux.

Selon le modèle pluie-débit, avec respectivement 100 mm/j, 200 mm/j et 300 mm/j, le pic de débit journalier peut atteindre 15 m^3/s, 42 m^3/s et 68 m^3/s dans le cas I et 21 m^3/s, 48 m^3/s et 74 m^3/s dans le cas II. Les trois évènements pluvieux ont généré des crues éclairs, avec un pic de débit le jour d'après la pluie. En deux jours, le débit diminue nettement, et l'écoulement rapide (réservoir Rapide) s'arrête en 4 ou 5 jours. Les précipitations ont également rechargé le réservoir lent et donc augmenté l'écoulement lent. La descente de la courbe de récession correspond principalement au débit de l'écoulement lent. Le modèle montre que dans le cas d'un évènement extrême, l'aquifère karstique transfère l'eau infiltrée des précipitations de toute la zone d'alimentation. Cela va générer des crues éclairs karstiques en direction de la rivière Las, le cours d'eau Méditerranéen qui traverse la ville de Toulon. Les crues éclairs ont déjà été observées dans ce cours d'eau avec une contribution du karst ou du ruissellement urbain selon l'évènement pluvieux (Arfib et al., 2016). La contribution du karst à ces crues augmente la crue dans le

cours d'eau et les conséquences dangereuses, comme cela a pu être observé par Maréchal et al. (2008) pour le système karstique de la Fontaine de Nîmes.

La validation de ces résultats montre des limites à l'utilisation de ce modèle pour les prédictions de débits. Premièrement, le modèle pluie-débit est calibré pour des événements pluvieux exceptionnels maximum de 80 mm/j, il n'y a pas de données validées pour des évènements plus importants. Deuxièmement, dans le cas I, le faible niveau d'eau initial dans le réservoir Epikarst atténue la crue. Le niveau d'eau dans le réservoir Epikarst avant l'événement pluvieux est de -18,15 mm, étant donné que E_{SeuilC}=12,91 mm, la quantité de précipitation nécessaire pour activer ce seuil est de 31,06 mm. Troisièmement, la géométrie du réseau karstique, comme l'exutoire du Ragas, peut limiter le débit de l'aquifère en hautes-eaux avec d'importantes pertes de charge qui vont limiter le débit maximum et prolonger la durée de la crue. Ou dans le cas contraire, pendant lors des périodes de hautes-eaux, certains chemins d'écoulements peuvent être activés et faciliter un écoulement rapide. Dernièrement, cette étude a déjà montré que le modèle surestime le débit de pointe à la fin de la période d'étiage. Un événement de pluie exceptionnel sera alors plus atténué par le stockage naturel dans l'aquifère ayant un niveau d'eau très bas, à la fin de l'été que pendant le printemps. Mais dans tous les cas, si deux événements pluvieux se succèdent, le second provoquera des mises en charge plus importantes.

Pour aller plus loin sur les prédictions de crue de cet aquifère karstique dynamique, les variations de débit et de niveaux d'eau devraient être étudiés à un pas de temps plus fin et donc plus adapté aux variations de vitesses, au pas de temps horaire par exemple. En effet la moyenne journalière du débit réduit le réel pic de débit maximum. Les pics de crues simulés précédemment doivent être interprétés comme des valeurs minium des pics de débit lors des évènements pluvieux. De plus, l'hétérogénéité spatiale et temporelle de l'intensité des précipitations devrait être prise en compte.

9. Synthèse

Le modèle pluie-débit contribue en tant qu'outil indispensable pour travailler sur le fonctionnement d'un aquifère karstique. Il permet de répondre à plusieurs questions scientifiques :

- Quelle est la surface de recharge de l'aquifère karstique ?
- Quels peuvent-être les débits de base d'un aquifère karstique en étiage ?
- Quels sont les débits de crues maximum attendus lors d'événements pluvieux exceptionnels ?
- Existe-il une relation de drainage entre la matrice hydrogéologique et les conduits karstiques ?
- Comment varient les niveaux d'eau au sein des conduits karstiques ?
- Peut-on simuler des scénarios de pompage dans l'aquifère karstique ?

Toutes ces questions scientifiques peuvent être abordées avec un modèle pluie-débit, et particulièrement avec la plateforme de modélisation KarstMod.

Le système de Dardennes illustre le fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère karstique très dynamique. Le modèle pluie-débit est un outil utile pour : 1) valider le modèle conceptuel du fonctionnement de l'aquifère, (2) quantifier les parts d'écoulement lent et de rapide selon un pas de temps défini, (3) simuler des événements pluvieux extrêmes, (4) aider les gestionnaires de l'eau souterraine. La structure d'un modèle pluie-débit caractérise la structure et le fonctionnement de l'aquifère karstique. Il est donc important de comprendre le fonctionnement de l'aquifère avant de réaliser un modèle-pluie débit. Une méthode est alors mise au point pour que l'utilisateur se pose les bonnes questions scientifiques avant de choisir leur structure de modèle pluie-débit.

Le modèle pluie-débit a été calé avec la plateforme de modélisation KarstMod, sur la base de la procédure du tirage de Monte-Carlo avec un échantillonnage utilisant la séquence de Sobol. Le meilleur groupe de paramètres a été choisi sur 10000 simulations qui ont satisfaites Wobj>0,7, Wobj étant le critère de performance utilisant le critère de Nash-Sutcliffe et la Balance Error. Le modèle calé, permet une bonne simulation du débit des sources de Dardennes, en période d'étiage ou de hautes-eaux, avec un critère de performance Wobj=0,88 sur la période de validation.

Dans un tel aquifère dynamique, les débits à la source varient très rapidement selon les précipitations, générant des pics de crues sur un ou deux jours. Le débit d'écoulement rapide est le principal composant du débit total lors des crues, jusqu'à 90%. Ce comportement hydrodynamique s'explique par la recharge rapide, grâce au réseau karstique connecté et organisé dans les zones non-saturée et saturée de l'aquifère. Cette étude a montré que la faible intensité des précipitations permettait d'alimenter le débit de base et les forts événements pluvieux de type Méditerranéens alimentent à la fois le débit de base et le débit de crue.

Une comparaison des systèmes karstiques méditerranéens est réalisée en termes de coefficients de récession calés lors de l'utilisation de modèle pluie-débit. Les systèmes possèdent des zones de recharge différentes, entre 30 et 1100 km². L'aquifère de Dardennes présente un comportement plus dynamique que les autres cas d'étude. En perspectives, il serait intéressant d'utiliser la plateforme de modélisation KarstMod afin de reproduire les débits des différents aquifères karstiques méditerranéens présentés avec la même structure de modèle. Ceci permettrait alors de comparer les différents systèmes en utilisant le même schéma numérique de résolutions des équations. Il serait alors intéressant de comparer ces systèmes en termes de coefficients de récession issus du modèle pluie-débit. Cela permettrait alors de prédire le dynamisme des aquifères karstiques et de donner des outils aux gestionnaires des ressources en eau karstiques.

L'approche globale du comportement d'un aquifère karstique peut être améliorée en affinant le pas de temps de la modélisation pluie-débit. Pour un système très dynamique, le pas de temps journalier est adéquat dans un but de gestion de la ressource en eau, mais ce pas de temps minimise les pics de crues réels. Si les données de débit ou de niveaux d'eau sont disponibles, un pas de temps horaire pourrait améliorer la prédiction des crues éclairs karstiques.

Chapitre 4 : Ressources en eau souterraine dans un système carbonaté karstique

Suite à tous les résultats et interprétations acquis sur la structure et le fonctionnement d'un aquifère karstique, il est ainsi possible d'en déduire des volumes d'eaux souterraines exploitables et une localisation de ces volumes à l'échelle des massifs karstiques régionaux.

Les sources karstiques ont la particularité de présenter de très fortes variations de débit. Le débit d'exploitation d'une telle source doit donc tenir compte de ces variations. Une gestion optimale de la ressource en eau repose donc sur le potentiel de régulation du débit entre la valeur minimale et optimale.

Les questions de ressources en eau souterraine sont alors abordées : Quelles sont les quantités d'eau prélevées ? Quelles sont les solutions pour exploiter au mieux l'aquifère et réduire les risques de crues éclair ? Est-ce applicable à l'aquifère de Dardennes ?

1. Comment l'évolution géologique structure l'aquifère karstique ?

Le modèle à réservoirs pluie-débit a permis d'établir un bilan hydrologique. La surface de recharge de l'aquifère de Dardennes est estimée à environ 70 km² grâce aux simulations du modèle. De plus, des écoulements rapides sont identifiés et comparés avec les variations de hauteurs d'eau dans le conduit du Ragas. La forte participation du débit rapide à l'écoulement induit des vides de grande dimension dans le système karstique et une très bonne connexion entre la zone non-saturée et la zone saturée. Des écoulements lents sont observés qui assurent le débit de base avec une faible variation saisonnière ; ils correspondent à la ressource en eau souterraine minimale disponible. Les observations géologiques de terrain valident l'estimation de l'aire de recharge de l'aquifère de Dardennes et définissent ainsi ses limites.

Les importantes et très rapides variations de niveau d'eau et de débit dans le conduit karstique du Ragas durant les crues, ont montré que l'aquifère de Dardennes est un karst très dynamique. Ce comportement est certainement dû à une combinaison de facteurs géologiques et karstiques. Premièrement, la recharge de l'aquifère, doit être concentrée et non diffuse afin de favoriser une infiltration d'eau rapide (Audra and Palmer, 2013a). Plusieurs grands conduits verticaux ainsi que des indices d'intense karstification sont observés sur le plateau de Siou Blanc, tels que des lapiaz, dolines, poljés, des couloirs d'altération et de fantômisation... (Figure 4-1). Les observations de terrains ont montré qu'il n'y avait pas de cours d'eau permanent ou de lac temporaire sur le bassin versant des sources de Dardennes. Les événements pluvieux intenses génèrent du ruissellement qui va atteindre des points d'infiltration rapides, comme les structures verticales (aven, fractures) ou les dolines. Sur le bassin versant, il n'y a pas non plus de sol épais ni de couverture imperméable qui pourraient ralentir l'infiltration. Deuxièmement, le transfert de pression de l'eau depuis l'aire de recharge jusqu'à l'exutoire doit être rapide à travers la zone non saturée et la zone saturée dans les conduits afin d'expliquer ce comportement dynamique. Le transfert de pression dans la zone saturée permet la propagation de l'onde de pression, et pousse l'eau déjà contenue dans l'aquifère vers l'exutoire. L'étude de la crue de février 2016 a montré un transfert de pression, l'eau d'infiltration rapide n'a pas atteint les sources de Dardennes. Cela est vrai pour certaines crues, particulièrement en période d'étiage, mais lors d'une succession de crues (exemple de novembre 2014), les arrivées d'eau d'infiltration rapide provoquent des diminutions de la température et de la conductivité électrique de l'eau.

L'aquifère de Dardennes est composé de roches du Crétacé inférieur, des calcaires de faciès Urgonien, et des roches du Jurassique supérieur, particulièrement des dolomies et des calcaires. Les calcaires de faciès Urgonien sont très peu poreux, selon les mesures réalisées (0,2 à 3%)., avec une porosité intergranulaire très faible (Leonide et al., 2014), avec la porosité et la perméabilité essentiellement contenues dans les failles et les fractures karstifiées. Ces fractures ont été identifiées sur le terrain traversant les carbonates du Jurassique ainsi que du Crétacé. Les roches du Jurassique supérieur peuvent être karstifiées par le processus de fantômisation (Dubois et al., 2014) dans la partie profonde de l'aquifère, comme cela a été observé dans la zone non saturée de l'aquifère de Dardennes. L'aquifère entier peut donc être traversé par des formes karstiques qui forment ainsi un large réseau interconnecté. Selon les résultats du modèle pluie-débit, le coefficient d'emmagasinement du karst calculé sur plusieurs crues est de l'ordre de 4×10^{-4} sur toute la période d'étude, dans les roches calcaires à faciès Urgonien pour une tranche d'altitude comprise entre 123 et 149 m, qui représente la zone de mise en charge du Ragas. Cette faible valeur ne représente qu'une partie de l'aquifère. Lors d'intenses évènements pluvieux, l'eau circule uniquement dans les conduits karstiques et la mise en charge est alors très rapide et importante, avec un faible coefficient d'emmagasinement, et provoque ainsi des augmentations très rapides de niveau d'eau dans le conduit du Ragas. Cette faible porosité des couches lithologiques superficielles de l'aquifère induit un aquifère semi-captif dans les dolomies du Jurassique supérieur.

Le Crétacé inférieur, avec les roches très peu poreuses de faciès Urgonien, agit comme une couverture imperméable. L'aquifère de Dardennes est ainsi séparé entre un aquifère à nappe libre dans le Crétacé inférieur et un aquifère semi-captif en profondeur dans le Jurassique supérieur, connecté à l'exutoire des sources de Dardennes par un profond réseau de conduits karstiques.

Les sources de Dardennes sont localisées entre le domaine monoclinal au nord et la principale zone de chevauchement (voir Chapitre 1). Dans une zone très complexe d'un point de géologique, le rôle des structures tectoniques sur les écoulements des eaux souterraines dans un système karstique a été étudié par des observations de terrains et des traçages (Häuselmann et al., 1999; Herold et al., 2000; Levens et al., 1994). Les zones de failles peuvent avoir des comportements différents : elles peuvent agir comme des barrières à l'écoulement ou comme des drains vis-à-vis de l'écoulement (Caine et al., 1996) ou encore comme des systèmes complexes de drain-barrière (Matonti et al., 2012). La région géologique de Toulon est le résultat de plusieurs phases tectoniques qui ont structuré les aquifères. La compression pyrénéo-provençale a créé la zone de chevauchement majeure dans cette région (Bestani et al., 2015). Le socle peu perméable est impliqué dans des structures de chevauchement, il remonte à la surface grâce aux structures inverses et agit comme un système de drain-barrière à l'écoulement souterrain. Ces eaux plus chaudes et minéralisées se retrouvent dans la nappe de Toulon et la source Saint-Antoine dans les zones au sud des chevauchements. La source Saint-Antoine, par exemple, montre une composante de l'écoulement profonde, avec une minéralisation plus forte et sulfatée, indiquant un écoulement au sein des roches du Trias (Figure 4-1).

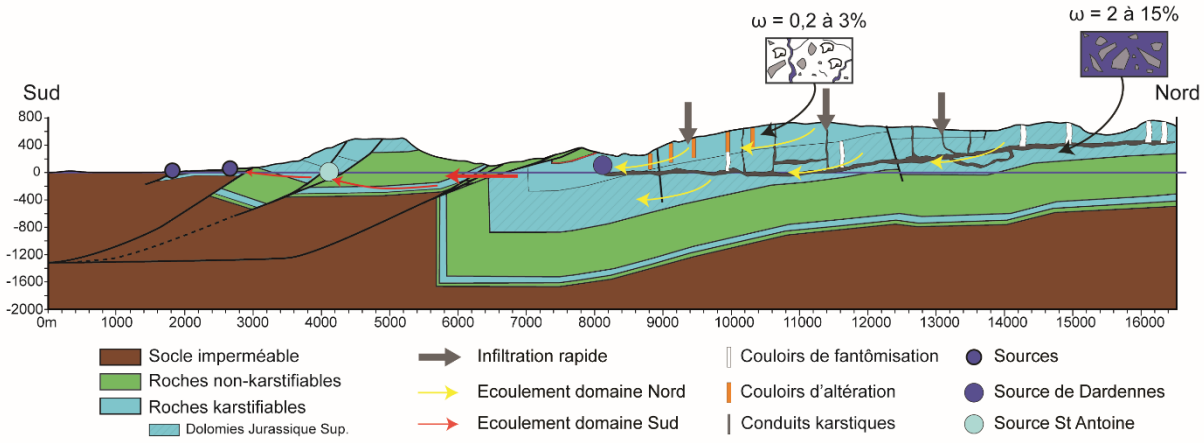


Figure 4-1 Coupe hydrogéologique synthétique. ω : porosité mesurée

Les réserves d'eau souterraine semblent localisées à l'aplomb des sources de Dardennes. Deux unités géologiques renferment l'essentiel des ressources: (1) le Jurassique supérieur dolomitique, poreux, fracturé et karstifié et (2) le Crétacé inférieur calcaire, non poreux mais intensément fracturé et karstifié. La ressource est difficile d'accès du fait de la concentration des écoulements dans de grands vides karstiques au sein des roches datant du Crétacé supérieur, leur perméabilité n'est contrôlée que par le karst et les fractures. L'aquifère Jurassique possède quant à lui des structures altérées, potentiellement fortement capacitives et connectées au réseau de drainage karstique potentiellement décolmaté des zones fantômisées. Malgré le fait d'une certaine compartimentation de l'ensemble des systèmes aquifères, les connexions entre les réservoirs semblent évidentes, notamment par le biais des zones de failles drainantes affectant les roches encaissantes, qui ont permis au cours de l'histoire de la karstification des circulations.

De plus, deux structures géologiques confirment cette observation : (1) la structure chevauchante régionale représentant un système complexe de drain-barrière à l'écoulement hydrogéologique souterrain, empêchant les intrusions d'eau salée au Sud, et (2) sous les sources de Dardennes, l'aquifère se développe sur au moins 500 m de profondeur, selon les coupes équilibrées au sein de roches

dolomitiques du Jurassique supérieur. Même si l'aquifère est localisé très profond, plusieurs centaines de mètres sous le niveau de la mer, l'eau sera douce. Cette importante zone saturée sous les sources de Dardennes indique une grande zone de stockage et d'importantes réserves d'eau pour l'alimentation en eau potable.

Nous pouvons alors nous demander si l'exploitation actuelle de l'eau souterraine est durable en utilisant ce modèle. Un système karstique très fortement dynamique peut provoquer d'importantes conséquences sur le risque de crue et la gestion de l'eau potable.

2. Gestion des ressources en eau souterraine

2.1 Utilité d'un modèle pluie débit pour la gestion des ressources en eau souterraine

Avec trois années de chroniques de débit journalier, un modèle pluie-débit a été réalisé, permettant également d'améliorer la plateforme de modélisation KarstMod. Le modèle a été proposé avec trois réservoirs: Epikarst, Lent et Rapide. Une déconvolution du débit des sources a été effectuée à l'échelle annuelle et à l'échelle des crues. Cela permet de séparer le débit de base (provenant du réservoir Lent) disponible pour les besoins en eau potable et l'écoulement rapide (provenant du réservoir Rapide) générant des crues éclair.

Le débit provenant du réservoir Matrice (Q_{MS}) donne une estimation du volume d'eau souterraine qui s'écoule naturellement jusqu'aux points de drainage de l'aquifère de Dardennes. Ce volume représente l'eau disponible aux sources de Dardennes, sans pompage, pour l'alimentation en eau potable. Il ne prend pas en compte le volume supplémentaire stocké dans la retenue artificielle, ni la quantité d'eau évaporée sur le lac et l'eau rejetée dans la rivière Las afin de respecter l'écologie du cours d'eau. Pour les trois années étudiées (2013, 2014, 2015 respectivement une année « normale », très pluvieuse et très sèche), le volume écoulé du réservoir Lent varie de $9{,}2 \times 10^6$ m^3/an en 2015 à $12{,}1 \times 10^6$ m^3/an en 2014 (Tableau 4-1).

Tableau 4-1 Comparaison entre le volume annuel d'eau provenant du réservoir matrice du modèle pluie-débit et du volume d'eau moyen exploité pour l'alimentation en eau potable par l'usine.

Année	Volume d'eau écoulé à travers le réservoir Lent (Millions m^3/an)	Volume d'eau écoulé simulé total (Millions m^3/an)	Volume d'eau moyen exploité (Millions m^3/an)
2013	10,1	27,3	6,7
2014	12,1	46,4	6,0
2015	9,2	15	4,8

Comme démontré dans le Chapitre 3 précédent, le débit annuel moyen Q_{MS} montre peu de variations selon les années. Le volume exploité par l'usine d'alimentation en eau potable est donné dans le Tableau 4-1, il varie de 4,8 à $6{,}7 \times 10^6$ m^3/an. Ce volume représente environ la moitié du volume écoulé dans le réservoir Matrice du modèle pluie-débit. A l'échelle annuelle, comme l'usine n'utilise qu'une partie du volume provenant de l'écoulement lent, l'exploitation de l'eau souterraine est durable. De plus, une partie du volume écoulé rapidement peut être stockée dans la retenue artificielle de Dardennes.

Cependant, sur une année, le débit de base simulé peut varier de 0,77 m^3/s en hiver à $8{,}55 \times 10^{-2}$ m^3/s à la fin de l'été, lorsque la demande en eau potable est la plus forte. Le débit de base naturel en été n'est pas suffisant et l'eau stockée dans le lac permet de combler ce manque pour l'alimentation en eau potable. L'usine de traitement de l'eau potable rencontre un nouveau problème depuis quelques années,

lié à l'apparition de géosmine dans le lac. Le développement de la géosmine dans les lacs et les retenues artificielles est un problème récurrent et est connu dans le monde entier (Journey et al., 2013; Juttner and Watson, 2007). Ce composé organique volatile, se développe dans la masse d'eau et apporte un gout et une odeur particuliers à l'eau potable, assez désagréable. Lors de ces épisodes de développement de la géosmine dans l'eau de la retenue artificielle, l'usine de traitement de l'eau utilise la conduite d'eau dans le Ragas pour pomper directement l'eau souterraine, qui aura ainsi un gout et une odeur ordinaire, mais qui est limitée au débit naturel des sources.

Afin de discuter de la gestion des ressources en eau souterraine de l'aquifère de Dardennes, les volumes d'eau exploités pour l'alimentation en eau potable, et les volumes d'eau simulés par le modèle pluie-débit sont comparés à l'échelle mensuelle (Figure 4-2).

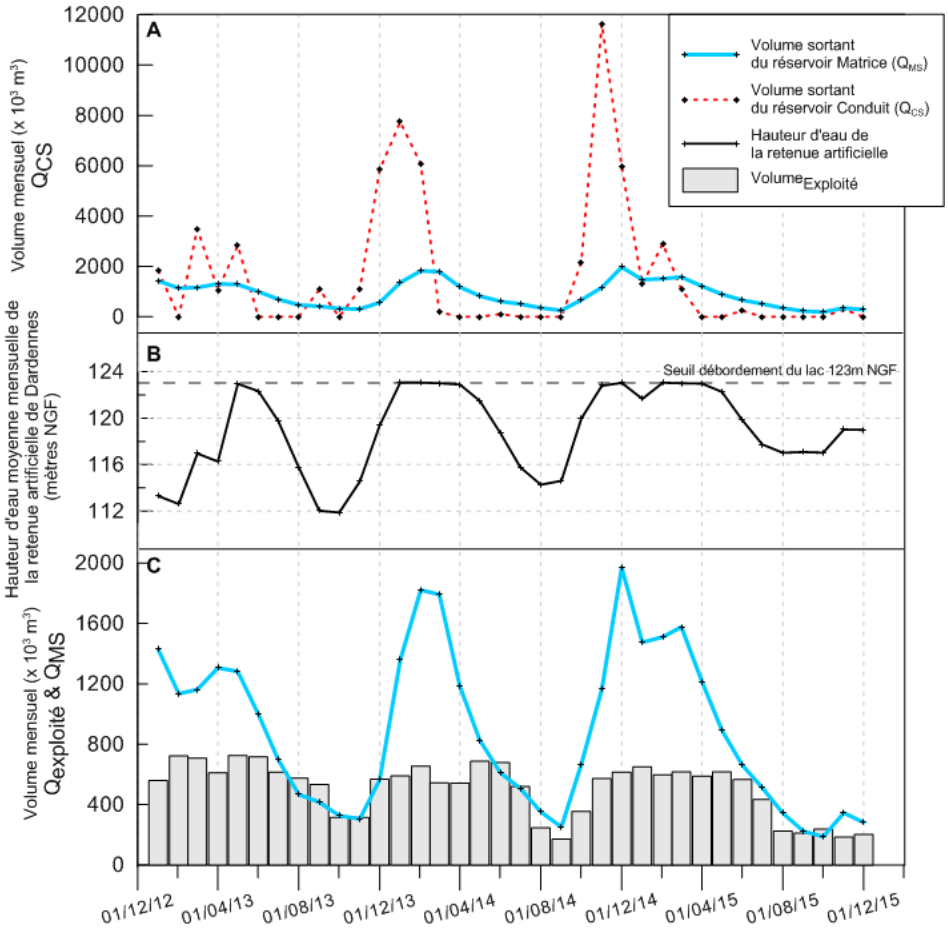


Figure 4-2 A) Volume mensuel simulé par le modèle pluie-débit représentant le débit sortant du réservoir Matrice (Q_{MS}) et le débit sortant du réservoir Conduit (Q_{CS}). B) Hauteur d'eau moyenne mensuelle dans la retenue artificielle de Dardennes. C) Volume d'exploitation mensuel et volume mensuel simulé par le modèle pluie-débit représentant le débit sortant du réservoir Matrice (Q_{MS}). Sur les graphiques A et C, le volume simulé provenant du réservoir Matrice est le même.

Selon les débits simulés par le modèle pluie-débit des réservoirs Rapide et Lent, les volumes d'eau sortants sont alors calculés (Figure 4-2). En périodes de hautes-eaux, les volumes sortants du réservoir Rapide sont beaucoup plus importants que ceux sortants du réservoir Lent. Du fait, que les coefficients de récession des réservoirs sont différents (un très faible pour le réservoir Lent et un très fort pour le réservoir Rapide), les réservoirs réagissent différemment. Le volume sortant du réservoir Rapide maximum est de $11,6 \times 10^6$ m^3 pour le mois de novembre 2014, alors que le maximum pour le réservoir Lent est de $1,97 \times 10^6$ m^3 en décembre 2014. Pour les crues de fin novembre 2014, le réservoir Rapide

se vidange très rapidement après les crues, toujours en novembre, alors que le réservoir Lent se vidange lentement.

Lors des périodes estivales, l'usine pompe entièrement le volume d'eau naturel sortant des sources de Dardennes et peut déstocker une partie de l'eau de la retenue. La courbe du volume mensuel simulé (volume sortant du réservoir Lent) est très proche du volume produit pour l'AEP (Figure 4-2). La Figure 4-2 permet ainsi de visualiser les périodes où l'aquifère offre un débit supérieur au débit AEP. Le système d'exploitation actuel ne peut pas exploiter l'eau en plus grande quantité. Afin d'obtenir une plus grande quantité d'eau en étiage, et d'écrêter les crues en stockant les premières pluies de fin d'étiage (précipitations méditerranéennes), et d'éviter les problèmes de contamination de la retenue d'eau par la géosmine, une gestion différente des eaux souterraines pourrait être envisagée pour l'aquifère de Dardennes.

2.2 Gestion active des aquifères karstiques

Une gestion active des aquifères karstiques permet d'exploiter les ressources en eau souterraines d'une manière optimale, en prenant en compte l'apport des eaux souterraines aux eaux de surfaces ainsi que les écosystèmes dans les rivières en aval. C'est une façon de combiner l'exploitation de l'eau potable, l'écrêtage des crues et l'écologie. Les aquifères karstiques de type vauclusien sont particulièrement adaptés à ce type de gestion, du fait de leur importante réserve accessible à partir du conduit karstique de l'exutoire ou avec un forage interceptant ce conduit karstique en profondeur.

L'objectif est de pomper dans les conduits karstiques, avec un débit élevé en période d'étiage. Le niveau de la nappe d'eau souterraine est donc rabattu et une partie du karst se trouve dénoyée. Ces conduits sans eau, permettent ainsi de stocker l'eau d'évènements pluvieux intenses qui auront lieu à la fin de l'étiage, et donc d'écrêter les crues (Jourde et al., 2013; Ladouche et al. 2014). Un fort débit de pompage permettrait de diminuer le niveau d'eau dans l'aquifère et d'assécher les conduits karstiques connectés au réseau karstique. La gestion active utilise la réserve d'eau souterraine stockée sous le niveau de base de l'aquifère, qui est l'exutoire. Le volume d'eau prélevé à l'échelle d'un ou plusieurs cycles hydrologiques doit être inférieur à la recharge de l'aquifère, afin de ne pas surexploiter ce dernier. Ce type de gestion des eaux souterraines présente un intérêt croissant du fait de la forte pression démographique, qui accroit la demande en eau potable et la protection des risques naturels doit également être améliorée. C'est possible de réaliser une gestion active d'un aquifère lorsque le contexte hydrogéologique permet une bonne restitution de la réserve aquifère karstique en cas de précipitations après des périodes de faibles débits (Bakalowicz, 2005; Fleury et al., 2009). Cette approche a été appliquée avec succès à l'aquifère du Lez en France (Charlier et al. 2015; Fleury et al., 2009; Maréchal et al., 2013; Paloc, 1975) (Figure 4-3).

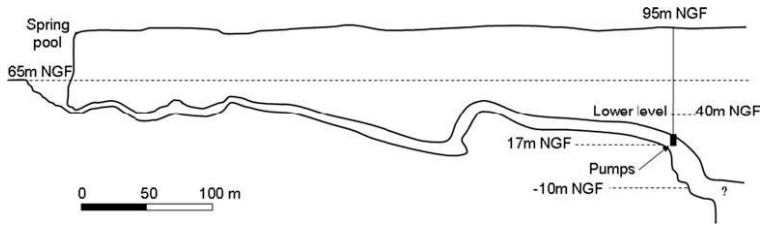


Figure 4-3 Vue en coupe schématique du réseau karstique de la source du Lez exploité par un pompage en gestion active (Paloc, 1975)

La ville de Montpellier en France a choisi un autre mode de régulation pour le captage de la source vauclusienne du Lez qui l'alimente en eau potable. En effet, une pompe est équipée à l'intérieur même du drain karstique principal. Lors de l'étiage, le rabattement du pompage diminue le niveau d'eau dans

l'aquifère et assèche la source en aval, mais une partie de l'eau pompée est réinjectée à l'exutoire pour maintenir une continuité écologique (Avias, 1984). En comparaison, le barrage de Dardennes, qui capte un des principaux exutoires de l'Unité du Beausset, alimente l'agglomération de Toulon en eau en potable. Il permet de créer une réserve durant les hautes eaux qui sera utilisée en complément du débit minimal durant les basses eaux, en étiage. Peut-on alors envisager une gestion active de l'aquifère de Dardennes en prenant exemple sur l'expérience réussie de la source du Lez ?

2.3 Une gestion active pourrait être envisagée pour l'aquifère de Dardennes ?

L'évaluation du potentiel d'un aquifère à l'application de la gestion active nécessite une analyse combinée du contexte géologique et du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère karstique. La réserve en eau à l'aplomb des sources de Dardennes, est accessible via le conduit karstique de la source du Ragas, bien connecté au réseau karstique drainant l'aquifère. Le volume d'eau stocké dans les dolomies du Jurassique supérieur et dans les calcaires d'âge Crétacé inférieur est facilement mobilisable dû à la présence de conduits karstiques, de fractures et de failles qui facilitent l'écoulement au sein de l'aquifère. De plus, la recharge des conduits karstiques se fait très rapidement sur le bassin versant de l'aquifère de Dardennes. Selon les mesures du débit observé ainsi que le modèle pluie-débit établi précédent, le débit de base et ainsi le volume sortant du réservoir Matrice n'est jamais nul au cours du temps, même après un long étiage.

C'est dans cet optique que la gestion active de l'aquifère de Dardennes peut être envisagée. Les objectifs d'une gestion active pour l'aquifère de Dardennes serait (1) d'obtenir une plus grande quantité d'eau en étiage, donc pomper à l'étiage un débit supérieur au débit des sources, (2) écrêter les crues en stockant dans le système karstique les premières pluies de fin d'été et d'automne (pluies méditerranéennes), (3) déconnecter le lac de la ressource captée afin d'éviter la contamination par la géosmine et utiliser éventuellement le barrage pour un stockage supplémentaire des crues.

Le modèle pluie-débit a montré que les événements pluvieux ont rechargé la matrice (écoulement lent) et les conduits (écoulement rapide). Dans le cas d'une gestion active de l'aquifère de Dardennes, lors des périodes où le niveau d'eau est bas, l'infiltration rapide remplira les conduits karstiques jusqu'au seuil de débordement à 123 m fixé par le lac. L'eau stockée rapidement dans le réseau de conduits pourra ensuite s'écouler vers la matrice moins perméable. De plus, le seuil naturel de débordement du Ragas, se situe 26 mètres au-dessus du seuil du barrage, à 149 m, il permet une augmentation de la charge hydraulique du réseau de conduits rempli par les écoulements rapides. Ceci augmente alors le gradient hydraulique des conduits vers la matrice ainsi que la charge hydraulique de la zone épiphréatique. Cette eau stockée dans les conduits et dans la matrice diminuera les crues éclairs dans le Las en aval, et donc diminuera les risques naturels pour la ville de Toulon. Cet effet sera d'autant plus important lors des premiers événements pluvieux de type Méditerranéens, qui se déroulent généralement entre septembre et novembre, lorsque le niveau d'eau est au point le plus bas dans l'aquifère, après l'étiage.

Dans le cas de l'aquifère de Dardennes, deux solutions peuvent être envisagées (Figure 4-3) pour obtenir une ressource en eau plus importante, en tenant compte des connaissances de terrain obtenues précédemment et de l'accessibilité des zones concernées.

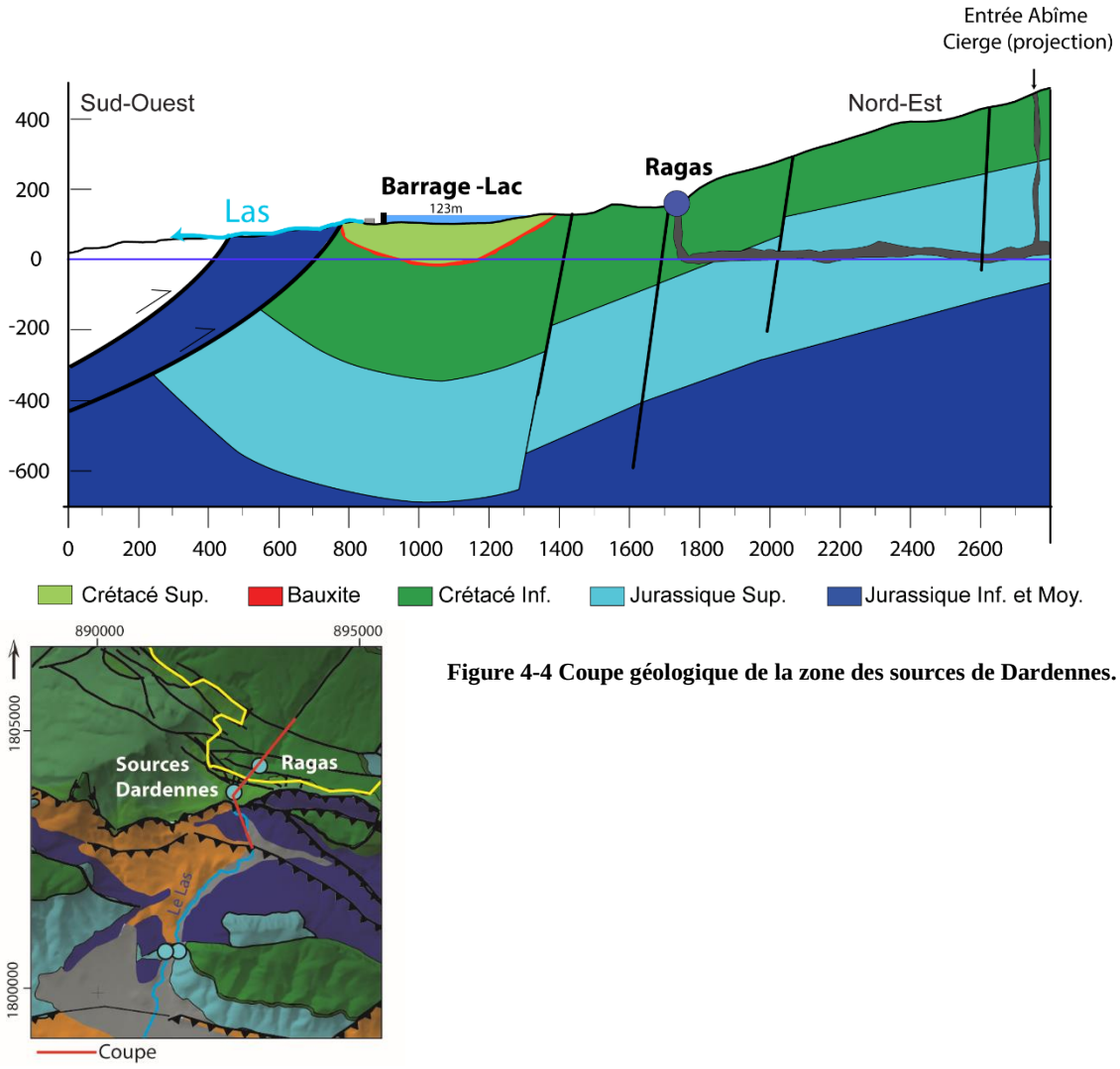


Figure 4-4 Coupe géologique de la zone des sources de Dardennes.

La première solution pour un captage d'eau souterraine serait de réaliser un pompage dans le conduit karstique du Ragas à une profondeur suffisante pour drainer l'eau des conduits karstiques avec un rabattement important. Selon si l'essai de pompage est concluant, et qu'il a démontré les fortes capacités transmissives du massif karstique en rabattant un important volume d'eau, un pompage dans ce conduit peut alors être envisagé. La deuxième solution serait de réaliser un forage en profondeur, sous le niveau des sources de Dardennes, dans les dolomies du Jurassique supérieur, située à environ -300 mètres sous le niveau de la mer (Figure 4-1 et Chapitre 1). Sur la coupe géologique (Figure 4-1), le forage pourrait se situé eentre 1400 et 1600 mètres. Cela permettrait de solliciter les réserves de l'aquifère en drainant la matrice perméable, qui elle-même draine potentiellement les conduits karstiques et fractures.

Conclusion

Dans le cadre du projet Dardennes, visant à améliorer les connaissances et à estimer les réserves en eau disponibles sur l'aquifère karstique alimentant les sources de Dardennes (Toulon, France), cette thèse à développer une méthodologie pluridisciplinaire contribuant à l'étude des aquifères karstiques en (1) identifiant les facteurs influençant le stockage et l'écoulement de l'eau souterraine, et en (2) localisant et estimant de manière quantitative les ressources en eau au sein d'une série sédimentaire carbonatée.

La thèse s'est articulée autour de trois axes de recherches principaux :

- L'évaluation de l'hétérogénéité et de la géométrie de l'aquifère karstique,
- L'étude du fonctionnement hydrogéologique par des analyses Conductivité, Température et Pression (CTD) et hydrochimiques,
- La modélisation pluie-débit

Les résultats et interprétations de ces différentes approches appliquées à l'aquifère des sources de Dardennes sont synthétisés dans les paragraphes suivant.

Réservoirs hydrogéologiques et géométrie de l'aquifère karstique

Une approche géologique est nécessaire afin de localiser et d'estimer de manière quantitative les ressources en eau au sein d'une série carbonatée. L'évolution géodynamique de la marge provençale a été marquée par des épisodes de déformations très intenses. Plusieurs phases de karstification ont permis la création du paysage et des réseaux karstiques actuels. La phase la plus ancienne a débuté lors du Bombement Durancien lors de l'Aptien-Albien, puis les roches carbonatées ont subi plusieurs phases d'émersions successives au Crétacé supérieur. La tectonique compressive pyrénéo-provençale à l'Eocène induit une érosion des reliefs formés et une intense déformation des réseaux précédemment créés. A l'Oligocène, le climat tropical est à l'origine d'un fort taux d'érosion et de dissolution qui va remodeler le paysage. Du Burdigalien au Pliocène, le climat durablement chaud et humide permet la karstification de surfaces d'aplanissement avec la formation en surface de dolines et de poljés. Au Messinien, la fermeture du détroit de Gibraltar provoque la chute drastique du niveau marin (-1500m). Dans les systèmes karstiques, cela se traduit par la structuration profondes des réseaux, puis au Pliocène la remontée du niveau de base entraine à nouveau une organisation des réseaux karstiques. Dans l'unité du Beausset, Port-Miou et le Ragas de Dardennes sont deux exemples de ces réadaptions du système karstique suite à la remonté du niveau de base, probablement en lien avec l'événement Messino-Pliocène.

L'évaluation de la porosité et des propriétés géochimiques des formations lithologiques de la région toulonnaise a permis d'identifier les potentiels réservoirs carbonatés. Les calcaires à faciès Urgonien du Crétacé inférieur sont cimentés et très peu poreux, mais ont développé des réseaux karstiques importants. Les dolomies du Jurassique supérieur, d'une épaisseur de 500 m environ, ont quant à elles de très fortes valeurs de porosité et sont très fracturées et karstifiées (altération et fantômes de roches). Ces deux principales formations lithologiques étant connectées par le réseau karstique et/ou les fractures, elles forment le réservoir d'eau souterraine de l'aquifère de Dardennes.

L'étude structurale apporte les informations nécessaires à la mise en place des structures profondes géologiques, et définit alors la géométrie de l'aquifère. La compression pyrénéo-provençale a permis la remontée du socle peu perméable, grâce à des failles inverses. Cette zone de faille complexe constitue un système de drain-barrière à l'écoulement souterrain. La structure agît en tant que barrière à l'écoulement au niveau des sources de Dardennes et force l'eau à remonter à la surface, mais laisse s'écouler une partie de l'eau en aval alimentant les sources Saint-Antoine et les sources à Toulon... De plus, au droit des sources de Dardennes, la structure en synclinal des couches stratigraphiques favorise le développement de l'aquifère en profondeur et une grande réserve d'eau sous le niveau de débordement dans la retenue de Dardennes. C'est avec toutes ces connaissances et une visualisation en 3D des structures géologiques qu'il est possible de comprendre dans quel compartiment l'écoulement souterrain et le stockage de l'eau se produisent.

Fonctionnement hydrogéologique d'un aquifère karstique

Le site d'étude est caractérisé par la présence d'un piézomètre naturel, le conduit karstique du Ragas, qui permet d'obtenir le niveau d'eau dans le système du réseau karstique. Le système karstique de Dardennes est conditionné par la présence de la retenue d'eau artificielle pour l'alimentation en eau potable de la ville de Toulon. Ce barrage représente une condition aux limites de l'aquifère.

Les analyses CTD ont permis de mettre en évidence des réactions de l'aquifère en fonction des précipitations. Pour le débordement du Ragas, c'est-à-dire une mise en charge de plus de 26 mètres au-dessous du niveau du lac quand il est plein, il y a plusieurs paramètres à mettre en relation : le niveau initial du Ragas (ou du lac), le cumul et l'intensité des précipitations ainsi que les longues périodes d'étiage qui peuvent jouer un rôle important. Les analyses fréquentielles mettent en évidence les différentes masses d'eau. L'eau provenant du Ragas présente des valeurs de conductivité électrique et de température dans des gammes peu étendues comparées à d'autres sources, indiquant une forte homogénéisation des masses d'eau drainées à l'échelle de l'aquifère.

Les analyses chimiques des ions majeurs indiquent que les sources de Dardennes ont des signatures bicarbonatées calciques. La conductivité électrique à la source du Ragas varie en fonction des saisons, très forte en hiver en dehors des périodes de crues, et des valeurs peu variables le reste de l'année.

Modélisation pluie-débit

La modélisation pluie-débit mise en œuvre avec la plateforme KarstMod sur l'exemple de Dardennes peut être utilisée comme un guide d'application de ce type de démarche de modélisation. L'utilisateur est ainsi guidé sur la structure à adopter et les outils existant pour caler et valider le modèle. La plateforme KarstMod est un outil de modélisation présentant de nombreux avantages : (i) une facilité de mise en œuvre, (ii) peu de paramètres à calibrer, (iii) un accès à des graphiques et des outils permettant de comprendre le comportement de l'aquifère (corrélogramme, débits classés...). La calibration est automatique et permet une analyse rapide de l'influence des paramètres sur les résultats du modèle.

Le système de Dardennes illustre le fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère karstique très dynamique. Le modèle pluie-débit est un outil utile pour : 1) valider le modèle conceptuel du fonctionnement de l'aquifère, (2) quantifier les parts d'écoulement lent et de rapide selon un pas de temps défini, (3) simuler des événements pluvieux extrêmes, (4) aider les gestionnaires de l'eau souterraine. Ce comportement hydrodynamique s'explique par la recharge rapide, grâce au réseau karstique connecté et organisé dans les zones non-saturée et saturée de l'aquifère. Cette étude a montré

que la faible intensité des précipitations permettait d'alimenter le débit de base et les forts événements pluvieux de type Méditerranéens alimentent le débit de base mais surtout le débit de crue.

L'approche globale du comportement d'un aquifère karstique peut être améliorée en affinant le pas de temps de la modélisation pluie-débit. Pour un système très dynamique, le pas de temps journalier est adéquat dans un but de gestion de la ressource en eau, mais ce pas de temps minimise les pics de crues réels. Si les données de débit ou de niveaux d'eau sont disponibles, un pas de temps horaire pourrait améliorer la prédiction des crues éclairs karstiques.

Gestion des ressources en eau souterraine

Les études géologiques et hydrogéologiques ont permis d'ouvrir la discussion sur l'évaluation des crues et la gestion des eaux souterraines. L'évaluation du potentiel d'un aquifère à l'application de la gestion active nécessite une analyse combinée du contexte géologique et du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère karstique. La réserve en eau à l'aplomb des sources de Dardennes est accessible via le conduit karstique de la source du Ragas, bien connecté au réseau karstique drainant l'aquifère. Le modèle pluie-débit a montré que les événements pluvieux ont rechargé la matrice (écoulement lent) et les conduits (écoulement rapide). Dans le cas d'une gestion active de l'aquifère de Dardennes, lors des périodes où le niveau d'eau est bas, l'infiltration rapide remplira les conduits karstiques jusqu'au seuil de débordement à 123 m fixé par le lac. L'eau stockée rapidement dans le réseau de conduits pourra ensuite s'écouler vers la matrice moins perméable. Ce mode de gestion est alors adapté aux sources de Dardennes.

Perspectives

Cette étude a permis d'apporter beaucoup de réponses sur l'évaluation des capacités d'écoulement et de stockage d'un aquifère karstique dynamique, en particulier sur l'aquifère de Dardennes, dans le Sud-Est de la France, mais certaines interrogations sont soulevées.

Les nombreuses données en géochimie des carbonates et de l'eau souterraine ne sont pas exploitées pleinement concernant le $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$. Peut-on établir une relation entre les isotopes des roches encaissantes de l'aquifère et l'eau souterraine stockée ? Si oui, cette relation permettrait de voir les possibles interactions eau-roche et d'estimer peut-être un temps de résidence des eaux selon les réservoirs géologiques.

Concernant le fonctionnement de l'aquifère de Dardennes, plusieurs questions restent en suspens. Des matrices de corrélation seraient un outil utile pour identifier les paramètres clefs qui gouvernent le fonctionnement du système karstique.

L'acquisition de données supplémentaires en hydrochimie, et particulièrement concernant les isotopes stables de l'eau à l'étiage serait une solution pour mieux voir la contribution de l'eau provenant du réservoir hydrogéologique des dolomies calcaires ou des calcaires du Crétacé inférieur. En effet dans la région, la source du Gapeau est alimentée par un réservoir Jurassique dolomitique avec une altitude importante (massifs de la Sainte-Baume et Agnis). S'il est possible de distinguer des altitudes de recharges différentes en étiage, il serait alors possible de calculer les proportions d'eau provenant des dolomies du Jurassique supérieur (altitude plus haute) et des calcaires du Crétacé inférieur.

La position du signal isotopique des sources au-dessus de la droite météorique locale doit être étudiée avec des informations complémentaires afin de déduire la possibilité d'une contribution d'une paléo-recharge ou de processus de fractionnement pris en compte.

Un nouveau modèle pluie-débit pourrait être réalisé afin de prendre en compte les prélèvements d'eau pour l'alimentation en eau potable (AEP) et ainsi les variations de hauteurs d'eau dans la retenue artificielle. Il s'agirait de simuler le fonctionnement du système de Dardennes, dont le niveau d'eau est régulé par le niveau du lac variable en été en fonction du prélèvement pour l'AEP. Un pompage pourrait être ajouté afin de simuler les prélèvements pour l'AEP et associé au réservoir rapide (Conduit). En effet dans le système karstique de Dardennes, l'eau s'écoule dans les conduits karstiques drainant l'ensemble de l'aquifère. L'avantage de mettre le pompage sur le réservoir rapide est de déprimer le karst, qui sera rechargé par les écoulements rapides, et cela aura pour effet d'écrêter les premières crues avec les événements pluvieux marquant la fin d'étiage.

Bibliographie

References

Adinolfi Falcone, R., Falgiani, A., Parisse, B., Petitta, M., Spizzico, M., Tallini, M., 2008. Chemical and isotopic (δ18O‰, δ2H‰, δ13C‰, 222Rn) multi-tracing for groundwater conceptual model of carbonate aquifer (Gran Sasso INFN underground laboratory – central Italy). Journal of Hydrology, 357(3-4): 368-388. DOI:10.1016/j.jhydrol.2008.05.016

Allan, J.R., Wiggins, W.D., 1993. Dolomite reservoirs: Geochemical techniques for evaluating origin and distribution. Amer Assn of Petroleum Geologists.

Allan, J.R.M., R. K., 1982. Isotopic signatures associated with early meteoric diagenesis. sedimentology, 29: 797 - 817.

American Petroleum Institute, 1998. Recommended Practices for Core Analysis, API Recommended Practie 40, Second Edition. API Publishing Services, Washington D.C.

Andreani, L., Loget, N., Rangin, C., Le Pichon, X., 2010. New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): evidences for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction. Bulletin De La Societe Geologique De France, 181(6): 547-563. DOI:10.2113/gssgfbull.181.6.547

Arfib, B., Charlier, J.B., 2016. Insights into saline intrusion and freshwater resources in coastal karstic aquifers using a lumped Rainfall-Discharge-Salinity model (the Port-Miou brackish spring, SE France). Journal of Hydrology, 540: 148-161. DOI:10.1016/j.jhydrol.2016.06.010

Arfib, B., Lamarque, T., 2011. Traçages artificiels KarstEAU 2011 - Rapport de synthèse des injections d'Acide Amino G, Sulforhodamine B et Fluorescéine à Cuges les Pins, Ceyreste et Signes., Université de Provence.

Arfib, B., Lamarque, T., 2012. Résultats préliminaires et premières interprétations du traçage KarstEAU du 08 février 2011 par injection de Sulforhodamine B à la perte de Mauregard (Ceyreste) (version du 09/02/2012). Résultats positifs sur les sources sous-marines de la baie de Cassis : Bestouan et Port Miou, Aix-Marseille Université.

Arfib, B., Lamarque, T., Maurel, P., Fournillon, A., 2011. Traçages artificiels à travers l'aquifère régional mixte carbonaté-silicoclastique de l'unité du Beausset (SE France), 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Beançon, France, pp. 21-24.

Arfib, B., Novaes, C., Baudement, C., Dufresne, C., Duffa, C., 2016. Origin of flash flood water of a Mediterranean river in karstic and urban environments by CTD monitoring (Las - Toulon - SE France), Proceedings Eurokarst 2016, Neuchâtel.

Artélia, 2013. Barrage de Dardennes - Eléments à prendre en compte pour l'établissement du débit réservé.

Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-Herciniens du Sud-Ouest de l'Europe. Geométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics, 25: 139-171.

Arthaud, F., Ogier, M., Seguret, M., 1980. Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. Bull. BRGM, 1(3): 175-193.

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., 2007. Karst et spéléogenèses épigènes, hypogènes, recherches appliquées et valorisation. Hab. thesis Thesis, University of Nice Sophia-Antipolis., 278 pp.

Audra, P., D'Antoni-Nobecourt, J.C., Bigot, J.Y., 2010. Hypogenic caves in France. Speleogenesis and morphology of the cave systems. Bulletin De La Societe Geologique De France, 181(4): 327-335. DOI:10.2113/gssgfbull.181.4.327

Audra, P., Mocochain, L., Camus, H., Gilli, E., Clauzon, G., Bigot, J.Y., 2004. The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France. Geodin Acta, 17(6): 389-400. DOI:10.3166/ga.17.389-400

Audra, P., Palmer, A.N., 2013a. The Vertical Dimension of Karst: Controls of Vertical Cave Pattern. In: John F. Shroder (ed.) Treatise on Geomorphology, 6: 186-206. DOI:10.1016/b978-0-12-374739-6.00098-1

Audra, P., Palmer, A.N., 2013b. The vertical dimension of karst: controls of vertical cave pattern. In: Shroder, J.E.i.c., frumkin, A.E. (Eds.), Treatise on Geomorphology. Academic Press, Karst Geomorphology, pp. 186-206. DOI:http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00098-1

Avias, J., 1984. Captage des sources karstiques avec pompage en periode d'etiage. L'example de la source du Lez. hydrogeology of karstic terrains. Case histories. of karstic terrains. Case histories. Intern. Contrib. to Hydrogeol. IAH, 1: 117-119.

Baedke, S.J., Krothe, N.C., 2001. Derivation of effective hydraulic parameters of a karst aquifer from discharge hydrograph analysis. Water Resources Research, 37(1): 13-19. DOI:10.1029/2000wr900247

Bailly-Comte, V., Martin, J.B., Jourde, H., Screaton, E.J., Pistre, S., Langston, A., 2010. Water exchange and pressure transfer between conduits and matrix and their influence on hydrodynamics of two karst aquifers with sinking streams. Journal of Hydrology, 386(1-4): 55-66. DOI:10.1016/j.jhydrol.2010.03.005

Bakalowicz, M., 1979. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. PhD Thesis, Universite Pierre et Marie Curie., 269 pp.

Bakalowicz, M., 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. Hydrogeology Journal, 13(1): 148-160. DOI:10.1007/s10040-004-0402-9

Bakalowicz, M., 2015. Karst and karst groundwater resources in the Mediterranean. Environmental Earth Sciences, 74: 5-14. DOI:10.1007/s12665-015-4239-4

Bakalowicz, M., Dörfliger, N., 2005. Ressources en eau du karst : un enjeu pour le bassin méditerranéen. Géosciences - l'eau souterraine. Géosciences - l'eau souterraine BRGM, 2: 26-31.

Banton, O., Bangoy, L.M., 1997. Hydrogéologie: multiscience environnementale des eaux souterraines. Presses de l'Université du Québec, Association des universités partiellement ou entièrement de langue française.

Barbieri, M., Boschetti, T., Petitta, M., Tallini, M., 2005. Stable isotope (2H, 18O and 87Sr/86Sr) and hydrochemistry monitoring for groundwater hydrodynamics analysis in a karst aquifer (Gran Sasso, Central Italy). Applied Geochemistry, 20(11): 2063-2081. DOI:10.1016/j.apgeochem.2005.07.008

Baudement, C., Arfib, B., Mazzilli, N., Jouves, J., Lamarque, T., Guglielmi, Y., 2017. Groundwater management of a highly dynamic karst by assessing baseflow and quickflow with a rainfall-discharge model (Dardennes springs, SE France). Bulletin de la Société géologique de France, 188(6): 40. DOI:10.1051/bsgf/2017203

Bender, M.M., 1971. Variations in the 13C/12C ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. Phytochemistry, 10(6): 1239-1244.

Bense, V.F., Gleeson, T., Loveless, S.E., Bour, O., Scibek, J., 2013. Fault zone hydrogeology. Earth-Science Reviews, 127: 171-192. DOI:10.1016/j.earscirev.2013.09.008

Bense, V.F., Van den Berg, E.H., Van Balen, R.T., 2003. Deformation mechanisms and hydraulic properties of fault zones in unconsolidated sediments; the Roer Valley Rift System, The Netherlands. Hydrogeology Journal, 11(3): 319-332.

Bercovici, C., 1983. Contribution à la géologie de la région nord-toulonnaise. Structure de la zone Broussan-Dardennes. Cartographie détaillée et interprétation. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence.: 80.

Bergerat, F., 1985. Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.

Bergström, S., Forsman, A., 1973. Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff model. Hydrology Research, 4(3): 147.

Bertrand, C., Guglielmi, Y., Denimal, S., Mudry, J., Deveze, G., Carry, N., 2015. Hydrochemical response of a fractured carbonate aquifer to stress variations: application to leakage detection of the Vouglans arch dam lake (Jura, France). Environmental Earth Sciences, 74(12): 7671-7683. DOI:10.1007/s12665-015-4671-5

Bertrand, M., 1887. Ilôt triasique du Beausset (Var), analogies avec le bassin houiller franco-belge et avec les Alpes de Glaris. Bulletin de la Société Géologique de France, 15: 667-702.

Besson, D., 2005. Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays, Paris, ENMP.

Bestani, L., 2014. Géométrie et cinématique de l'avant-pays provençal : Modélisation par coupes équilibrées dans une zone à tectonique polyphasée. PhD Thesis, Aix-Marseille Université, 246 pp.

Bestani, L., Espurt, N., Lamarche, J., Floquet, M., Philip, J., Bellier, O., Hollender, F., 2015. Structural style and evolution of the Pyrenean-Provence thrust belt, SE France. Bulletin De La Societe Geologique De France, 186(4-5): 223-241. DOI:10.2113/gssgfbull.186.4-5.223

Beven, K., 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. Advances in water resources, 16(1): 41-51.

Beven, K., Binley, A., 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. Hydrological processes, 6(3): 279-298.

Bezès, C., 1976. Contribution à la modélisation des systèmes aquifères karstiques; établissement du modèle Bemer; son application à quatre systèmes karstiques du midi de la France. PhD Thesis, Université des Sciences et Techniques du Languedoc. , 135 pp.

Bicalho, C.C., Batiot-Guilhe, C., Taupin, J.D., Patris, N., Van Exter, S., Jourde, H., 2017. A conceptual model for groundwater circulation using isotopes and geochemical tracers coupled with hydrodynamics: A case study of the Lez karst system, France. Chemical Geology. DOI:10.1016/j.chemgeo.2017.08.014

Binet, S., Mudry, J., Bertrand, C., Guglielmi, Y., Cova, R., 2006. Estimation of quantitative descriptors of northeastern Mediterranean karst behavior: multiparametric study and local validation of the Siou-Blanc massif (Toulon, France). Hydrogeology Journal, 14(7): 1107-1121. DOI:10.1007/s10040-006-0044-1

Blanc, J.J., 1992. Importance géodynamique des surfaces d'aplanissement en Provence. Karst et évolution climatique: 291-307.

Blanc, J.J., 1997. Géodynamique et histoire du karst-Application au sud-est de la France [Paleokarsts, evolution and geodynamics. Application to the South-eastern France.]. Quaternaire, 8(2): 91-105.

Blanc, J.J., 2001a. Distribution et typologie des champs de dolines dans la région nord Toulonnaise (Provence, SE France). Géologie méditerranéenne, 28: 223-241.

Blanc, J.J., 2001b. Histoire géologique et enregistrement karstique: exemple du massif de Siou Blanc et de ses abors (Var). Karstologia, 37: 11-22.

Blavoux, B., Gilli, É., Rousset, C., 2004. Alimentation et origine de la salinité de la source sous-marine de Port-Miou (Marseille–Cassis). Principale émergence d'un réseau karstique hérité du Messinien. Comptes Rendus Geoscience, 336(6): 523-533. DOI:http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2003.10.027

Bonacci, O., Ljubenkov, I., Roje-Bonacci, T., 2006. Karst flash floods: an example from the Dinaric karst (Croatia). Nat Hazard Earth Sys, 6(2): 195-203.

Borghi, A., Renard, P., Cornaton, F., 2016. Can one identify karst conduit networks geometry and properties from hydraulic and tracer test data? Advances in Water Resources, 90: 99-115. DOI:10.1016/j.advwatres.2016.02.009

Borgomano, J., Masse, J.P., Al Maskiry, S., 2002. The lower Aptian Shuaiba carbonate outcrops in Jebel Akhdar, northern Oman: Impact on static modeling for Shuaiba petroleum reservoirs. Aapg Bulletin, 86(9): 1513-1529.

Bouillin, O., Flandrin, J., Forkasiewicz, J., Paloc, H., Poitrinal, D., 1973. Contribution à la connaissance hydrodynamique d'un réservoir aquifère calcaire d'après l'exemple fourni par la Fontaine de Vaucluse, 2ème colloque intern. sur les eaux souterraines. Palerme (Italie): 93-103.

Brand, U., Veizer, J., 1980. Chemical Diagenesis of a Multicomponent Carbonate System--1: Trace Elements. SEPM Journal of Sedimentary Research, Vol. 50. DOI:10.1306/212f7bb7-2b24-11d7-8648000102c1865d

Brocard, C.F., 1991. La plate-forme provençale au Trias moyen: un modèle de rampe carbonatée en milieu restreint: dynamique des paléoenvironnements, évolution diagénétique, Aix-Marseille 1.

BURGEAP, 2008. Etude des possibilités d'augmentation des prélèvements sur le captage du Ragas.

BURGEAP, 2012. Synthèse des études hydrologiques - Barrage de Dardennes, Ville de Toulon.

Butscher, C., Huggenberger, P., 2008. Intrinsic vulnerability assessment in karst areas: A numerical modeling approach. Water Resources Research, 44(3): 15 p. DOI:10.1029/2007wr006277

Caine, J.S., Evans, J.P., Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. Geology, 24(11): 1025-1028. DOI:10.1130/0091-7613(1996)024<1025:Fzaaps>2.3.Co;2

Camus, H., 2003. Vallée et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud-cévenole. Relation avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats. PhD Thesis, Université Bordeaux III, 692 pp.

Caron, J.P., 1967. Etude pétrographique, stratigraphique et paléocéanographique du Muschelkalk supérieur calcaire de la région toulonnaise. Thèse de Doctorat Thesis, 217 pp.

Caron, J.P., 1969. Livret-guide de l'excursion des 1 et 2 Octobre 1969 sur le Trias de Provence. Travaux des Laboratoire de Sciences de la Terre (Saint-Jérôme, Marseille),.

Casagrande, L., Andrieux, J., Morel, J.-L., 1989. Le massif de Suzette (Vaucluse): l'inversion tectonique d'un graben oligocène. Géologie de la France, 3: 3-12.

Cavalera, T., 2007. Etude du fonctionnement et du bassin d'alimentation de la source sous-marine de Port-Miou (Cassis, Bouches-du-Rhône). Approche multicritère. PhD Thesis, Universite de Provence - Aix Marseille I, 403 pp.

Celle-Jeanton, H., Emblanch, C., Mudry, J., Charmoille, A., 2003. Contribution of time tracers (Mg2+, TOC, δ13CTDIC, NO3−) to understand the role of the unsaturated zone: A case study-Karst aquifers in the Doubs valley, eastern France. Geophysical Research Letters, 30(6). DOI:10.1029/2002gl016781

Celle, H., Daniel, M., Mudry, J., Blavoux, B., 2000. Signal pluie et traçage par les isotopes stables en Méditerranée occidentale. Exemple de la région avignonnaise (Sud-Est de la France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, 331(10): 647-650. DOI:10.1016/s1251-8050(00)01469-5

Chalumeau, A., 2000. Fonctionnement hydrogéologique des exploitations de lignite du bassin de Fuveau (Bouches du Rhône). PhD Thesis, Université de France-Comté, 120 pp.

Champion, C., Choukroune, P., Clauzon, G., 2000. La déformation post-Miocène en Provence occidentale. Geodin Acta, 13: 67-85.

Chanat, J.G., Rice, K.C., Hornberger, G.M., 2002. Consistency of patterns in concentration-discharge plots. Water Resources Research, 38(8): 22-1-22-10. DOI:10.1029/2001wr000971

Chapelier, D., Mari, J.-L., 2000. Principes de base. Cours online de Géophysique., Lausanne: 99.

Chen, Z., Auler, A., Bakalowicz, M., Drew, D., Griger, F., Hartmann, J., Jiang, G., Moosdorf, N., Richts, A., Stevanovic, Z., Veni, G., Goldscheider, N., 2017. The World Karst Aquifer Mapping project: concept, mapping procedure and map of Europe. Hydrogeology Journal: 1-15. DOI:10.1007/s10040-016-1519-3

Chester, F.M., Logan, J.M., 1986. Implications for Mechanical-Properties of Brittle Faults from Observations of the Punchbowl Fault Zone, California. Pure and Applied Geophysics, 124(1-2): 79-106. DOI:Doi 10.1007/Bf00875720

Choquet, C., 1972. Etude geotechnique et hydrogéologique d'aménagements du Canal de Provence au Nord de Toulon (Var). . PhD Thesis, Univeristé Scientifique et médicale de Grenoble., 168 pp.

Chorowitz, J., Mekarina, A., 1992. Mise en évidence d'une extension apto-albienne orientée NW-SE en Provence (SE de la France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 315(2): 861-886.

Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P., Gautier, Y., Merle, O., Vuichard, J.P., 1986. Deformation and motion in the western Alpine Arc. Tectonics, 5(2): 215-226.

Cirpka, O.A., Fienen, M.N., Hofer, M., Hoehn, E., Tessarini, A., Kipfer, R., Kitanidis, P.K., 2007. Analyzing bank filtration by deconvoluting time series of electric conductivity. Ground Water, 45(3): 318-28. DOI:10.1111/j.1745-6584.2006.00293.x

Clark, I.D., Fritz, P., 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. CRC press.

Clauzon, G., 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13(2): 1251-1256.

Clauzon, G., 1978. The Messinian Var canyon (Provence, Southern France)—paleogeographic implications. Marine Geology, 27(3): 231-246.

Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M.-F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? Geology, 24(4): 363-366.

Clauzon, G., Suc, J.P., Popescu, S.M., Marunteanu, M., Rubino, J.L., Marinescu, F., Melinte, M.C., 2005. Influence of Mediterranean sea-level changes on the Dacic Basin (Eastern Paratethys)

during the late Neogene: the Mediterranean Lago Mare facies deciphered. Basin Research, 17(3): 437-462.
Cluseau, R., 1965. Mission expérimentale à La Ciotat et Cassis. Recherches des émergences d'eau douce en mer., B.R.G.M.
Combes, A., 1976. Essai de méthodologie en pays karstique. Etude des problèmes hydrogéologiques et géotechniques dans le Massif des Morières. Thèse de Doctorat de l'Université scientifique et médicale de Grenoble: 181.
Combes, P., 1984. La tectonique récente de la Provence occidentale, caractéristiques dynamiques et cinématiques: méthodologie de zonation tectonique et relations avec la séismicité. Thèse Sciences, Université de Strasbourg.: 182.
Combes, P.J., 1998. Geologic and paleomorphological observations of the Neogene and the Pleistocene of the Parnass Zone (Greece); application to the exploration for and exploitation of bauxites. Acta Carsologica, 41(4): 401-411.
Cook, P.G., Herczeg, A.L., 2012. Environmental tracers in subsurface hydrology. Springer Science & Business Media.
Cormary, Y., Guilbot, A., 1969. Relations pluie-débit sur le bassin de la Sioule. Rapport DGRST(30): 35.
Cornet, C., 1966. Évolution tectonique et morphologie de la Provence depuis l'Oligocène. Thèse de Doctorat d'État Thesis, Paris, Mém. Soc. Géol. France, t. XLV, fasc. 2, n° 103, 245 pp.
Coulier, C., 1985. Hydrogéologie karstique de la Sainte Baume occidentale, Bouches du Rhône-Var, France. PhD Thesis.
Coulon, C., 1967. Le volcanisme basique de la Basse Provence occidentale (région toulonnaise et massif des Maures).
Courbon, P., 1979. Synthèse des recherches spéléologiques et hydrologiques sur le plateau du Siou Blanc (Var). Spelunca, 1: 3-10.
Courbon, P., Lucot, J.P., Vasseur, F., Bouchard, R., Dighouth, M., Dou, G., Beratto, P., 2017. Plan et profil développé de la source de Saint-Antoine, http://www.plongeesout.com/sites/cote-azur/var/St%20Antoine/St%20Antoine.htm.
Courreges, M., 1997. Le Crypto-karst de la peninsule du Medoc: crypto-alteration, dissolution, karst sous-marin et evolution quaternaire. Quaternaire, 8(2-3): 289-304.
Coustau, M., Bouvier, C., Borrell-Estupina, V., Jourde, H., 2012. Flood modelling with a distributed event-based parsimonious rainfall-runoff model: case of the karstic Lez river catchment. Nat Hazard Earth Sys, 12(4): 1119-1133.
Covington, M.D., Wicks, C.M., Saar, M.O., 2009. A dimensionless number describing the effects of recharge and geometry on discharge from simple karstic aquifers. Water Resources Research, 45(11): 16 p. DOI:10.1029/2009wr008004
Craig, H., 1961. Isotopic Variations in Meteoric Waters. Science, 133(3465): 1702-3. DOI:10.1126/science.133.3465.1702
Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross sections. Canadian Journal of Earth Sciences, 6(4): 743-757.
Dalmasso, H., 2001. Analyse stratigraphique et modélisation numérique de systèmes carbonatés néritiques tropicaux à subtropicaux: discrimination et quantification des paramètres de contrôle: cas de la plate-forme fini-jurassique/éocrétacée de Basse-Provence et de la Grande Barrière Récifale quaternaire d'Australie, Université de Provence.
Darling, W.G., Gooddy, D.C., MacDonald, A.M., Morris, B.L., 2012. The practicalities of using CFCs and SF6 for groundwater dating and tracing. Applied Geochemistry, 27(9): 1688-1697. DOI:10.1016/j.apgeochem.2012.02.005
Delbart, C., 2013. Variabilité spatio-temporelle du fonctionnement d'un aquifère karstique du Dogger: suivis hydrodynamiques et géochimiques multifréquences; traitement du signal des réponses physiques et géochimiques, Université Paris Sud-Paris XI.
Delbart, C., Valdés, D., Barbecot, F., Tognelli, A., Couchoux, L., 2016. Spatial organization of the impulse response in a karst aquifer. Journal of Hydrology, 537: 18-26. DOI:10.1016/j.jhydrol.2016.03.029
Delfaud, J., Toutin-Morin, N., Morin, R., 1989. Un cône alluvial en bordure d'un bassin intramontagneux: La formation permienne du Rocher de Roquebrune (Bassin du Bas-Argens,

Provence orientale). Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 309(18): 1811-1817.

Denic-Jukic, V., Jukic, D., 2003. Composite transfer functions for karst aquifers. Journal of Hydrology, 274(1): 80-94. DOI:10.1016/S0022-1694(02)00393-1

Dörfliger, N., 2010. Guide méthodologique: Les outils de l'hydrogéologie karstique pour la caractérisation de la structure et du fonctionnement des systèmes karstiques et l'évaluation de leur ressource. Rapport BRGM/RP-58237-FR. 2010. Available on: http://www. onema. fr/sites/default/files/pdf/2010_068. pdf.

Drogue, C., 1972. Analyste statistique des hydrogrammes de décrues des sources karstiques. Journal of Hydrology, 15: 49-68.

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., Vergari, A., 2014. The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. Earth-Science Reviews, 131: 116-148. DOI:10.1016/j.earscirev.2014.01.006

Dufresne, C., 2014. Compréhension et analyse des processus hydrosédimentaires dans la Baie de Toulon. Apport à la modélisation de la dispersion des radionucléides. PhD Thesis, Université Toulon-Var, 264 pp.

Dupuis, C., 1992. Mesozoic kaolinised giant regoliths and Neogene haloysitic cryptokarst : two striking paleoweathering types in Belgium. In: Schmitt, M., Gall, Q. (Eds.), Mineralogical and geochemical records of paleoweathering. Mem. Sci. de la Terre. ENSMP, pp. 61-68.

Durand, M., Caron, J.P., Hagdorn, H., 2011. Triassic of southern France, Pan-European Correlation of the Triassic. 8th International Field Workshop., pp. 67.

Durozoy, G., Paloc, H., 1969. Bassin du Beausset (Bouches du Rhone-Var): enseignements apportés par les expériences de coloration. BRGM, rapport inédit, 69.

El Khanchoufi, A., 1988. Les alternances marno-calcaires du jurassique inférieur et moyen de Provence. PhD Thesis, Université de Provence, 225 pp.

Emblanch, C., 1997. Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques: étude en région méditerranéenne de montagne, Université d'Aavignon et des Pays du Vaucluse, 209 pp.

Emblanch, C., Zuppi, G.M., Mudry, J., Blavoux, B., Batiot, C., 2003. Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone: the example of the Vaucluse karst systems (Southeastern France). Journal of Hydrology, 279(1-4): 262-274. DOI:10.1016/S0022-1694(03)00180-X

Emre, T., Truc, G., 1978. Mise en évidence d'un contact discordant Oligocène-Trias dans le massif de Suzette. Implications tectoniques et conséquences sur l'origine des évaporites ludiennes du bassin de Mormoiron (Vaucluse). Géol. Alp, 54: 17-23.

Emrich, K., Ehhalt, D.H., Vogel, J.C., 1970. Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. Earth and Planetary Science Letters, 8(5): 363-371.

Epstein, S., Mayeda, T., 1953. Variation of O18 content of waters from natural sources. Geochimica et cosmochimica acta, 4(5): 213-224.

Espurt, N., Hippolyte, J.C., Saillard, M., Bellier, O., 2012. Geometry and kinematic evolution of a long-living foreland structure inferred from field data and cross section balancing, the Sainte-Victoire System, Provence, France. Tectonics, 31(4).

Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., Withjack, M.O., 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. Journal of Structural Geology, 32(11): 1557-1575. DOI:10.1016/j.jsg.2010.06.009

Ferrill, D., Morris, A., 2003. Dilational normal faults. Journal of structural geology, 25: 183-196.

Filipponi, M., Jeannin, P.Y., 2008. What makes a bedding plane favourable to karstification? The role of the primary rock permeability, Proceedings of 4th European speleological congress, Vercors, France.

Filipponi, M., Jeannin, P.Y., Tacher, L., 2009. Evidence of inception horizons in karst conduit networks. Geomorphology, 106(1-2): 86-99. DOI:10.1016/j.geomorph.2008.09.010

Filipponi, M., Jeannin, P.Y., Tacher, L., 2010. Understanding cave genesis along favourable bedding planes. The role of the primary rock permeability. Z Geomorphol, 54(2): 91-114. DOI:10.1127/0372-8854/2010/0054S2-0006

Fiorillo, F., 2011. The role of the evapotranspiration in the aquifer recharge processes of Mediterranean areas, Evapotranspiration-From Measurements to Agricultural and Environmental Applications. InTech, pp. 373-388.

Fiorillo, F., 2014. The Recession of Spring Hydrographs, Focused on Karst Aquifers. Water Resources Management, 28(7): 1781-1805. DOI:10.1007/s11269-014-0597-z

Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. Earth and Planetary Science Letters, 173(3): 157-170.

Fleury, P., 2005. Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers méditerranéens. Fonctionnement et caractérisation. PhD Thesis, Universite Pierre et Marie Curie - Paris VI. tel-00789234, 286 pp.

Fleury, P., Bakalowicz, M., Becker, P., 2007a. Caractérisation d'un système karstique à exutoire sous-marin : exemple de La Mortola (Italie). Comptes Rendus Geoscience, 339(6): 407-417. DOI:10.1016/j.crte.2007.04.004

Fleury, P., Bakalowicz, M., de Marsily, G., Cortes, J.M., 2007b. Functioning of a coastal karstic system with a submarine outlet, in southern Spain. Hydrogeology Journal, 16(1): 75-85. DOI:10.1007/s10040-007-0215-8

Fleury, P., Kong-A-Siou, L., Johannet, A., Darras, T., Pistre, S., Guilhalmenc, M., Maréchal, J.-C., Dörfliger, N., 2013a. Rôle du Karst dans les crues du fleuve Lez. Karstologia, 62: 41-48.

Fleury, P., Ladouche, B., Conroux, Y., Jourde, H., Dörfliger, N., 2009. Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management – The Lez spring. Journal of Hydrology, 365(3-4): 235-243. DOI:10.1016/j.jhydrol.2008.11.037

Fleury, P., Maréchal, J.C., Ladouche, B., 2013b. Karst flash-flood forecasting in the city of Nîmes (southern France). Engineering Geology, 164: 26-35. DOI:10.1016/j.enggeo.2013.06.007

Fleury, P., Plagnes, V., Bakalowicz, M., 2007c. Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (South of France). Journal of Hydrology, 345(1-2): 38-49. DOI:10.1016/j.jhydrol.2007.07.014

Floquet, M., Fournier, F., Leonide, P., Guillet, A.C., 2013. Etude du forage de la Bastide Blanche (plateau du Castellet, Var). Rapport final d'analyses.

Floquet, M., Gari, J., Hennuy, J., Léonide, P., Philip, J., 2005. Sédimentations gravitaires carbonatées et silicoclastiques dans un bassin en transtension, séries d'âge Cénomanien à coniacien moyen du Bassin-Sud Provençal. Livret guide d'excursion géologique. , 10ème Congrès Français de Sédimentologie: 85.

Floquet, M., Léonide, P., Marchand, D., 2007. Dynamique sédimentaire du Bassin Sud-Provençal au Jurassique. . Livret guide d'excursion géologique, Groupe Français d'étude du Jurassique. Livre en dépôt à Aix-Marseille Université, Centre Saint Charles, Marseille: 125.

Floquet, M., Philip, J., Leonide, P., Gari, J., 2006. Sédimentation et Géodynamique du Bassin Sud-Provençal au Crétacé Supérieur. Livret guide d'excursion géologique, Réunion Spécialisée de la Société Géologique de France. Histoire et dynamique des plates-formes carbonatées et de leur biotas durant le Phanérozoïque.: 62.

Ford, D., Williams, P.D., 2013. Karst hydrogeology and geomorphology. John Wiley & Sons. DOI:10.1002/9781118684986.ch5

Ford, D.C., Ewers, R.O., Lauritzen, S.E., 2000. Hardware and Software Modeling of Initial Conduit Development in Karst Rocks (Ford, Ewers, and Lauritzen). Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers. the National Speleological Society, Huntsville, Alabama 35810, U.S.A., 540 pp.

Ford, D.C., Williams, P.W., 2007. Karst Hydrogeology and Geomorphology. John Wiley & Sons., Chichester. DOI:10.1002/9781118684986

Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D., Vanderhaeghe, O., 2006. Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. J Geol Soc London, 163(5): 815-826.

Fournier, F., Borgomano, J., 2009. Critical porosity and elastic properties of microporous mixed carbonatesiliciclastic. Geophysics.

Fournier, F., Leonide, P., Biscarrat, K., Gallois, A., Borgomano, J., Foubert, A., 2011. Elastic properties of microporous cemented grainstones. Geophysics, 76(6): 211-226. DOI:10.1190/Geo2011-0047.1

Fournier, M., 2006. Identification des modalités de transport et de la vulnérabilité du karst de la craie: application de nouveaux outils statistiques d'analyse des données au système du Hannetot (Seine-Maritime, France), Université de Rouen.

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 pp.

Fournillon, A., Abelard, S., Viseur, S., Arfib, B., Borgomano, J., 2012. Characterization of karstic networks by automatic extraction of geometrical and topological parameters: comparison between observations and stochastic simulations. Geol Soc Spec Publ, 370: 247-264. DOI:10.1144/SP370.8

Friedman, I., O'Neil, J.R., 1977. Data of geochemistry: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest, 440. US Government Printing Office.

Frijia, G., Parente, M., 2008. Strontium isotope stratigraphy in the upper Cenomanian shallow-water carbonates of the southern Apennines: Short-term perturbations of marine 87 Sr/86 Sr during the oceanic anoxic event 2. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 261(1): 15-29.

Fu, T.G., Chen, H.S., Wang, K.L., 2016. Structure and water storage capacity of a small karst aquifer based on stream discharge in southwest China. Journal of Hydrology, 534: 50-62. DOI:10.1016/j.jhydrol.2015.12.042

Gabrovšek, F., Häuselmann, P., Audra, P., 2014. 'Looping caves' versus 'water table caves': The role of base-level changes and recharge variations in cave development. Geomorphology, 204: 683-691. DOI:10.1016/j.geomorph.2013.09.016

Gari, J., 2008. Developpements en geologie numerique d'affleurement et modelisation stratigraphique 3D: Exemple de la marge carbonatee du bassin Sud-Provencal au Cretace Superieur (SE, France). Universite de Provence, Ph. D thesis, 278 pp.

Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., Vadeboin, F., 2007. Miocene rotation of Sardinia: new paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. Earth and Planetary Science Letters, 258(3): 359-377.

Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaskovicova, L., Bloschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., Viglione, A., 2009. A compilation of data on European flash floods. Journal of Hydrology, 367(1-2): 70-78. DOI:10.1016/j.jhydrol.2008.12.028

Geyer, T., Birk, S., Liedl, R., Sauter, M., 2008. Quantification of temporal distribution of recharge in karst systems from spring hydrographs. Journal of Hydrology, 348(3-4): 452-463. DOI:10.1016/j.jhydrol.2007.10.015

Gilli, E., 2000. Etude des conditions d'méergence et du bassin d'alimentation de la source Beaupré (signes - Var), Société des Sources de Signes.

Gilli, E., 2002. Etude préalable sur le drainage des karsts littoraux. Rapport Agence de l'Eau Rh.

Gilli, E., 2009. Localisation des émergences karstiques des Calanques de Cassis et de la Baie de la Ciotat. , Centre d'Etude du Karst - projet KarstEAU.

Gillon, M., Barbecot, F., Gibert, E., Alvarado, J.A.C., Marlin, C., Massault, M., 2009. Open to closed system transition traced through the TDIC isotopic signature at the aquifer recharge stage, implications for groundwater 14 C dating. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(21): 6488-6501.

Gisquet, F., 2012. Les drains dolomitiques super-K : géométries, hétérogénéités-réservoirs, origines. La Formation Khuff en subsurface (Permo-Trias, Qatar-Iran) et un analogue à l'affleurement (Jurassique supérieur, Provence - France). . Thèse de Doctorat d'Aix-Marseille Université: 547.

Goldscheider, N., Drew, D., 2007. Methods in Karst Hydrogeology: IAH: International Contributions to Hydrogeology, 26. Taylor and Francis Group, Leiden, Netherlands.

Gonfiantini, R., Zuppi, G.M., 2003. Carbon isotope exchange rate of DIC in karst groundwater. Chemical Geology, 197(1-4): 319-336. DOI:10.1016/s0009-2541(02)00402-3

Gooddy, D.C., Darling, W.G., Abesser, C., Lapworth, D.J., 2006. Using chlorofluorocarbons (CFCs) and sulphur hexafluoride (SF 6) to characterise groundwater movement and residence time in a lowland Chalk catchment. Journal of hydrology, 330(1): 44-52.

Gounon, A., 1999. Délimitation du périmètre de protection de la retenue de Dardennes et des sources qui l'alimentent. Expertise officielle.

Gouvernet, C., 1963. Structure de la région toulonnaise, Ministère de l'Industrie.

Gouvernet, C., Gueirard, S., Caron, J.P., Masse, J.P., Philip, J., Blanc, J.J., Coulon, C., Damiani, L., Durozoy, G., 1969. Notice explicative de la carte géologique de Toulon (1/50000) n°1064. 2ème Edition., Editions du BRGM, pp. 23.

Grosheny, D., Philip, J., 1989. Dynamique biosedimentaire de bancs a rudistes dans un environnement perideltaique; la formation de la Cadiere d9Azur (Santonien, SE France). Bulletin de la Société géologique de France(6): 1253-1269.

Gudmundsson, A., Berg, S.S., Lyslo, K.B., Skurtveit, E., 2001. Fracture networks and fluid transport in active fault zones. Journal of Structural Geology, 23(2-3): 343-353. DOI:10.1016/S0191-8141(00)00100-0

Guilbot, A., 1975. Modélisation d'un écoulement d'un aquifère karstique: liaisons pluie débit: application aux bassins de Saugras et du Lez, Université des Sciences et Techniques du Languedoc.

Guyonnet-Benaize, C., Lamarche, J., Masse, J.P., Villeneuve, M., Viseur, S., 2010. 3D structural modelling of small-deformations in poly-phase faults pattern. Application to the Mid-Cretaceous Durance uplift, Provence (SE France). Journal of Geodynamics, 50(2): 81-93. DOI:10.1016/j.jog.2010.03.003

Hairabian, A., 2007. Reconstitution paléoenvironnementale de la bordure sud du Bassin Sud-Provençal (secteur du Val d'Aren, Var) au Cénomanien supérieur, Université de Provence, 35 pp.

Hartmann, A., Goldscheider, N., Wagener, T., Lange, J., Weiler, M., 2014. Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches. Reviews of Geophysics, 52(3): 218-242. DOI:10.1002/2013rg000443

Hartmann, A., Lange, J., Vivó Aguado, À., Mizyed, N., Smiatek, G., Kunstmann, H., 2012. A multi-model approach for improved simulations of future water availability at a large Eastern Mediterranean karst spring. Journal of Hydrology, 468-469: 130-138. DOI:10.1016/j.jhydrol.2012.08.024

Häuselmann, P., 2002. Cave genesis and its relation to surface processes: investigation in the Siebenhengste region (BE, Switzerland). PhD Thesis, University of Berne, Swizerland.

Häuselmann, P., Jeannin, P.Y., Bitterli, T., 1999. Relationships between karst and tectonics: case-study of the cave system north of Lake Thun (Bern, Switzerland)Relations entre karst et tectonique : l'exemple du réseau spéléologique du nord du lac de Thoune (Berne, Suisse). Geodin Acta, 12(6): 377-388. DOI:10.1016/s0985-3111(99)00104-7

Hennuy, J., 2003. Sédimentation carbonatée et silicoclastique sous contrôle tectonique, le Bassin Sud-Provençal et sa plate-forme carbonatée du Turonien moyen au Coniacien moyen : évolution séquentielle, diagénétique, paléogéographique. PhD Thesis, Universite de Provence.

Hermoso, M., 2007. Les perturbations environnementales au cours du Toarcien inférieur. Apport de l'étude sédimentologique et géochimique de séries boéales et Ouest-Téthysiennes., Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 393 pp.

Herold, T., Jordan, P., Zwahlen, F., 2000. The influence of tectonic structures on karst flow patterns in karstified limestones and aquitards in the Jura Mountains, Switzerland. Eclogae Geol Helv, 93(3): 349-362. DOI:10.5169/seals-168827

HGM, 2013. Etudes géologiques et hydrogéologiques - Rapport de synthèse - REF : 13-02-005.

Hippolyte, J.-C., Angelier, J., Bergerat, F., Nury, D., Guieu, G., 1993. Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France. Tectonophysics, 226(1-4): 15-35.

Hippolyte, J.-C., Nury, D., Angelier, J., Bergerat, F., 1991. Relation entre tectonique extensive et sédimentation continentale: exemple des bassins oligocènes de Marseille et de Basse-Provence. Bulletin de la Société géologique de France, 162(6): 1083-1094.

Hornberger, G.M., Spear, R.C., 1981. Approach to the preliminary analysis of environmental systems. J. Environ. Mgmt., 12(1): 7-18.

Houze, R.A., 2012. Orographic effects on precipitating clouds. Reviews of Geophysics, 50(1). DOI:10.1029/2011rg000365

Hudson, J.D., 1977. Stable isotopes and limestone lithification. Geological Society, London, 133: 637-660.

Huneau, F., Dakoure, D., Celle-Jeanton, H., Vitvar, T., Ito, M., Traore, S., Compaore, N.F., Jirakova, H., Le Coustumer, P., 2011. Flow pattern and residence time of groundwater within the south-eastern Taoudeni sedimentary basin (Burkina Faso, Mali). Journal of Hydrology, 409(1-2): 423-439. DOI:10.1016/j.jhydrol.2011.08.043

IAEA, 2006. Use of chlorofluorocarbons in hydrology : A guidebook. .

James, N.P., Choquette, P.W., 1983. Diagenesis 6. Limestones — The Sea Floor Diagenetic Environment. Geosciences Canada, 10(4): 162-179.

Jaquet, O., Siegel, P., Klubertanz, G., Benabderrhamane, H., 2004. Stochastic discrete model of karstic networks. Advances in Water Resources, 27(7): 751-760.

Jeanne, P., Guglielmi, Y., Cappa, F., 2012. Multiscale seismic signature of a small fault zone in a carbonate reservoir: Relationships between VP imaging, fault zone architecture and cohesion. Tectonophysics, 554-557: 185-201. DOI:10.1016/j.tecto.2012.05.012

Jenkyns, H., 1988. The early Toarcian (Jurassic) anoxic event-stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. American Journal of Science, 288(2): 101-151.

Jirakova, H., Huneau, F., Hrkal, Z., Celle-Jeanton, H., Le Coustumer, P., 2010. Carbon isotopes to constrain the origin and circulation pattern of groundwater in the north-western part of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic). Applied Geochemistry, 25(8): 1265-1279. DOI:10.1016/j.apgeochem.2010.05.012

Johannet, A., Mangin, A., Vayssade, B., 2008. Modélisation d'un système karstique par réseaux de neurones. Simulation des débits du karst du Baget-France. Cahiers de Géographie-collection EDYTEM, 7: 51-62.

Jourde, H., Lafare, A., Mazzilli, N., Belaud, G., Neppel, L., Dörfliger, N., Cernesson, F., 2013. Flash flood mitigation as a positive consequence of anthropogenic forcing on the groundwater resource in a karst catchment. Environmental Earth Sciences, 71(2): 573-583. DOI:10.1007/s12665-013-2678-3

Journey, C.A., Beaulieu, K.M., Bradley, P.M., 2013. Environmental Factors that Influence Cyanobacteria and Geosmin Occurrence in Reservoirs. Chapter 2, Current Perspectives in Contaminant Hydrology and Water Resources Sustainability. DOI:10.5772/54807

Jouves, J., 2011. Spéléogenèse et remplissages sédimentaires en cavités karstiques: témoins de l'évolution géodynamique tertiaire de l'unité du Beausset (SE France), 54 pp.

Jouves, J., 2018. Origine, caractérisation et distribution prédictive des structures karstiques. De la karstologie aux modèles numériques 3D. PhD Thesis, Aix-Marseille Université, CEREGE.

Jouves, J., Viseur, S., Arfib, B., Baudement, C., Camus, H., Collon, P., Guglielmi, Y., 2017. Speleogenesis, geometry, and topology of caves: A quantitative study of 3D karst conduits. Geomorphology, 298: 86-106. DOI:10.1016/j.geomorph.2017.09.019

Jouves, J., Viseur, S., Camus, H., Arfib, B., Guglielmi, Y., 2016. Karst conduit networks simulation based on morphometric characterization of karst analogous, Proceedings Eurokarst Neuchâtel.

Judge, P.A., Allmendinger, R.W., 2011. Assessing uncertainties in balanced cross sections. Journal of Structural Geology, 33(4): 458-467. DOI:10.1016/j.jsg.2011.01.006

Jukić, D., Denić-Jukić, V., 2009. Groundwater balance estimation in karst by using a conceptual rainfall–runoff model. Journal of Hydrology, 373(3-4): 302-315. DOI:10.1016/j.jhydrol.2009.04.035

Jurgens, B.C., Böhlke, J.K., Eberts, S.M., 2012. TracerLPM (Version 1): An Excel® workbook for interpreting groundwater age distributions from environmental tracer data. US Geological Survey, pp. 60.

Juttner, F., Watson, S.B., 2007. Biochemical and ecological control of geosmin and 2-methylisoborneol in source waters. Applied and environmental microbiology, 73(14): 4395-4406. DOI:10.1128/AEM.02250-06

Kaufmann, B., 1997. Diagenesis of middle Devonian carbonate mounds of the Mader basin (eastern Anti-Atlas, Morocco). Journal of Sedimentary Research, 67(5): 945-956.

Kim, Y.S., Sanderson, D.J., 2005. The relationship between displacement and length of faults: a review. Earth-Science Reviews, 68(3-4): 317-334. DOI:10.1016/j.earscirev.2004.06.003

Kiraly, L., 2003. Karstification and Groundwater Flow. Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, 1(3): 1-26.

Klaus, J., McDonnell, J.J., 2013. Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation. Journal of Hydrology, 505: 47-64. DOI:10.1016/j.jhydrol.2013.09.006

KlemeŠ, V., 1986. Operational testing of hydrological simulation models. Hydrological Sciences Journal, 31(1): 13-24. DOI:10.1080/02626668609491024

Klimchouk, A., 2000. Types of karst and evolution of hydrogeological setting. In: Klimchouk, A., Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W. (Eds.), Speleogenesis: Evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville, Alabama, pp. 45-53.

Klimchouk, A., 2004. Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, 2(1): 1-13.

Klimchouk, A., 2009. Morphogenesis of hypogenic caves. Geomorphology, 106(1-2): 100-117. DOI:10.1016/j.geomorph.2008.09.013

Kong A Siou, L., 2011. Modélisation des crues de bassins karstiques par réseaux de neurones. Cas du bassin du Lez (France), Thèse université Montpellier II, 230 pp.

Kovács, A., Perrochet, P., 2008. A quantitative approach to spring hydrograph decomposition. Journal of Hydrology, 352(1-2): 16-29. DOI:10.1016/j.jhydrol.2007.12.009

Kovács, A., Perrochet, P., Király, L., Jeannin, P.-Y., 2005. A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. Journal of Hydrology, 303(1-4): 152-164. DOI:10.1016/j.jhydrol.2004.08.023

Krawczyk, W.E., Ford, D.C., 2006. Correlating specific conductivity with total hardness in limestone and dolomite karst waters. Earth surface processes and landforms, 31(2): 221-234.

Lacombe, O., Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. Tectonics, 24(1): 20. DOI:10.1029/2004tc001673

Lacombe, O., Mouthereau, F., 2002. Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees). Tectonics, 21(4).

Ladouche, B., Marechal, J.-C., Dorfliger, N., 2014. Semi-distributed lumped model of a karst system under active management. Journal of Hydrology, 509: 215-230. DOI:10.1016/j.jhydrol.2013.11.017

Ladouche, B., Probst, A., Viville, D., Idir, S., Baqué, D., Loubet, M., Probst, J.-L., Bariac, T., 2001. Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological approaches (Strengbach catchement, France). Journal of Hydrology, 242(3-4): 255-274.

Lamarche, J., Gauthier, B., Leroy, Y., Souloumiac, P., Lavenu, A., 2013. Can Mechanical Balancing Explain Untypical Fractures When Geometrical Balancing Fails? DOI:10.3997/2214-4609.20132039

Lamarque, T., 2015a. Campagne de jaugeage sur le Las et Traçage Artificiel perte du Las à Dardennes janvier et juin-juillet-août 2015 - étude réalisée en juin-juillet-août 2015.

Lamarque, T., 2015b. Campagne de traçages artificiels au mont Faron - étude réalisée en février - mai 2015.

Lamarque, T., Maurel, P., 2004. Projet SPELE-EAU Compte-rendu général des opérations 1993-2000. Rapport Spélé-H2O. rapport interne.

Lamarque, T., Maurel, P., Arfib, B., N'dah, T., Baudement, C., 2016. Origine de l'eau d'une source karstique en relation avec une rivière – Etude par traçage artificiel et test hydraulique de la vulnérabilité de la source Saint Antoine (Toulon- SE France), EUROKARST 2016, Neûchatel, Suisse.

Lamarque, T., Maurel, P., Courbon, P., 2008. Le Las: Une rivière dans la ville. Synthèse sur l'environnement aquatique du Las et de la vallée de Dardennes. Toulon, Var, France. Association Val d'As. . Val d'As: 264.

Land, L.S., 1980. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No.28: 87-110. DOI:10.2110/sepmsp.105.

Lastennet, R., Mudry, J., 1997. Role of karstification and rainfall in the behavior of a heterogeneous karst system. Environmental Geology, 32(2): 114-123.

Laville, P., 1981. La formation bauxitique provençale (France). Séquence des faciès chimiques et paléomorphologie Crétacé. Chronique de la recherche minière. .

Le Clerc, S., Noret, C., 2008. Barrage de Dardennes - Etude hydrologique - Calcul de la crue de projet, COYNE et BELLIER, Bureau d'ingénieurs conseils - Ville de Toulon.

Le Pichon, X., Bergerat, F., Roulet, M.-J., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. Geological Society of America Special Papers, 218: 111-132.

Lee, E.S., Krothe, N.C., 2001. A four-component mixing model for water in a karst terrain in south-central Indiana, USA. Using solute concentration and stable isotopes as tracers. Chemical Geology, 179(1): 129-143.

Leonide, P., 2007. Réponses des plates-formes carbonatées aux changements paléo-océanographiques, paléo-climatiques et tectoniques. Le bassin Sud-Provençal au Jurassique Inférieur à Moyen. PhD Thesis, Provence, 385 pp.

Leonide, P., Floquet, M., Durlet, C., Baudin, F., Pittet, B., Lecuyer, C., 2012. Drowning of a carbonate platform as a precursor stage of the Early Toarcian global anoxic event (Southern Provence sub-Basin, South-east France). Sedimentology, 59(1): 156-184. DOI:10.1111/j.1365-3091.2010.01221.x

Leonide, P., Fournier, F., Reijmer, J.J.G., Vonhof, H., Borgomano, J., Dijk, J., Rosenthal, M., van Goethem, M., Cochard, J., Meulenaars, K., 2014. Diagenetic patterns and pore space distribution along a platform to outer-shelf transect (Urgonian limestone, Barremian-Aptian, SE France). Sedimentary Geology, 306: 1-23. DOI:10.1016/j.sedgeo.2014.03.001

Levens, R.L., Williams, R.E., Ralston, D.R., 1994. Hydrogeologic role of geologic structures. Part 1 : The paradigm. Journal of Hydrology, 156: 227-243.

Liao, Z., Osenbrück, K., Cirpka, O.A., 2014. Non-stationary nonparametric inference of river-to-groundwater travel-time distributions. Journal of hydrology, 519: 3386-3399.

Loke, M.H., Barker, R., 2004. RES2Dinv software. Geotomo Software Company.

Londe, P., 1989. Etude hydrologique.

Lowe, D.J., 1992. The origin of limestone caverns: an inception horizon hypothesis, Manchester Polytechnic University, U.K., 512 pp.

Lucot, J.P., Chardin, G., 2017. Fichier des cavités du Var (France). [Cave database of the Var region – France]. http://www.fichiertopo.fr/.

Machhour, L., 1988. Le bassin toulonnais au Crétacé moyen (Aptien-Cénomanien). Thèse Doct. Univ. Aix-Marseille I.

Maire, R., 1990. La haute montagne calcaire., Université de Nice, 732 pp.

Maiss, M., Brenninkmeijer, C.A.M., 1998. Atmospheric SF6: trends, sources, and prospects. Environmental Science & Technology, 32(20): 3077-3086.

Malard, A., Jeannin, P.Y., Vouillamoz, J., Weber, E., 2015. An integrated approach for catchment delineation and conduit-network modeling in karst aquifers: application to a site in the Swiss tabular Jura. Hydrogeology Journal, 23(7): 1341-1357. DOI:10.1007/s10040-015-1287-5

Maliva, R.G., Budd, D.A., Clayton, E.A., Missimer, T.M., Dickson, J.A.D., 2011. Insights into the dolomitization process and porosity modification in sucrosic dolostones, Avon Park Formation (Middle Eocene), East-Central Florida, USA. Journal of Sedimentary Research, 81(3): 218-232.

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

Mangin, A., 1981. Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques. CR Acad. Sci. Paris, 293: 401-404.

Mangin, A., 1982. Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques., 3ème Colloque. d'hydrologie en Pays Calcaire, Neuchâtel, pp. 159-172.

Mangin, A., 1984. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. Journal of hydrology, 67(1-4): 25-43.

Maréchal, J.C., Ladouche, B., Dörfliger, N., 2008. Karst flash flooding in a Mediterranean karst, the example of Fontaine de Nîmes. Engineering Geology, 99(3-4): 138-146. DOI:10.1016/j.enggeo.2007.11.013

Maréchal, J.C., Vestier, A., Jourde, H., Dörfliger, N., 2013. L'hydrosystème du Lez: une gestion active pour un karst à enjeux. Karstologia, 62: 1-6.

Margat, J., 2004. L'eau des Méditerranéens: situation et perspectives.

Marsaud, B., 1997. Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. PhD Thesis, Paris 11.

Martel, E.A., 1921. Nouveau traité des eaux souterraines., Paris: Doin.

Martin, J.B., Screaton, E.J., 2001. Exchange of matrix and conduit water with examples from the floridan aquifer. 38-44.

Martin, P., 1991. Hydromorphologie des géosystèmes karstiques des versants nord et ouest de la Sainte Baume. Etude hydrologique, hydrochimique et de vulnérabilité à la pollution. PhD Thesis, Thèse de géographie, Université de Provence.

Masse, J.-P., Fenerci-Masse, M., 2011. Drowning discontinuities and stratigraphic correlation in platform carbonates. The late Barremian–early Aptian record of southeast France. Cretaceous Research. DOI:10.1016/j.cretres.2011.04.003

Masse, J.P., 1976. Les calcaires Urgoniens de Provence (Valanginien-Aptien inférieur). Stratigraphie, Paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. Doctorat Thesis, Université d'Aix-Marseille II, 255 pp.

Masse, J.P., Isintek, I., 2000. Albian Dasycladale Algae from the Karaburun peninsula Turkey. Revue de Micropaléontologie, 43(3): 365-380.

Masse, J.P., Philip, J., 1969. Sur la presence de breches et de klippes sedimentaires dans l'Albien de la region de Sainte-Anne d'Evenos (Var); consequences paleogeographiques. Bulletin de la Société Géologique de France, 7(5): 666-669.

Massei, N., Mahler, B.J., Bakalowicz, M., Fournier, M., Dupont, J.P., 2007. Quantitative interpretation of specific conductance frequency distributions in karst. Ground Water, 45(3): 288-93. DOI:10.1111/j.1745-6584.2006.00291.x

Mathevet, T., Lepiller, M., Mangin, A., 2004. Application of time-series analyses to the hydrological functioning of an Alpine karstic system: the case of Bange-L'Eau-Morte. Hydrol Earth Syst Sc, 8(6): 1051-1064.

Matonti, C., 2015. Exploration géophysique des processus de fracturation et de réactivation dans les carbonates à l'échelle métrique. PhD Thesis, Aix-Marseille University, 170 pp.

Matonti, C., Guglielmi, Y., Viseur, S., Garambois, S., Marié, L., 2017. P-wave velocity anisotropy related to sealed fractures reactivation tracing the structural diagenesis in carbonates. Tectonophysics, 705: 80-92. DOI:10.1016/j.tecto.2017.03.019

Matonti, C., Lamarche, J., Guglielmi, Y., Marie, L., 2012. Structural and petrophysical characterization of mixed conduit/seal fault zones in carbonates: Example from the Castellas fault (SE France). Journal of Structural Geology, 39: 103-121. DOI:10.1016/j.jsg.2012.03.003

Mattauer, M., 1968. Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyrénéenne. Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, 10: 3-11.

Mauffret, A., Gorini, C., 1996. Structural style and geodynamic evolution of Camargue and Western Provençal basin, southeastern France. Tectonics, 15(2): 356-375.

Mazzilli, N., Guinot, V., Jourde, H., 2012. Sensitivity analysis of conceptual model calibration to initialisation bias. Application to karst spring discharge models. Advances in Water Resources, 42: 1-16. DOI:10.1016/j.advwatres.2012.03.020

Mazzilli, N., Guinot, V., Jourde, H., Lecoq, N., Labat, D., Arfib, B., Baudement, C., Danquigny, C., Dal Soglio, L., Bertin, D., 2017. KarstMod: a modelling platform for rainfall-discharge analysis and modelling dedicated to karst systems. Environmental Modelling and Software (in press): 7.

Mazzilli, N., Jourde, H., Guinot, V., Bailly-Comte, V., Fleury, P., 2011. Hydrological modelling of a karst aquifer under active groundwater management using a parsimonious conceptual model, H2Karst Conference (1-3 septembre 2011), Besançon, France.

McConnaughey, T.A., 2003. Sub-equilibrium oxygen-18 and carbon-13 levels in biological carbonates: carbonate and kinetic models. Coral Reefs, 22(4): 316-327

Meriano, M., Howard, K.W.F., Eyles, N., 2011. The role of midsummer urban aquifer recharge in stormflow generation using isotopic and chemical hydrograph separation techniques. Journal of Hydrology, 396(1): 82-93. DOI:http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.10.041

Mero, F., 1964. Barbutium springs follow up report (September 1963- to May 1964).

Merz, R., Bloschl, G., 2003. A process typology of regional floods. Water Resources Research, 39(12): 20 p. DOI:10.1029/2002wr001952

Meteo-France, 2017a. Database of rainfall exceptional events in the area of Toulon – Dardennes study site (Var "Département") : http://pluiesextremes.meteo.fr/france-metropole/Var.html.

Meteo-France, 2017b. Exceptional rainfal event of Draguignan – 15th June 2010 : http://pluiesextremes.meteo.fr/france-metropole/Catastrophe-de-Draguignan.html.

Micarelli, L., Benedicto, A., Wibberley, C.A.J., 2006. Structural evolution and permeability of normal fault zones in highly porous carbonate rocks. Journal of Structural Geology, 28(7): 1214-1227. DOI:10.1016/j.jsg.2006.03.036

Miller, J.D., Kim, H., Kjeldsen, T.R., Packman, J., Grebby, S., Dearden, R., 2014. Assessing the impact of urbanization on storm runoff in a peri-urban catchment using historical change in impervious cover. Journal of Hydrology, 515: 59-70. DOI:10.1016/j.jhydrol.2014.04.011

Mocochain, L., Audra, P., Bigot, J.Y., 2011. Base level rise and per ascensum model of speleogenesis (PAMS). Interpretation of deep phreatic karsts, vauclusian springs and chimney-shafts. Bulletin De La Societe Geologique De France, 182(2): 87-93. DOI:10.2113/gssgfbull.182.2.87

Mocochain, L., Audra, P., Clauzon, G., Bellier, O., Bigot, J.-Y., Parize, O., Monteil, P., 2009. The effect of river dynamics induced by the Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves: Example of the Lower Ardèche river (mid Rhône valley). Geomorphology, 106(1-2): 46-61. DOI:10.1016/j.geomorph.2008.09.021

Mocochain, L., Clauzon, G., Bigot, J.-Y., Brunet, P., 2006. Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France. Sedimentary Geology, 188-189: 219-233. DOI:10.1016/j.sedgeo.2006.03.006

Molliex, S., Bellier, O., Terrier, M., Lamarche, J., Martelet, G., Espurt, N., 2011. Tectonic and sedimentary inheritance on the structural framework of Provence (SE France): Importance of the Salon-Cavaillon fault. Tectonophysics, 501(1-4): 1-16. DOI:10.1016/j.tecto.2010.09.008

Mook, W., Rozanski, K., 2000. Environmental isotopes in the hydrological cycle. IAEA Publish, 39.

Mook, W.G., 1968. Geochemistry of the stable carbon and oxygen isotopes of natural waters in the Netherlands, Rijksuniversiteit te Groningen.

Morse, J.W., Mackenzie, F.T., 1990. Geochemistry of sedimentary carbonates, 48. Elsevier.

Moss, S., Tucker, M.E., 1995. Diagenesis of Barremian-Aptian platform carbonates (the Urgonian Limestone Formation of SE France): near-surface and shallow-burial diagenesis. Sedimentology, 42(6): 853-874.

Mudry, J., 1987. Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. PhD Thesis, Université de Franche-Comté.

Mudry, J., 1990. Les courbes flux chimique-debit et le fonctionnement des aquiferes karstiques. Journal of hydrology, 120(1-4): 283-294.

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

Nicod, J., 1967. Recherches géomorphologiques en Basse-Provence calcaire, 557 pp.

Nicod, J., 1975. Corrosion de type crypto-karstique dans les karsts méditerranéens. Bulletin de l'Association de géographes français, 52(427): 289-297.

Nicod, J., Blanc, J.J., Pomel, S., 1991. Recherches sur l'évolution du karst du Massif de Montrieux (Basse-Provence). Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband, 85: 39-57.

Nied, M., Pardowitz, T., Nissen, K., Ulbrich, U., Hundecha, Y., Merz, B., 2014. On the relationship between hydro-meteorological patterns and flood types. Journal of Hydrology, 519: 3249-3262. DOI:10.1016/j.jhydrol.2014.09.089

Ogunkoya, O.O., Jenkins, A., 1991. Analysis of runoff pathways and flow contributions using deuterium and stream chemistry. Hydrological Processes, 5(3): 271-282. DOI:10.1002/hyp.3360050307

Ondicolberry, J., 2015. Etude sédimentologique du Muschelkalk de la région Toulonnaise, Mémoire de Master 2, Aix-Marseille Université.

Padilla-Benitez, A., 1990. Los modelos matématicos aplicados al analisis de los acuiferos karsticos. PhD Thesis, 267 pp.

Padilla, A., Pulido-Bosch, A., 1995. Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. Journal of Hydrology, 168(1-4): 73-89.

Padilla, A., Pulido-Bosch, A., 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

Palmer, A.N., 1975. The Origin of Maze Caves. The NSS Bulletin, 37(3): 56-76.

Palmer, A.N., 1989. Stratigraphic and structural control of cave development and groundwater flow in the Mammoth Cave region, Karst Hydrology. Springer, pp. 293-316. DOI:https://doi.org/10.1007/978-1-4615-7317-3_11

Palmer, A.N., 1991. Origin and morphology of limestone caves. Geological Society of America Bulletin, 103(1): 1-21. DOI:10.1130/0016-7606(1991)103<0001:oamolc>2.3.co;2

Paloc, H., 1975. Alimentation en eau de la ville de Montpellier. Localisation d'un emplacement de captage dans le réseau souterrain de la source du Lez. Détermination de ses principales caractéristiques en préalable à l'exécution des travaux. Rapport BRGM, 79 SGN 654 LRO: 16.

Pardo-Igúzquiza, E., Dowd, P.A., Xu, C., Durán-Valsero, J.J., 2012. Stochastic simulation of karst conduit networks. Advances in Water Resources, 35: 141-150. DOI:10.1016/j.advwatres.2011.09.014

Pellerin, B.A., Wollheim, W.M., Feng, X., Vörösmarty, C.J., 2008. The application of electrical conductivity as a tracer for hydrograph separation in urban catchments. Hydrological Processes, 22(12): 1810-1818. DOI:10.1002/hyp.6786

Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2003a. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. Journal of hydrology, 279(1-4): 275-289.

Perrin, J., Jeannin, P.Y., Cornaton, F., 2007. The role of tributary mixing in chemical variations at a karst spring, Milandre, Switzerland. Journal of Hydrology, 332(1-2): 158-173. DOI:10.1016/j.jhydrol.2006.06.027

Perrin, K., Jeannin, P.Y., Zwahlen, F., 2003b. Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. Journal of Hydrology, 279(1-4): 106-124. DOI:10.1016/S0022-1694(03)00171-9

Petelet-Giraud, E., Negrel, P., 2007. Geochemical flood deconvolution in a Mediterranean catchment (Hérault, France) by Sr isotopes, major and trace elements. Journal of Hydrology, 337(1-2): 224-241. DOI:10.1016/j.jhydrol.2007.01.037

Philip, J., 1970. Les formations calcaires à rudistes du Cretécé Supérieur provençal et rhodanien. Thèse de Doctorat de de la faculté de Marseille.: 438.

Philip, J., 1987. L'évolution paleogéographique et structurale du front de chevauchement nord toulonnais basse provence.

Philip, J., 1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins.

Piper, 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. American geophysical union transactions, 25: 914-923.

Plummer, L.N., Busenberg, E., 2000. Chlorofluorocarbons, Environmental tracers in subsurface hydrology. Springer, pp. 441-478.

Profice, S., 2014. Mesure de propriétés monophasiques de milieux poreux peu perméables par voie instationnaire. PhD Thesis, Géologie appliquée. Université de Bordeaux., 148 pp.

Quemart, P., Serratrice, J.-F., 2000. Traversée souterraine de Toulon. Tunnel Nord. Dosser de récolement géologique et géotechnique. Rapport. Laboratoire Régional des ponts et chaussées. Centre d'Etudes Techniques de l'Equipement. Aix en Provence, France.

Quinif, Y., 1999. Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue, le triptyque de la karstification., Actes du colloque européen Karst 99, pp. 159-164.

Raffaele, R., Fourno, J.P., Gresta, S., 2004. Minimum 1D Velocity Model from Local Earthquake Data in the Provence Region, South-Eastern France. Studia Geophysica Et Geodaetica, 48(4): 731-740.

Reimann, T., Geyer, T., Shoemaker, W.B., Liedl, R., Sauter, M., 2011. Effects of dynamically variable saturation and matrix-conduit coupling of flow in karst aquifers. Water Resources Research, 47(11). DOI:10.1029/2011wr010446

Rimmer, A., Hartmann, A., 2012. Simplified Conceptual Structures and Analytical Solutions for Groundwater Discharge Using Reservoir Equations. In: InTechOpen (Ed.), Water Resources Management and Modeling, pp. 23.

Roehl, P.O., Choquette, P.W., 2012. Carbonate petroleum reservoirs. Springer Science & Business Media.

Roesch, A., Jourde, H., 2006. Incidence d'une gestion active de la ressource en eau en milieu karstique sur le risque hydrologique. Exemple du fleuve Lez (Montpellier, France), GIRE3D Conférence, Marrakech.

Röhl, H.-J., Schmid-Röhl, A., Oschmann, W., Frimmel, A., Schwark, L., 2001. The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Germany: an oxygen-depleted ecosystem controlled by sea level and palaeoclimate. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 165(1): 27-52.

Rouchy, J.M., Caruso, A., 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. Sedimentary Geology, 188: 35-67. DOI:10.1016/j.sedgeo.2006.02.005

Roure, F., Brun, J.P., Colletta, B., Vandendriessche, J., 1992. Geometry and Kinematics of Extensional Structures in the Alpine Foreland Basin of Southeastern France. Journal of Structural Geology, 14(5): 503-519. DOI:10.1016/0191-8141(92)90153-N

Roure, F., Choukroune, P., 1998. Contribution of the Ecors seismic data to the Pyrenean geology: Crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees. Mémoires de la Société géologique de France, 173: 37-52.

Roure, F., Colletta, B., 1996. Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps. Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle, 170: 173-209.

Rousset, C., 1969. Le bombement varois; relations entre la bauxitisation au Crétacé moyen, en Provence, et l'évolution originale de la région en régime karstique. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 268: 2331-2334.

Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., Gonfiantini, R., 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. Climate change in continental isotopic records: 1-36.

Ruin, I., Lutoff, C., Boudevillain, B., Creutin, J.-D., Anquetin, S., Rojo, M.B., Boissier, L., Bonnifait, L., Borga, M., Colbeau-Justin, L., Creton-Cazanave, L., Delrieu, G., Douvinet, J., Gaume, E., Gruntfest, E., Naulin, J.P., Payrastre, O., Vannier, O., 2014. Social and Hydrological Responses to Extreme Precipitations: An Interdisciplinary Strategy for Postflood Investigation. Weather, Climate, and Society, 6(1): 135-153. DOI:10.1175/wcas-d-13-00009.1

Ryan, W.B.F., 1976. Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the late Miocene salinity crisis. Sedimentology, 23(6): 791-813.

Sælen, G., Tyson, R.V., Telnæs, N., Talbot, M.R., 2000. Contrasting watermass conditions during deposition of the Whitby Mudstone (Lower Jurassic) and Kimmeridge Clay (Upper Jurassic) formations, UK. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 163(3): 163-196.

Salomon, J.N., Pomel, S., Nicod, J., 1995. L'évolution des cryptokarsts: comparaison entre le Périgord-Quercy (France) et le Franken Alb (Allemagne). Z Geomorphol, 39(381-409).

Saltelli, A., 2002. Making best use of model evaluations to compute sensitivity indices. Comput Phys Commun, 145(2): 280-297. DOI:10.1016/S0010-4655(02)00280-1

Saltelli, A., Ratto, M., Andres, T., Campolongo, F., Cariboni, J., Gatelli, D., Saisana, M., Tarantola, S., 2008. Global sensitivity analysis: the primer. John Wiley & Sons New York.

Santoni, S., Huneau, F., Garel, E., Vergnaud-Ayraud, V., Labasque, T., Aquilina, L., Jaunat, J., Celle-Jeanton, H., 2016. Residence time, mineralization processes and groundwater origin within a carbonate coastal aquifer with a thick unsaturated zone. Journal of Hydrology, 540: 50-63. DOI:10.1016/j.jhydrol.2016.06.001

Schettino, A., Turco, E., 2006. Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. Geophysical Journal International, 166(3): 1398-1423. DOI:10.1111/j.1365-246X.2006.02997.x

Schettino, A., Turco, E., 2010. Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. Geological Society of America Bulletin, 123(1-2): 89-105. DOI:10.1130/b30064.1

Schiavo, M.A., Hauser, S., Povinec, P.P., 2009. Stable isotopes of water as a tool to study groundwater-seawater interactions in coastal south-eastern Sicily. Journal of Hydrology, 364(1-2): 40-49. DOI:10.1016/j.jhydrol.2008.10.005

Schidlowski, M., 2001. Carbon isotopes as biogeochemical recorders of life over 3.8 Ga of Earth history: evolution of a concept. Precambrian Research, 106(1): 117-134.

Schnegg, P.-A., Perret, C., Hauet, A., Parrel, D., Saysset, G., Vignon, P., 2011. Stream gauging by dilution of fluorescent tracers and state of the art of the EDF hydroclimatological observation network, pp. 1-3.

Schoeller, H., 1948. Le regime hydro-geologique des calcaires eocenes du synclinal du Dyr el Kef (Tunisie). Bulletin de la Société Geologique de France, 5(1-3): 167-180.

Scott, D.W., 1979. On optimal and data-based histograms. Biometrika, 66(3): 605-610. DOI:10.1093/biomet/66.3.605

Séranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. Geological Society, London, Special Publications, 156(1): 15-36.

Shimazaki, H., Shinomoto, S., 2007. A method for selecting the bin size of a time histogram. Neural Comput, 19(6): 1503-27. DOI:10.1162/neco.2007.19.6.1503

SOGREAH, C., 2010. Barrage de Dardennes - Etude hydrologique. Toulon.

Sperrevik, S., Gillespie, P.A., Fisher, Q.J., Halvorsen, T., Knipe, R.J., 2002. Empirical estimation of fault rock properties. Norwegian Petroleum Society Special Publications, 11: 109-125.

Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. Journal of the Virtual Explorer, 8: 77.

Steuber, T., Rauch, M., Masse, J.P., Graaf, J., Malkoc, M., 2005. Low-latitude seasonality of Cretaceous temperatures in warm and cold episodes. Nature, 437(7063): 1341-1344. DOI:10.1038/nature04096

Suppe, J., 1983. Geometry and Kinematics of Fault-Bend Folding. American Journal of Science, 283(7): 684-721.

Suppe, J., Medwedeff, D.A., 1990. Geometry and Kinematics of Fault-Propagation Folding. Eclogae Geol Helv, 83(3): 409-454.

Swart, P.K., 2015. The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present and future. Sedimentology, 62(5): 1233-1304. DOI:10.1111/sed.12205

Sweeting, M.M., Sweeting, G.S., 1969. Some aspects of the Carboniferous limestone in relation to its landforms with particular reference to N.W. Yorkshire and County Clare. Recherche Mediterranee, 7: 201.

Tarutani, T., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 1969. The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. Geochimica et Cosmochimica Acta, 33(8): 987-996.

Tassy, A., 2012. Karsts côtiers et canyons sous-marins de la marge provençale au Cénozoïque : Contrôle géodynamique, eustatique, hydrologique et structural, Aix-Marseille Université, Centre Saint-Charles, Marseille.

Tassy, A., Arfib, B., Gilli, E., 2010. Access to coastal karst water resources through a salinity study during an exceptional high-water event: the case of Port-Miou (Cassis, SE France), Advances in Research in Karst Media. Springer, pp. 49-55.

Tassy, A., Fournier, F., Munch, P., Borgomano, J., Thinon, I., Fabri, M.C., Rabineau, M., Arfib, B., Begot, J., Beslier, M.O., Cornee, J.J., Fournillon, A., Gorini, C., Guennoc, P., Leonide, P., Oudet, J., Paquet, F., Sage, F., Toullec, R., 2014. Discovery of Messinian canyons and new seismic stratigraphic model, offshore Provence (SE France): Implications for the hydrographic network reconstruction. Marine and Petroleum Geology, 57: 25-50. DOI:10.1016/j.marpetgeo.2014.05.001

Tempier, C., 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. Bulletin de la Société Géologique de France, 3(3): 533-540.

Tendil, A.J.B., Léonide, P., Frau, C., Borgomano, J., Lanteaume, C., Fournier, F., Masse, J.P., Massonnat, G., Rolando, J.P., 2017. Platform-to-basin transect of the Urgonian Provence carbonate platform (Barrémian-Aptian, SE France): new insight into the regional to global mechanism driving the local stratigraphic architecture, International Meeting of Sedimentology, Toulouse, France, pp. 876.

Thiéry, D., Boisson, M., 1991. Logiciel GARDENIA, modèle global à réservoirs pour la simulation des débits et des niveaux aquifères. Rapport BRGM, inéd(32209).

Tremaine, D.M., Froelich, P.N., Wang, Y., 2011. Speleothem calcite farmed in situ: modern calibration of δ 18 O and δ 13 C paleoclimate proxies in a continuously-monitored natural cave system. Geochimica et Cosmochimica Acta, 75(17): 4929-4950.

Tritz, S., Guinot, V., Jourde, H., 2011. Modelling the behaviour of a karst system catchment using non-linear hysteretic conceptual model. Journal of Hydrology, 397(3-4): 250-262. DOI:10.1016/j.jhydrol.2010.12.001

Tsuchiya, Y., Matsumoto, A., 1999. Characterization of Oscillatoria f. granulata producing 2-methylisoborneol and geosmin. Water Science and Technology, 40(6): 245-250. DOI:Doi 10.1016/S0273-1223(99)00564-8

Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990. Carbonate sedimentology. John Wiley & Sons.

Tulipano, L., Fidelibus, D.M., Panagopoulos, A., 2005. Groundwater management of coastal karstic aquifers.

Tyson, R.V., 1987. The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. Geological Society, London, Special Publications, 26(1): 47-67.

Urey, H.C., 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. Journal of the Chemical Society (Resumed): 562-581.

Valdes, D., Dupont, J.-P., Massei, N., Laignel, B.t., Rodet, J., 2006. Investigation of karst hydrodynamics and organization using autocorrelations and T–ΔC curves. Journal of Hydrology, 329(3-4): 432-443. DOI:10.1016/j.jhydrol.2006.02.030

Van Meir, N., Jaeggi, D., Herfort, M., Loew, S., Pezard, P.A., Lods, G., 2007. Characterizing flow zones in a fractured and karstified limestone aquifer through integrated interpretation of geophysical and hydraulic data. Hydrogeology Journal, 15(2): 225-240.

Vannier, O., Anquetin, S., Braud, I., 2016. Investigating the role of geology in the hydrological response of Mediterranean catchments prone to flash-floods: Regional modelling study and process understanding. Journal of Hydrology, 541: 158-172. DOI:10.1016/j.jhydrol.2016.04.001

Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebneth, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H., 1999. 87Sr/86Sr, δ13C and δ18O evolution of Phanerozoic seawater. Chemical Geology, 161(1-3): 59-88. DOI:10.1016/s0009-2541(99)00081-9

Veizer, J., Mackenzie, F.T., 2004. Evolution of sedimentary rocks. Treatise on geochemistry, 7: 369-407.

Vergari, A., Quinif, Y., 1997. Les paléokarsts du Hainaut (Belgique). Geodin Acta, 10(4): 175-187.

Vermilye, J.M., Scholz, C.H., 1998. The process zone: A microstructural view of fault growth. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 103(B6): 12223-12237.

Vernet, M., Vernet, B., 1980. Essai de discrimination par méthode isotopique de l'origine des eaux de systèmes karstiques : application aux karsts continentaux et littoraux de Basse-Provence. Thèse de Doctorat Thesis, Université de Provence, 208 pp.

Vincent, B.t., Emmanuel, L., Loreau, J.-P., 2004. Signification du signal isotopique (δ 18 O, δ 13 C) des carbonates néritiques: composante diagénétique et composante originelle (Jurassique supérieur de l'Est du Bassin de Paris, France). Comptes Rendus Geoscience, 336(1): 29-39.

Virgone, A., 1997. Stratigraphie, sédimentologie et dynamique d'une plate-forme carbonatée: le Berriasien supérieur-Valanginien basal de Basse Provence Occidentale (S. E. France). PhD Thesis, Université d'Aix-Marseille 1, 223 pp.

Viseur, S., Jouves, J., Fournillon, A., Arfib, B., 2014. 3D stochastic simulation of caves: application to St-Sebastien case study (SE, France). Karstologia, 64: 17-24.

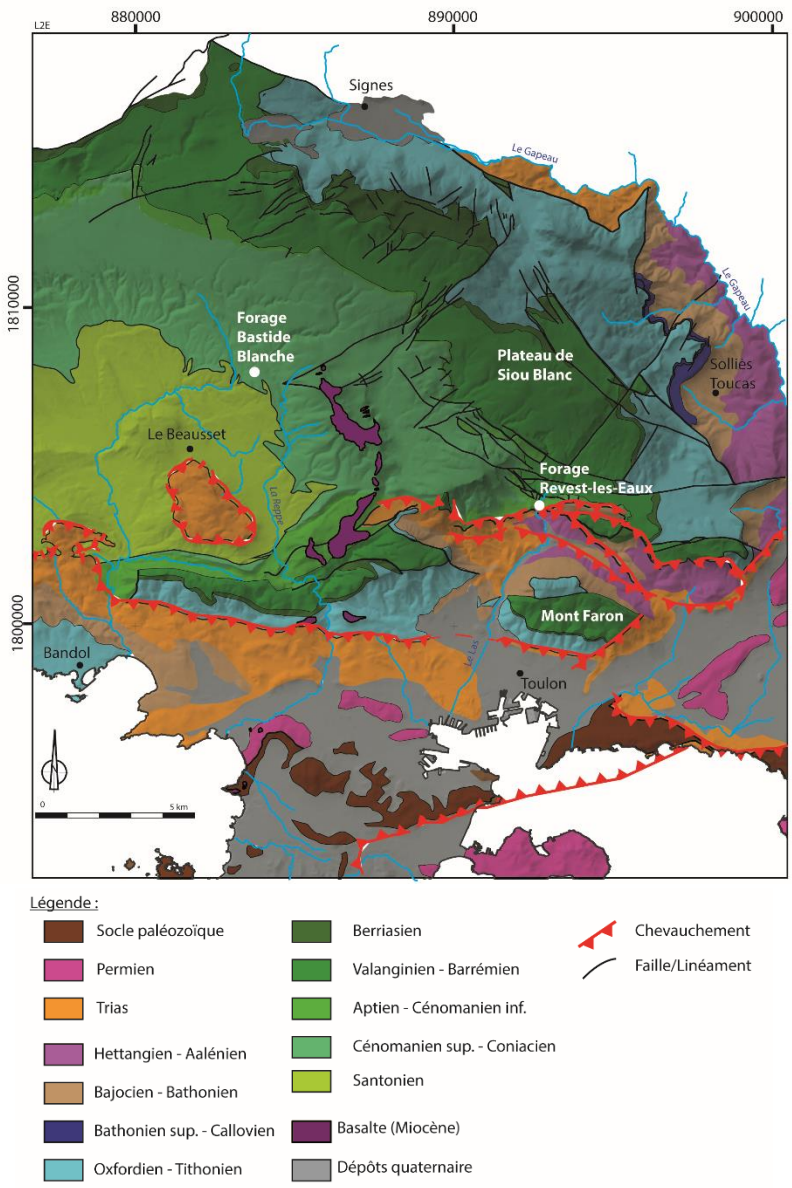
Walter, L.M., Morse, J.W., 1984. Reactive Surface-Area of Skeletal Carbonates during Dissolution - Effect of Grain-Size. J Sediment Petrol, 54(4): 1081-1090. DOI:10.1306/212F8562-2B24-11D7-8648000102C1865D

White, W.B., 2007. A brief history of karst hydrogeology: contributions of the NSS. Journal of Cave and Karst Studies. Journal of Cave and Karst Studies, 69(1): 13-26.

Williams, P.W., 2008. The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. International Journal of Speleology, 37(1): 1-10.

Zeebe, R.E., Wolf-Gladrow, D.A., 2001. CO2 in seawater: equilibrium, kinetics, isotopes. Gulf Professional Publishing.

Annexe 1 Données géochimiques des 292 échantillons sur toute la série sédimentaire



Echantillon	Localisation	Période	Age	$\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	$\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)
Ts1	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-5,12	0,17	-5,68	0,24
Ts2	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,91	0,13	-2,78	0,21
Ts3	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-5,29	0,06	-5,69	0,15
Ts4	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-1,86	0,13	-3,82	0,17
Ts5	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-4,85	0,17	-5,09	0,17
Ts6	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-4,68	0,18	-4,87	0,18
Ts7	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-0,08	0,14	-3,89	0,11
Ts8	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,60	0,17	-3,96	0,22
Ts9	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,40	0,09	-4,16	0,14
Ts10	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-3,12	0,10	-6,07	0,12
Ts11	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,15	0,14	-4,84	0,25
Ts12	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,26	0,17	-4,76	0,17
Ts13	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,15	0,10	-4,55	0,17
Ts14	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,69	0,10	-5,04	0,12
Ts15	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,42	0,11	-5,78	0,14
Ts16	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-1,71	0,15	-5,88	0,30
Ts17	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,39	0,12	-4,88	0,18
Ts18	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,29	0,15	-5,34	0,12
Ts19	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-1,45	0,09	-5,79	0,14
Ts19	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-1,62	0,07	-5,63	0,12
Ts20	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,61	0,08	-4,82	0,12
Ts20	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,59	0,08	-4,67	0,20
Ts21	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-1,53	0,06	-5,14	0,12
Ts21	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-1,65	0,09	-5,06	0,15

Echantillon	Localisation	Période	Age	$\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	$\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)
Ts22	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-0,39	0,07	-8,33	0,13
Ts22	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-0,39	0,11	-8,28	0,24
Ts23	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,18	0,12	-4,86	0,15
Ts24	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-0,31	0,15	-5,00	0,16
Ts25	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-0,15	0,07	-4,15	0,10
Ts26	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-1,36	0,09	-5,39	0,12
Ts27	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,43	0,09	-6,15	0,09
Ts28	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-0,23	0,09	-5,27	0,12
Ts28	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-0,33	0,06	-5,11	0,14
Ts29	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,66	0,15	-5,86	0,17
Ts30	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,64	0,08	-6,00	0,16
Ts30	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,56	0,08	-5,79	0,14
Ts31	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,03	0,17	-6,59	0,26
Ts32	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,84	0,10	-6,59	0,18
Ts33	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,45	0,08	-5,73	0,14
Ts33	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,42	0,09	-5,60	0,10
Ts34	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-0,74	0,08	-6,53	0,12
Ts34	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-0,79	0,08	-6,40	0,12
Ts35	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,05	0,06	-7,99	0,13
Ts35	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,03	0,07	-7,72	0,13
Ts36	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,11	0,19	-4,88	0,17
Ts37	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,15	0,09	-4,60	0,09
Ts37	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,09	0,07	-4,29	0,13
Ts38	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,35	0,15	-4,05	0,18

Echantillon	Localisation	Période	Age	$\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	$\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)
Ts39	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,99	0,06	-4,55	0,11
Ts39	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,84	0,08	-4,55	0,12
Ts40	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,05	0,10	-5,91	0,11
Ts41	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,14	0,13	-5,26	0,14
Ts42	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,35	0,17	-5,19	0,17
Ts43	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,63	0,12	-4,89	0,13
Ts44	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,23	0,19	-5,67	0,16
Ts45	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,57	0,09	-4,84	0,13
Ts45	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,55	0,18	-4,56	0,26
Ts46	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,64	0,10	-5,12	0,09
Ts47	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,43	0,10	-4,95	0,11
Ts48	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	0,07	0,13	-5,54	0,19
Ts49	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,58	0,13	-5,45	0,14
Ts50	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	-0,14	0,13	-6,28	0,21
Ts51	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,00	0,15	-5,82	0,13
Ts52	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	2,38	0,11	-5,08	0,16
Ts53	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,71	0,14	-6,52	0,24
Ts54	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,50	0,12	-6,92	0,23
Ts55	Carriere Faron EST	Trias	Muschelkalk Sup.	1,09	0,19	-6,64	0,16
Ti78b	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	0,67	0,17	-5,53	0,19
Ti78a	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	1,25	0,15	-5,36	0,24
Ti79	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	1,01	0,10	-4,55	0,13
Ti79	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	1,03	0,13	-4,56	0,18
Ti80	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	-2,80	0,11	-5,60	0,13

Echantillon	Localisation	Période	Age	$\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	$\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)
Ti80	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	-2,87	0,07	-5,61	0,14
Ti81	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	2,12	0,12	-4,93	0,14
Ti82	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	1,71	0,07	-6,12	0,13
Ti82	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	1,74	0,14	-6,01	0,22
Ti83	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	0,81	0,11	-6,89	0,21
Ti84	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	1,08	0,12	-6,62	0,19
Ti85	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	0,79	0,18	-6,42	0,18
Ti86	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	1,30	0,22	-4,74	0,20
Ti87	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	0,26	0,09	-4,60	0,11
Ti89	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	0,11	0,08	-5,71	0,22
Ti90	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	-2,13	0,11	-5,65	0,13
Ti91	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	-5,28	0,07	-5,96	0,12
Ti91	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	-5,20	0,08	-5,91	0,15
Ti92	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	-1,45	0,11	-5,45	0,18
Ti93	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	-4,07	0,11	-5,56	0,18
Ti78	Carriere Faron Ouest	Trias	Muschelkalk Sup.	1,18	0,22	-3,72	0,22
BA-1	Beaudouvin	Jurassique Inf.	Carixien	-0,75	0,15	-5,46	0,19
BA-4	Beaudouvin	Jurassique Inf.	Carixien	0,91	0,06	-3,73	0,10
BA-10	Beaudouvin	Jurassique Inf.	Domérien	1,33	0,09	-2,56	0,15
BA-16	Beaudouvin	Jurassique Inf.	Domérien	-0,09	0,13	-4,19	0,18
BA-24	Beaudouvin	Jurassique Inf.	Toarcien	1,60	0,05	-3,10	0,11
So-2	Solliès	Jurassique Inf.	-	3,30	0,054	-1,15	0,067
So-3	Solliès	Jurassique Inf.	-	4,08	0,044	-0,54	0,049
So-4	Solliès	Jurassique Inf.	-	4,21	0,035	-1,12	0,068
So-5	Solliès	Jurassique Inf.	-	0,66	0,039	-1,19	0,04
So-6	Solliès	Jurassique Inf.	-	0,82	0,05	-0,81	0,063
So-7	Solliès	Jurassique Inf.	-	0,13	0,046	0,65	0,072
MF-41	Faron	Jurassique Moy.	Bathonien	0,40	0,10	-4,18	0,13
MF-42	Faron	Jurassique Moy.	Bathonien	1,69	0,13	-2,82	0,14

Echantillon	Localisation	Période	Age	$\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	$\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)
MF-43	Faron	Jurassique Moy.	Bathonien	-1,82	0,11	-5,30	0,20
MF-44	Faron	Jurassique Moy.	Bathonien	-0,48	0,08	-4,94	0,12
So-8	Solliès	Jurassique Moy.	Bajocien-Bathonien	1,38	0,056	-2,94	0,058
So-9	Solliès	Jurassique Moy.	Bajocien-Bathonien	1,64	0,055	-2,87	0,068
So-10	Solliès	Jurassique Moy.	Bajocien-Bathonien	1,66	0,054	-2,96	0,039
So-11	Solliès	Jurassique Moy.	Bajocien-Bathonien	1,53	0,035	-3,01	0,045
So-12	Solliès	Jurassique Moy.	Bajocien-Bathonien	1,89	0,023	-3,12	0,043
So-13	Solliès	Jurassique Moy.	Bajocien-Bathonien	1,93	0,056	-3,02	0,062
So-14	Solliès	Jurassique Moy.	Bajocien-Bathonien	1,66	0,062	-2,68	0,044
So-15	Solliès	Jurassique Moy.	Bajocien-Bathonien	0,21	0,057	-3,08	0,043
So-16	Solliès	Jurassique Moy.	Bajocien-Bathonien	1,78	0,049	-3,78	0,051
MF-32	Faron	Jurassique Sup.	Tithonien	1,66	0,11	-2,56	0,11
MF-33	Faron	Jurassique Sup.	Tithonien	1,50	0,11	-2,07	0,17
MF-34	Faron	Jurassique Sup.	Tithonien	2,32	0,18	-1,34	0,19
MF-35	Faron	Jurassique Sup.	Tithonien	1,35	0,13	-2,93	0,16
MF-31	Faron	Jurassique Sup.	Tithonien	2,31	0,08	0,78	0,13
MF-32D	Faron	Jurassique Sup.	Tithonien	2,67	0,08	1,64	0,10
MF-32D	Faron	Jurassique Sup.	Tithonien	2,57	0,05	1,50	0,06
So-17	Siou Blanc	Jurassique Sup.	-	2,05	0,041	-2,56	0,07
So-18	Siou Blanc	Jurassique Sup.	-	1,99	0,053	-2,38	0,054
So-19	Siou Blanc	Jurassique Sup.	-	2,50	0,058	0,12	0,042
So-21	Siou Blanc	Jurassique Sup.	-	2,31	0,058	-0,37	0,052
So-22	Siou Blanc	Jurassique Sup.	-	1,91	0,028	-0,56	0,026
So-23	Siou Blanc	Jurassique Sup.	-	1,91	0,034	-1,60	0,023

Echantillon	Localisation	Période	Age	$\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	$\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)
So-24	Siou Blanc	Jurassique Sup.	-	2,16	0,037	-1,27	0,03
So-25	Siou Blanc	Jurassique Sup.	-	1,76	0,027	1,21	0,032
So-26	Siou Blanc	Jurassique Sup.	-	2,07	0,058	0,55	0,051
So-27	Siou Blanc	Jurassique Sup.	-	1,69	0,034	0,17	0,053
So-28	Siou Blanc	Jurassique Sup.	-	2,27	0,059	-1,30	0,049
So-29	Siou Blanc	Jurassique Sup.	-	2,31	0,042	1,46	0,054
So-30	Siou Blanc	Jurassique Sup.	-	1,16	0,047	-0,11	0,047
Mo-11-1	Morières - Aiguilles Valbelle	Jurassique Sup.	-	2,92	0,029	-0,16	0,025
MF-37	Faron	Crétacé Inf.	Berriasien	0,65	0,16	-1,10	0,17
MF-37	Faron	Crétacé Inf.	Berriasien	0,51	0,22	-1,08	0,20
MF-38	Faron	Crétacé Inf.	Berriasien	0,72	0,11	-0,81	0,13
MF-39	Faron	Crétacé Inf.	Berriasien	0,60	0,16	-1,05	0,18
MF-40	Faron	Crétacé Inf.	Berriasien	-0,05	0,11	-1,78	0,12
500-505	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	2,93		-2,02	
505-510	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	2,43		-1,99	
510-515	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	1,82		-2,83	
515-520	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	2,31		-2,79	
525-530	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	1,14		-3,15	
530-535	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	2,31		-3,25	
530-535b	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	0,57		-4,42	
535-540	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	1,92		-2,05	
540-545	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	2,54		-3,13	
545-550	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	2,33		-3,31	
550-555	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	0,47		-4,00	
550-555b	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	1,57		-4,63	
555-560	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	1,39		-3,66	
560-565	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	0,69		-3,82	
565-570	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	1,93		-3,86	
580-585	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	2,24		-3,49	
585-590	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	3,81		-3,61	
590-595	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	2,82		-3,39	
600-605	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	2,55		-3,32	
610-615	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Barrémien	2,90		-3,17	
MF-14	Faron	Crétacé Inf.	Barrémien	0,34	0,04	-4,77	0,06
FN-2	FARON	Crétacé Inf.	Barrémien	1,98	0,16	-1,55	0,30
MF-06	Faron	Crétacé Inf.	Barrémien	2,74	0,07	-3,22	0,09
MF-07	Faron	Crétacé Inf.	Barrémien	1,17	0,15	-2,66	0,14

Echantillon	Localisation	Période	Age	$\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	$\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)
MF-08	Faron	Crétacé Inf.	Barrémien	-0,75	0,12	-4,34	0,16
MF-09	Faron	Crétacé Inf.	Barrémien	0,84	0,10	-4,84	0,10
MF-10	Faron	Crétacé Inf.	Barrémien	-1,49	0,10	-4,80	0,19
MF-11	Faron	Crétacé Inf.	Barrémien	1,78	0,17	-5,24	0,12
MF-17	Faron	Crétacé Inf.	Barrémien	-0,31	0,14	-4,11	0,17
MF-20	Faron	Crétacé Inf.	Barrémien	1,88	0,10	-2,91	0,15
MF-36	Faron	Crétacé Inf.	Barrémien	0,95	0,15	-2,18	0,18
MF-22	Faron	Crétacé Inf.	Barrémien	1,95	0,08	-1,52	0,13
MF-05	Faron	Crétacé Inf.	Barrémien-Aptien ?	2,48	0,13	-1,28	0,23
MF-24	Faron	Crétacé Inf.	Barrémien-Aptien ?	0,69	0,08	-3,33	0,13
MF-25	Faron	Crétacé Inf.	Barrémien-Aptien ?	-0,19	0,10	-4,20	0,14
MF-26	Faron	Crétacé Inf.	Barrémien-Aptien ?	-1,09	0,08	-4,35	0,14
So-31	Siou Blanc	Crétacé Inf.	Barrémien	2,83	0,043	-1,68	0,03
So-32	Siou Blanc	Crétacé Inf.	Barrémien	2,77	0,032	-1,73	0,059
So-33	Siou Blanc	Crétacé Inf.	Barrémien	1,94	0,033	-3,22	0,048
So-34	Siou Blanc	Crétacé Inf.	Barrémien	2,46	0,052	-2,64	0,035
So-35	Siou Blanc	Crétacé Inf.	Barrémien	2,60	0,044	-2,39	0,042
So-36	Siou Blanc	Crétacé Inf.	Barrémien	2,78	0,045	-1,84	0,021
So-37	Siou Blanc	Crétacé Inf.	Barrémien	2,63	0,06	-2,82	0,043
So-38	Siou Blanc	Crétacé Inf.	Barrémien	2,72	0,039	-2,50	0,011
So-39	Siou Blanc	Crétacé Inf.	Barrémien	1,68	0,055	-3,49	0,041
So-40	Siou Blanc	Crétacé Inf.	Barrémien	1,64	0,069	-3,45	0,047
So-41	Siou Blanc	Crétacé Inf.	Barrémien	1,66	0,062	-2,96	0,044
460-465	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Aptien Inf.	2,42		-2,41	
465-470	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Aptien Inf.	2,88		-2,40	
465-470b	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Aptien Inf.	1,48		-2,18	
475-480	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Aptien Inf.	2,39		-2,36	
475-480b	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Aptien Inf.	1,94		-2,69	
485-490	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Aptien Inf.	2,51		-1,46	
485-490b	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Aptien Inf.	2,41		-1,89	
495-500	Bastide Blanche	Crétacé Inf.	Aptien Inf.	2,74		-1,94	
415-420	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Cénomanien Moy. à Sup.	7,09		-2,65	
420-425	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Cénomanien Moy à Sup	4,01		-2,97	
425-430	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Cénomanien Moy à Sup	1,00		-4,24	
425-430b	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Cénomanien Moy à Sup	-0,90		-4,36	
430-435	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Cénomanien Moy à Sup	3,66		-3,15	

Echantillon	Localisation	Période	Age	$\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	$\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)
435-440	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Cénomanien Moy à Sup	3,00		-2,82	
435-440b	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Cénomanien Moy à Sup	-1,37		-5,14	
385-390	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Cénomanien Supérieur	5,05		-3,36	
390-395	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Cénomanien Supérieur	5,35		-3,90	
395-400	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Cénomanien Supérieur	5,47		-3,55	
400-405	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Cénomanien Supérieur	3,08		-4,94	
410-415	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Cénomanien Supérieur	5,77		-2,87	
0-5	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Coniacien moy à inf	2,14		-3,52	
5-10	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien Final	-1,18		-4,95	
10-15	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien Final	-2,18		-4,61	
15-20	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien Final	0,09		-3,57	
15-20b	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien Final	-2,48		-4,52	
360-365	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien Inf + Céno Final ?	3,82		-3,25	
365-370	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien Inf + Céno Final ?	4,41		-3,35	
375-380	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien Inf + Céno Final ?	4,42		-3,28	
380-385	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien Inf + Céno Final ?	3,84		-3,23	
20-25	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	-0,93		-4,25	
25-30	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	0,61		-3,38	
30-35	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	1,46		-3,86	
35-40	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	2,81		-2,74	
40-45	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	1,21		-3,88	
40-45b	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	2,25		-4,04	

Echantillon	Localisation	Période	Age	$\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	$\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)
45-50	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	-0,57		-3,64	
50-55	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	-1,69		-4,70	
55-60	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	2,02		-3,71	
60-65	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	-2,38		-5,24	
65-70	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	-1,09		-4,21	
65-70b	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	1,67		-3,50	
70-75	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,31		-4,45	
75-80	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,54		-3,91	
80-85	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	4,00		-3,40	
80-85b	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	2,07		-4,38	
85-90	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	1,93		-4,03	
90-95	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,04		-3,11	
95-100	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,65		-3,41	
95-100b	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	0,39		-4,85	
100-105	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,81		-3,04	
105-110	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,38		-3,90	
110-115	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,30		-3,69	
115-120	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,18		-3,51	
125-130	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,37		-3,23	
130-135	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	2,55		-3,72	
135-140	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	2,31		-3,50	
135-140b	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	1,81		-3,86	
140-145	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,04		-2,71	
145-150	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	2,49		-3,96	

Echantillon	Localisation	Période	Age	$\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	$\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)
145-150b	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	1,58		-4,24	
155-160	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	2,65		-3,88	
155-160b	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	-1,89		-4,71	
160-165	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	-0,58		-5,15	
165-170	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	2,13		-4,02	
170-175	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	0,64		-4,25	
175-180	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	0,14		-4,07	
180-185	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	1,09		-4,15	
185-190	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	0,79		-5,32	
190-195	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,09		-3,74	
195-200	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	0,30		-4,35	
200-205	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	0,90		-5,67	
205-210	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	1,56		-4,47	
210-205	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	2,97		-3,61	
210-215b	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	2,60		-3,91	
220-225	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	4,53		-3,39	
220-225b	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,18		-4,79	
225-230	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,45		-4,15	
235-240	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,40		-3,66	
240-245	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,49		-3,19	
240-245b	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,87		-3,38	
250-255	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	4,11		-2,95	
255-260	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,37		-2,89	
260-265	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	1,96		-4,23	

Echantillon	Localisation	Période	Age	$\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{13}C$ (‰ vs VPDB)	$\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)	SD $\delta^{18}O$ (‰ vs VPDB)
265-270	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,97		-3,51	
270-275	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,92		-3,81	
275-280	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,80		-3,15	
280-285	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	2,88		-4,17	
285-290	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,41		-3,49	
290-295	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,25		-3,26	
295-300	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	2,67		-3,65	
300-305	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,49		-3,25	
305-310	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	4,00		-3,09	
315-320	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,34		-3,04	
320-325	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	2,44		-3,52	
325-330	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,19		-3,17	
330-335	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	3,00		-3,10	
335-340	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	2,67		-3,48	
345-350	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	2,90		-3,28	
350-355	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	1,94		-4,60	
355-360	Bastide Blanche	Crétacé Sup.	Turonien moy à Sup	2,59		-3,53	
F1 12-18	Revest-les-Eaux	Crétacé Sup.	Turonien moyen	2,63	0,08	-1,79	0,17
F1 36-40	Revest-les-Eaux	Crétacé Sup.	Turonien moyen	2,56	0,06	-1,84	0,10
F1 40-45	Revest-les-Eaux	Crétacé Sup.	Turonien moyen	2,94	0,16	-1,97	0,09
F1 40-45	Revest-les-Eaux	Crétacé Sup.	Turonien moyen	2,92	0,16	-2,01	0,16
F1 55-60	Revest-les-Eaux	Crétacé Sup.	Turonien moyen	3,58	0,08	-3,40	0,11
F1 70-75	Revest-les-Eaux	Crétacé Sup.	Turonien moyen	3,91	0,14	-2,92	0,07

Annexe 2 Signature électrique des carbonates et structures géologiques

La géophysique est considérée comme une méthode d'analyse des propriétés du sous-sol de manière non-destructive. Dans les études hydrogéologiques, des prospections géophysiques sont proposées afin de localiser des vides karstiques ou de caractériser la matrice calcaire encaissante.

Les méthodes de résistivité électrique telle que la tomographie électrique (ERT) sont couramment utilisées pour caractériser les formations géologiques. La résistivité électrique notée ρ en Ω.m est l'inverse de la conductivité électrique σ en S/m. Elle exprime la capacité d'un matériau à s'opposer au passage d'un courant électrique. La résistivité électrique du sous-sol dépend essentiellement de la teneur en eau de la roche (fonction de la porosité et de la saturation), de la salinité de l'eau interstitielle et de la teneur en argile. L'acquisition ERT consiste à mesurer des différences de potentiel électrique associées à l'injection d'un courant à travers deux électrodes métalliques. Dans le cadre de cette étude, le dispositif Wenner-Schlumberger est utilisé, qui se caractérise par une bonne sensibilité aux structures horizontales et verticales et par un pouvoir de pénétration très bon. Le logiciel RES2DINV (Loke and Barker, 2004) est utilisé afin d'obtenir une image de la résistivité électrique la plus proche de la réalité. L'acquisition des données et des images de résistivité a été réalisée par la société ATGEO. Les formations géologiques possèdent des gammes « type » de valeurs de résistivité électrique (Fig. 1).

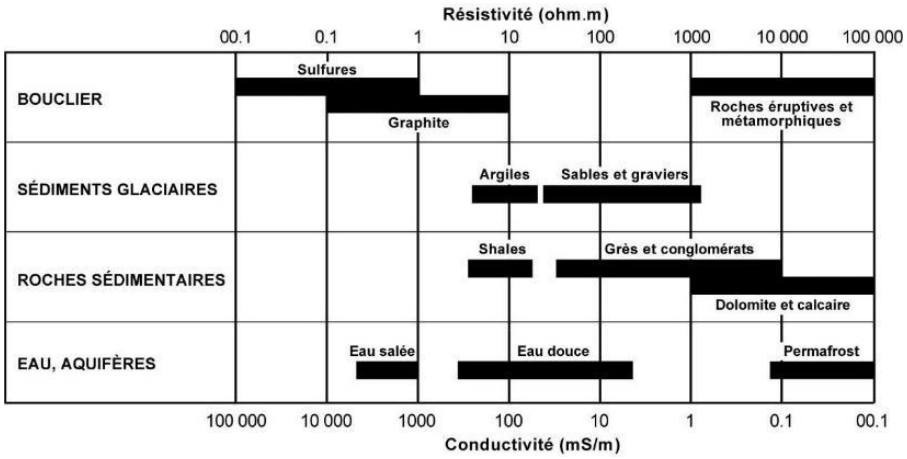


Fig. 1 Résistivité et conductivité électrique (Chapelier and Mari, 2000)

Profils de tomographie électrique du Mont Faron.

Cette prestation réalisée les 14 et 15 janvier 2015 a pour objectif la réalisation de profils de tomographie de résistivité électrique sur le Mont Faron dans le cadre du projet Dardennes. L'objectif est de calibrer les signatures géophysiques des couches lithologiques affleurantes sur le terrain, près de la source Saint-Antoine et celles des structures fracturées observées au niveau de la carrière Ouest du Mont Faron. Cette prospection vise également à imager le contexte géologique au plus près de la source Saint-Antoine.

- Profils de tomographie électrique de la carrière Ouest du Mont Faron

Deux profils ont été réalisés dans la carrière à l'Ouest du Mont Faron, qui est la station structurale n°3 (Fig. 2). Le profil FARON01 a été réalisé au pied du 1er front de taille sur la carrière. Des points de repère ont été relevés sur le terrain à l'aide de GPS, ils sont indiqués par des cercles rouges sur les Fig. 2 et Fig. 3. Ce profil présente des valeurs de résistivité entre 175 et 20000 Ω.m et peut se décomposer en plusieurs zones distinctes :

- Une partie Nord, entre 0 et 90 m de distance, montre une zone avec des résistivités hétérogènes, avec localement des anomalies très résistantes, jusqu'à 7000 Ω.m. Il semble apparaitre en profondeur une couche plus homogène et moins résistante, environ 850 Ω.m.

- Une partie centrale, entre 90 et 250 m, montre une zone très hétérogène, avec des anomalies très résistantes et d'autres plus conductrices. Entre 90 et 130 m sur le profil, une anomalie très résistante de 3000 à 20000 Ω.m indique la présence de calcaire non fracturé, sain et donc très résistant. Une anomalie conductrice importante, de résistivité inférieure à 300 Ω.m, est identifiée à environ 168 m sur le profil. D'autres anomalies résistantes (5000 à 7000 Ω.m) sont localisées entre 180 et 215 m sur le profil, entre 5 et 10 m de profondeur. Et enfin, une importante anomalie conductrice est détectée entre 200 et 240 m sur le profil, entre 10 à 35 m de profondeur.
- Une partie Sud, entre 250m et la fin du profil, deux zones distinctes respectivement à environ 3000 Ω.m et jusqu'à 15000 Ω.m environ.

Cet affleurement sera décrit plus en détails d'un point de vue structural dans une section suivante (voir section 4.6, station structurale n°3). La première zone se situe au pied d'une zone épaisse de brèche tectonique. Les anomalies R1 et R2 indiquent la présence de blocs de calcaires sains remarqués sur l'affleurement. La partie moins résistante de cette zone correspond à une brèche, avec des calcaires très altérés, fracturés et ayant subi de multiples déformations. A environ 90 m sur le profil, il est possible de remarquer la présence d'une faille qui délimiterait cette brèche du reste de l'affleurement. Enfin, il est important de remarquer la présence d'une très forte anomalie conductrice C1, qui indique une zone très fracturée ou d'une zone argileuse/marneuse. A l'affleurement, la formation lithologique est un calcaire marneux de quelques mètres d'épaisseur correspondant au Berriasien.

Globalement sur ce profil de tomographie électrique, une limite horizontale est à remarquer à environ 15 m de profondeur. En-dessous de celle-ci, les différentes zones sont plus homogènes entre elles. Cette limite peut correspondre à la zone de remblai de la carrière lors de sa fermeture.

Le profil FARON02 a été réalisé au pied du 2ème front de taille sur la carrière, sur une « banquette » de la carrière, surplombant la zone de brèche (Fig. 2 et Fig. 3). Les valeurs de résistivité s'étendent de 245 à 5000 Ω.m. En surface, des anomalies résistantes sont identifiées de 300 à 5000 Ω.m. Une anomalie conductrice est localisée au centre du profil, à 28 m du début du profil et l'affectant sur toute sa hauteur, d'environ 300 Ω.m. Le reste du profil parait plutôt homogène avec des valeurs de résistivité majoritairement comprises entre 850 et 1500 Ω.m, correspondant à la zone bréchique de la carrière.

Les zones les plus résistantes indiquent des blocs de calcaires sains et non fracturés. L'anomalie conductrice quant à elle, indique la présence d'une zone très fracturée dans la brèche, où l'eau peut circuler facilement et qui peut être remplie d'argiles ou de matériaux conducteurs. Ces profils géophysiques ont permis d'imager les formations des calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. La brèche identifiée sur le Mont Faron possède une signature géo-électrique bien distincte des roches sains ou fracturées.

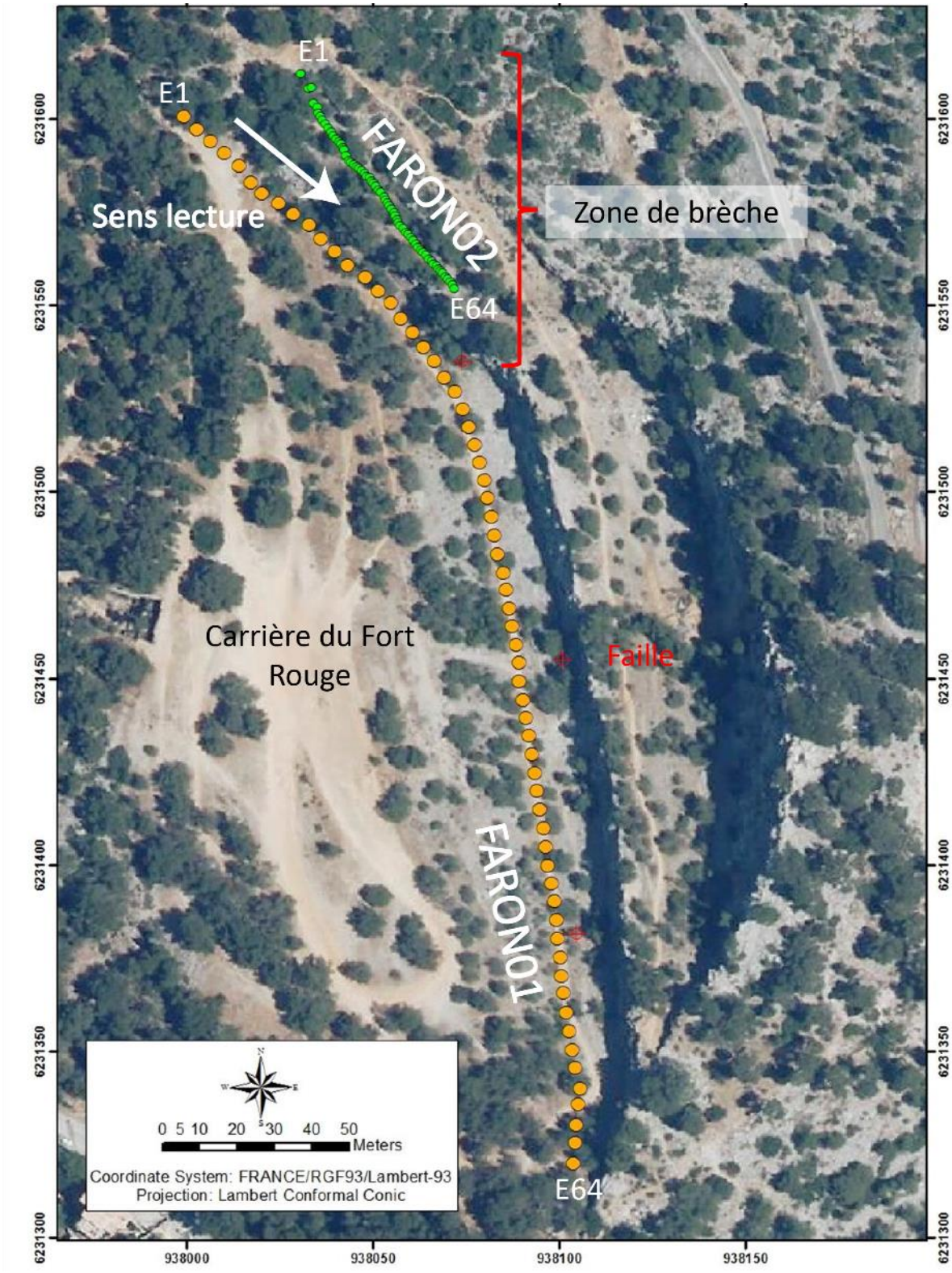


Fig. 2 Localisation des profils électriques de la carrière Ouest du Mont Faron

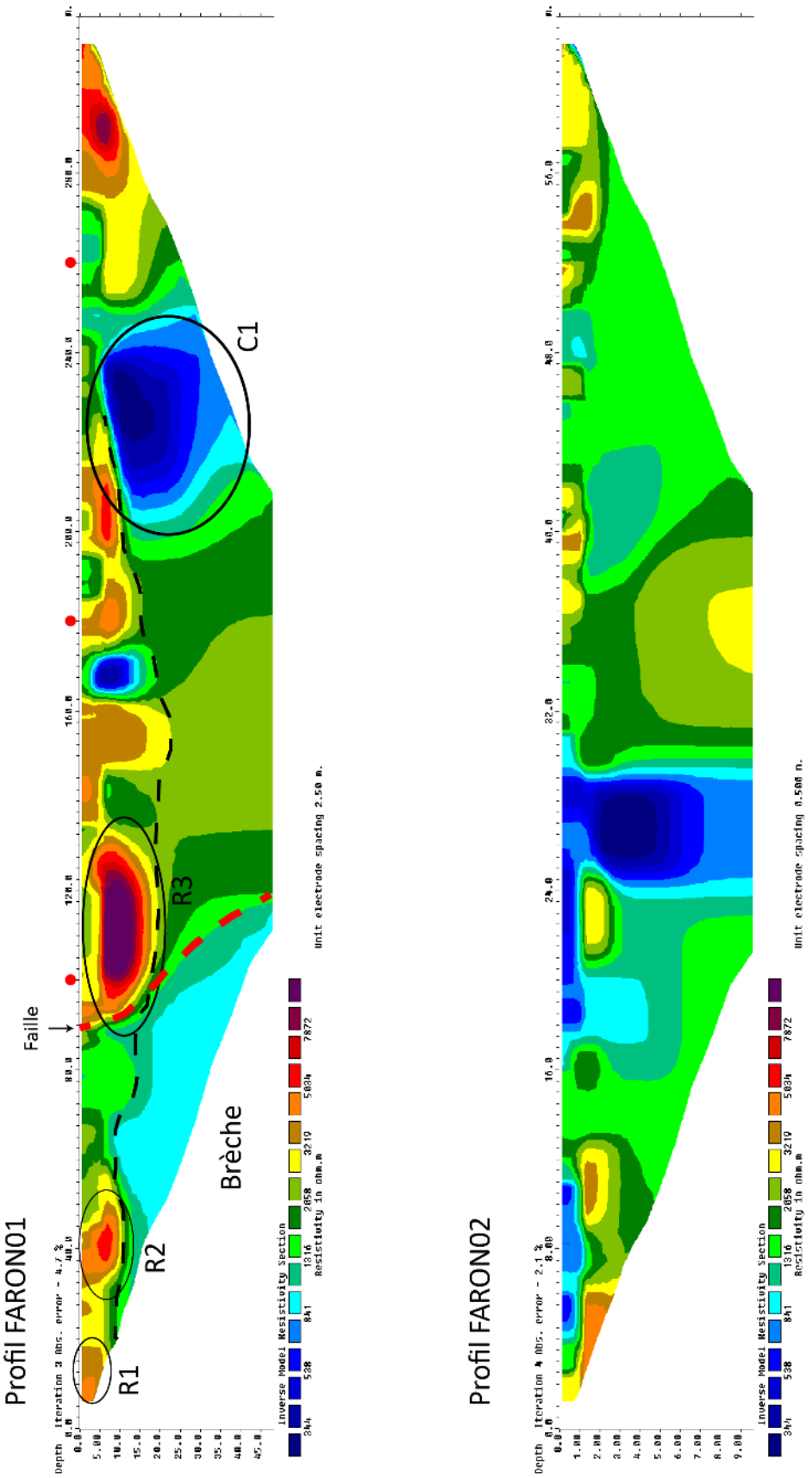


Fig. 3 Profils électriques de la carrière Ouest du Mont Faron

- Profils de tomographie électrique au droit de la source de Saint-Antoine

Le profil ANTOINE01 a été réalisé derrière l'usine Véolia de Saint-Antoine, il se situe au pied d'un affleurement à une altitude de 30 mètres, du Jurassique moyen, Bathonien supérieur calcaire (Fig. 4).

Les valeurs de résistivité électrique s'étendent de 75 à 7700 Ω.m (Fig. 5). La profondeur d'investigation n'est que de 9 mètres et est fonction de la longueur possible sur le terrain pour établir le profil électrique. Celui-ci peut être décomposé en deux horizons principaux :

- Une couche superficielle de faible résistivité, environ 250 Ω.m, d'un mètre d'épaisseur qui s'épaissit sur les bords du profil. Une très forte anomalie de résistivité est identifiée (de 1300 à 3000 Ωm), très superficielle et située entre 48 et 55 mètres sur le profil.
- Une couche homogène plus profonde, jusqu'à la profondeur maximale du profil, de résistivités plus élevées comprises entre 250 et 1330 Ω.m.

Le premier horizon peut correspondre à une couche de remblai due à la présence d'un garage automobile, il y a plusieurs années maintenant. Tandis que la couche plus profonde représente un calcaire altéré ou fracturé avec des faibles valeurs de résistivité.

Le deuxième profil, ANTOINE02, est localisé le long du chemin menant au réservoir de Véolia, Saint-Antoine, à une altitude de 90 mètres (Fig. 4). Il se situe à l'aplomb du profil ANTOINE01. Les valeurs de résistivité électriques sont très hétérogènes et s'étendent de 30 à 19000 Ωm (Fig. 5). Le profil peut être décomposé en quatre zones :

- Une couche très superficielle d'environ 5 mètres d'épaisseur avec des résistivités très variables.
- Une zone entre 0 et 120 mètres de distance sur le profil, avec des résistivités hétérogènes de 500 à 1300 Ωm. Localement deux zones de résistivités très élevées sont identifiées.
- Au centre, entre 120 et 210 mètres de distance, deux horizons sont superposés. Entre 5 et 20 mètres de profondeur, une couche très résistante de 1700 à 15000 Ωm est localisée. De plus, entre 20 et 50 m de profondeur, nous trouvons des valeurs de résistivité plus faible, entre 300 et 800 Ωm.
- A l'extrémité Sud du profil, une couche de 30 m d'épaisseur est identifiée avec des valeurs de résistivités très élevées de 1700 à 20000 Ωm.

La couche la plus superficielle peut correspondre à la création du chemin menant au réservoir avec des remblais. Au Nord, les fortes anomalies, R1 et R2, peuvent indiquer une zone altérée avec des blocs de calcaires sains et résistants. Les valeurs de résistivité observées à la base de ce profil ANTOINE02 sont cohérentes avec celles observées sur le profil ANTOINE01. Les zones identifiées avec des valeurs de résistivité très élevées correspondent à des roches calcaires plutôt saines. Dans ce cas-ci, ce sont les dolomies du Jurassique supérieur. La zone centrale, avec des faibles valeurs de résistivité correspond à une zone de calcaire altéré ou fracturé, comme identifiée sur le profil ANTOINE01.

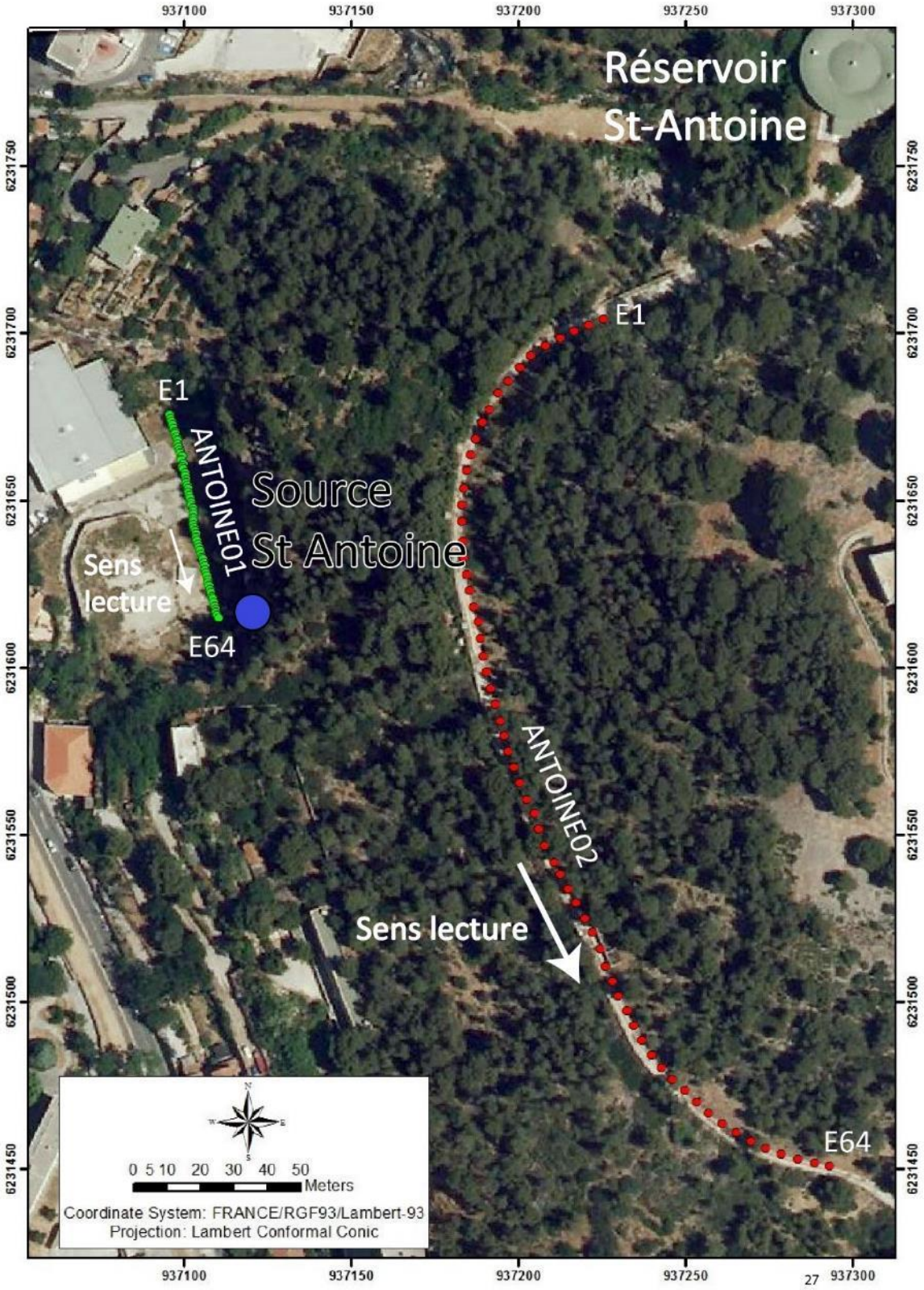


Fig. 4 Localisation des profils électriques de la source St Antoine

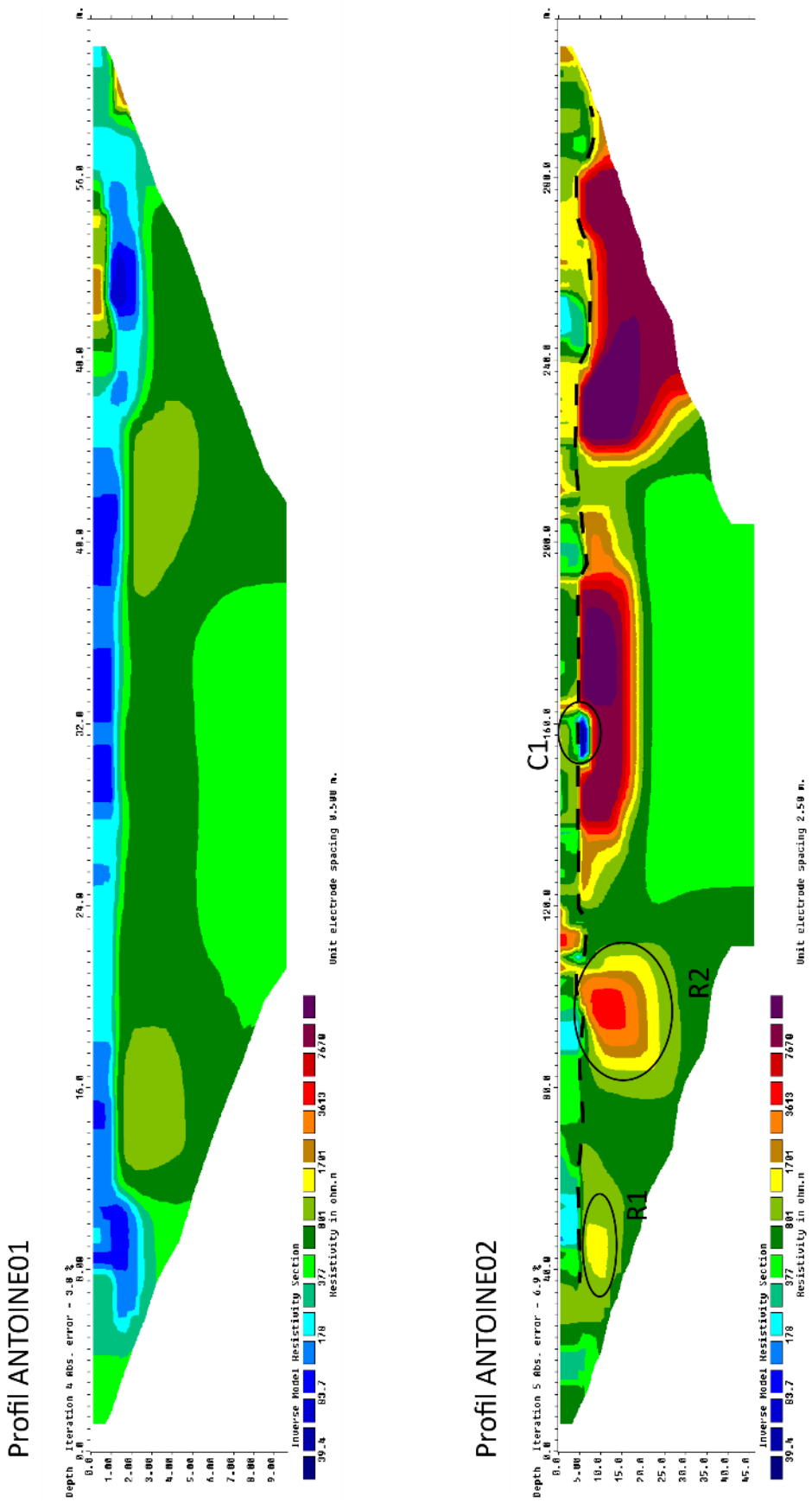


Fig. 5 Profils électriques de la Source St Antoine

Quatre profils de tomographie électrique ont été réalisés dans la région toulonnaise afin de caractériser les signatures géo-électriques des formations lithologiques et des zones de failles dans un but de caractérisation globale des réservoirs hydrogéologiques. Ces profils ont permis d'imager, les formations lithologiques de la carrière Ouest du Mont Faron ainsi que les calcaires du Jurassique de la source Saint-Antoine, mais à une faible profondeur dans ce dernier cas. Les calcaires dolomitiques sains, non fracturés du Jurassique imagés sur le profil ANTOINE01, présentent des valeurs très fortes de résistivités comparés aux calcaires du Crétacé inférieur, sains identifiés sur le profil du FARON01. La tomographe électrique a principalement permis de mettre en évidence une signature électrique particulière d'une brèche tectonique (Profil FARON01 et FARON02). A l'affleurement, des remplissages karstiques sont présents dans cette brèche, dans les fractures et les failles (voir section 4.6). Ces remplissages de type argileux impliquent une faible résistivité au sein de cette zone de brèche. Les fractures et les failles peuvent également être très ouvertes, sans remplissage, ou encore scellées par des ciments de calcite rouge. Toutes ces caractéristiques confèrent à la zone de brèche ses valeurs particulières de résistivité. Cette méthode est donc très intéressante pour localiser les structures géologiques verticales telles que les zones de failles bréchifiées, ou des structures géologiques (lithologie etc…). La profondeur d'investigation dépend de la longueur du profil électrique possible sur le terrain. En effet, dans ces cas-ci, les profils électriques ne sont pas assez longs pour pouvoir observer les structures géologiques plus en profondeur. La tomographie électrique n'a pas pu investiguer profondément pour identifier la zone de brèche en profondeur, mais il serait intéressant de réaliser d'autres études géophysiques à plus grande profondeur afin de mettre en relation la géométrie et la formation de la cavité de la source Saint-Antoine et la zone de faille du Mont Faron.

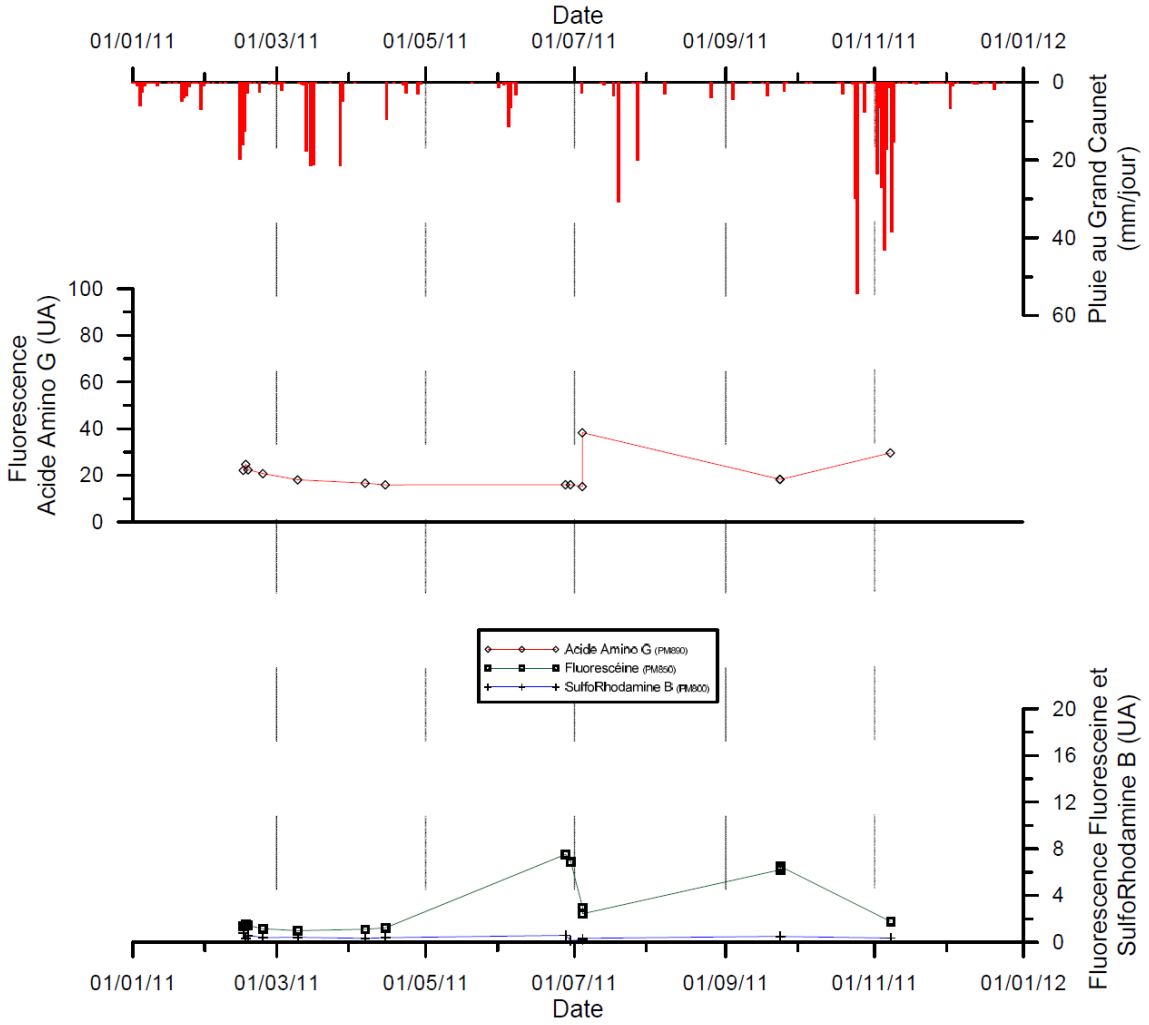
Annexe 3 Traçages artificiels 2011 Unité du Beausset. Résultats sur le forage du circuit P. Ricard

Traçages artificiels 2011 sur l'unité du Beausset
Evolution de la conductivité électrique, température et fluorescence de l'eau

Entre le 18 janvier et le 13 février 2011, trois traceurs artificiels ont été injectés sur la bordure nord de l'unité géologique du Beausset afin d'étudier le devenir des eaux d'infiltration et le mode d'écoulement des eaux souterraines. Les traceurs ont été recherchés sur des sources, puits et forages, dans des prélèvements d'eau manuels analysés au laboratoire sur un spectrofluorimètre Safax FLX (Aix-Marseille Université). Les résultats bruts sont donnés ci-dessous.

Lieu d'injection	Date d'injection	Traceur	Quantité
Cuges-les-Pins (embut sud-ouest)	18 janvier 2011	Acide Amino G	50 kg
Ceyreste (Mauregard)	8 Février 2011	Sulforhodamine B	30 kg
Signes (Plateau du Camp)	13 Février 2011	Fluorescéine	45 kg (équivalent poudre)

Point de suivi : **Circuit Paul Ricard** (WGS84: X=43,249379 ; Y=5,794220 ; Z= 425m)



Les concentrations en fluorophores sont données en unités arbitraires (U.A.) en fonction de la tension du photomultiplicateur (PM). Fluorescéine détectée le 27 et 29 juin 2011, et le 23 septembre 2011 (vérification par spectres). Echantillon dilué le 04/07/11

Contact : B. Arfib et T. Lamarque, Université Aix-Marseille, Tél: 06 73 68 13 05 / 06 15 19 61 03
www.karsteau.fr

Annexe 4 Résultats des tests hydrauliques et traçages artificiels entre le Las et la source Saint Antoine, réalisés en 2015.

Les tests hydrauliques ont consisté à réguler le débit du Las provenant du barrage de Dardennes à l'aide des vannes du barrage (collaboration Véolia – Ville de Toulon – Association SpéléoH20 / T. Lamarque – Université) et à suivre l'évolution du débit, de la conductivité électrique et de la température de l'eau à la source Saint Antoine au pas de temps de 15 minutes

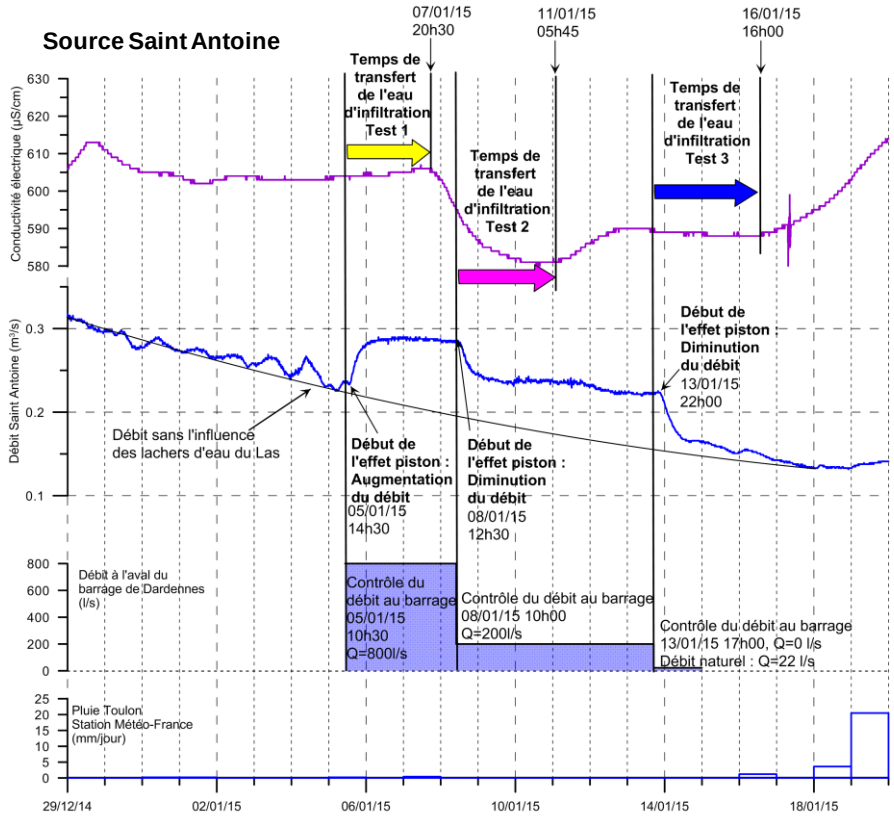


Fig. 6 Evolution de la conductivité électrique et du débit de la source Saint Antoine durant les tests hydrauliques. Les légendes sur le graphique montrent le temps de décalage entre la variation de débit dans le Las et l'arrivée de l'onde de pression (effet piston). Les flèches horizontales montrent le temps de transfert entre l'eau dans le Las et la première arrivée de l'eau d'infiltration jusqu'à la source qui est marquée par la variation de conductivité électrique.

Test hydraulique	Débit de lâcher d'eau du barrage dans le Las	Temps de réaction de la source par effet piston	Temps de transfert de l'eau d'infiltration des pertes du Las	Débit des pertes du Las alimentant la source à la fin du test / Pourcentage par rapport au débit de la source
1	800 l/s	4 heures	2 jours 10 h (=58 h)	88 l/s / 31%
2	200 l/s	2 h 30	2 jours 20h (=68 h)	58 l/s / 26%
3	0 l/s	5 h 00	2 jours 23h (=71 h)	0 l/s (le débit naturel de 22 l/s s'infiltre également dans les pertes du Las mais n'est pas comptabilisé dans ces calculs)

Tableau A1 : Résultats des trois tests hydrauliques réalisés entre le 5 et le 15 janvier 2015.

* **Les traçages artificiels** sont réalisés par injection de fluorescéine dans une perte karstique située en rive gauche du Las au niveau du hameau de Dardennes.

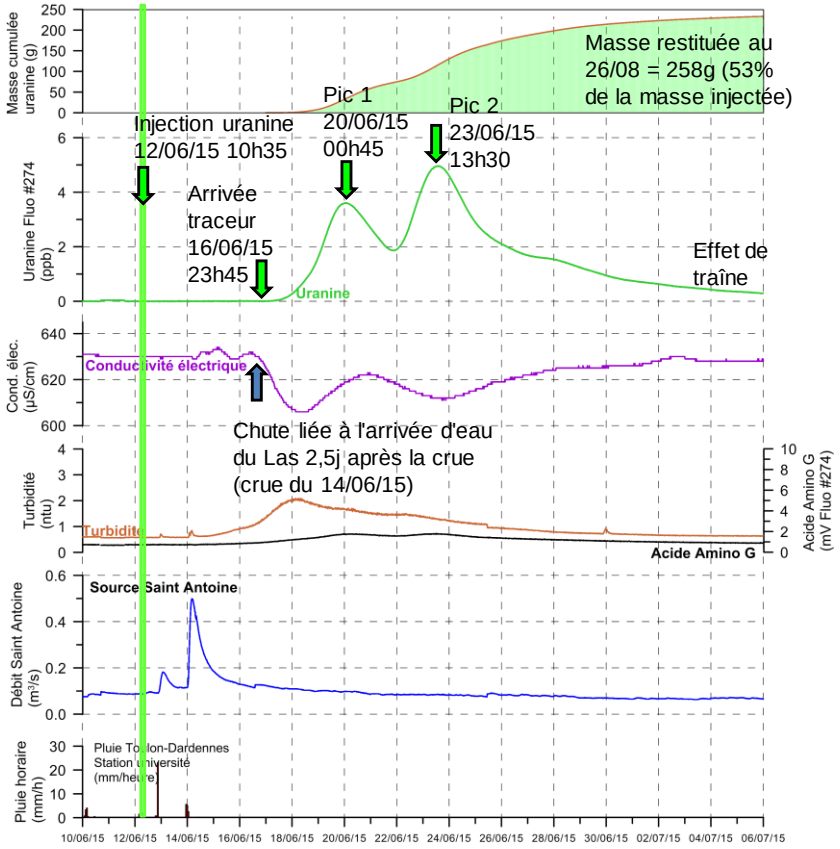


Fig. 7 Résultats du traçage artificiel réalisé le 12/06/205 à la perte du Las au hameau de Dardennes : Evolution au cours du temps des mesures CTD et du fluorimètre GGUN (turbidité, concentration en fluorescéine et acide amino G) au pas de temps de 15 minutes sur la source Saint Antoine.

Annexe 5 Courbe de restitution à la source Saint Antoine des deux traçages artificiels

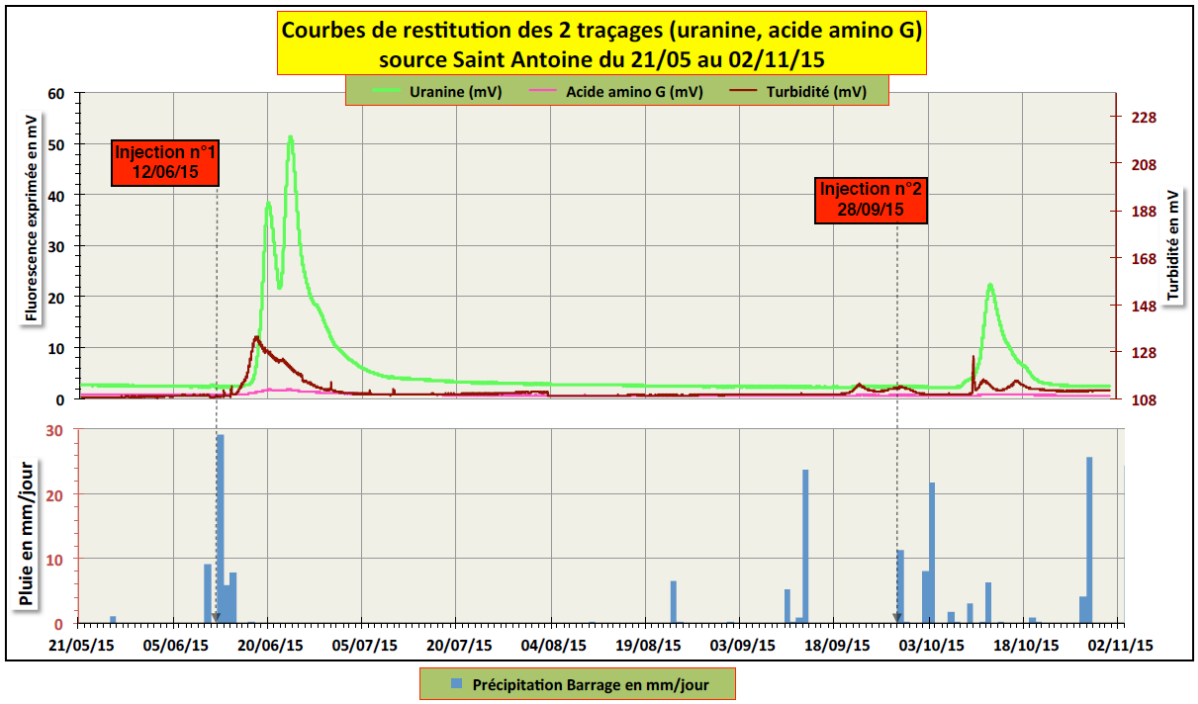


Fig. 8 Courbe de restitution à la source Saint Antoine des deux traçages artificiels réalisés entre juin 2015 et septembre 2015 par injection de fluorescéine à la perte du Las du Hameau de Dardennes

Annexe 6 Courbe de restitution à la source Saint Antoine du traçage artificiel réalisé le 28 septembre 2015

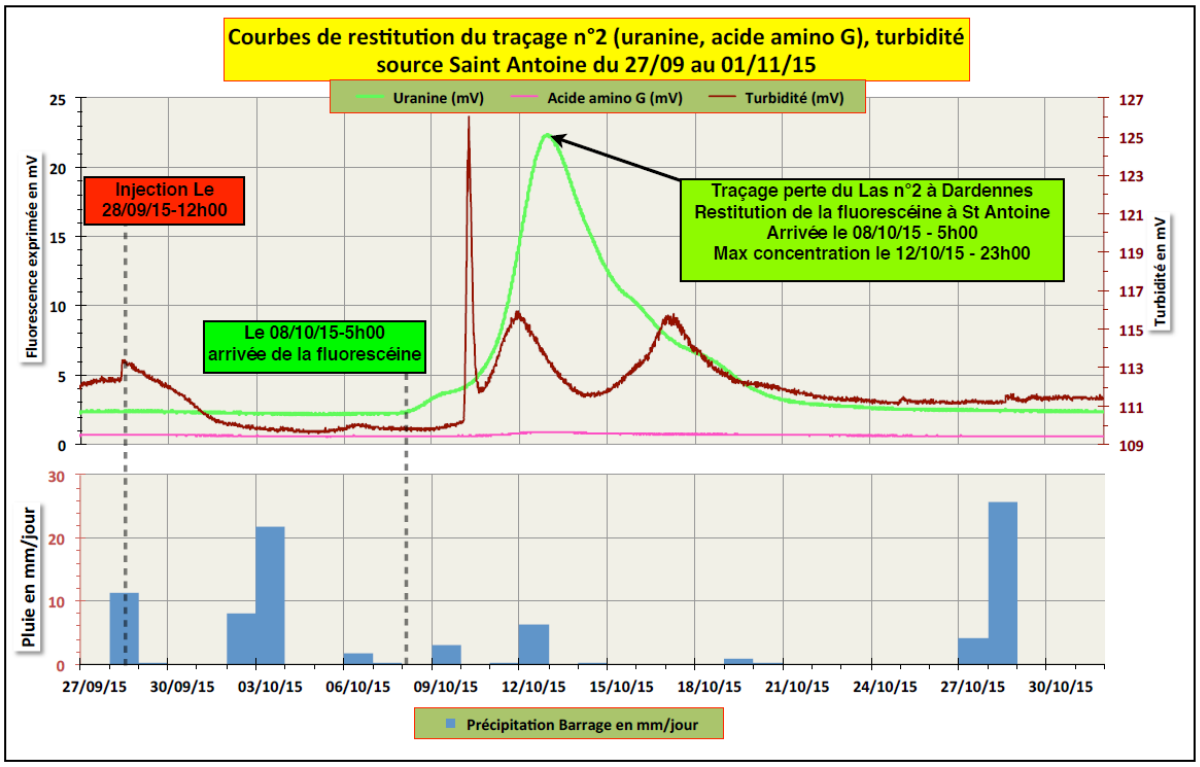


Fig. 9 Détail de la courbe de restitution à la source Saint Antoine du traçage artificiel réalisé le 28 septembre 2015 par injection de fluorescéine à la perte du Las du Hameau de Dardennes

Annexe 7 Données hydrochimie

Isotopes précipitations

Station	Date	Pluviométrie (Le Castellet) mm	δ18O (‰)	δ2H (‰)
Six Fours	07/11/2011		-9,75	-64,41
Six Fours	08/11/2011		-9,75	-64,41
Six Fours	09/11/2011		-8,50	-57,17
Le Brulat	01/09/2012	13,4	-10,45	-65,85
Le Brulat	11/10/2012	27,3	-5,23	-31,97
Le Brulat	21/10/2012	15,2	-4,25	-27,33
Le Brulat	10/11/2012	49	-5,11	-33,22
Le Brulat	28/11/2012	35,3	-10,61	-75,06
Le Brulat	13/12/2012	27,7	-5,06	-23,07
Le Brulat	19/12/2013	39	-6,41	-44,50
Le Brulat	20/12/2013	25	-9,94	-75,00
Le Brulat	20/12/2013	19	-8,00	-55,87
Le Brulat	25/12/2013	25	-13,13	-103,13
Le Brulat	16/01/2014	26	-4,79	-29,27
Le Brulat	18/01/2014	16	-4,61	-29,71
Le Brulat	18/01/2014	37	-10,47	-74,97
Le Brulat	19/01/2014	57	-8,90	-61,96
Le Brulat	31/01/2014	29	-11,55	-85,42
Le Brulat	04/02/2014	14	-6,45	-38,68
Le Brulat	05/02/2014	53	-7,43	-48,11
Le Brulat	10/02/2014	35	-7,15	-50,73
Le Brulat	03/03/2014	17	-9,92	-74,65
Le Brulat	22/03/2014	18	-1,10	-0,84
Le Brulat	19/05/2014	12	-1,76	-6,18
Le Brulat	01/06/2014	9	-4,70	-31,59
Le Brulat	15/06/2014	60	-7,86	-53,44
Le Brulat	18/06/2014	11	-6,60	-41,35
Le Brulat	13/08/2014	47	-2,86	-10,40
Le Brulat	19/09/2014	32	-3,31	-22,45
Le Brulat	30/09/2014	52	-5,09	-31,32
Le Brulat	07/10/2014	10	-3,20	-9,86
Le Brulat	11/10/2014	38	-4,86	-36,43
Le Brulat	04/11/2014	54	-7,38	-47,12
Le Brulat	05/11/2014	20	-9,33	-63,50
Le Brulat	11/11/2014	29	-5,16	-28,65
Le Brulat	12/11/2014	23	-8,09	-49,85
Le Brulat	14/11/2014	28	-4,51	-27,97
Le Brulat	25/11/2014	51	-6,33	-40,18
Le Brulat	27/11/2014	27	-7,84	-52,55
Le Brulat	05/12/2014	30	-8,60	-61,01
Le Brulat	06/12/2014	39	-14,08	-100,13
Le Brulat	06/12/2014	14	-16,07	-122,47
Le Brulat	27/12/2014	18	-6,77	-45,24
Le Brulat	19/01/2015	23	-5,42	-17,24
Le Brulat	20/01/2015	22	-5,34	-22,59
Le Brulat	21/01/2015	21	-8,56	-49,69
Le Brulat	30/01/2015	21	-5,93	-38,88
Le Brulat	05/02/2015	33	-12,76	-95,79
Le Brulat	16/02/2015	40	-10,82	-84,35
Le Brulat	16/03/2015	49	-5,75	-38,45
Le Brulat	09/06/2015	15	-2,84	-17,65
Le Brulat	12/06/2015	30	-3,15	-16,16
Le Brulat	13/09/2015	41	-4,70	-24,95
Le Brulat	03/10/2015	29	-7,07	-44,89
Le Brulat	12/10/2015	19	-2,65	-8,80
Le Brulat	28/10/2015	12	-5,48	-32,36
Le Brulat	04/11/2015	19	-6,44	-42,69
Le Brulat	07/02/2016	16	-5,57	-38,11
Le Brulat	12/02/2016	15	-4,50	-24,82
Le Brulat	27/02/2016	18	-8,81	-67,71
Le Brulat	28/02/2016	36	-11,38	-80,63
Le Brulat	05/05/2016	25	-0,50	-7,10
Le Brulat	14/10/2016	51	-4,26	-21,17
Le Brulat	18/10/2016	26	-4,55	-23,90

Isotopes sources

Nom	Date	T°C Terrain	pH Labo	CE Terrain	CE Labo	^{18}O	Erreur ^{18}O ‰	^{2}H	Erreur ^{2}H ‰
Barrage Fuites Las Pont Romain	01/03/2016			442		-7,43		-45,86	
Barrage Fuites Las Pont Romain	04/03/2016	12,50		444		-7,10	0,08	-44,02	0,34
Barrage Fuites Las Pont Romain	20/08/2016	22,9		346		-6,08	0,01	-39,54	0,07
Barrage Fuites Las Pont Romain	24/11/2016	13,8		448		-6,46	0,01	-37,66	0,09
Barrage Fuites Las Pont Romain	27/11/2014	13,8		480		-6,77	0,02	-40,68	0,02
Barrage Fuites Las Pont Romain	06/12/2014	13,9		523		-7,16	0,02	-43,41	0,05
Barrage Fuites Las Pont Romain	06/01/2015	11,0		527		-7,37	0,02	-45,09	0,10
Barrage Fuites Las Pont Romain	12/01/2015	11,0		528		-7,31	0,03	-44,87	0,06
Barrage Fuites Las Pont Romain	16/03/2015	13,10	7,80	513	494	-8,00	0,06	-50,88	0,58
Barrage Fuites Las Pont Romain	07/07/2015	22,80	7,78	395	388	-6,93	0,02	-44,26	0,08
Barrage Fuites Las Pont Romain	07/12/2014	13,6		490		-7,57	0,15	-46,61	1,00
Barrage Fuites Las Pont Romain	16/12/2013	11,7	8,01	448	444	-6,87	0,15	-39,78	1,00
Bonnefont	12/01/2015	14,30	7,10	740	747	-6,79	0,02	-41,30	0,03
Bonnefont	22/01/2015	13,80	7,16	637	644	-6,86	0,03	-41,87	0,06
Bonnefont	05/11/2014	13,9		537		-6,29	0,02	-37,74	0,07
Bonnefont	18/12/2014	13,9		699		-6,74	0,03	-41,02	0,05
Bonnefont	26/08/2015	15,6	7,08	851	836	-6,73	0,02	-42,55	0,23
Bonnefont	12/06/2015	15,30	7,03	837	821	-6,75	0,06	-42,17	0,12
Bonnefont	07/07/2015	15,50	7,26	850	835	-6,73	0,02	-42,29	0,15
Bonnefont	21/12/2015	15,60			812	-6,75	0,11	-43,18	0,26
Bonnefont	26/01/2016	15,40	7,05	803	811	-6,77	0,05	-42,86	0,07
Bonnefont	27/02/2016	14,00	7,21	785	796	-6,81	0,01	-43,10	0,07
Bonnefont	02/03/2016	15,20	7,13	709	722	-6,78	0,02	-42,00	0,12
Bonnefont	10/03/2016	15,30	7,39	713	731	-6,64	0,03	-42,06	0,23
Bonnefont	10/03/2016	15,30	7,39	713	731	-6,63	0,01	-42,11	0,04
Bonnefont	28/10/2009	14,6	7,02		601	-6,94	0,15	-38,46	1,00
Bonnefont	28/10/2010	15,2	7,12		871	-6,66	0,15	-41,26	1,00
Bonnefont	10/04/2012			821		-6,73	0,15	-41,94	1,00
Bonnefont	11/02/2008	15		690		-6,58	0,15	-40,52	1,00
Bonnefont	16/12/2013	15,3	7,25	817	809	-6,67		-43,42	
Dardennes Rabas	28/02/2016	13,8		441	441	-7,99	0,01	-48,92	0,10
Gapeau Source	17/01/2015	13,70	7,70	452	460	-7,72	0,04	-47,50	0,54
Gapeau Source	12/06/2015	13,70	7,40	446	445	-7,61	0,06	-45,95	0,06
Gapeau Source	07/07/2015	14,10	7,48	445	448	-7,61	0,02	-46,06	0,12
Gapeau Source	16/09/2014	14,2		442		-7,53	0,02	-45,73	0,12
Gapeau Source	21/11/2014	13,9		467		-7,57	0,01	-45,90	0,10
Gapeau Source	16/12/2014	13,9		475		-7,52	0,01	-45,65	0,02
Gapeau Source	11/02/2015	13,4		464		-7,64	0,01	-46,30	0,11
Gapeau Source	14/02/2015	13,6		458		-7,63	0,02	-46,17	0,06
Gapeau Source	26/08/2015	14,2	7,5	443		-7,72	0,03	-46,83	0,10
Gapeau source	28/01/2016	13,9		442		-7,38	0,01	-46,03	0,05
Gapeau source	11/01/2017	13,4	7,6	444		-7,67	0,04	-46,69	0,04
Gapeau Source	19/12/2012			453		-7,62	0,15	-45,98	1,00
Gapeau Source	12/04/2012			431		-7,69	0,15	-47,67	1,00
Gapeau Source	15/12/2013	13,9	7,79	436		-7,51	0,15	-44,66	1,00
Gapeau Source	10/12/2014	13,8		474		-7,49	0,15	-45,66	1,00
Gapeau Source	28/10/2009	14,8		444		-7,67	0,15	-45,19	1,00
Gapeau Source	29/10/2010	13,9		440		-7,62	0,15	-47,08	1,00
Gapeau Source	11/02/2008	13,50	7,42		431	-7,73		-46,28	
Labus	23/10/2011			2030		-6,55	0,15	-41,89	1,00
Labus	10/04/2012			1643		-6,55	0,15	-40,00	1,00
Labus	28/04/2008	21,10	6,74	1095	1095	-6,24	0,15	-36,94	1,00
Labus	11/02/2008	22,90	6,87	1348	1348	-6,82	0,15	-40,31	1,00
Labus	28/10/2009	21,7	6,98	1053	1053	-6,50	0,15	-36,69	1,00
Labus	28/10/2010	24,6	7,04	1955	1955	-6,72	0,15	-41,12	1,00
Labus	16/12/2013	23,6	7,65	1670	1662	-6,65	0,15	-38,49	1
Labus/Canal Arrosant	28/10/2010	23,2	7,39	1792	1792	-7,00	0,15	-43,63	1,00
Labus	22/01/2015	17,60	7,20	761	767	-6,82	0,05	-42,38	0,09
Labus	12/06/2015	22,30	7,08	1996	1951	-6,76	0,02	-41,74	0,01
Labus/Canal Arrosant	26/01/2016	23,50	7,40	1835	1857	-6,92	0,04	-42,78	0,29
Labus/Canal Arrosant	27/02/2016	23,20	7,45	1755	1786	-6,91	0,01	-42,79	0,07
Labus/Canal Arrosant	02/03/2016	19,90	7,36	1006	1026	-7,15	0,01	-44,82	0,10

Nom	Date	T°C Terrain	pH Labo	CE Terrain	CE Labo	^{18}O	Erreur ^{18}O ‰	^{2}H	Erreur ^{2}H ‰
Labus/Canal Arrosant	12/12/2016	19,90	7,20	919	20	-6,46	0,01	-39,71	0,07
Labus/Canal Arrosant	11/01/2017	19,90	7,33	1323	21	-6,76	0,02	-42,28	0,03
Ragas	16/12/2013	14,1	7,74	454	494	-7,26	0,15	-42,44	1,00
Ragas	26/11/2014	13,6		482		-6,77	0,02	-40,19	0,05
Ragas	27/11/2014	13,6		479		-7,04	0,01	-42,18	0,08
Ragas	10/03/2016	13,80	7,43	460	466	-7,58	0,02	-46,12	0,10
Ragas (robinet ext)	26/01/2016	12,3	7,25	467	478	-7,19	0,01	-43,02	0,12
Ragas Usine Dardennes EB	07/07/2015	15,40	7,57	501	496	-7,61	0,04	-46,19	0,09
Ragas Usine Dardennes EB	25/08/2015	16,7	7,5	491	506	-7,57	0,33	-45,89	2,52
Ragas Usine Dardennes EB	26/08/2015	16,4	7,34	492	486	-7,45	0,04	-44,87	0,08
Ragas	17/10/2016	15		464		-7,42	0,02	-44,04	0,04
Saint Antoine	16/12/2013	15,5	7,48	594	586	-6,75	0,15	-39,62	1,00
Saint Antoine	29/10/2010	15,8	7,99	614	614	-6,75	0,15	-40,56	1,00
Saint Antoine	12/06/2015	15,50	7,25	629	615	-7,08	0,01	-43,01	0,16
Saint Antoine	07/07/2015	15,70	7,40	630	615	-6,88	0,02	-41,94	0,04
Saint Antoine	26/01/2016	15,50	7,20	606	617	-6,81	0,04	-43,39	0,88
Saint Antoine	12/01/2015	14,40	7,20	588	586	-6,49	0,05	-40,39	0,18
Saint Antoine	16/03/2015	15,20	7,12	562	547	-7,37	0,02	-45,51	0,11
Saint Antoine	27/02/2016	15,50	7,28	600	612	-6,73	0,01	-41,36	0,09
Saint Antoine	28/02/2016	15,70	7,40	605	620	-6,73	0,03	-41,18	0,23
Saint Antoine	02/03/2016	15,00	7,25	514	525	-7,15	0,03	-43,98	0,29
Saint Antoine	10/03/2016	15,00	7,3	543	553	-6,99	0,03	-43,31	0,22
Saint Antoine	20/04/2016	15,,3	7,33	571		-6,87	0,00	-42,72	0,02
Saint Antoine	07/11/2014	15,7		547		-6,45	0,05	-38,98	0,12
Saint Antoine	06/01/2015	14,5		604		-6,91	0,02	-41,93	0,07
Saint Antoine	26/08/2015	15,9	7,25	632	619	-6,72	0,03	-41,18	0,13
Saint Antoine	17/03/2008	15,10	7,14	567	567	-6,46	0,15	-39,18	1,00

Ions majeurs, $\delta^{13}C$ des sources

Sources	Date	T°C	pH Labo	CE (terrain)	CE (labo)	O2 (mg/L)	HCO_3^-	F^-	Cl^-	Br^-	NO_3^-	SO_4^{--}	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	SiO_2	13C	Erreur 13C
Barrage Fuites Pont Romain	16/12/2013	11,7	8,01	448	444		261	0,1	7,6	0,0	4,2	12,6	65,6	13,5	4,3	0,4	3,4		
Barrage Fuites Pont Romain	27/11/2014	13,8		480															
Barrage Fuites Pont Romain	06/12/2014	13,9		523															
Barrage Fuites Pont Romain	07/12/2014	13,6		490	?		295	0,0	4,4		1,2	9,0	80,2	8,4	3,4	0,3	3,7		
Barrage Fuites Pont Romain	06/01/2015	11,0		527															
Barrage Fuites Pont Romain	12/01/2015	11,0		528															
Barrage Fuites Pont Romain	22/01/2015	12,3	7,91	519	525	9,5	314		7,4		3,5	14,8	94,1	10,4	4,3	0,5	3,1		
Barrage Fuites Pont Romain	16/03/2015	13,1	7,80	513	494	10,6	298		7,7		2,9	21,0	83,3	12,6	5,1	0,6	3,0		
Lac Dardennes usine EB	12/06/2015	16,2	7,44	516	507	10,4	275		7,3		2,7	13,7	79,5	15,7	4,4	0,4	3,1	-13,31	0,10
Barrage Fuites Pont Romain	07/07/2015	22,8	7,78	395	388	8,0	196		7,2		1,3	13,2	47,0	11,2	4,1	0,5	2,3	-11,22	0,09
Barrage Fuites Pont Romain	27/02/2016	11,4	7,80	419	424	9,4	241		6,3		2,2	10,2	61,5	14,6	4,4	0,7	3,1	-11,24	0,04
Barrage Fuites Pont Romain	29/02/2016	12,0	7,77	444	462	9,2	263		6,7		3,3	10,2	69,4	14,1	5,0	0,7	3,6		
Barrage Fuites Pont Romain	01/03/2016			442														-12,15	0,06
Barrage Fuites Pont Romain	02/03/2016	11,1	8,02	444	455	10,2	266		6,5		2,2	10,7	63,8	16,1	4,4	0,5	3,3	-11,40	0,03
Barrage Fuites Pont Romain	04/03/2016	12,5	7,62	444	457	9,3	265		6,4		2,7	9,1	68,4	12,7	4,5	0,9	3,4	-11,91	0,03
Barrage Fuites Pont Romain	10/03/2016	12,8	7,74	448	456	9,7	266		6,6		2,7	9,3	75,4	12,3	4,0	0,5	3,3	-12,38	0,07
Barrage Fuites Pont Romain	02/06/2016	17,7	7.86	393	397	9,1	221		6,5		1,7	9,1	61,4	9,5	3,3	0,4	2,5		
Barrage Fuites Pont Romain	20/08/2016	22,9		346															
Barrage Fuites Pont Romain	22/11/2016		7,93	420	429	8,3	266		5,7		1,8	7,6	68,3	14,4	3,9	2,2	2,3		
Barrage Fuites Pont Romain	24/11/2016	13,8	7,8	448	455	9,7	279		6,4		2,6	7,6	84,0	8,0	3,6	0,3	0,4		
Barrage Fuites Pont Romain	12/12/2016	13,4	7,42	454	463	9,2	271		7,7		2,3	8,8	85,4	8,8	3,3	0,5	0,5	-14,64	0,05
Barrage Fuites Pont Romain	11/01/2017	12,1	7,56	457	471	9,5	283		7,2		2,2	9,2	64,2	8,8	3,5	0,4	3,0	-13,77	0,01
Dardennes Rabas	28/02/2016	13,9	7,42	441	453	9,5	266		4,7		1,9	5,2	85,7	5,7	3,3	0,3	3,0	-14,06	0,13
Bonnefont	01/06/2002	15,3	7,39	721	721		363	0,2	31,3		13,8	34,6	107,6	23,5	20,7	0,8			
Bonnefont	11/02/2008	15		690															
Bonnefont	17/12/2008		7,05	566	566		321	0,0	18,1		2,3	19,1	95,0	6,3	8,2	0,6			
Bonnefont	12/05/2009	14,0	6,91	694	694		395	0,1	21,4	0,1	3,9	28,3	110,3	7,4	10,1	0,6	17,1		
Bonnefont	28/10/2009	14,6	7,02	601	601		327	0,1	18,7		9,8	25,1	107,3	9,0	10,1	1,0			
Bonnefont	28/10/2010	15,2	7,12	871	871		354	0,1	40,3		28,2	63,7	136,6	18,3	22,7	0,8			
Bonnefont	10/04/2012			821															
Bonnefont	10/04/2012			821															
Bonnefont	16/12/2013	15,3	7,25	817	809		371	0,1	37,9	0,1	20,6	53,0	110,9	20,4	24,3	0,7	16,9		
Bonnefont	16/12/2013	15,3	7,25	817	809		371	0,1	37,9	0,1	20,6	53,0	110,9	20,4	24,3	0,7	16,9		
Bonnefont	05/11/2014	13,9		537															
Bonnefont	18/12/2014	13,9		699															
Bonnefont	12/01/2015	14,3	7,10	740	747	10,1	394		18,7		7,2	37,0	151,3	10,1	10,6	0,6	11,0		

Sources	Date	T°C	pH Labo	CE (terrain)	CE (labo)	O2 (mg/L)	HCO_3^-	F^-	Cl^-	Br^-	NO_3^-	SO_4^{--}	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	SiO_2	13C	Erreur 13C
Bonnefont	22/01/2015	13,8	7,16	637	644	9,1	361		13,2		3,7	23,3	131,5	4,0	4,5	0,7	7,1		
Bonnefont	12/06/2015	15,3	7,03	837	821	8,9	353		35,0		19,6	54,7	129,1	14,6	19,1	0,8	14,4	-13,58	0,01
Bonnefont	07/07/2015	15,5	7,26	850	835	8,7	349		38,1		20,9	59,9	125,0	13,5	20,0	0,9	20,7	-12,89	0,05
Bonnefont	26/08/2015	15,6	7,08	851	836	9,1	343		38,8		22,8	59,1	127,3	20,0	23,7	0,9	17,6	-11,45	0,11
Bonnefont	26/01/2016		7,05	803	811													-12,50	0,08
Bonnefont	27/02/2016	14,0	7,21	785	796	8,7	363		38,5		17,7	42,5	117,0	21,9	23,6	1,1	15,6	-11,92	0,01
Bonnefont	02/03/2016	15,2	7,13	709	722	8,6	361		30,4		9,6	24,6	98,1	21,8	19,4	0,8	12,7	-12,72	0,05
Bonnefont	10/03/2016	15,3	7,39	713	731	9,5	364		32,3		9,8	25,4	100,7	23,7	21,6	1,0	12,8	-12,48	0,11
Bonnefont	10/03/2016	15,3	7,39	713	731	9,5	364		33,3		10,8	25,4	100,7	23,7	21,6	1,0	12,8	-12,48	0,11
Bonnefont	20/04/2016	15,8	6,98	763	784	9,3	368		35,5		15,4	38,5	84,3	20,3	21,3	1,9	13,4		
Bonnefont	24/11/2016	14,1	6,92	525	537	9,5	304		12,0		4,7	11,5	101,9	5,2	6,8	0,9	0,9		
Bonnefont	12/12/2016	14,4	7,03	586	588	9,0	319		19,1		5,7	15,5	108,7	7,6	8,8	0,8	0,8		
Bonnefont	11/01/2017	14,0	6,92	671	683	8,4	338		24,7		11,2	27,5	98,5	11,0	13,2	0,9	9,7	-15,23	0,04
Gapeau Source	01/06/2002	13,4	7,7	430	430		251	0,1	7,0		1,3	10,8	52,4	26,0	4,1	0,5			
Gapeau Source	11/02/2008	13,5	7,42	431	431														
Gapeau Source	17/12/2008		6,72	505	505		295	0,1	6,7		5,5	11,2	53,5	27,8	4,5	0,5			
Gapeau Source	11/05/2009	13,6	7,59	434	434		283	0,1	7,8		3,1	12,0	47,2	26,9	4,2	0,4	8,1		
Gapeau Source	28/10/2009	14,8	7,07	444	444		268	0,2	10,2		2,0	14,1	53,2	24,3	4,5	0,5			
Gapeau Source	29/10/2010	13,9	7,64	440	440		255	0,1	7,7		2,0	11,7	45,3	23,1	4,1	0,4			
Gapeau Source	12/04/2012			431															
Gapeau Source	12/04/2012			431															
Gapeau Source	19/12/2012			453			276	0,2	8,3		3,5	12,8	53,4	26,1	4,1	0,5			
Gapeau Source	19/12/2012			453															
Gapeau Source	15/12/2013	13,9	7,79	436	439		261	0,1	7,5	0,0	1,6	11,4	49,8	25,3	4,0	0,3	3,7		
Gapeau Source	16/09/2014	14,2		442															
Gapeau Source	21/11/2014	13,9		467															
Gapeau Source	10/12/2014	13,8		474			293	0,1	7,1	0,0	3,9	11,4	57,3	26,8	3,9	0,5	4,1		
Gapeau Source	16/12/2014	13,9		475															
Gapeau Source	17/01/2015	13,7	7,70	452	460	8,5	272		7,8		2,9	11,1	54,1	26,8	3,8	0,6	3,4		
Gapeau Source	11/02/2015	13,4		464															
Gapeau Source	14/02/2015	13,6		458															
Gapeau Source	12/06/2015	13,7	7,40	446	445	8,2	232		7,0		1,5	10,0	51,7	21,9	4,0	0,5	3,6	-12,06	0,18
Gapeau Source	07/07/2015	14,1	7,48	445	448	8,1	240		7,4		1,7	10,8	53,5	17,5	3,5	0,4	4,8	-12,45	0,03
Gapeau Source	26/08/2015	14,2	7,5	443	437	9,2	248		7,3		2,0	9,7	52,7	26,2	3,9	0,5	3,6	-11,18	0,05
Gapeau source	28/01/2016	13,9	7,27	442	451	9,3	262	0,0	6,5	0,0	1,2	11,3	54,7	28,6	3,7		3,7	-11,63	0,00
Gapeau Source	04/03/2016	13,5	7,46	444	457	9,0	274		6,3		1,1	9,0	47,9	26,5	4,3	0,6	3,6	-11,72	0,01
Gapeau Source	06/03/2016	13,1	7,55	444	454	8,6	276		6,3		1,1	9,0	48,6	26,6	4,3	0,6	3,6		
Gapeau Source	24/11/2016	14,1	7,28	480	487	8,1	296		6,7		1,5	10,9	59,4	26,1	4,4	0,5	0,5		

Sources	Date	T°C	pH Labo	CE (terrain)	CE (labo)	O2 (mg/L)	HCO_3^-	F^-	Cl^-	Br^-	NO_3^-	SO_4^{--}	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	SiO_2	13C	Erreur 13C
Gapeau Source	12/12/2016	14	7,34	449	463	7,0	281		7,9		2,2	12,5	55,1	26,3	4,2	0,7	0,7	-12,44	0,10
Gapeau Source	11/01/2017	13,4	7,26	444	454	8,4	270		6,6		1,3	10,4	52,2	23,9	4,0	0,6	3,4	-12,29	0,08
Labus/Canal Arrosant	01/06/2002	16,1	7,55	529	529		276	0,5	20,9		1,5	23,1	99,4	4,4	13,3	0,8			
Labus	11/02/2008	22,9	6,87	1348	1348														
Labus	28/04/2008	21,1	6,74	1095	1095														
Labus	12/05/2009	20,4	6,91	1042	1042		351	0,1	135,6	0,1	6,0	55,1	110,4	9,5	82,5	4,1	21,8		
Labus	28/10/2009	21,7	6,98	1053	1053		325	0,2	132,6	0,3	6,8	73,4	119,2	11,3	78,2	4,4			
Labus	28/10/2010	24,6	7,04	1955	1955		325	0,1	412,5	0,4	5,0	57,9	119,7	15,4	240,0	9,4			
Labus/Canal Arrosant	28/10/2010	23,2	7,39	1792	1792		322	0,2	362,2	0,2	4,6	54,0	111,0	14,1	213,4	8,4			
Labus	23/10/2011			2030			298		435,1	0,2	4,1	58,3	98,2	15,5	280,4	9,1			
Labus	10/04/2012			1643															
Labus	16/12/2013	23,6	7,65	1670	1662		339	0,1	370,0	0,2	4,5	57,8	104,3	13,9	207,8	7,0	13,0		
Labus/Canal Arrosant	12/01/2015	19,7	7,20	1076	1074	10,5	345		133,9		4,7	55,6	123,1	13,0	74,9	3,4	12,6		
Labus	22/01/2015	17,6	7,20	761	767	8,2	314		63,5		3,7	31,0	112,9	3,6	35,4	1,9	7,9		
Labus	12/06/2015	22,3	7,08	1996	1951	7,1	291		436,5		3,7	70,6	114,8	14,5	240,7	8,3	12,1	-11,63	0,03
Labus/Canal Arrosant	26/01/2016	23,5	7,40	1835	1857	8,2	357	0,0	329,9	0,0	4,8	44,2	127,6	15,2	235,8	8,8	12,5		
Labus/Canal Arrosant	27/02/2016	23,2	7,45	1755	1786	8,7	336		354,0		36,2	50,0	111,2	14,4	225,3	8,9	11,6	-12,62	0,13
Labus/Canal Arrosant	02/03/2016	19,9	7,36	1006	1026	8,8	288		151,6		41,3	32,2	96,3	8,8	92,9	4,4	8,8	-12,61	0,01
Labus/Canal Arrosant	20/04/2016	22,4	7,21	1554	1591	9,0	353		302,1		4,1	53,3	91,6	13,9	192,9	7,4	11,3		
Labus/Canal Arrosant	24/11/2016	18,1	7,09	846	857	8,8	321		88,5		4,5	24,0	112,7	6,4	60,1	2,6	2,7		
Labus/Canal Arrosant	12/12/2016	20	7,25	919	935	8,6	333		96,9		4,6	53,1	125,2	9,4	60,1	2,6	2,7	-13,17	0,03
Labus/Canal Arrosant	11/01/2017	20,6	7,23	1323	1358	8,4	294		249,8		3,9	65,8	112,3	12,1	135,1	5,6	10,1	-11,90	0,08
Labus/Canal Arrosant	18/06/2017	21,6	7,4	1432	1407	8,2	329		275,6		2,8	57,9	121,3	11,8	154,7	6,5	11,4		
Ragas	16/12/2013	14,1	7,74	454	494		270	0,0	6,6	0,0	5,2	11,2	72,5	12,1	3,7	0,3	3,5		
Ragas	26/11/2014	13,6		482															
Ragas	27/11/2014	13,6		479															
Ragas	12/01/2015	13,8	7,70	553	518	10,9	304		5,1		2,2	15,4	106,3	13,9	4,2	0,5	4,2		
Ragas Usine Dardennes EB	07/07/2015	15,4	7,57	501	496	9,4	257		7,6		3,9	13,2	78,5	14,6	4,1	0,4	4,1	-13,24	0,05
Ragas Usine Dardennes EB	25/08/2015	16,7	7,5	491	506	9,7	268		7,2		3,3	9,7	72,8	18,9	4,5	1,0	3,8	-10,90	0,02
Ragas Usine Dardennes EB	26/08/2015	16,4	7,34	492	486	9,7	268		7,6		3,8	10,9	72,0	20,5	4,2	0,5	3,8		
Ragas (robinet ext)	26/01/2016	12,3	7,25	467	478	9,8	277	0,0	6,0	0,0	3,0	10,8	74,7	18,7	4,2	0,5	3,6	-12,42	0,01
Ragas	10/03/2016	13,8	7,43	460	466	9,4	282		5,4		2,4	7,6	78,4	10,4	3,5	0,4	3,3	-13,61	0,03
Ragas (vanne conduite ancienne usine)	20/04/2016	13,9	7,1	459	476	9,3	269		6,8		2,4	8,9	70,5	9,1	3,5	0,9	2,9		
Ragas	17/10/2016	15		464															
Ragas Usine Dardennes EB	19/06/2017	15	7,42	492	500		289		8,2		2,5	12,1	88,1	14,3	4,3	0,5	3,5		
Saint Antoine	01/06/2002	15,3	7,78	578	578		283	0,4	18,5		9,5	45,7	96,6	14,9	10,5	1,3			
Saint Antoine	17/03/2008	15,1	7,14	567	567														

Sources	Date	T°C	pH Labo	CE (terrain)	CE (labo)	O2 (mg/L)	HCO_3^-	F^-	Cl^-	Br^-	NO_3^-	SO_4^{--}	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	SiO_2	13C	Erreur 13C
Saint Antoine	29/10/2010	15,8	7,99	614	614		283	0,1	20,0		9,1	51,2	90,2	16,9	10,5	1,5			
Saint Antoine	16/12/2013	15,5	7,48	594	586		283	0,1	17,7	0,1	8,8	46,0	90,6	15,2	10,6	1,0	5,7		
Saint Antoine	07/11/2014	15,7		547															
Saint Antoine	06/01/2015	14,5		604															
Saint Antoine	12/01/2015	14,4	7,20	588	586	10,1	287		13,6		6,6	44,9	96,9	14,1	9,1	1,1	6,3		
Saint Antoine	16/03/2015	15,2	7,12	562	547	9,8	287	d	21,6	d	6,2	36,0	88,7	13,0	13,1	1,0	4,1		
Saint Antoine	12/06/2015	15,5	7,25	629	615	8,7	257		20,0		7,7	55,3	93,8	14,8	11,2	1,3	5,6	-12,84	0,04
Saint Antoine	07/07/2015	15,7	7,40	630	615	8,1	260		19,7		7,8	54,7	83,9	13,9	11,1	1,6	7,5	-12,85	0,01
Saint Antoine	26/08/2015	15,9	7,25	632	619	9,5	263		19,9		7,8	55,8	96,6	15,9	11,1	1,5	6,0	-10,24	0,06
Saint Antoine	26/01/2016	15,5	7,20	606	617	8,8	302	0,0	16,4	0,0	6,8	42,3	106,1	16,2	10,9	1,4	5,7	-11,71	0,03
Saint Antoine	27/02/2016	15,5	7,28	600	612	9,0	285		17,5		7,6	46,5	91,7	15,1	10,9	1,4	5,5	-12,05	0,03
Saint Antoine	28/02/2016	15,7	7,40	605	620	8,9	285		18,3		8,1	47,5	93,5	15,2	11,3	1,4	5,4	-12,06	0,10
Saint Antoine	02/03/2016	15,0	7,25	514	525	8,7	260		13,9		6,9	25,8	83,0	11,3	8,7	1,2	4,3		
Saint Antoine	04/03/2016	15,0	7,25	514	526	9,1	265		13,4		7,0	26,6	79,3	11,6	9,2	1,2	4,4	-12,29	0,02
Saint Antoine	10/03/2016	15,0	7,3	543	553	9,0	272		14,6		7,9	31,8	88,9	13,1	2,1	1,2	4,9	-13,38	0,06
Saint Antoine	10/03/2016	15,0	7,3	543	553	9,0	272		14,6		7,9	31,8	88,9	13,1	2,1	1,2	4,9	-13,38	0,06
Saint Antoine	20/04/2016	15,3	7,07	571	589	9,3	277		18,0		7,9	42,7	79,4	14,2	10,2	2,1	5,3		
Saint Antoine	24/11/2016	15,4	7,14	526	536	9,1	277		14,3		8,1	24,4	89,9	11,1	8,2	1,0	1,1		
Saint Antoine	12/12/2016	15,5	7,22	553	565	8,7	281		17,0		8,0	33,4	96,3	12,1	8,6	1,0	1,0	-13,52	0,06
Saint Antoine	11/01/2017	15,3	7,17	571	588	8,9	275		17,4		8,2	41,2	77,5	13,0	9,2	1,1	5,2		
Saint Antoine	18/06/2017	15,6	7,23	543	542	7,6	279		15,8		5,9	35,2	96,5	12,7	8,4	1,1	5,0		

Annexe 8 Article scientifique publié à BSGF- Earth Sciences Bulletin

Bull. Soc. géol. Fr.
BSGF - Earth Sciences Bulletin 2017, 188, 40
© C. Baudement *et al.*, Published by EDP Sciences 2017
https://doi.org/10.1051/bsgf/2017203

BSGF
Earth Sciences Bulletin
Available online at:
www.bsgf.fr

OPEN ACCESS

Groundwater management of a highly dynamic karst by assessing baseflow and quickflow with a rainfall-discharge model (Dardennes springs, SE France)

Cécile Baudement[1,*], Bruno Arfib[1], Naomi Mazzilli[2], Johan Jouves[1], Thierry Lamarque[3] and Yves Guglielmi[1,4]

[1] Aix-Marseille Univ, CNRS, IRD, Coll France, CEREGE, Aix-en-Provence, France
[2] Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse – INRA, UMR1114 EMMAH, Avignon, France
[3] Association Spélé-H2O, av. Bucarin, Six-Fours, France
[4] Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, United States

Abstract – This paper aims at characterizing the groundwater flow in a highly dynamic karst aquifer using a global modeling approach based on rainfall and spring discharge time series. The Dardennes aquifer (SE France) was studied as it is used for drinking water supply and it also produces karst flash floods that increase the flood hazard downstream in urban areas. Three years of data were available, including a normal rainy year, a wet year and a dry year. Modeling was performed with the new platform KarstMod, a rainfall-discharge model with calibration tools. The Dardennes aquifer model was structured with three interconnected reservoirs: Epikarst, Matrix, and Conduit. Using this modeling approach, we were able to determine the groundwater hydrograph separation of the karst spring discharge, at the annual scale and at the event scale (flood). This gives insight into the low flow (Matrix) available for the drinking water demand and the fast flow (Conduit) that generates flash floods. In such a dynamic aquifer, part of the water budget cannot be accounted for by water resources as fast flow is not stored within the aquifer and is not available for the drinking water demand. The results were compared with the current groundwater management to determine whether the withdrawal is sustainable. Depending on whether it is a wet or a dry year, the proportion of slow flow ranges from 27 to 61% of the total discharge, respectively. During floods in high water periods, the proportion of quickflow increases drastically up to more than 90% of the spring discharge. In the case of a 300 mm/d simulated Mediterranean rainfall event, the mean daily peak value may reach 74 m^3/s. This discharge can be reduced if the aquifer is previously depleted, which increases the storage within the aquifer. Coupling the geological context and the model results opens up future perspectives for the active management of the karst aquifer.

Keywords: Karst / rainfall-discharge model / lumped model / hydrograph separation / recession coefficient / water management / flash flood

Résumé – Gestion des eaux souterraines d'un karst hyper dynamique par l'évaluation du débit de base et du débit rapide avec un modèle Pluie-Débit (sources de Dardennes, SE France). Cet article a pour but de caractériser l'écoulement d'eau souterraine à travers un aquifère karstique fortement dynamique en utilisant une approche de modélisation globale basée sur les séries temporelles des précipitations et des débits. L'aquifère de Dardennes (SE de la France) est pris comme cas d'étude car il est d'une part utilisé pour l'alimentation en eau potable et d'autre part il génère des crues éclair karstiques qui augmentent le risque inondation en aval, en zone urbaine. Trois années de données sont disponibles, incluant une année pluvieuse normale, une année très pluvieuse et une année sèche. La modélisation est réalisée avec la nouvelle plateforme KarstMod, un modèle à réservoirs pluie-débit avec des outils de calage automatique. Le modèle de l'aquifère de Dardennes est structuré avec trois réservoirs interconnectés : Epikarst, Matrice et Conduit. Grâce à cette approche de modélisation, nous avons effectué une déconvolution du débit des sources, à l'échelle annuelle et à l'échelle des événements de crue. Cela permet de séparer le débit de base (Matrice)

*Corresponding author: cecile.baudement@gmail.com

C. Baudement *et al.*: BSGF 2017, 188, 40

disponible pour les besoins en eau potable et l'écoulement rapide (Conduit) qui génère des crues éclairs. Dans les systèmes hyper-dynamiques, une partie de l'eau qui transite ne peut pas être comptabilisée comme ressource en eau car l'écoulement rapide n'est pas stocké dans l'aquifère et n'est donc pas disponible pour alimenter la demande en eau potable. Les résultats sont comparés avec la gestion actuelle des eaux souterraines afin de montrer si l'exploitation de l'eau est durable. Selon l'année, la proportion de débit de base varie entre 27 et 61 % du débit total, respectivement selon une année pluvieuse ou sèche. Lors des crues en période de hautes-eaux, la proportion du débit rapide augmente considérablement jusqu'à plus de 90 % du débit total des sources. Dans le cas d'un événement pluvieux de type Méditerranéen avec 300 mm/j de pluie, le débit moyen maximum simulé avec le modèle atteint 74 m^3/s. Ce débit peut être réduit si l'aquifère est déjà déprimé, ce qui augmente le stockage de l'eau. Le couplage du contexte géologique et des résultats du modèle ouvre une perspective future pour une gestion active de cet aquifère karstique.

Mots clés : Karst / modèle pluie- débit / modèle global / déconvolution d'hydrogramme / coefficient de récession / gestion de l'eau / crue éclair

1 Introduction

Highly dynamic karst aquifers are characterized by rapid and high changes in spring flow rate, producing high floods, in response to rainfall events. This dynamic behavior can be achieved by specific *in situ* geological, speleogenetic (Audra and Palmer, 2013) and hydraulic features that enable a rapid pressure wave propagation from the infiltration zone to the discharge zone of the aquifer (main and overflow springs). Moreover, Geyer *et al.* (2008) and Covington *et al.* (2009) showed that the spring discharge is highly correlated to the recharge intensity in a conduit-dominated flow karst system. The high dynamics of karst systems have a great impact on flood hazard and drinking groundwater management. First, flash floods in streams are correlated to run-off on urban (Miller *et al.*, 2014) or impervious geological surfaces, and increase in the Mediterranean environment due to the extreme Mediterranean rain-type (Merz and Bloschl, 2003; Nied *et al.*, 2014) and karst contribution (Maréchal *et al.*, 2008; Vannier *et al.*, 2016). Second, the volume of groundwater discharged during floods represents a high recharge rate. As a result, this volume is not available for the drinking water supply. The water balance needed to estimate a sustainable yield should account for the proportion of groundwater that does not constitute an available reserve. However, when the highly transmissive karst network is located below the base level, it constitutes a natural storage zone, which reconstitutes rapidly during floods and connects and drains the low permeable matrix blocks (Kovács and Perrochet, 2008). Moreover, Jourde *et al.* (2013) showed the mitigation effect of a depleted karst network on floods. Pumping in such a karst network during a low flow period depletes the water level below the spring base level, which in turn allows storage of the first rainfall events in this man-induced epiphreatic zone below the overflow level. This kind of groundwater management, called active management, mitigates the flood discharge at the outlet of the aquifer (usually the spring), and proportionally increases the groundwater storage for future use as drinking water.

In this paper, we studied the Dardennes karst system, located in the South-East of France. This area is highly tectonized, in the main thrust zone of Provence. The groundwater recharge zone is close to 70 km^2. The aquifer develops a thick vadose zone (up to 500 m in average) and a thick saturated zone below the springs' outflow level (more than 500 m). Groundwater flows out in several permanent springs and one overflow-type spring (Lamarque *et al.*, 2008). Three years of daily discharge are available ranging from 100 L/s to more than 27 m^3/s. The climate is Mediterranean. The groundwater is used for the drinking water supply of Toulon city. The remaining water discharges to the Las stream, which flows to the Mediterranean sea through Toulon with flash floods from urban runoff and karst floods. Toulon faces two problems:

- in low flow periods, the natural discharge of the Dardennes springs is not sufficient for the drinking water demand and water quality is deteriorated by surface storage in a dam;
- during high rainfall Mediterranean events, karstic floods increase the risk of flood hazard within the urban area.

Predicting the spring flow rate with such rapid and extreme increases is thus a key challenge, which is hard to achieve given the dual behavior of flow within karst aquifers, schematically characterized by very fast and very slow groundwater flows. Numerous modeling studies have been published in recent decades to characterize the hydrodynamics of karst aquifers (*e.g.*, Goldscheider and Drew, 2007). Global models include spring hydrograph analytical methods to provide information on the behavior or functioning of the entire karst system. Rainfall-discharge analyses have been applied at two different scales: to single storm events; to the entire time series in response to a succession of rainfall events. Recession analysis provides groundwater separation in several flow components, by fitting the basic Maillet law or adapted analytical formulae (Atkinson, 1977; Fiorillo, 2014; Kovács and Perrochet, 2008; Mangin, 1975; White, 2007). The application of recession analysis gives insight into the groundwater flows within the aquifer. For instance Padilla *et al.* (1994) and Fu *et al.* (2016) quantified the quickflow and baseflow of karst springs. Discharge variation *versus* chemical, electric conductivity, temperature or turbidity variation is also a classical tool to investigate aquifer behavior at the flood scale, using graphical analysis of chemographs or a hysteresis loop in XY plots (Bakalowicz, 1979; Chanat *et al.*, 2002; Perrin *et al.*, 2007; Valdes *et al.*, 2006). Time series analyses have been successfully applied to karst aquifers to investigate the rainfall-discharge relationship at the global scale (*e.g.*, Delbart *et al.*, 2016; Denic-Jukic and Jukic, 2003; Mathevet *et al.*, 2004; Padilla and Pulido-Bosch, 1995).

Another complementary type of commonly used modeling approach is to build a lumped or conceptual rainfall-discharge model with linear discharge (Bezès, 1976; Fleury, 2005; Mero, 1964; Padilla-Benitez, 1990). Lumped models distribute water infiltration into several "reservoirs" that isolate the key flow components of a given karst system. The number and properties of the reservoirs can be adjusted to match each case study, but contain some common features (Hartmann *et al.*, 2012) such as: i) the recharge is computed in the first shallow reservoir usually called Soil or Epikarst. The simplest structure supplies the spring directly, or supplies one lower reservoir between the Epikarst and the spring; ii) the most common structure uses two lower reservoirs in order to simulate a slow component (slow or matrix reservoir), and a quickflow (fast or conduit reservoir). The two lower reservoirs can be in parallel and separated (Bezès, 1976), or in parallel with water exchange between them (Rimmer and Hartmann, 2012), or in parallel but water from the matrix has to pass the conduit system before it reaches the spring (Geyer *et al.*, 2007). Other structures also exist: Hartmann *et al.* (2012) tested two lower reservoirs in series, while Arfib and Charlier (2016) added a third reservoir. These models were used to discuss the regional karst groundwater resources (Bakalowicz, 2005; Fleury *et al.*, 2009; Ladouche *et al.*, 2014), as a tool for the identification and quantification of flow (Fleury *et al.*, 2007), to assess the vulnerability (Butscher and Huggenberger, 2008), to estimate the groundwater balance (Jukić and Denić-Jukić, 2009), or for flood hazard (Fleury *et al.*, 2013). The main advantage of lumped models is that they can run even if the observed discharge time series is not complete, which is one of the main limitations of time series analysis. Furthermore, the separation of groundwater flow components can be achieved at various scales: at the annual scale, to investigate the recharge of the matrix of the aquifer, or at the event scale to investigate the rapid transfer from rainfall to flood.

This paper aims at characterizing a highly dynamic karst aquifer using a global approach with a lumped reservoir rainfall-discharge model. The new platform KarstMod (Mazzilli *et al.*, 2017) was used to improve knowledge about the hydrodynamic behavior of the Dardennes case study. With this modeling approach, we were able to achieve the groundwater hydrograph separation of the karst spring discharge, to quantify the low flow (Matrix) available for the drinking water demand and the fast flow (Conduit) that generates flash floods and is not stored within the aquifer (and so is not available for the drinking water demand). Modeling results were interpreted in the light of geological and speleogenetic knowledge. The model was then used to predict flood discharge in the case of a Mediterranean rain event up to 300 mm/day, as observed in a nearby recent example, "Draguignan" event (Meteo-France, 2017b; Ruin *et al.*, 2014). The groundwater management is then discussed in the light of the geological and modeling results.

The paper is structured in three main sections. First, the geological and hydrogeological settings of the Dardennes system are presented. Second, the conceptual structure of the model and the modeling strategy are explained, based on the KarstMod tool. Third, results are discussed in order to show the specific behavior of the dynamic karst of Dardennes and the consequences for groundwater management.

2 Case study: Dardennes karst system

2.1 Geological setting

In the Mediterranean area, karst aquifers are important groundwater reserves nested in carbonate series that experienced complex geodynamic and climatic histories. The Dardennes springs are located in south-eastern France, close to the city of Toulon (Fig. 1a). Toulon is located in Provence, on the boundary between the crystalline (Permian) and the carbonate Provence. Some major E-W trending thrust faults were identified in the basement (Bestani *et al.*, 2015), affecting the Triassic (Roure *et al.*, 1992) and then evolving into major detachment zones in the Mesozoic carbonate succession along a shallow décollement level located in the Callovo-Oxfordian marls (Roure and Colletta, 1996). This present-day structure of the studied area results from polyphase tectonic events and is characterized by two main fault families, N020−060° and N110−140° in addition to the main thrust systems. From early Cretaceous to late Cretaceous, the regional uplift called the "Durance uplift" brought to the surface the upper Jurassic to lower Cretaceous carbonates (Guyonnet-Benaize *et al.*, 2010; Masse and Philip, 1976). This event is associated to a stratigraphic hiatus and unconformities with patches of bauxite deposits (Laville, 1981). Southeastern Provence was then affected by one main compression phase: a N-S Pyrenean-Provence compression during the late Cretaceous to Eocene (Lacombe and Jolivet, 2005). The Toulon sedimentary unit is a 2–3 km- thick pile of Silurian-to-Cenozoic rocks (Fig. 1b), including evaporates, limestones, dolomites, marls and sandstones.

Speleogenesis has been influenced by several tectonic phases and sea level variations. During the Aptian-Albian, the Durancian uplift favored the development of a regional erosion surface with bauxite deposits, sometimes trapped in the karst networks (Laville, 1981). During the Cenomanian, several emersions occurred associated to the formation of karst surfaces (Hennuy, 2003; Matonti, 2015). At the end of the Cretaceous, Pyrenean- Provence orogeny induced an erosion and an intense deformation of the karst system resulting in an entire sealing of the cavities (Blanc, 1997). During the Oligocene, a major rifting phase occurred and extended the opening process of the Mediterranean by creating leveling surfaces (Blanc, 1992). Variations in the Mediterranean Sea level impacted the carbonate karstification. Several authors (Audra *et al.*, 2004; Mocochain *et al.*, 2009) have shown that the Messinian salinity crisis (1-to-2 km decrease in the Mediterranean sea level) induced first a deepening of the karst drainage system and then a flooding after the Pliocene transgression. The drowning of the Messinian conduits led to the reorganization of the drains after a rise in the base level. This reorganization generated deep phreatic karst systems connected to vauclusian springs by chimney-shafts, with per-ascensum speleogenesis (Mocochain *et al.*, 2011). In the saturated zone of the aquifer, these chimney-shafts may act as connecting or draining channels between the deep part of the aquifer and the current base level, as was shown in the submarine spring of Port-Miou (Arfib and Charlier, 2016) located 34 km westward of the Dardennes case-study.

The Dardennes karst extends over the Siou Blanc massif, a 110 km^2 karst plateau located northwards from Toulon (Fig. 1).

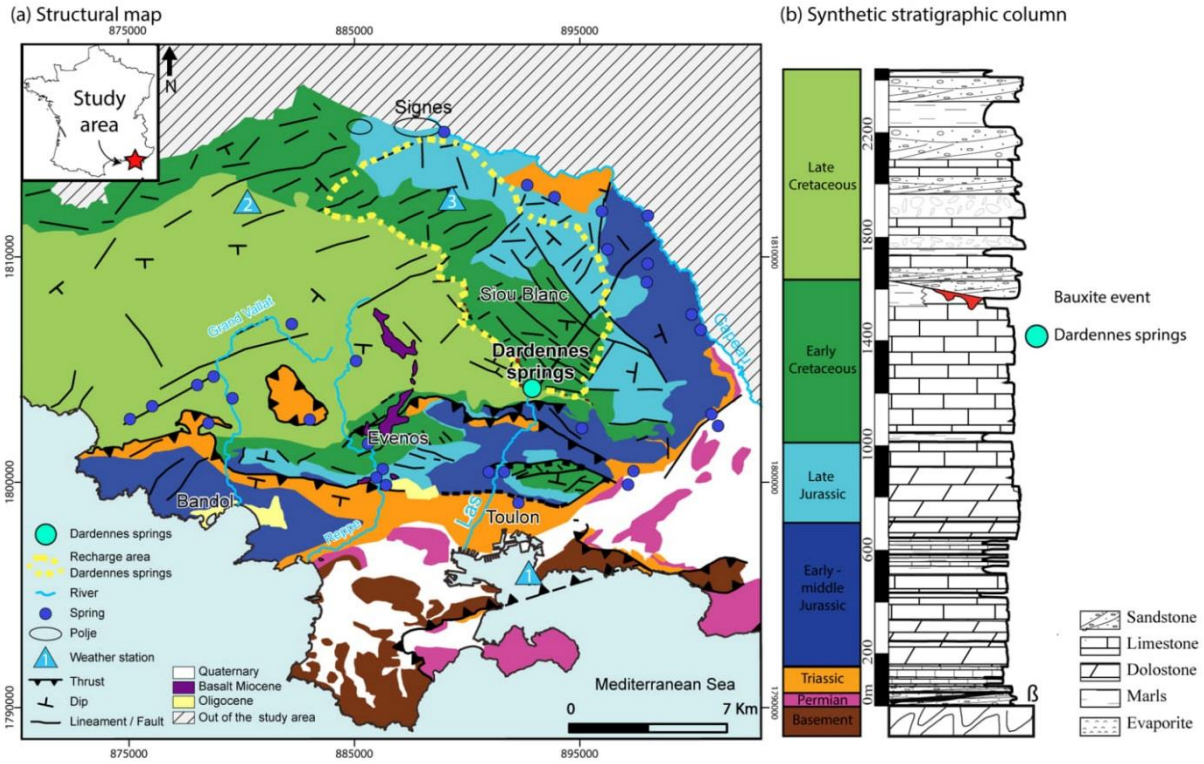


Fig. 1. (a) Structural map of the Toulon area (SE. France). Hydrogeological items are also added to the map: springs, rivers, rain gauges, limit of the recharge area of the Dardennes springs (b) Synthetic stratigraphic column of the study area.

The mean altitude is 650 m.a.s.l, with the highest point at 826 m.a.s.l. In the central area of this plateau, the 300 m thick Barremian limestones with Urgonian facies are exposed. The eastern Siou Blanc plateau consists of 400-meter-thick late Jurassic dolomites. The western plateau consists of 300 m thick rudist-rich Turonian limestones. This plateau shows intense karstification and epikarst development. About 1000 caves were identified with 32 deep caves exceeding 100 meters in depth (Lamarque *et al.*, 2008; Lucot and Chardin, 2017). Most of the caves are vertical shafts. Some of them have been explored by cavers to more than 300 m deep and they never observed the water table. Over the plateau, karst features are present at various scales, including sinkholes, dolines, polje, karren and many caves that favor concentration of water infiltration. No surface streams are identified; all the rainfall infiltrates.

2.2 Hydrogeological setting and current water management

The Dardennes aquifer has several perennial spring outlets (Fig. 2). These springs outflow in an artificial lake at an elevation around 100 m.a.s.l. The maximum discharge recorded during the studied period (2012–2016) was 27 m^3/s, but it probably reached more than 50 m^3/s during previous historical floods (Lamarque *et al.*, 2008). During low flow

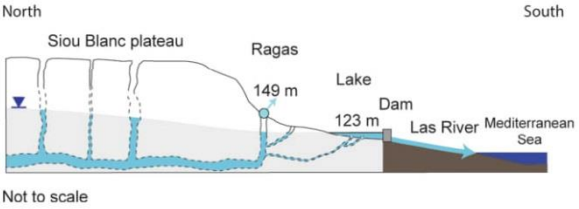


Fig. 2. Conceptual cross-section of the Dardennes aquifer.

periods, the flow rate is less than 100 L/s. The Dardennes springs have been used as a fresh-water supply for the city of Toulon for more than a century. A dam was built in 1913 downstream the springs to create a reserve available during the low flow period. The springs then outflow into the artificial lake. The lake level, which is controlled and monitored by the water-supply company, fluctuates from 123 m.a.s.l in winter to 110 to 115 m.a.s.l in summer. Above 123 m the lake water overflows by a spillway to the downstream Las river. This is an 8 km long river that flows through Toulon to the Mediterranean Sea. The average amounts of water supplied to Toulon from the karst withdrawal in 2013, 2014 and 2015 were respectively 18433 m^3/d, 16504 m^3/d and 13249 m^3/d. When the discharge from natural springs is lower than the water needs, in low flow periods, water is withdrawn from the artificial lake, thus decreasing its water level.

Fig. 3. The Ragas cave (b) or overflow spring (a). Photo taken on 18th January 1999: one of the highest karst floods observed over the last three decades at the Ragas. The rainfall recorded at the Toulon station and Le Castellet aerodrome station was respectively 90 mm/d and 110 mm/d on 17th January 1999 (with a previous rainfall event on 10th January 1999 of 66 mm in Toulon and 56 mm in Castellet); no data were available on the Siou-Blanc plateau where the rainfall is usually higher.

Five hundred meters upstream from the main perennial springs and the lake, there is an overflow karst Vauclusian-type spring called the "Ragas", with an overflow threshold at 149 m. a.s.l (Fig. 3). Its level is controlled by the lake water level except during flood peaks, when the hydraulic head increases in the karst network and overflows up to 149 m.a.s.l. The Ragas spring gives access to a main 150 m deep vertical karst conduit explored by cave-divers (Lamarque *et al.*, 2008), which is a typical karst chimney-shaft (Mocochain *et al.*, 2011). All these springs are called the "Dardennes springs". According to geological studies, their recharge area was estimated between 50 and 70 km^2. The aquifer is mainly composed of tight limestones of the early Cretaceous and dolomites of the late Jurassic (Fig. 1).

The climate is Mediterranean, with a mean annual precipitation usually below 1000 mm/y that mostly falls from November to March. One main feature of the region is the occurrence of very intense rainfall events (Gaume *et al.*, 2009), called Mediterranean events, with daily rainfall higher than 100 mm/d and exceptional intensity up to 300 mm/d (Meteo-France, 2017a).

2.3 Data

Available data are rainfall and evapotranspiration in the recharge area of the Dardennes springs, and water level and flow rate in the main springs. The study period lasted from 10/15/2012 to 01/26/2016. Daily precipitations were recorded at three weather stations (see location in Fig. 1): #1, Toulon (elevation 23 m, at the seaside), #2, Le Castellet (elevation 417 m, on a topographic plateau between the sea and the mountain), and #3, Limate (elevation 690 m, on the Siou Blanc plateau). The average annual rainfall is 850 mm and the number of rainy days is about 100 per year. Potential evapotranspiration (ET) is only available at the Le Castellet station, located in a representative mean position of the recharge area. ET is less variable than precipitation and can be roughly approximate.

Water levels were recorded by pressure sensors at a 15 -minute time-step in the Ragas karst conduit (Fig. 2). The Dardennes springs' discharge is the sum of the discharge to the Las river downstream from the dam, the withdrawal water discharge for water supply, the lake evaporation and the management balance of the lake water volume by the dam factory. This discharge was computed at a daily time-step, *i.e.*, the time-step of the lake and water supply data available. The mean daily rainfall was computed by taking the mean value of the three available raingauges, which integrates the spatio-temporal variations in rainfall over the recharge area.

2.4 Main springs' hydrodynamic response

Figure 4 shows three and half years of daily discharge, lake water level, evapotranspiration and rainfall time series, and the 15-minute time-step Ragas water level. The spring hydrograph shows two trends:

- seasonal variations with a high water period between November and April and a low flow period between May and October;
- flood peaks corresponding to rain events.

The mean discharge was about 1.1 m^3/s during the studied period. The Dardennes springs are characterized by a low but non-zero baseflow value, and a typical karst-type response with high-flood events of short duration. The maximum daily rainfall value observed over the whole period studied was 80 mm/d. There were 92 rainfall events higher than 10 mm/d over the studied period (1199 days). Most of them had a low intensity below 20 mm/d, 39 events were between 20 and 40 mm/d and 10 higher than 40 mm/d with one higher than 80 mm/d. As the modeling results will be presented by calendar year in the following sections in order to have complete years of data, the rainfall time-series was divided up by calendar year, but it was checked that the cumulative annual height of water was close to the hydrologic division. The three complete years studied showed different behaviors: 2013 was a normal year with 948 mm of rainfall, 2014 was a wet year with 1180 mm of rainfall and 2015 was dry, with only 578 mm of rainfall.

The water level in the lake and in the Ragas conduit is almost the same, except during flood events (Fig. 4). The lake water level remains close to 123 m.a.s.l when the lake overflows during the winter period, *i.e.*, when discharge from the springs is higher than the lake evaporation and withdrawal for the water supply. At the end of the spring season until autumn, the lake water level decreases depending on the discharge from the springs, evaporation and withdrawal. Between November 2012 and May 2013, the lake water level was essentially controlled by the release of lake water to the downstream river. At the daily time-step that was used for discharge modeling, the time lag observed between a rain event

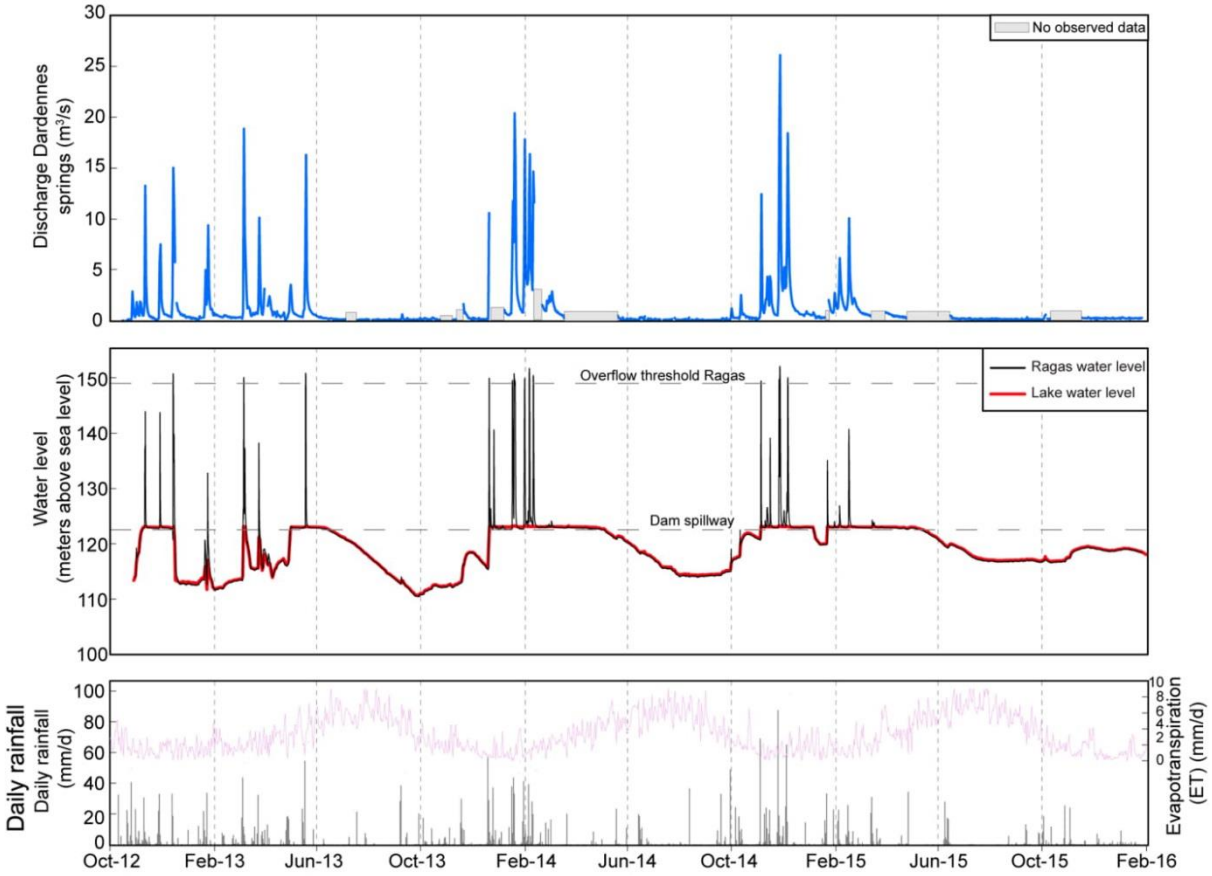


Fig. 4. Discharge (m^3/s), water level (m), evapotranspiration and rainfall (mm/d) time series of the Dardennes karst hydrosystem. Daily rainfall is computed using rain gauge data from the Toulon, Le Castellet and Limate stations. Water level is plotted at a 15-minute time-step and discharge is computed at a daily time-step.

and the water level or discharge variation at the springs is only one day. However, the intensity of the response of the springs (observed at the lake or the Ragas) to a rainfall event is linked to the time the event occurs in the hydrologic cycle. During low flow periods (summer and autumn), the discharge variation is very low (Fig. 4). The rainfall infiltrated is then stored in the soil, in the epikarst and in the thick vadose zone (up to 500 meters). During high water periods, rain events succeed each other, the springs' discharge is higher than the water supply withdrawal, the lake water level increases and the Ragas overflows. The Ragas spring overflowed 14 times during the study period. The Ragas karst conduit is connected to the karst network and acts as a natural piezometer.

As shown in Figure 4, the Dardennes aquifer is a highly dynamic karst aquifer, with a quick spring response to the rain, and high discharge variations that generate flash floods. The discharge varies very quickly after a rain event in the high flow period whatever the initial level in the lake. For instance, the lake water level was low in February and March 2013 (Fig. 4) when a rain event of 61 mm/d occurred on 5th and 6th March 2013; in one day, the observed discharge increased from 0.8 m^3/s to 18.8 m^3/s, returning to its initial value about ten days later. During this flood, the Ragas overflowed and its water level reached 150.1 m.a.s.l, *i.e.*, 1.1 m above the karst threshold. Another example of the dynamism of this karst aquifer can be observed during the five floods following each other between 16th January and 10th February 2014. During this 25-day period, the lake was at its maximum level (123 m); five daily rainfall events ranging between 30 and 44 mm/d generated five Ragas overflow and five karst floods ranging between 12 and 20 m^3/s (daily mean). The maximum velocity of the water level increase in the Ragas conduit during the rising limb was close to 5 to 7 m/h (observed with data at a 15-minute time-step – figure not shown here), leading to an overflow in a few hours, and around 2 m/h during the falling limb.

To summarize, the Dardennes aquifer is characterized by two main flow components:

- a baseflow with smooth variations over the year, which during the low flow period supplies the springs exclusively;
- a very dynamic flow during rainfall events, which generates floods and a high water level in the karst network connected to the Ragas overflow spring.

3 Methods: rainfall-discharge modeling

3.1 Governing equation and model structure

In order to model the rainfall-discharge relationship of the Dardennes springs, the KarstMod platform (version 2.19) was used at a daily time-step (Mazzilli *et al.*, 2017). It provides an adjustable modeling platform for discharge simulations and for hydrodynamic analysis. KarstMod can reproduce the conceptual structure of the global karst models known in the literature (Bezès, 1976; Fleury, 2005; Fleury *et al.*, 2007; Mero, 1964). The model is composed of connected reservoirs that fill and empty, converting rainfall amounts into discharge at the outlet of the system.

On the KarstMod platform, several model structures can be chosen: an upper reservoir (representing the soil and epikarst of the karst system) that cannot be deactivated and one, two or three lower reservoirs. The model structure was built according to the functioning of the Dardennes aquifer previously described. The Matrix reservoir (equivalent to the geological matrix and small fissures and fractures in the saturated and vadose zone) is first added as a lower reservoir to represent the baseflow. As the second component of the flow is very dynamic in the Dardennes aquifer, there are two solutions to accurately represent the fast flow in the lumped model: 1) a direct flow that connects the Epikarst reservoir to the spring, or, 2) a fast flow between the Epikarst reservoir to a lower reservoir, the Conduit reservoir, and then to the spring. The Conduit reservoir represents the highly permeable karst conduits. This second solution has the great advantage of producing water level simulation in the Conduit reservoir for the fast flow (or conduit) component of the aquifer. We chose this model structure in order to subsequently compare the simulated level in the Conduit reservoir to the observed Ragas conduit water level of the case study.

Therefore, we structured the lumped model with three reservoirs (Fig. 5): Epikarst (E), Matrix (M) and Conduit (C). The Epikarst reservoir is a shallow interface between the topographic surface of the recharge area and the other reservoirs. Recharge to the M and C reservoirs is available only when the water level is positive in reservoir E. This reservoir is characterized by a minimum water level E_{min} (negative value) that represents the available quantity of water stored in the soil for evapotranspiration that will not recharge the aquifer. This is a key parameter to avoid groundwater recharge and spring floods for small rainfall during dry periods. The $E_{ThresholdC}$ (Fig. 5) represents a threshold water level that has to be exceeded in order to allow a fast flow to the Conduit reservoir. This parameter is useful to generate high floods above a recharge threshold during high rainfall events. Since our goal was to separate the hydrograph between baseflow (reservoir M) and fastflow (reservoir C), we did not add an exchange flow between M and C. However, we tested another model structure with the M-C exchange and verified that the model performance was neither better nor worse. Obviously, this modeling constraint highlights that the reservoir model should be viewed here as a tool to estimate the flow components in a lumped procedure, and does not represent the accurate spatial distribution of karst and matrix within the aquifer. The total simulated discharge of the spring is the sum of the slow and fast components, but it gives no insight into the role of the karst network connected to the spring as a draining or supplying structure of the matrix.

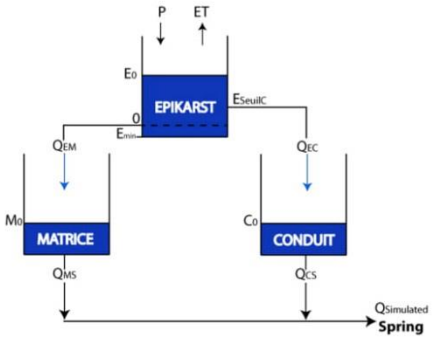


Fig. 5. Structure of the rainfall-discharge reservoir model. ET the potential evapotranspiration. E0, M0, C0 the initial water level in the Epikarst, Matrix and Conduit reservoirs respectively. Emin the minimum water level in the Epikarst reservoir. EThresholdC a threshold level for discharge to the conduit reservoir. QEM and QEC the discharge from the Epikarst reservoir to the Matrix and Conduit reservoirs. QMS and QCS the discharge from the Matrix and Conduit reservoirs to the Spring.

Each reservoir is defined by its recession coefficient k that has to be calibrated. The model is calibrated by selecting the optimal parameters set to best match the simulated outlet discharge to the observed one. The mass balance equations are the following:

$$\frac{dE}{dt} = P - ET - Q_{EM} - Q_{EC} \quad (1.a)$$

$$\frac{dM}{dt} = Q_{EM} - Q_{MS} \quad (1.b)$$

$$\frac{dC}{dt} = Q_{EC} - Q_{CS} \quad (1.c)$$

$$where\ Q_{EM} = k_{EM} \times E_t\ if\ E_t > 0,\ otherwise\ Q_{EM} = 0 \quad (2.a)$$

$$Q_{EC} = k_{EC} \times (E_t - E_{ThresholdC})$$
$$if\ E_t > E_{ThresholdC},\ otherwise \quad Q_{EC} = 0 \quad (2.b)$$

$$Q_{MS} = k_{MS} \times M_t \quad (2.c)$$

$$Q_{CS} = k_{CS} \times C_t \quad (2.d)$$

where P and ET are respectively the rainfall and the evapotranspiration, E_t, M_t and C_t are the water levels in the Epikarst, Matrix, and Conduit reservoirs respectively, k_{AB} is the recession coefficient associated to the flow from reservoir A (either E, M, or C) to reservoir B (either M, C, or S) or to the outlet S, and Q_{AB} is the discharge [L/T] from A to B. Discharge in L^3/T is computed by the product of Q_{AB} with the total surface of the recharge area (R_A).

The rainfall-discharge model was calibrated using a quasi Monte-Carlo procedure with a Sobol sequence sampling of the parameter space.

3.2 Modeling strategy

To built a rainfall-discharge model, three periods must be taken into account. The warm-up period corresponds to the time interval after which the initialisation bias is deemed negligible. Simulation results from this period were not considered in the calibration. Mazzilli *et al.* (2012) showed that the initial water level in a linear reservoir with a low recession coefficient has a relatively low influence on the simulated discharge but it decreases slowly. In a reservoir with a high recession coefficient, the initial water level has a relatively high influence on the simulated discharge but it decreases quickly. In this study, we started the warm-up period at the end of the low flow period (15th October 2012) at the beginning of the time series available. The warm-up period was set at 69 days (until 22nd December 2012) and included several floods. The second period is the calibration period. It corresponds to the time interval over which the optimal parameter set is tested. This period ran from 23rd December 2012 to 18th October 2013 so as to cover almost one year and low and high water periods. Finally, the validation period corresponds to the time interval over which the model performance is evaluated, from 19th October 2013 to 26th January 2016 (latest data available).

We ran the KarstMod platform for several simulations to get the best set of 7 parameters. The simulation began on 15th October 2012, in a low flow period. Nevertheless, a few days before (11th October 2012) there were about 40 mm/day of precipitations. We assigned an arbitrary value of 30 mm for E_0 and M_0, the initial water levels for the Epikarst and Matrix reservoirs, using a warm-up period long enough to render the influence of the initial conditions negligible. The initial water level in the Conduit reservoir, C_0, was set at 0 mm, considering that the Conduit reservoir should be empty at the end of the low flow period and decreases very quickly in the case of a previous rain event. We attributed a range of values between −30 and 0 mm for E_{min} to represent the potential water storage in the soil. The $E_{ThresholdC}$ can range between 10 and 50 mm. The results for this configuration will be used and detailed in the following parts of this paper. However, we also conducted a split sample test, using the previous validation period as the calibration period and vice- versa. The results will not be detailed in this paper, but were very close to the first configuration, showing that there is no influence of the calibration and validation period chosen.

For each recession coefficient, we selected a range of possible values within two orders of magnitude in order to have a large range and to better observe the sensitivity of each coefficient. The recession coefficient between the Epikarst and Matrix reservoirs, k_{EM} ranges between 10^{-2} and $1\,d^{-1}$. Regarding flow to the Conduit reservoir, the k_{EC} coefficient ranges between 10^{-1} and $10^{1}\,d^{-1}$. Moreover, the recession coefficient between the Matrix reservoir and the spring, k_{MS} ranges between 10^{-3} and $10^{-1}\,d^{-1}$ to simulate a slow discharge in the matrix. The recession coefficient from the Conduit reservoir to the spring, k_{CS}, ranges between 3×10^{-1} and $3\,d^{-1}$ to simulate a fast flow in karst conduits. The value of the recharge area (R_A) ranges between 50 and 70 km^2 in order to respect geological knowledge. The reservoir model was established at the global scale, on the assumption that the entire area contributes equally to the discharge at the spring.

3.3 Model performance

The performance criteria proposed in KarstMod are the Nash-Sutcliffe efficiency coefficient NSE (Nash and Sutcliffe, 1970) and the modified Balance Error BE, defined as follows:

$$NSE = 1 - \frac{\Sigma(Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\Sigma(Q_{obs} - Q_{mean})^2} \quad (3)$$

$$BE = 1 - \left|\frac{\Sigma(Q_{obs} - Q_{sim})}{\Sigma Q_{obs}}\right| \quad (4)$$

where Q_{obs} is the observed discharge (m^3/s); Q_{sim} is the simulated discharge (m^3/s); Q_{mean} is the average observed discharge (m^3/s).

NSE and BE range from $-\infty$ to 1. An NSE of 1 is a perfect match between model and observations. An NSE of 0 indicates that the model performs equally to the mean of the observed data. For NSE < 0, the mean is a better predictor than the model. A BE of 1 means that the total simulated volume discharged at the outlet is equal to the total volume observed. The KarstMod platform uses an aggregated objective function defined as the weighted sum of the two performance criteria, according to equation (5):

$$Wobj = wNSE + (1 - w)BE \quad (5)$$

with *Wobj* the objective function, and w the weight defined by the user ($0 \leq w \leq 1$). We used the aggregated objective function and kept $w = 0.6$ among several tested solutions for $w \geq 0.5$ (not presented here), *i.e.*, with a higher weight on the NSE criteria in order to first reproduce the highly dynamic behavior of the karst, and second to minimize the volume error.

We assigned a *Wobj* minimum at 0.7 to obtain a strong performance of the model. We selected 10 000 simulations with a performance criteria $Wobj > 0.7$. All the simulations are graphically represented in Figure 6. The parameter set associated with the highest performance criteria was kept and used to draw the simulated discharge curve on Figure 7. KarstMod also proposes to use the simulation results from all the parameter sets yielding $Wobj > 0.7$ for the evaluation of the uncertainty on the simulation results. The approach is derived from the Regional Sensitivity Analysis (Hornberger and Spear, 1981) and the Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE) (Beven and Binley, 1992). Instead of selecting a unique parameter set as the outcome of the calibration process, these methods consider that all parameter sets yielding satisfactory results over the calibration period (behavioral parameter sets) should be considered in the prediction process. The value of *Wobj* over the calibration period is used as a likelihood measure for each behavioral parameter set. The 90% confidence interval limits are also plotted in Figure 7 for the simulated discharge at time *t*, computed over the behavioral parameter sets using the likelihood as a weighting factor.

Moreover the KarstMod platform offers a sensitive analysis about the chosen parameters (Mazzilli *et al.*, 2017). Indices are calculated using the Sobol procedure described in Saltelli (2002). The sensitivity indices are related to the decomposition of the variance of the calibration variable (here, discharge at the outlet) into terms that are due either to each

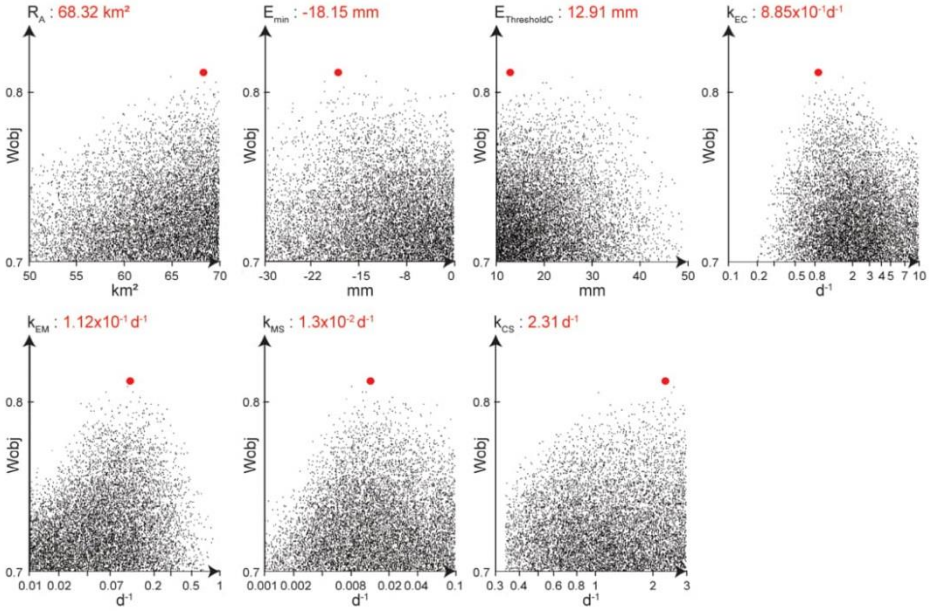


Fig. 6. Analysis of the sensitivity of the input parameters of the rainfall-discharge model with a Monte-Carlo procedure. Wobj = objective function. The best fit with the objective function chosen is marked by a red dot and the values of the parameter set are given above each graph.

parameter *i* taken singularly (first order indices), or to interactions between parameters (total-effect index). The sensitivity index S_i for parameter X_i with respect to the simulated discharge Q_S is defined as the fraction V_i of the variance V (Q_S) of the simulated discharge, which is due solely to the parameter X_i:

$$S_i = \frac{V_i}{V_{Qs}} \tag{6}$$

The total sensitivity index S_{Ti} measures the contribution of X_i to the output variance, including the interactions of X_i, of any order, with other input variables (Saltelli *et al.*, 2008). By default, the sensitivity indices provided by KarstMod are obtained based on a $N = 1000 \times (n_{par} + 2)$ parameter set, where n_{par} is the number of parameters to be calibrated.

3.4 Water level simulation

In order to simulate the water level in the karst aquifer conduit network, a karst storage coefficient is introduced to transform the simulated water level in the Conduit reservoir following equation 7:

$$Water\ Height_{simulated} = \frac{Water\ level_{reservoirC}}{Karst\ storage} \tag{7}$$

with $Water\ Height_{simulated}$ the calculated water level in the karst conduit network of the aquifer, $Water\ level_{reservoir\ C}$ the water level in the Conduit reservoir simulated with the lumped rainfall-discharge model.

We previously showed that the water level in the Ragas is representative of the karst conduit network and is controlled by two hydraulic boundaries. The lower boundary is the dam's water level, controlled by the water supply factory. In order to be independent of the water supply control, we only used data during periods when the water level exceeded 123 m.a.s.l, *i.e.*, when the lake was full with flow over the dam spillway. The upper boundary is the overflow threshold of the Ragas karst conduit, at 149 m.a.s.l, which limits the higher water level to a few meters above this value but is not included in the lumped model. This boundary will have a very limited effect on the results since this threshold was rarely exceeded at the daily time-step used for the model application. The karst storage coefficient was then calibrated during floods observed in the Ragas, selected for an initial water level close to 123 m.a.s.l.

3.5 Quantification of baseflow and quickflow

Separating the hydrograph of karst springs has been the subject of numerous studies over several decades, using recession analysis (*e.g.*, Atkinson, 1977; Baedke and Krothe, 2001; Fiorillo, 2014; Fu *et al.*, 2016; Geyer *et al.*, 2008; Kovács and Perrochet, 2008; Kovács *et al.*, 2005; Mangin, 1975; Padilla *et al.*, 1994). Recession analysis can be applied at the flood scale or at the annual scale. At the flood event scale, the hydrograph can be separated by the sum of one, two or more recession curves (Fiorillo, 2014). As pointed out by Kovács and Perrochet (2008), the number of recession curves fitted is not necessarily representative of the number of media drained by the spring. The hydrograph separation is closely linked to the conceptual model of the aquifer behavior.

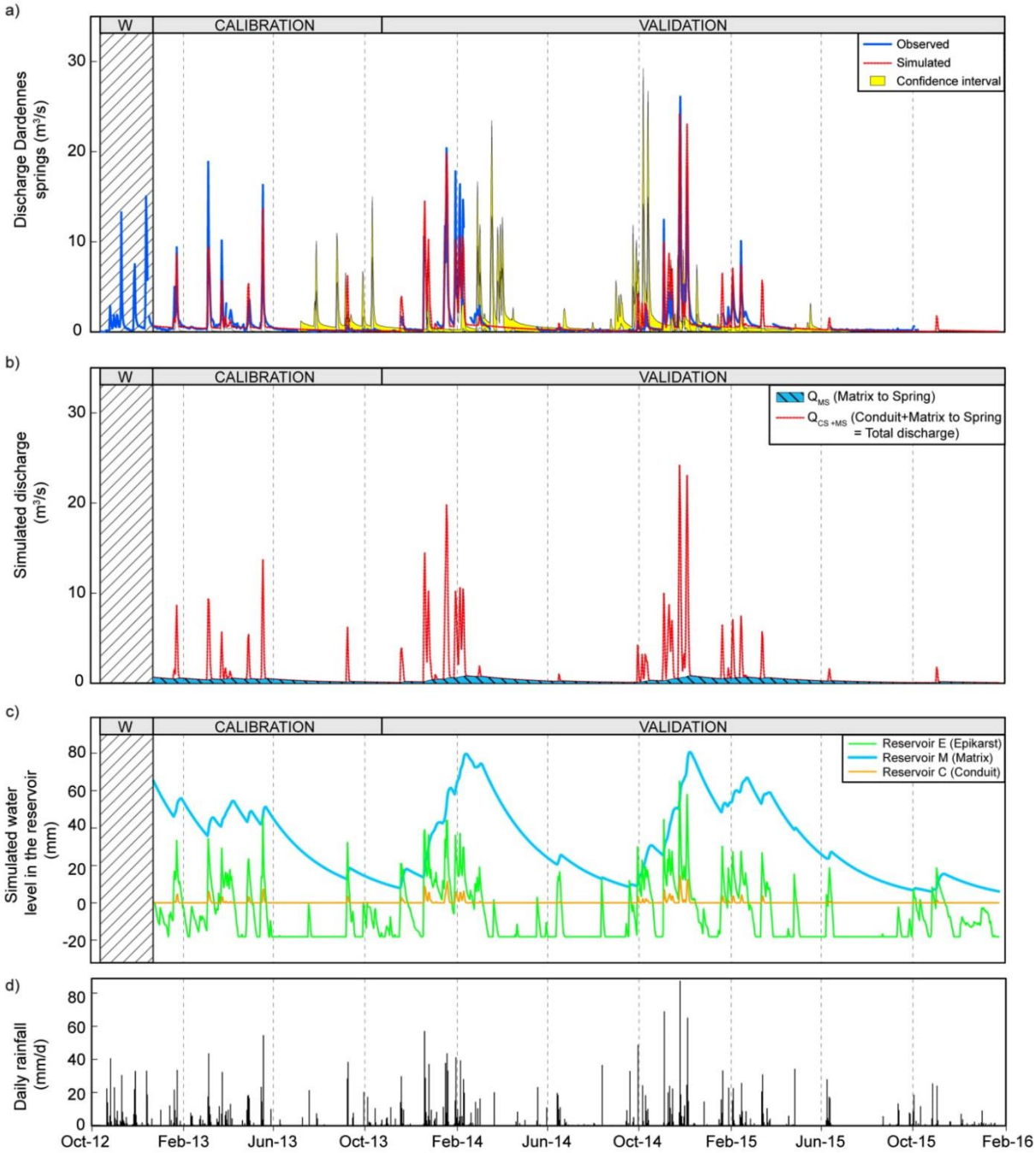


Fig. 7. Results of the model. W = warm-up period. a) Observed and simulated discharge. b) Internal simulated discharges: from the Matrix reservoir to the spring and total discharge to the spring (Matrix + Conduit reservoirs). c) Simulated water level in the three reservoirs E, M and C. d) Daily rainfall (average of the three rain gauges).

Table 1. Calibration values of the model parameters.

Parameter		Unit	Calibration
R_A	Recharge area	km^2	68.32
E_{min}	Minimum water level in reservoir E (Epikarst)	mm	−18.15
$E_{ThresholdC}$	Threshold water level in reservoir E for flow to the Conduit reservoir (C)	mm	12.91
k_{EM}	Recession coefficient of the reservoir E (flow to the Matrix reservoir)	d^{-1}	1.12×10^{-1}
k_{EC}	Recession coefficient of the reservoir E (flow to the Conduit reservoir)	d^{-1}	8.85×10^{-1}
k_{MS}	Recession coefficient of the Matrix reservoir (flow to the spring)	d^{-1}	1.30×10^{-2}
k_{CS}	Recession coefficient of the Conduit reservoir (flow to the spring)	d^{-1}	2.31

Nonetheless, a karst spring hydrograph will be basically described by at least two components: a quickflow and a baseflow, with variable imprint depending on the case study (Ford and Williams, 2013). For instance, at the annual scale, Padilla *et al.* (1994) calculated the baseflow for four karst springs in France and Spain, finding a contribution of 100%, 91%, 90% and 40% to the total groundwater drained by the springs. Fu *et al.* (2016) found that 25% of the discharge flows through the conduit network and 75% through the fracture and matrix (equivalent to baseflow). Results vary according to springs or karst aquifers, and to recharge events. The use of a lumped rainfall-discharge model offers new possibilities to make an automatic hydrograph separation at each time-step of the time series. It is then easy to give the varying relative proportion of baseflow and quickflow at different time scales (during floods, seasonal, annual or inter-annual). For this purpose, the model should be structured with a low flow component (Matrix reservoir) and a fast flow component (Conduit reservoir). The internal discharges Q_{MS} and Q_{CS} give respectively the baseflow and the quickflow.

4 Results and discussion

4.1 Model calibration, validation and sensitivity

The calibration values of the model parameters are given in Table 1 for the best result over the 10 000 parameter sets using the aggregate objective function (*Wobj*). According to the performance criteria shown in Table 2 and visual control of the simulated hydrograph shape, we assume that the simulated discharge is well fitted to the observed data. NSE is 0.72 in the calibration and 0.80 in the validation period. The modified balance error (BE) is close to 1.

Table 3 gives the first-order and total-effect sensitivity indices. Total-effect sensitivity indices indicate the overall sensitivity of the model performance (assessed by the objective function) to the parameters, within the previously user-defined range of variations. The most sensitive parameters are $E_{ThresholdC}$, k_{EM}, k_{EC} and k_{MS}, while the least sensitive parameters are E_{min}, k_{CS} and R_A. From a theoretical perspective, the low sensitivity of E_{min} suggests that the model structure should be changed by deleting Emin, with no impact on the objective function performance. However, we chose to keep E_{min} in order to add a storage capacity in the epikarst. Conversely, the sensitivity to the recharge area was tested with Karstmod for several ranges (not presented in this study). It showed that sensitivity varied with ranges of Ra and the low sensitivity of the calibrated model is due to the relatively low range of variation we allowed (based on geological knowledge).

Table 2. Model performances for calibration and validation periods (NSE: Nash-Sutcliffe Efficiency, BE: Balance Error, Wobj: objective function).

Performance criteria	Calibration period	Validation period
NSE	0.72	0.80
BE	0.99	0.98
Wobj = 0.6NSE + 0.4BE	0.83	0.88

Table 3. Sensitivity indices (first-order index, total-effect index), ranks, and interactions index.

Parameter	First-order index (S_i)	Total-effect index (S_{ti})	Rank S_i	Rank S_{ti}	Interactions between parameters : $(S_{ti}–S_i)/S_{ti}$ (%)
$E_{ThresholdC}$	0.214	0.332	1	1	59.94
k_{EC}	0.142	0.286	2	3	36.92
k_{MS}	0.135	0.214	3	4	50.35
k_{EM}	0.125	0.312	4	2	35.54
E_{min}	0.035	0.116	5	5	73.33
k_{CS}	0.032	0.120	6	6	69.83
R_A	0.021	0.067	7	7	68.66

The last column of Table 3 gives insight into interactions between parameters. The most linked parameter is E_{min}, probably due to interactions with $E_{ThresholdC}$ and R_A. Indeed, the more negative E_{min} is, the higher the available water height for evapotranspiration is, which induces a higher R_A to reduce the balance error. Less linked parameters are k_{EM} and k_{EC}, which govern the relative amount of flow to the lower reservoirs. However, even these are not fully independent: increasing k_{EC} or lowering $E_{ThresholdC}$ (while keeping k_{EM} constant) will also decrease the amount of water that infiltrates to reservoir M.

Figure 6 shows, for each parameter calibrated, the scatterplot of the values of the objective function (calibration period) against the values of the parameter, for all parameter sets of the Sobol sequence that satisfy *Wobj*>0.7. In an equifinality analysis, these plots show that the model has found an optimum for the calibration. The first scatterplot on Figure 6 shows the best value found for the recharge area (R_A). The best

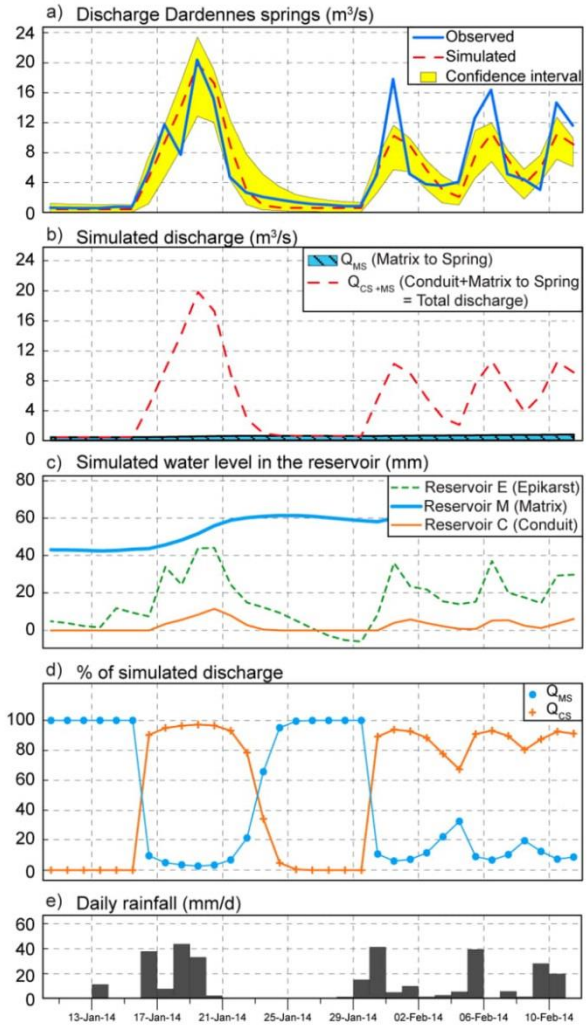


Fig. 8. Floods of January and February 2014. a) Simulated discharge of the Dardennes springs, b) Internal simulated discharges: from the Matrix reservoir to the spring and total discharge to the spring (Matrix + Conduit reservoirs) c) Simulated water level in the three reservoirs E, M and C, d) Percent of simulated discharge for QMS (flow from reservoir M to the spring: baseflow), and QCS (flow from reservoir C to the spring: fast flow), e) Daily rainfall (average of the three rain gauges).

value is close to 70 km^2, confirming that a good simulation can be achieved using the range of recharge area given by geological analysis. The scatterplot for E_{min} shows a sill between −20 and 0 mm, which means that regardless of the values (within this range), the model converged to a *Wobj* maximum by adapting the parameter sets. This parameter does not have a strong influence on the lumped-model calibration (Tab. 3). The scatterplot for $E_{ThresholdC}$ (threshold water level in reservoir E for flow to reservoir C) shows a rough optimum between 10 and 30 mm. This parameter has a great influence on the separation of the flow between slow (or matrix) and fast (or conduit) components because if the threshold is not reached the water will only recharge the Matrix reservoir (M) or be available for evapotranspiration (ET). The graphs for k_{EC}, k_{EM} and k_{MS} show a "bell" shape and an optimum value at the top of the bell. The optimum parameter set calibrated by the model is shown by the red dots in Figure 6 (given in Tab. 1) and is located in an acceptable range of possible values for each parameter.

4.2 Dardennes karst aquifer functioning

This study gives insight into the functioning of the Dardennes aquifer. First, the rainfall-discharge model confirms the range of the recharge area deduced from the geomorphological and geological study; the simulations are acceptable between 55 and 70 km^2 (Fig. 6). However, the sensitivity indices (Tab. 3) show that this parameter is not very sensitive to the value chosen and that it cannot be specified more precisely. Second, the good results of the lumped model validated the conceptual model of the functioning of the aquifer. The aquifer functioning can be simplified by two main flow components from the epikarst to the springs: slow and fast flow components. Furthermore, the rainfall is separated in a soil-epikarst compartment between a reserve available for evapotranspiration, the infiltration to supply the slow flow (Matrix reservoir) and the fast flow (Conduit reservoir).

Figure 7a shows the simulated and observed discharge time series for the calibration and validation periods. The general shape of the discharge time series is well reproduced both for low flow periods and for dynamic variations during floods. The baseflow is well simulated with a long recession tail during the low flow period in summer and early autumn. During rainfall events, each observed flood peak is simulated by the lumped-model even if the maximum discharge simulated is not always accurate. At the end of the low flow period, mainly in September and October, the model mitigates the rainfall transfer to the spring by filling the Epikarst reservoir up to the $E_{ThresholdC}$, but the storage is insufficient and the simulated floods remain too high compared to the observed discharge. This shows that the impact of the first rainfall events is actually mitigated in the epikarst and in the aquifer. The rainfall infiltrated may be stored in the aquifer to fill up the groundwater reserve in the vadose zone. Furthermore, the storage can be increased by the variable head boundary controlled by the water level of the Dardennes lake regulated by the dam. The variation of the water level in the aquifer in relation to the water level variation in the lake is not taken into account in the lumped model.

4.2.1 Baseflow and quickflow at the annual scale

The separation hydrograph according to the two reservoirs Matrix (baseflow) and Conduit (quickflow) is presented on Figure 7b. The discharge from the Matrix reservoir to the spring shows a smooth and seasonal variation, and a long recession tail. The discharge from the Conduit reservoir to the spring increases and decreases very quickly over a few days. Table 4 gives the baseflow and quickflow rates at the annual scale. During the three years studied, on average from 1st January 2013 to 31st December 2015, 64% of the infiltrated

Table 4. Annual mean and percent of: Q_{MS}, the discharge flow from the Matrix reservoir to the spring, and Q_{CS} the discharge flow from the Conduit reservoir to the spring. The rainfall column gives the mean precipitation calculated by averaging data from the three weather stations (Toulon, Le Castellet, Limate).

Year	Rainfall (mm)	Mean Q_{MS} (m^3/s)	Mean Q_{CS} (m^3/s)	Mean $Q_{simulated}$ (m^3/s)	% Q_{MS}	% Q_{CS}
2013	948	0.32	0.55	0.87	37%	63%
2014	1180	0.40	1.07	1.47	27%	73%
2015	578	0.29	0.18	0.48	61%	39%
Mean 3 years	902	0.34	0.60	0.94	36%	64%

water flows through the fast reservoir and 36% through the slow reservoir to the spring. In 2013, the percentages are almost the same as over the whole study period. But in 2014, during a rainy year (1180 mm of rain), the quickflow is very dominant with 73% of the total simulated discharge, with a mean Q_{CS} of 1.07 m^3/s compared to a mean Q_{MS} of 0.40 m^3/s. During the dry year in 2015 (with only 578 mm of rainfall), in contrast, the baseflow is most important representing 61% of the total simulated discharge. The drier the year is, the higher the baseflow proportion is, but the lower the baseflow value. Over the three years, the baseflow was almost constant, between 0.29 and 0.40 m^3/s, showing that the baseflow is a stable component in the Dardennes aquifer.

4.2.2 Baseflow and quickflow at the flood scale

Figure 8d shows the proportion of baseflow and quickflow at a flood event scale, during the five floods that occurred in January and February 2014 (Fig. 4 and Fig. 7). Before these events, the simulated discharge flows only from the Matrix reservoir (100% of baseflow Q_{MS}, 0% Q_{CS}, Fig. 8). In one day, the trend is reversed, the proportion of quickflow increases drastically, reaching a maximum of 97% at the flood peak. For six days, the quickflow rate remains high, above 90%.

As the water is not stored in the Conduit reservoir of the lumped model, the peak flow at the spring is highly correlated to the amount of rainfall recharged in the aquifer, with more than 90% of the rain infiltrated transferred as flood volume. However, the lumped model provides no insight into the origin of the flood water at the spring. A further analysis is needed, using geochemical tracers, to investigate the groundwater origin, either by the piston effect of pre-event groundwater or by mixing with infiltrated event water. This very high contribution of rainfall to the quickflow shows that the aquifer must be highly transmissive, through a well-connected karst network. Nonetheless, the baseflow remains high, around 0.34 m^3/s on average at the annual scale (Tab. 4), showing the non-negligible storage and flow in the matrix.

According to our initial conceptual model applied in the lumped model, the quickflow generates floods and does not increase the groundwater storage. This is probably almost true during high-water periods, when there are several floods that follow, therefore the quickflow is the main discharge at the spring (Q_{CS}) and the low flow part of the recharge (Q_{EM}) increases the groundwater storage (water level increases in the matrix). Nevertheless, we previously showed that the groundwater recharge at the end of the low-flow period is stored in the aquifer matrix at a higher rate and therefore mitigates the floods. This is not included in the lumped model. The quantitative aspect of this storage was not investigated in this study; however, it may slightly impact the baseflow and quickflow rate evaluation at the annual scale, as only part of the quickflow for some floods is actually stored in the matrix.

4.2.3 Interpreting reservoir parameters and internal water level

Figure 7c shows the three internal water levels in millimeters during the study period. The Epikarst reservoir shows negative values due to the water level E_{min} that can be negative to represent the quantity of water available for evapotranspiration (calibrated $E_{min} = -18.15$ mm). Its water level varies depending on precipitation events. When the water level is above 0 mm in the Epikarst reservoir, the aquifer recharge becomes effective and supplies the Matrix reservoir and therefore the baseflow. This baseflow is provided by the vadose zone, which is several hundred meters thick on the Siou Blanc plateau (Fig. 1) and by the slow flow in the matrix in the saturated zone drained by the well-connected karst network to the springs. If the Epikarst reservoir water level exceeds the $E_{ThresholdC}$, calibrated to 12.91 mm, the quickflow is activated. The water level in the Conduit reservoir increases and returns to zero very quickly, as expected with the high recession coefficient (k_{EC} and k_{CS}) and the threshold in reservoir E. The Matrix reservoir has a larger amplitude variation than the others, with seasonality since it is filled during the rainy period when the level in reservoir E is above zero, and the water level in M decreases slowly with a low recession coefficient (k_{MS}). The k_{EC} recession coefficient is so high (Tab. 1), that above the threshold $E_{ThresholdC}$, the Epikarst reservoir water is transferred to the Conduit reservoir in a few time steps and therefore is no longer available to supply the baseflow (Matrix reservoir). Thus, whether the rain is of low or high intensity, the discharge that supplies the baseflow remains about the same (as shown in the previous section).

The Dardennes springs evidence a highly dynamic karst aquifer functioning, with k_{CS} higher than 1 d^{-1}. This very high recession coefficient suggests a karst aquifer with a well-connected and organized karst network. It enables very high flash floods at the spring outlet, with high peak discharge that will contribute to stream flash floods downstream.

4.2.4 Simulating karst water level

In addition to the rainfall-discharge modeling, we compared the water level simulated in the Conduit reservoir

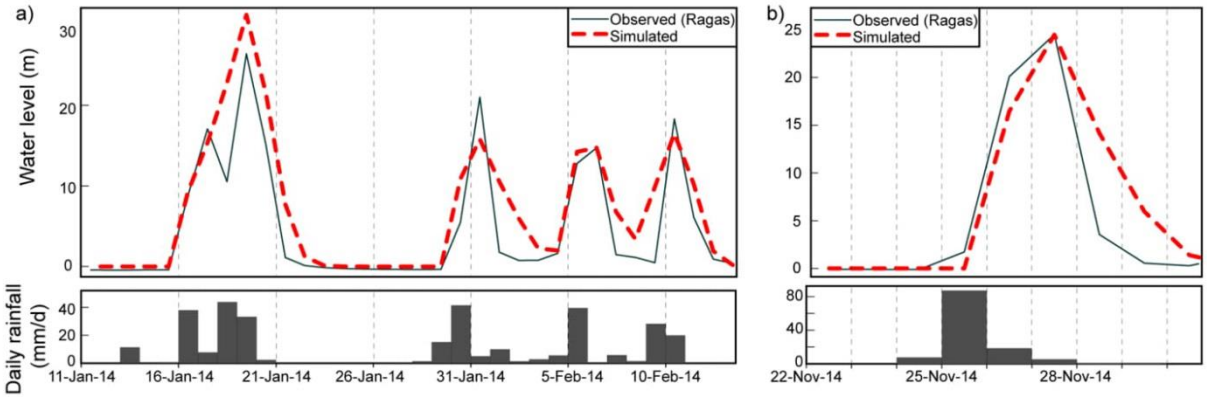


Fig. 9. Observed water level (daily average) in the Ragas above the lake water level (zero reference is equivalent to 123 m of *in situ* elevation), when the Dardennes lake overflows by the dam spillway. Simulated water level of the reservoir C converted in height of water level above 123 m. a) Floods of January and February 2014 (with karst storage = 3.6×10^{-4}) b) Flood of 26th November 2014 (with karst storage = 5.7×10^{-4}).

and the water level observed in the Ragas karst conduit using equation 7. We chose the floods of January and February 2014 (Fig. 9a) and November 2014 (Fig. 9b) as examples because: i) the discharge of the floods is well simulated by the model (Fig. 7a) and ii) the water level in the lake is constant (123 m.a.s.l) and can be used as a constant base-level to calculate the water height increase during the floods. To graphically fit the simulated water height to the observed water level, the karst storage was set at 3.6×10^{-4} for the January and February 2014 flood events, and at 5.7×10^{-4} for the 25th November 2014 flood. The calibrated karst storage value is 10 to 100 fold smaller than the effective porosity given in the literature with a similar method, *e.g.*, for the well documented Lez karst aquifer (France) the value is about 3×10^{-3} under withdrawal conditions (Fleury *et al.*, 2009; Mazzilli *et al.*, 2011; Roesch and Jourde, 2006) and Fu *et al.* (2016) found about 3×10^{-2} for a small catchment area of 1.14 km^2 in Carboniferous rocks. The water level variation and the dynamic of the floods are well simulated, showing that the Conduit reservoir of the model is able to represent the quickflow through the karst network in the aquifer as observed in the Ragas karst conduit.

4.3 How has geological evolution structured the aquifer?

The fast and significant variation in the water level of the Ragas conduit, and the high percentage of quickflow during floods, show that the Dardennes aquifer is a very dynamic karst. We explored how such an aquifer behavior can be possible. The answer lies in a combination of geological and geomorphological factors. First, the recharge has to be concentrated and not diffuse to allow a large quantity of water to infiltrate rapidly (Audra and Palmer, 2013). Field observations showed that there is no permanent river nor temporal lake in the springs' recharge area. High intensity rainfall events induce runoff to fast infiltration points such as vertical shafts, or sinkholes. There is no thick soil and no impervious cover. Second, the water transfer within the vadose and the saturated zone has to be very quick through well-connected vertical and horizontal pipes. The Dardennes aquifer is composed of early Cretaceous rocks, known as Urgonian facies, and late Jurassic rocks, dolomite and limestones (Fig. 1). The Urgonian facies rocks are very tight, with a very low intergranular porosity (Leonide *et al.*, 2014), and with mainly porosity and permeability in karstified vertical faults and fractures. These fractures have been recognized across the carbonate Jurassic and Cretaceous rocks. Late Jurassic rocks can also be karstified with ghost rocks (Dubois *et al.*, 2014) in the deep part of the aquifer, as observed in the current vadose zone. The whole aquifer is then cross-cut by karst features forming an extensive interconnected karst network. According to the rainfall-discharge model, the karst storage coefficient calculated on several floods is about 4.4×10^{-4} over the whole period studied, for the elevation 123 m to 149 m, *i.e.*, the range of investigation in the Ragas water level variation. This low value is characteristic of the karstic porosity of the aquifer. The tight Urgonian rocks may play the role of an impervious layer except in the karst conduits network. The Dardennes aquifer is then separated between an unconfined water table in the early Cretaceous and a confined water table in depth, in the late Jurassic, connected to the Dardennes springs by a deep rising shaft.

Furthermore, the Dardennes springs are located between a northern monocline domain and the major overthrust zone (Fig. 1). In complex geological areas, the role of tectonic structures on karst groundwater flows has been identified by field observations and tracing experiments (Häuselmann *et al.*, 1999; Herold *et al.*, 2000; Levens *et al.*, 1994). Fault zones can act as barriers to stop groundwater flow or as conduits that drain fluids (Caine *et al.*, 1996) or even as complex conduit-barrier systems (Matonti *et al.*, 2012). The geological Toulon area is the result of several tectonic phases that have conditioned the current aquifers. The Pyrenean-Provence compression led to major thrust zones in this area (Bestani *et al.*, 2015). The impervious basement is implicated in thrust structures and acts as a main barrier to groundwater flow, rising-up near the surface. Therefore, the groundwater is stored upstream this thrust zone and is forced to overflow above the

thrust barrier. The impervious thrust zone can also stop the saline intrusion. So, even if the aquifer is several hundred meters deep below sea level, the groundwater remains fresh. This wide saturated zone of the aquifer below the springs gives a high groundwater storage, and a high reserve for groundwater supply.

4.4 Predictions of flood discharge during an exceptional rain event

The previous analysis showed the dynamic of the Dardennes karst system and the good results of the lumped rainfall-discharge model. The calibrated model was then used to predict discharge of a flood during an exceptional Mediterranean rain event. Over the study period, only one event reached 80 mm/d (Fig. 7). However, in the Mediterranean climate, daily rainfall up to 300 mm/d and more is known (Gaume *et al.*, 2009; Meteo-France, 2017a), as shown by the 15th June 2010 event in Draguignan city located 60 km northeast from Dardennes (Meteo-France, 2017b; Ruin *et al.*, 2014). This rain event (minimum 270 mm/d) caused material and human damage. The Dardennes area will sooner or later be faced with an intense Mediterranean rain event. An artificial rain event was therefore inserted in the observed rainfall time series. As the intense Mediterranean events occur usually in spring (May or June) or in autumn (September to December), we ran the calibrated lumped model as previously done (Fig. 7), with the artificial rain event inserted on 15th May 2015. The initial conditions were the simulated values previously presented in Figure 7 (on 14th May 2015: $E_0 = E_{min}$, $C_0 = 0$ mm, $M_0 = 33.58$ mm, observed ET = 5.7 mm/d).

The daily discharge at the Dardennes springs resulting from the artificial rain event is presented on Figure 10. Two cases were simulated: Case I, the Epikarst reservoir is empty on 14th May 2015 ($E = E_{min}$); Case II, the Epikarst is recharged and saturated the previous day by 30 mm of rain.

Three rain events were tested, with three model runs, and results are plotted in a single figure for each case. According to the lumped model, with respectively a rain event of 100 mm/d, 200 mm/d or 300 mm/d, the daily discharge peak will reach about 15 m^3/s, 42 m^3/s or 68 m^3/s in case I, and 21 m^3/s, 48 m^3/s or 74 m^3/s in case II. The three rain events generate a flash-flood, with the discharge peak only one day after the rain. In two days, the discharge decreases sharply, and the fast flow (Conduit reservoir) stops in four or five days. The rain also recharges the Matrix reservoir and so increases the slow flow. The falling recession curve of the hydrograph corresponds mainly to the discharge of slow flow. The model shows that in the case of an extreme rainfall event, the karst aquifer will transfer the rainfall input over the groundwater recharge area. It will generate a karst flash flood to the Las river, the small Mediterranean stream that flows through Toulon. Flash floods have already been observed in this stream with a contribution of karst or urban runoff depending on the rainfall events (Arfib *et al.*, 2016). The contribution of the karst can then be a source of water, increasing the flood in the stream and hazard consequences, as was observed for instance in another Mediterranean karst system studied by Maréchal *et al.* (2008).

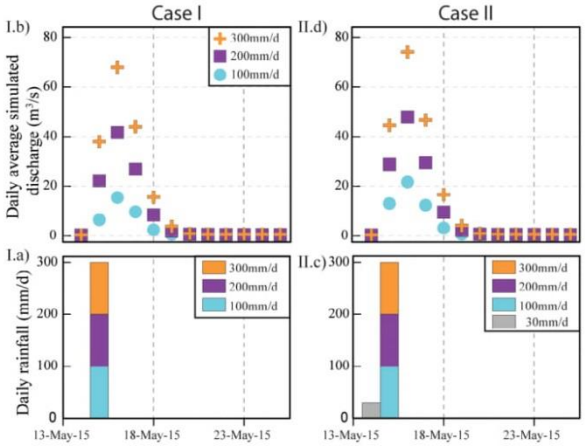


Fig. 10. Use of the calibrated rainfall-discharge model to predict the discharge in the case of an exceptional one-day rainfall event inserted in the time-series on 15th May 2015 (3 tests: 100 mm/d, 200 mm/d or 300 mm/d). Case I: the Epikarst reservoir is empty on 14th May 2015 ($E = E_{min}$). Case II: the Epikarst is recharged and saturated the previous day (rain = 30 mm on 14th May 2015).

The validation of these results has some limits. Firstly, the rainfall-discharge model was calibrated for a maximum observed rain event of 80 mm/d, and no validation data are yet available for higher rainfall. Second, in the first case the low initial water level in reservoir E mitigates the flood, from E_{min} to $E_{ThresholdC}$ (calibrated values $E_{ThresholdC} - E_{min} =$ 31.06 mm), whatever the rainfall amount, but the rate of this influence decreases as the amount of rainfall increases. Third, the karst network geometry (like the Ragas cave) may restrict the aquifer discharge in high flow with substantial turbulent head losses that can limit the maximum discharge and extend the flood duration. Or, otherwise, during the high water level stage some by-pass flow paths may be activated to facilitate a very fast transit. Fourth, this study already showed that the model overestimates the peak flow at the end of the low-flow period. It follows that an exceptional rainfall event will then be more mitigated by the natural storage in the aquifer depleted at the end of the summer than in the spring season. But in any case, if two equivalent rain events succeed each other, the second will be higher.

To go further in the flood prediction in this dynamic karst aquifer, the discharge and water level variations should be investigated at a lower time-step adapted to the variation velocity, *e.g.*, at an hourly time-step. Indeed, the daily mean discharge reduces the real maximum peak discharge. The previous peak flow simulated should be taken as a minimum flood peak discharge value in the case of intense rainfall. Moreover, the spatial and time heterogeneities of the rainfall intensity were not taken into account.

4.5 Groundwater management

According to the conceptual model applied in the lumped model, the discharge from the Matrix reservoir to the spring simulates the baseflow. It gives an estimate of the groundwater

Table 5. Comparison between the annual flow rate through the Matrix reservoir simulated with the rainfall- discharge model and the mean volume exploited by the drinking water supply factory.

Year	Flow through the conceptual Matrix reservoir (Millions m^3/year)	Mean volume exploited (Millions m^3/year)
2013	10.1	6.7
2014	12.1	6.0
2015	9.2	4.8

volume that flows naturally above the base level of the Dardennes aquifer. This volume represents the water available at the Dardennes springs, without pumping, for water supply. It does not take into account the extra volume stored in the Dardennes lake, nor the evaporation on the lake and the discharge released in the Las river for aquatic ecology. For the three years studied (2013, 2014, 2015, respectively normal, rainy and dry years), the volume discharged from the Matrix reservoir (Tab. 5) ranged from 9.2×10^6 m^3/y in 2015 to 12.1×10^6 m^3/y in 2014. As pointed out in the previous section, the mean annual discharge Q_{MS} (Tab. 4) varies little over the years. The volume exploited each year for water supply at the dam factory is also given in Tab. 5, ranging from 4.8 to 6.7×10^6 m^3/y. The exploited volume is therefore less than the half of the baseflow. At the annual scale, the groundwater tapping is sustainable, and there is still a water reserve available using part of the remaining baseflow or part of the fast flow that can be stored in the artificial lake of Dardennes. The natural baseflow in summer is not sufficient (< 100 L/s) and the water stored in the lake is needed to supply the demand (around 200 L/s). But the drinking water company is faced with a new problem: in the last few years, geosmin has developed in the surface water stored in the lake. The occurrence of geosmin in reservoirs and lakes is a common problem worldwide (Journey *et al.*, 2013; Juttner and Watson, 2007) that causes taste-and-odor outbreaks in drinking water. This volatile organic compound (VOC) imparts a specific nasty earthy-muddy smell and taste to the water, reducing the use of surface water reservoirs. However, if there is no backflow of contaminated surface water, the groundwater is not affected by geosmin. It can then be an interesting alternative, even the only alternative, for water storage. Withdrawal of the groundwater during low flow periods requires pumping to tap the reserve, with a discharge rate higher than the baseflow. This can be achieved in the Dardennes case study by pumping in the Ragas deep karst conduit.

Active management of karst aquifers consists in optimally exploiting the groundwater resources, taking into account the impact on groundwater-surface stream exchanges and aquatic ecosystems in downstream rivers. It is a way to combine drinking water tapping, flood mitigation and ecology. The goal is to take advantage of the conduit network characterizing karst aquifers to pump a high flow rate in the low flow period and to store karst flash floodwater in the previously depleted voids. A high pumping rate will decrease the water table and dry up the connected springs to the karst network. It uses the groundwater reserve stored below the base level of the aquifer, *i.e.*, below the level of the springs. It will fill up in the high water period, and mitigate intense floods at the beginning of the period (Jourde *et al.*, 2013). This kind of management of karst aquifers is of increasing interest due to population growth in Mediterranean areas, which increases the fresh water demand and the need for protection against hazard impacts. This kind of water management is possible thanks to a hydrogeological context, which enables a good replenishment of the karst aquifer reserve during rainfall, after low flow periods (Bakalowicz, 2005; Fleury *et al.*, 2009). Active management has been applied successfully for instance to the Lez aquifer in the south of France (Fleury *et al.*, 2009).

Evaluating the potential for active groundwater management requires a combined analysis of the geological context and the hydrodynamic functioning of the karst aquifer as we previously did in the Dardennes case study. The Dardennes geological study showed that there is a large groundwater reserve in depth located below the outlet springs. Two geological structures support this observation: (1) the regional thrust structure forms a geological barrier to groundwater flow, preventing exchanges with the sea to the South, and forcing the groundwater to flow out in the Dardennes area; (2) below the Dardennes springs, the aquifer develops in depth with at least five hundred meters of permeable carbonate rocks. Moreover, this groundwater reserve is accessible by the Ragas karst conduit, which is at least 150 meters deep, and is well connected to the karst network draining the aquifer. The conceptual rainfall-discharge lumped model showed that high rain events recharge the matrix (slow flow) and conduits (fast flow). In the case of active management of the Dardennes aquifer, during the water level depletion period, the very fast infiltration will fill the conduit network up to the overflow elevation fixed by the dam spillway (123 m, Fig. 3). The water rapidly stored in the conduit network will then be able to flow to the surrounding less permeable matrix. Moreover, the Ragas natural overflow threshold, 26 meters above the dam (149 m, Fig. 3), increases the height of the karst network filled by fast flow during the floods, which increases the hydraulic gradient from conduits to matrix and the height of the epiphreatic zone. This water stored in the conduit network and the matrix will decrease the karst flash-floods in the Las river downstream, decreasing the flood hazard in Toulon. This effect will be even greater during the intense Mediterranean rainfall events occurring between September and November, when the water table should be at its lowest level. To explore these hypotheses, the rainfall-discharge model could be improved by taking into account the current water level in the Ragas decreasing below the 123 m dam spillway by pumping in the lake. An *in situ* pumping test in depth in the Ragas conduit would also improve our knowledge about this dynamic aquifer.

5 Conclusion

The Dardennes karst system exemplifies the hydrodynamic functioning of a highly dynamic karst aquifer. The lumped rainfall-discharge model is a useful tool to: i) validate the conceptual model of functioning of the aquifer and 2) give access to the hydrograph separation into slow flow and fast flow rates at each time- step. Situating the results with respect to the geological and speleogenetic context enables discussion

on the flood assessment and the groundwater management. The lumped model was calibrated using the KarstMod platform, based on a quasi Monte-Carlo procedure with a Sobol sequence sampling of the parameter space. The best set of parameters was chosen over 10 000 results that satisfy Wobj > 0.7 (Wobj: aggregate objective function using the Nash-Sutcliffe Efficiency coefficient and balance error). The calibrated model correctly simulates the Dardennes springs' discharge, in low or high flow periods, with Wobj = 0.88 in the validation period.

In such a dynamic aquifer, spring discharge varies quickly with rainfall recharge, generating a flood peak in one or two days. The quickflow is the main flow component during floods, accounting for up to more than 90% of the discharge. This hydrodynamic behavior is explained by the fast recharge to the well-connected and organized karst conduit network in the vadose and saturated zones of the aquifer. This study showed that a low rainfall intensity recharges the baseflow and a high Mediterranean rainfall recharges the slow and the fast components. A negative minimum water level and a threshold level were implemented in the first Epikarst reservoir of the model in order to simulate the storage or mitigation effect of rainfall below 30 mm/d in the dry season. Above the threshold, the fast flow is activated and the recharge water height is transferred to the spring with a weak mitigation and dispersion, modelled with a high recession coefficient $k_{fast} > 1\ d^{-1}$. On the contrary, the mean annual baseflow rate varied only slightly over the 3 years studied (normal, dry, wet years). The water level simulated in the conduit reservoir was also shown to be representative of the water level in the karst conduit network of the aquifer, observed in the Ragas cave and overflow spring. An estimate of the karst storage was calibrated, in the range 3×10^{-4} to 6×10^{-4}.

The Dardennes geological study showed that there is a substantial groundwater reserve in depth, below the springs' outlet. Moreover the deep karstification below the springs allows the karst conduit network to connect and drain the matrix. The aquifer geometry and functioning are thus favorable for an active management by pumping groundwater from the conduit network below the springs. Decreasing the karst water level in summer will mitigate karst flash floods. Indeed, the simulated discharge in the case of a Mediterranean rain event showed that the karst will drastically increase the flood hazard in the stream downstream the springs that flow through Toulon.

The global approach to karst behavior could be improved by refining the time-step of the rainfall-discharge modeling. For highly dynamic karst, the daily time-step is adequate for global groundwater management but it minimizes the actual flood peak. If discharge or water level data are available, an hourly time-step could improve the karst flash-flood prediction.

The origin of the groundwater discharged was not studied, nor were the groundwater residence times. This would involve combining a hydrogeochemistry approach to deal with the mixing of different water origins. A further study will be to combine electrical conductivity time series with analyses of the major ions, stable water isotopes, CFCs and SF_6. Nevertheless, the KarstMod tool has been developed to encourage and enhance the modeling of karst spring discharge time series, the comparison of case studies, and will open up new prospects on karst groundwater management.

Acknowledgements. The authors would like to thank the KARST observatory network (SNO KARST) initiative at the INSU/CNRS, which aims to strengthen knowledge-sharing and promote cross-disciplinary research on karst systems at the national scale, for providing the KarstMod platform. We also thank "Météo-France" for the meteorological data. We also thank the two reviewers who helped to clarify a previous version of the paper. This work is part of the DARDENNES project funded by the Agence de l'Eau (RMC), the city of Toulon, Veolia Eau, Cenote Company, and Aix-Marseille University. Results will be available on www.karsteau.fr. The KarstMod platform is free and available at www.sokarst.org.

References

Arfib B, Charlier JB. 2016. Insights into saline intrusion and freshwater resources in coastal karstic aquifers using a lumped Rainfall-Discharge-Salinity model (the Port-Miou brackish spring, SE France). *Journal of Hydrology* 540: 148–161. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2016.06.010.

Arfib B, Novaes C, Baudement C, Dufresne C, Duffa C. 2016. Origin of flash flood water of a Mediterranean river in karstic and urban environments by CTD monitoring (Las – Toulon – SE France), Proceedings Eurokarst 2016, Neuchâtel.

Atkinson TC. 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, Mocochain L, Camus H, Gilli E, Clauzon G, Bigot JY. 2004. The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean sea. Examples from Southern France. *Geodin Acta* 17(6): 389–400. DOI: 10.3166/ga.17.389-400.

Audra, P, Palmer AN. 2013. 6.17 The vertical dimension of Karst: controls of vertical cave pattern. In: Shroder JF, ed. *Treatise on Geomorphology*, 6: 186–206. DOI: 10.1016/b978-0-12-374739-6.00098-1.

Baedke SJ, Krothe NC. 2001. Derivation of effective hydraulic parameters of a karst aquifer from discharge hydrograph analysis. *Water Resources Research* 37(1): 13–19. DOI: 10.1029/2000wr900247.

Bakalowicz M. 1979. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. PhD Thesis, Université Pierre et Marie Curie, 269 p.

Bakalowicz M. 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal* 13 (1): 148–160. DOI: 10.1007/s10040-004-0402-9.

Bestani L, Espurt N, Lamarche J, Floquet M, Philip J, Bellier O, *et al.* 2015. Structural style and evolution of the Pyrenean-Provence thrust belt, SE France. *Bulletin de la Société géologique de France* 186(4–5): 223–241. DOI: 10.2113/gssgfbull.186.4-5.223.

Beven K, Binley A. 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes* 6 (3): 279–298.

Bezès C. 1976. Contribution à la modélisation des systèmes aquifères karstiques ; établissement du modèle Bemer ; son application à quatre systèmes karstiques du midi de la France. PhD Thesis, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 135 p.

Blanc JJ. 1992. Importance geodynamique des surfaces d'aplanissement en Provence (analyse multicriteres). In : Salomon JN, Maire R, eds. Karst et évolutions climatiques ; hommage à Jean Nicod. Talence : Presses Universitaires de Bordeaux, pp. 191–207.

Blanc JJ. 1997. Géodynamique et histoire du karst-Application au sud-est de la France [Paleokarsts, evolution and geodynamics.

Application to the South-eastern France]. *Quaternaire* 8(2): 91–105.

Butscher C, Huggenberger P. 2008. Intrinsic vulnerability assessment in karst areas: a numerical modeling approach. *Water Resources Research* 44(3): 15. DOI: 10.1029/2007wr006277.

Caine JS, Evans JP, Forster CB. 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24(11): 1025–1028. DOI: 10.1130/0091-7613(1996)024<1025:Fzaaps>2.3.Co;2.

Chanat JG, Rice KC, Hornberger GM. 2002. Consistency of patterns in concentration-discharge plots. *Water Resources Research* 38(8): 22-1-22-10. DOI: 10.1029/2001wr000971.

Covington MD, Wicks CM, Saar MO. 2009. A dimensionless number describing the effects of recharge and geometry on discharge from simple karstic aquifers. *Water Resources Research* 45(11): 16. DOI: 10.1029/2009wr008004.

Delbart C, Valdés D, Barbecot F, Tognelli A, Couchoux L. 2016. Spatial organization of the impulse response in a karst aquifer. *Journal of Hydrology* 537: 18–26. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2016.03.029.

Denic-Jukic V, Jukic D. 2003. Composite transfer functions for karst aquifers. *Journal of Hydrology* 274(1): 80–94. DOI: 10.1016/S0022-1694(02)00393-1.

Dubois C, Quinif Y, Baele JM, Barriquand L, Bini A, Bruxelles L, *et al.* 2014. The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. *Earth-Science Reviews* 131: 116–148. DOI: 10.1016/j.earscirev.2014.01.006.

Fiorillo F. 2014. The recession of spring hydrographs, focused on Karst Aquifers. *Water Resources Management* 28(7): 1781–1805. DOI: 10.1007/s11269-014-0597-z.

Fleury P. 2005. Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers méditerranéens. Fonctionnement et caractérisation. PhD Thesis, Université Pierre et Marie Curie – Paris VI. tel-00789234, 286 pp.

Fleury P, Plagnes V, Bakalowicz M. 2007. Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: application to Fontaine de Vaucluse (South of France). *Journal of Hydrology* 345 (1–2): 38–49. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.07.014.

Fleury P, Ladouche B, Conroux Y, Jourde H, Dörfliger N. 2009. Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management – The Lez spring. *Journal of Hydrology* 365(3–4): 235–243. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.11.037.

Fleury P, Kong-A-Siou L, Johannet A, Darras T, Pistre S, Guilhalmenc M, *et al.* 2013. Rôle du Karst dans les crues du fleuve Lez. *Karstologia* 62: 41–48.

Ford D, Williams PD. 2013. Karst hydrogeology and geomorphology. Chichester: John Wiley & Sons. DOI: 10.1002/9781118684986.ch5.

Fu TG, Chen HS, Wang KL. 2016. Structure and water storage capacity of a small karst aquifer based on stream discharge in southwest China. *Journal of Hydrology* 534: 50–62. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2015.12.042.

Gaume E, Bain V, Bernardara P, Newinger O, Barbuc M, Bateman A, *et al.* 2009. A compilation of data on European flash floods. *Journal of Hydrology* 367(1–2): 70–78. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.12.028.

Geyer T, Birk S, Licha T, Liedl R, Sauter M. 2007. Multitracer test approach to characterize reactive transport in karst aquifers. *Ground Water* 45(1): 36–45. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2006.00261.x.

Geyer T, Birk S, Liedl R, Sauter M. 2008. Quantification of temporal distribution of recharge in karst systems from spring hydrographs. *Journal of Hydrology* 348 (3–4): 452–463. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.10.015.

Goldscheider N, Drew D. 2007. Methods in Karst hydrogeology: IAH: International Contributions to Hydrogeology, 26. Leiden (Netherlands): Taylor and Francis Group.

Guyonnet-Benaize C, Lamarche J, Masse JP, Villeneuve M, Viseur S. 2010. 3D structural modelling of small-deformations in poly-phase faults pattern. Application to the Mid-cretaceous durance uplift, provence (SE France). *Journal of Geodynamics* 50(2): 81–93. DOI: 10.1016/j.jog.2010.03.003.

Hartmann A, Lange J, Vivó Aguado À, Mizyed N, Smiatek G, Kunstmann H. 2012. A multi-model approach for improved simulations of future water availability at a large Eastern Mediterranean karst spring. *Journal of Hydrology* 468–469: 130–138. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.08.024.

Häuselmann P, Jeannin PY, Bitterli T. 1999. Relationships between karst and tectonics: case-study of the cave system north of Lake Thun (Bern, Switzerland) Relations entre karst et tectonique : l'exemple du réseau spéléologique du nord du lac de Thoune (Berne, Suisse). *Geodin Acta* 12(6): 377–388. DOI: 10.1016/s0985-3111(99)00104-7.

Hennuy J. 2003. Sédimentation carbonatée et silicoclastique sous contrôle tectonique, le Bassin Sud + Provençal et sa plate + forme carbonatée du Turonien moyen au Coniacien moyen : évolution séquentielle, diagénétique, paléogéographique. PhD Thesis, Université de Provence.

Herold T, Jordan P, Zwahlen F. 2000. The influence of tectonic structures on karst flow patterns in karstified limestones and aquitards in the Jura Mountains, Switzerland. *Eclogae Geol Helv* 93 (3): 349–362. DOI: 10.5169/seals-168827.

Hornberger GM, Spear RC. 1981. Approach to the preliminary analysis of environmental systems. *J Environ Mgmt* 12(1): 7–18.

Jourde H, Lafare A, Mazzilli N, Belaud G, Neppel L, Dörfliger N, *et al.* 2013. Flash flood mitigation as a positive consequence of anthropogenic forcing on the groundwater resource in a karst catchment. *Environmental Earth Sciences* 71(2): 573–583. DOI: 10.1007/s12665-013-2678-3.

Journey CA, Beaulieu KM, Bradley PM. 2013. Environmental factors that influence cyanobacteria and geosmin occurrence in reservoirs. Chapter 2, current perspectives in contaminant hydrology and water resources sustainability. DOI: 10.5772/54807.

Jukić D, Denić-Jukić V. 2009. Groundwater balance estimation in karst by using a conceptual rainfall–runoff model. *Journal of Hydrology* 373 (3–4): 302–315. DOI:10.1016/j.jhydrol.2009.04.035.

Juttner F, Watson SB. 2007. Biochemical and ecological control of geosmin and 2-methylisoborneol in source waters. *Applied and environmental microbiology* 73(14): 4395–4406. DOI:10.1128/AEM.02250-06.

Kovács A, Perrochet P. 2008. A quantitative approach to spring hydrograph decomposition. *Journal of Hydrology* 352(1–2): 16–29. DOI:10.1016/j.jhydrol.2007.12.009.

Kovács A, Perrochet P, Király L, Jeannin P-Y. 2005. A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. *Journal of Hydrology* 303 (1–4): 152–164. DOI:10.1016/j.jhydrol.2004.08.023.

Lacombe O, Jolivet L. 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics* 24(1): 20. DOI:10.1029/2004tc001673.

Ladouche B, Marechal J-C, Dorfliger N. 2014. Semi-distributed lumped model of a karst system under active management. *Journal of Hydrology* 509: 215–230. DOI:10.1016/j.jhydrol.2013.11.017.

Lamarque T, Maurel P, Courbon P. 2008. Le Las : une rivière dans la ville. Synthèse sur l'environnement aquatique du Las et de la vallée de Dardennes. Toulon, Var, France. Association Val d'As. Val d'As: 264.

Laville P. 1981. La formation bauxitique provençale (France). Séquence des faciès chimiques et paléomorphologie Crétacé. Chronique de la recherche minière.

Leonide P, Fournier F, Reijmer JJG, Vonhof H, Borgomano J, Dijk J, *et al.* 2014. Diagenetic patterns and pore space distribution along a platform to outer-shelf transect (Urgonian limestone, Barremian-Aptian, SE France). *Sedimentary Geology* 306: 1–23. DOI:10.1016/j.sedgeo.2014.03.001.

Levens RL, Williams RE, Ralston DR. 1994. Hydrogeologic role of geologic structures. Part 1: the paradigm. *Journal of Hydrology* 156: 227–243.

Lucot JP, Chardin G. 2017. Fichier des cavités du Var (France). [Cave database of the Var region – France]. http://www.fichiertopo.fr/.

Mangin A. 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. PhD Thesis, Laboratoire souterrain du Centre national de la recherche scientifique, *Annales de Spéléologie*, 49 p.

Maréchal JC, Ladouche B, Dörfliger N. 2008. Karst flash flooding in a Mediterranean karst, the example of Fontaine de Nîmes. *Engineering Geology* 99(3–4): 138–146. DOI:10.1016/j.enggeo.2007.11.013.

Masse JP, Philip J. 1976. Paléogéographie et tectonique du Crétacémoyen en Provence : révision du concept d'isthme durancien. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 18(1): 49–66.

Mathevet T, Lepiller M, Mangin A. 2004. Application of time-series analyses to the hydrological functioning of an Alpine karstic system: the case of Bange-L'Eau-Morte. *Hydrol Earth Syst Sc* 8(6): 1051–1064.

Matonti C. 2015. Exploration géophysique des processus de fracturation et de réactivation dans les carbonates à l'échelle métrique. PhD Thesis, Aix-Marseille University, 170 p.

Matonti C, Lamarche J, Guglielmi Y, Marie L. 2012. Structural and petrophysical characterization of mixed conduit/seal fault zones in carbonates: example from the Castellas fault (SE France). *Journal of Structural Geology* 39: 103–121. DOI:10.1016/j.jsg.2012.03.003.

Mazzilli N, Guinot V, Jourde H. 2012. Sensitivity analysis of conceptual model calibration to initialisation bias. Application to karst spring discharge models. *Advances in Water Resources* 42: 1–16. DOI:10.1016/j.advwatres.2012.03.020.

Mazzilli N, Guinot V, Jourde H, Lecoq N, Labat D, Arfib B, *et al.* 2017. KarstMod: a modelling platform for rainfall-discharge analysis and modelling dedicated to karst systems. *Environmental Modelling and Software* (in press): 7.

Mazzilli N, Jourde H, Guinot V, Bailly-Comte V, Fleury P. 2011. Hydrological modelling of a karst aquifer under active groundwater management using a parsimonious conceptual model, H2Karst Conference (1–3 septembre 2011), Besançon, France.

Mero F. 1964. Barbutium springs follow up report (September 1963 to May 1964).

Merz R, Bloschl G. 2003. A process typology of regional floods. *Water Resources Research* 39(12): 20 p. DOI:10.1029/2002wr001952.

Meteo-France. 2017a. Database of rainfall exceptional events in the area of Toulon – Dardennes study site (Var "Département") : http://pluiesextremes.meteo.fr/france-metropole/Var.html.

Meteo-France, 2017b. Exceptional rainfal event of Draguignan – 15th June 2010: http://pluiesextremes.meteo.fr/france-metropole/Catastrophe-de-Draguignan.html.

Miller JD, Kim H, Kjeldsen TR, Packman J, Grebby S, Dearden R. 2014. Assessing the impact of urbanization on storm runoff in a peri-urban catchment using historical change in impervious cover. *Journal of Hydrology* 515: 59–70. DOI:10.1016/j.jhydrol.2014.04.011.

Mocochain L, Audra P, Bigot JY. 2011. Base level rise and per ascensum model of speleogenesis (PAMS). Interpretation of deep phreatic karsts, vauclusian springs and chimney-shafts. *Bulletin de la Société géologique de France* 182(2): 87–93. DOI:10.2113/gssgfbull.182.2.87.

Mocochain L, Audra P, Clauzon G, Bellier O, Bigot J- Y, Parize O, *et al.* 2009. The effect of river dynamics induced by the Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves: example of the Lower Ardèche river (mid Rhône valley). *Geomorphology* 106(1–2): 46–61. DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.09.021.

Nash JE, Sutcliffe JV. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I–a discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10(3): 282–290.

Nied M, Pardowitz T, Nissen K, Ulbrich U, Hundecha Y, Merz B. 2014. On the relationship between hydro-meteorological patterns and flood types. *Journal of Hydrology* 519: 3249–3262. DOI:10.1016/j.jhydrol.2014.09.089.

Padilla-Benitez A. 1990. Los modelos matématicos aplicados al analisis de los acuiferos karsticos. PhD Thesis, 267 p.

Padilla A, Pulido- Bosch A. 1995. Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology* 168(1–4): 73–89.

Padilla A, Pulido- Bosch A, 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.

Perrin J, Jeannin PY, Cornaton F. 2007. The role of tributary mixing in chemical variations at a karst spring, Milandre, Switzerland. *Journal of Hydrology* 332(1–2): 158–173. DOI:10.1016/j.jhydrol.2006.06.027.

Rimmer A, Hartmann A. 2012. Simplified conceptual structures and analytical solutions for groundwater discharge using reservoir equations. In: InTechOpen, ed. *Water Resources Management and Modeling*, p. 23.

Roesch A, Jourde H. 2006. Incidence d'une gestion active de la ressource en eau en milieu karstique sur le risque hydrologique. Exemple du fleuve Lez (Montpellier, France), GIRE3D Conférence, Marrakech.

Roure F, Brun JP, Colletta B, Vandendriessche J. 1992. Geometry and kinematics of extensional structures in the alpine foreland basin of southeastern france. *Journal of Structural Geology* 14(5): 503–519. DOI:10.1016/0191-8141(92)90153-N.

Roure F, Colletta B. 1996. Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps. *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle* 170: 173–209.

Ruin I, Lutoff C, Boudevillain B, Creutin J-D, Anquetin S, Rojo MB, *et al.* 2014. Social and Hydrological responses to extreme precipitations: an interdisciplinary strategy for postflood investigation. *Weather, Climate, and Society* 6(1): 135–153. DOI:10.1175/wcas-d-13-00009.1.

Saltelli A. 2002. Making best use of model evaluations to compute sensitivity indices. *Comput Phys Commun* 145(2): 280–297. DOI:10.1016/S0010-4655(02)00280-1.

Saltelli A, Ratto M, Andres T, Campolongo F, Cariboni J, Gatelli D, *et al.* 2008. Global sensitivity analysis: the primer. New York: John Wiley & Sons.

Valdes D, Dupont J-P, Massei N, Laignel BT, Rodet J. 2006. Investigation of karst hydrodynamics and organization using autocorrelations and T–ΔC curves. *Journal of Hydrology* 329(3–4): 432–443. DOI:10.1016/j.jhydrol.2006.02.030.

Vannier O, Anquetin S, Braud I. 2016. Investigating the role of geology in the hydrological response of Mediterranean catchments prone to flash-floods: Regional modelling study and process understanding. *Journal of Hydrology* 541: 158–172. DOI:10.1016/j.jhydrol.2016.04.001.

White WB. 2007. A brief history of karst hydrogeology: contributions of the NSS. *Journal of Cave and Karst Studies* 69(1): 13–26.

Cite this article as: Baudement C, Arfib B, Mazzilli N, Jouves J, Lamarque T, Guglielmi Y. 2017. Groundwater management of a highly dynamic karst by assessing baseflow and quickflow with a rainfall-discharge model (Dardennes springs, SE France), *Bull. Soc. géol. Fr.* 188: 40.

Résumé

Cette thèse a pour but de contribuer à l'étude des aquifères karstiques en (1) identifiant les facteurs influençant le stockage et l'écoulement de l'eau souterraine et en (2) localisant et estimant de manière quantitative les ressources en eau au sein d'une série sédimentaire carbonatée. Des mesures de porosité et de géochimie isotopique sur les roches carbonatées sont mise en relation dans le but de localiser et d'expliquer les vides créés au sein de la série sédimentaire. Des coupes équilibrées et des analyses structurales ont été réalisées pour évaluer la géométrie profonde de l'aquifère. L'acquisition de données en continu (conductivité électrique, température et pression de l'eau) et de données hydrochimiques (ions majeurs et isotopes stables de l'eau) permet d'étudier le dynamisme et le fonctionnement d'un aquifère. Une approche de modélisation pluie-débit basée sur les chroniques de précipitations et de débits a été utilisée afin d'estimer la part de l'écoulement disponible pour l'eau potable et celle générant des crues éclair. Cette étude a été réalisée sur l'aquifère de Dardennes, près de Toulon, en France. L'eau de l'aquifère est utilisée pour l'alimentation en eau potable de Toulon et alimente le fleuve Las qui est susceptible de provoquer de fortes crues. Le bassin versant de l'aquifère est estimé à 70 km². La zone non-saturée de l'aquifère peut atteindre plus de 500 mètres d'épaisseur en moyenne. L'aquifère est composé de calcaires de faciès Urgonien d'âge Crétacé inférieur, et de calcaires et dolomies datant du Jurassique supérieur. Dans cette région, plusieurs phases tectoniques ont conditionné les aquifères. Les mesures de porosité réalisées indiquent une très faible porosité dans les calcaires à faciès Urgonien et de fortes valeurs dans les dolomies du Jurassique supérieur. Ces dernières ont subies des transformations diagénétiques et des phases de karstification importantes ayant pour conséquence la création de vides disponibles pour l'écoulement. Les calcaires d'âge Crétacé inférieur, sont peu poreux mais intensément karstifiés et fracturés, avec des formes karstiques de surface nombreuses (dolines, avens verticaux, lapiaz...). Lors de la compression Pyrénéo-Provençale, des grands chevauchements se mettent en place impliquant une remontée du socle imperméable, grâce aux structures inverses. Un synclinal est identifié au droit des sources, toutes ces structures jouent alors le rôle de barrière à l'écoulement au niveau des sources de Dardennes. En 3D, cela implique une réserve en eau souterraine importante en profondeur. Avec trois années de chroniques de débit journalier, un modèle pluie-débit a été réalisé, permettant également d'améliorer la plateforme de modélisation KarstMod. Le modèle a été proposé avec trois réservoirs: Epikarst, Matrice et Conduit. Une déconvolution du débit des sources a été effectuée à l'échelle annuelle et à l'échelle des crues. Cela permet de séparer le débit de base (provenant du réservoir Matrice) disponible pour les besoins en eau potable et l'écoulement rapide (provenant du réservoir Conduit) générant des crues éclair. Selon l'année, la proportion de débit de base varie entre 27 et 61% du débit total, respectivement pour une année pluvieuse ou sèche. Lors des crues en période de hautes-eaux, la proportion du débit rapide augmente considérablement jusqu'à plus de 90% du débit total des sources. L'analyse des relations entre la pluie et la hauteur de mise en charge du karst a montré que le système a la capacité de stocker l'eau d'infiltration rapide lorsqu'il n'a pas été rechargé préalablement. A l'échelle annuelle, les résultats du modèle ont été comparés avec la gestion actuelle de l'aquifère, montrant une exploitation actuelle équilibrée, et ouvrant des perspectives pour la mise en place d'une gestion active, combinant une exploitation plus importante de l'eau, un écrêtage des crues et un respect de l'écologie du cours d'eau en aval.

Abstract

The aim of this PhD is to contribute to the karst aquifers understanding by (1) identifying the factors influencing the groundwater storage and flow and by (2) locating and quantitatively estimating water resources within the carbonate sedimentary series. Measurements of porosity and isotopic geochemistry on carbonate rocks are compared in order to locate and explain created voids within the sedimentary series. Balanced cross-sections and structural analyses were performed to evaluate the geometry of the aquifer at depth. Continuous data acquisition (specific conductivity, temperature and water depth-pressure) and hydrochemical data (major ions, stables isotopes of water and carbon-13) allow to study the aquifer dynamism and functioning. A daily rainfall-discharge modeling approach was used to estimate the flow part available for drinking water and the part that generates karst flash-floods. This study was conducted on the Dardennes aquifer, near Toulon, in France. Dardennes groundwater is used to supply drinking water to the Toulon city and flows downstream to the Las river generating important floods. The recharge area of this aquifer is estimated at 70 km². The unsaturated zone thickness can reach more than 500 meters in average. The aquifer is composed of early Cretaceous of Urgonian limestone and upper Jurassic limestones and dolomites. In this region, several tectonic phases structured the aquifers. Porosity measurements show very low values in the Urgonian limestones and high values in the upper Jurassic dolomites. These previous rocks were affected by diagenetic transformations and karstification phases resulting in the voids creation available for groundwater flow. Limestones from early Cretaceous have a low porosity and are intensely karstified and fractured, with many shallow karst features (sinkholes, caves, lapiaz...). During the Pyrenean-Provence compression, major thrust structures were created implicating the impervious basement, rising-up near the surface. Moreover, a syncline structure is identified at depth, under the Dardennes springs. In 3D, this implies an important groundwater reserve located at depth. A rainfall-discharge model was applied with three years of daily discharge data. This work also aimed at improving the KarstMod modeling platform. The model proposed includes three reservoirs: Epikarst, Matrix and Conduit. A hydrograph separation of springs discharge was carried out at annual and floods scales. It allows to separate the baseflow (from the Matrix reservoir) available for the drinking water supply and the quickflow (from the Conduit reservoir) generating flash floods. Depending on the year, the baseflow proportion varies between 27 and 61% of the total discharge, respectively for a rainy or a dry year. During flood in high-water periods, the quickflow proportion increases considerably to more than 90% of the total springs discharge. The analysis of the rainfall and karst hydraulic head relationship showed that the system has the capacity to store quick infiltration water when it has not been recharged previously. At annual scale, model results have been compared with the current groundwater management, showing a balanced current exploitation. In new perspective, it would be interesting to establish active management, combining a greater groundwater exploitation, floods mitigation and stream ecology respect.