HAL
open science

Contraindre la recharge, les modalités et structures d'écoulement en contexte carbonaté : Application aux ressources en eau des bassins versants de l'Huveaune et du karst de Port-Miou (Sud-Est de la France)

Thibaut Garin

To cite this version:

Thibaut Garin. Contraindre la recharge, les modalités et structures d'écoulement en contexte carbonaté : Application aux ressources en eau des bassins versants de l'Huveaune et du karst de Port-Miou (Sud-Est de la France). Sciences de la Terre. Aix Marseille Université (AMU), 2022. Français. NNT : 2022AIXM0516 . tel-04078228

HAL Id: tel-04078228

https://theses.hal.science/tel-04078228v1

Submitted on 22 Apr 2023

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.

NNT/NL : 2022AIXM0516/039ED251

THÈSE DE DOCTORAT

Soutenue à Aix-Marseille Université
le 15/12/2022

Thibaut Garin

Contraindre la recharge, les modalités et structures d'écoulement en contexte carbonaté :

Application aux ressources en eau des bassins versants de l'Huveaune et du karst de Port-Miou (Sud-Est de la France)

Discipline
Sciences de l'environnement

Spécialité
Géosciences

École doctorale
ED 251 – Sciences de l'environnement

Laboratoire/Partenaires de recherche
CEREGE
BRGM

Composition du jury

Valérie PLAGNES Sorbonne Université	Rapportrice, Présidente du jury
Patrick LACHASSAGNE Université de Montpellier	Rapporteur
Catherine BERTRAND Université de Franche-Comté	Examinatrice
Christine VALLET-COULOMB Aix-Marseille Université	Examinatrice
Julio GONCALVES Aix-Marseille Université	Directeur de thèse
Bruno ARFIB Aix-Marseille Université	Co-directeur de thèse
Bernard LADOUCHE BRGM, Université de Montpellier	Invité, co-encadrant
Benoit DEWANDEL BRGM, Université de Montpellier	Invité, co-encadrant
Julie JEANPERT AERMC, experte eau souterraine	Invitée

Résumé

La gestion de la ressource en eau souterraine dans un territoire nécessite d'identifier les masses d'eau souterraine et leurs modalités de recharge et d'écoulement. En domaine carbonaté karstique, la tâche est compliquée par la présence des zones transmissives qui favorisent le transfert rapide dans les différents compartiments du karst. À l'échelle d'un hydrosystème, les grandes structures géologiques (chevauchements, failles, faciès) et géomorphologiques ou karstologiques (vallées, poljés) impactent également les écoulements. Dans ce contexte, l'hydrogéochimie permet d'établir la signature des masses d'eau en fonction de l'origine de l'eau, des roches traversées et des activités humaines. Toutefois, en Basse-Provence calcaire, l'histoire géologique depuis l'Oligocène a permis le dépôt de sédiments continentaux et marins au sein des structures karstiques, susceptibles de perturber le signal chimique acquis par l'eau.

Dans cette thèse, il est proposé d'étudier l'hydrogéologie du bassin versant de la rivière Huveaune, en partie commun au bassin versant des sources sous-marines de Port-Miou (Cassis). Cette zone renferme une ressource en eau définie comme stratégique par l'Agence de l'Eau, à proximité de la métropole Marseillaise. L'approche choisie repose sur plusieurs méthodes d'investigations complémentaires sur des forages, des eaux de surface et des sources. En incluant des forages dans l'analyse, il est ainsi possible d'améliorer la distribution spatiale des points d'observation et d'échantillonnage de l'eau, et de réaliser des essais de pompage pour tester l'aquifère en complément de l'approche hydrogéochimique.

L'interprétation d'essai de pompage par la méthode des dérivées (ou diagnostic plot), couplée à la modélisation des écoulements à l'aide de solutions analytiques a mis en évidence le caractère non univoque de l'interprétation, améliorée par la prise en compte du contexte géologique. Les essais dans la plaine alluviale d'Aubagne mettent en valeur la forte transmissivité des paléochenaux, qui montre qu'en contexte carbonaté les remplissages des bassins d'effondrement et poljés peuvent constituer une ressource en eau souterraine locale en quantité mais potentiellement affectée par les activités agricoles.

L'analyse hydrogéochimique multi-traceurs s'est appuyée sur des prélèvements mensuels d'eau sur des sources karstiques, forages, rivières et canaux sur la période 2018 à 2021. Les ions majeurs ont été systématiquement analysés, et complétés par l'analyse de plusieurs isotopes : $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$; $^{87}Sr/^{86}Sr$; $\delta^{34}S_SO_4$, $\delta^{18}O_SO_4$. Les isotopes stables de l'eau ont permis d'établir une classification graphique de référence pour les masses d'eau régionales et de quantifier l'influence de l'irrigation sur la plaine alluviale. Le signal en isotopes du strontium de l'eau souterraine est influencé par la nature des remplissages karstiques et diffère de la signature théorique des réservoirs crétacés et jurassiques. L'approche multi-traceurs confirme l'origine marine de la salinité observée sur les sources de Port-Miou.

En complément, la signature en isotopes stables de l'eau de pluie a pu être suivie à l'aide de deux stations de collecte des précipitations à deux altitudes différentes, représentatives de la zone d'étude. Un modèle d'infiltration couplé à un bilan isotopique mensuel a mis en évidence l'appauvrissement en isotopes stables de la pluie efficace par rapport aux précipitations. Ce

signal se retrouve dans les eaux souterraines étudiées et permet ainsi d'expliquer les valeurs a priori anormales de ces eaux.

Dans le contexte de changement climatique, ces travaux pourront aider les acteurs locaux à gérer la ressource en eau souterraine de façon concertée et durable. La mise en place d'un suivi qualitatif et quantitatif de la ressource en eau souterraine est vivement encouragée.

Mots clés : Diagnostic de puits, traceurs naturels, intrusion saline, pluie efficace, isotopes stables de l'eau, karst, ressource en eau, Huveaune

Abstract

The management of groundwater resources in a territory requires the identification of groundwater bodies and their recharge and flow modalities. In karstic domain, the task is complicated by the presence of transmissive zones that favour rapid transfer in the different compartments of the karst. At the scale of a hydrosystem, the large geological structures (thrusts, faults, facies) and geomorphological or karstological structures (valleys, poljes) also impact the flows. In this context, hydrogeochemistry makes it possible to establish the signature of water bodies according to the origin of water, water-rocks interactions, and human activities. However, in Lower Provence, the geological history since the Oligocene has allowed the deposition of continental and marine sediments within the karstic structures, likely to disturb the chemical signal acquired by the water.

In this thesis it is proposed to study the hydrogeology of the Huveaune river watershed, partly common to the catchment area of the submarine springs of Port-Miou (Cassis). This area encloses a water resource defined as strategic by the Agence de l'Eau, near Marseille city and its surroundings. The chosen approach is based on several complementary investigation methods on boreholes, surface water and springs. By including boreholes in the analysis, it is thus possible to improve the spatial distribution of observation and water sampling points, and to carry out pumping tests to test the aquifer in addition to the hydrogeochemical approach.

The interpretation of pumping tests through the drawdown derivative (or diagnostic plot method), coupled with the flow modeling using analytical solutions has highlighted the non-univocal character of the interpretation, improved by including the geological context. The pumping tests in Aubagne alluvial plain's highlight the high transmissivity of the paleochannels, which shows that in a carbonate context, filling of collapsed basins and poljes can constitute a local groundwater resource in quantity but potentially affected by agricultural activities.

The multi-tracer hydrogeochemical analysis was based on monthly water samples from karstic springs, boreholes, rivers, and canals over the period 2018 to 2021. Major ions were systematically analysed, and supplemented with multiple isotope analysis: $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$; $^{87}Sr/^{86}Sr$; $\delta^{34}S_SO_4$, $\delta^{18}O_SO_4$. Water stable isotopes allowed the establishment of a baseline graphic classification for regional water bodies and quantification of the influence of irrigation on the alluvial plain. The strontium isotope signal of groundwater is influenced by the nature of karst filling and differs from the theoretical signature of Cretaceous and Jurassic reservoirs. The multi-tracer approach confirms the marine origin of the salinity observed in the Port-Miou springs.

In addition, the stable isotope signature of rainwater was monitored using two rainfall collection stations at two different altitudes, representative of the study area. An infiltration model coupled with a monthly isotope budget highlighted the stable isotope depletion of the effective rainfall compared to precipitation. This signal is found in the groundwater studied and thus helps explain the a priori abnormal values of this water.

In the context of climate change, this work will help local stakeholders to manage groundwater resources in a concerted and sustainable manner. The implementation of a qualitative and quantitative monitoring of the groundwater resource is strongly encouraged.

Keywords : Well diagnosis, naturals tracers, saline intrusion, effective rainfall, water stable isotopes, karst, water resources, Huveaune

Remerciements

Ce travail a reçu l'appui de nombreux financeurs et partenaires institutionnels :

- L'Agence de l'Eau Rhône Méditerranée Corse (correspondants Laurent Cadilhac, François Robéri et Joëlle Hervo)
- Le Conseil Départemental des Bouches-du-Rhône (correspondante Claudine Trezzy)
- Aix Marseille Provence Métropole (correspondante Nathalie Fremont)
- La Région Sud PACA (bourse doctorale 50%)
- Le Syndicat Mixte du Bassin Versant de l'Huveaune (correspondantes Estelle Fleury et Roxane Roy)
- BRGM (bourse doctorale 50%)

Plusieurs administrations, collectivités locales, bureaux d'études, entreprises et services de l'Etat nous ont permis l'accès aux points de prélèvements sur le terrain ainsi qu'à des données :

- Forages de Cuges-les-Pins et d'Aubagne : la SPL Eau des Collines (Mme Béatrice Marthos, Sébastien Guillet, Bruno Calen et Eric Durand), et l'équipe d'ANTEA Aubagne (Thibault Pellegrini, Anna Scheilsh et Nicolas Blanchoin)
- Forage de Coulin : Aix Marseille Provence Métropole (M J.Y. Guivarch, M. M. Keller) et la Société des Eaux de Marseille (M. Bonzon, M. L'Henry et les équipes techniques)
- Source de Saint Pons et forage du Vèze : le Conseil Départemental des Bouches-du-Rhône (M. L. Chevalier, M. E. Rigelo et M. P. Cornet), le SIBAM (M. X. Mottet, M. F. Arnaud, M. G. Colloc et M. Guérin), et l'équipe d'ANTEA Aubagne.
- Forages de Roquevaire : le SIBAM et ses équipes de terrain, l'équipe d'ANTEA, Yves Berthalon pour le bureau d'étude Géosynergies et la mairie de Roquevaire.
- Source des Camoins : MM. Pietri (gérant)
- Le SMBVH, et en particulier Roxane Roy, pour les données SIG et les données Qualité réalisées par le syndicat
- Le directeur de la carrière Bronzo, M. Pierre-Yves Beaulieu
- L'ONF, M. Ferraina et M. Dron, pour l'installation du pluviomètre collecteur sur le site de la maison forestière des Béguines au Plan d'Aups
- Thierry Darmuzey pour le PNR Sainte-Baume
- Les bureaux d'études CENOTE (J. Jouves et H. Camus) et HYDROFIS (P. Fénard) pour la mise à disposition de données SIG
- Météo-France
- L'ARS DT 13
- Laurent Vassalo et Carine Demelas du Laboratoire Chimie et Environnement (AMU) pour l'analyse chimique des échantillons d'eau
- Pierre Deschamps, Abel Guihou et Marion Defrance pour l'analyse des isotopes du strontium réalisée au CEREGE

Je remercie aussi Thierry Lamarque de l'association SpéléH2O pour son support dans l'organisation et la réalisation des campagnes de terrain, et les pauses repas/café passés ensemble et bien nécessaire à cette longue journée de terrain !

Je tiens à remercier le jury de cette thèse, en commençant par Mme Valérie Plagnes et M Patrick Lachassagne qui ont accepté d'être rapporteurs de mon travail, ainsi que Mme Christine Vallet-Coulomb et Mme Catherine Bertrand en tant qu'examinatrices. La soutenance de thèse a été un temps d'échange instructif et de discussions passionnantes, il me reste encore plein de chose à apprendre et maîtriser…

Un grand remerciement à mes quatre encadrants de thèse, Bruno Arfib, Bernard Ladouche, Julio Gonçalves et Benoit Dewandel, qui ont su m'accompagner, me soutenir et me guider dans ce travail. Vous avez su me partager votre expérience et vos compétences, malgré la distance et parfois la difficulté à trouver la bonne date pour se rencontrer. Bruno, un merci particulier pour toute ton aide, ton temps (les réunions qui durent plus longtemps que prévu, …) et finalement pour m'avoir convaincu de poursuivre après le master et suivi tout au long de ces 4 ans de thèse.

Je termine ces remerciements avec quelques mots plus personnels pour les personnes présentes autour de moi au quotidien ou à distance. Je peux commencer par les collègues de St-Charles : Paul toujours là (même quand il ne devrait pas…), Stan avec toujours une anecdote de week-end au point (bon courage à Pau et pour la fin de thèse !), Nazim (on a commencé ensemble, presque fini ensemble !), Hugo « digne successeur » de ma chaise de bureau, et parmi les chercheurs Sophie, François, Philippe, Juliette, … Parmi les « anciens » et ceux que j'ai pu croiser en début de thèse, un remerciement particulier pour Christophe, Thomas, Jean et j'en oublie probablement… Même si le labo semblait parfois un peu vide (le Covid n'a pas aidé…), les pause-café(s) à rallonge et discussions à propos de tout et de rien, parfois scientifiques tout de même, font de ce labo un lieu de travail au top ! Pour le site de l'Arbois, je pense surtout à Clément, heureusement que ton bureau m'était ouvert, ça m'a aidé plus d'une fois, mais je n'oublie bien sur pas les bières et apéros partagés à Marseille, avec Paul évidemment !

A mes amis/amies de longue date mais aussi ceux rencontrés au cours de mes vadrouilles diverses, merci à vous aussi de m'avoir accompagné de loin dans cette étape. Je pense en particulier à Marion, Juju et Marie, rencontrés en Master et jamais très loin finalement, et aussi Boris, David, Hugo, Yann, Létiss et la team Besançon (Pierre, Bérangère, Lisa, …).

Je ne peux que remercier ma famille, toujours là, prête à m'écouter sur les choses obscures des eaux souterraines, et même quand je réponds tardivement (un jour je ferais mieux, promis !)

Enfin, Irène, Merci ! Merci d'avoir été présente tout au long de cette thèse (et oui, 4 ans de thèse, 4 ans de vie commune, on ne pouvait pas faire mieux ?). Une nouvelle aventure nous attend, qui sera encore bien moins reposante que la thèse, mais pour laquelle je suis plus qu'impatient de la partager avec toi ! (« bisou coup de tête »)

« *Only in our dreams are we free.*
The rest of the time we need wages »
Terry Pratchett

Table des matières

Résumé.....

Abstract.....

Remerciements.....

Table des matières.....

Introduction..... *1*

I. Partie I – Enjeux et méthodes d'étude des bassins versants de l'Huveaune et des sources de Port-Miou *5*

I.1 Enjeux pour la ressource en eau des bassins versants de l'Huveaune et des sources de Port-Miou **5**

I.1.1 Des masses d'eau classées ressources stratégiques ---------- 5

I.1.2 La définition des zones de sauvegarde du PNR de la Sainte-Baume ---------- 8

I.1.3 L'origine de l'eau potable ---------- 10

I.1.4 Les enjeux pour le partage et la préservation de la ressource ---------- 12

I.2 Les aquifères karstiques et aquifères fluviatiles associés **13**

I.2.1 Origine et fonctionnement des aquifères karstiques ---------- 13

I.2.1.1 Processus de karstification 14

I.2.1.2 Structure et organisation des systèmes karstiques épigènes 16

I.2.1.3 Spéléogénèse et motifs karstiques 18

I.2.2 Qualification de la recharge et processus en jeu en domaine karstique ---------- 20

I.2.3 Les aquifères alluviaux associés aux systèmes carbonatés karstiques ---------- 22

I.3 Les différentes méthodes d'étude des aquifères **25**

I.3.1 Caractérisation des structures d'écoulement par essais de pompages ---------- 27

I.3.2 Traceurs hydrogéochimiques naturels pour qualifier les masses d'eau et les modalités d'écoulement au sein d'un hydrosystème ---------- 31

I.3.2.1 Outils d'interprétation des données géochimiques 33

I.3.2.2 Outils statistiques – Analyse par Composante Principale (ACP) 35

I.3.2.3 Géochimie des mélanges à deux composantes 36

I.3.2.4 Processus géochimiques mis en évidence en hydrogéologie 38

I.3.2.5 Isotopes stables de l'eau 39

I.3.2.6 Isotopes du strontium 45

I.3.2.7 Isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates 50

II. Partie II – Contexte géographique, hydrogéologique et sites de mesures *53*

II.1 Contexte géographique et hydro-climatique **53**

II.1.1 Situation géographique des bassins versants de la zone d'étude ---------- 53

II.1.2 L'Huveaune ---------- 57

II.1.3 Précipitations et données climatiques ---------- 62

II.1.3.1 Situation géographique 62

II.1.3.2 Variabilité des données climatiques depuis 2010 63

II.1.3.3 Conditions hydro-climatiques depuis janvier 2018 65

II.2 Contexte géologique **69**

II.2.1 Contexte structural ---------- 69

II.2.2 Histoire géodynamique ---------- 72
II.2.3 Stratigraphie ---------- 74
II.2.4 Histoire karstologique ---------- 77

II.3 Contexte hydrogéologique 80
II.3.1 Formations aquifères régionales ---------- 80
II.3.1.1 Trias 81
II.3.1.2 Jurassique 82
II.3.1.3 Crétacé inférieur 82
II.3.1.4 Crétacé supérieur 82
II.3.1.5 Formations oligocènes et quaternaires 82
II.3.2 Les exutoires des eaux souterraines régionales ---------- 83
II.3.2.1 Les sources autour de la Sainte-Baume alimentant l'Huveaune 83
II.3.2.2 Les exutoires drainant le massif de la Sainte-Baume à l'est, au sud et au nord du bassin versant de l'Huveaune 86
II.3.2.3 Les sources sous-marines de Cassis, exutoire régional des eaux souterraines 88
II.3.2.4 Les sources de Dardennes 91
II.3.3 Aquifères quaternaires ---------- 92
II.3.4 Les captages AEP sur le territoire ---------- 95

II.4 Sites de mesures, stratégies d'échantillonnage et protocoles analytiques 98
II.4.1 Sites de mesures ---------- 98
II.4.2 Stratégies et protocoles d'échantillonnages ---------- 102
II.4.2.1 Suivis chimiques et isotopiques des eaux souterraine et de surface 102
II.4.2.2 Suivis isotopiques des précipitations 106
II.4.2.3 Essais de pompages 108

III. Partie III – Apport des essais de pompage à la caractérisation des structures d'écoulement en contexte carbonaté 111

III.1 Introduction 111

III.2 Structure d'écoulement au sein d'un aquifère alluvial en domaine carbonaté 111

III.3 Structure d'écoulement au sein d'aquifère carbonaté fracturé et karstique 132
III.3.1 Cas d'un aquifère carbonaté fracturé – le Forage Puyricard ---------- 132
III.3.1.1 Contexte hydrogéologique 133
III.3.1.2 Résultats de l'essai de pompage et diagnostic de puits 135
III.3.1.3 Choix du modèle conceptuel et modélisation des écoulements 136
III.3.2 Cas d'étude d'un aquifère karstique à l'interface avec une nappe alluviale et une rivière – le forage F2017 de Roquevaire ---------- 138
III.3.2.1 Contexte hydrogéologique 139
III.3.2.2 Résultats de l'essai de pompage, diagnostic de puits et proposition d'un modèle conceptuel intégrant le contexte hydrogéologique 140

III.4 Éléments de discussion et conclusion 145

IV. Partie IV – Approche multi—traceurs pour caractériser les masses d'eau et les phénomènes de mélange au sein d'un hydrosystème complexe 149

IV.1 Introduction 149

IV.2 Stratégie d'échantillonnage 149

IV.3 Caractérisation des types d'eaux de la zone d'étude 152
IV.3.1 Informations apportées par les éléments majeurs ---------- 152
IV.3.2 Informations sur les éléments traces, les phytosanitaires et traceurs émergents ---------- 158

IV.3.3 Caractérisation du contexte isotopique (isotopes du soufre, du strontium et de l'eau) ---------- 158
IV.3.3.1 Les isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates 159
IV.3.3.2 les isotopes du strontium 160
IV.3.3.3 Les isotopes stables de l'eau 162
IV.3.4 Évaluation de l'influence anthropique sur les eaux souterraines - Approche qualitative sur les forages AEP ---------- 163

IV.4 Caractérisation de la signature géochimique des aquifères et des phénomènes de mélange 168
IV.4.1 Informations apportées par les ACP ---------- 168
IV.4.2 Informations apportées par les diagrammes binaires ---------- 172
IV.4.3 Définition des masses d'eau régionales ---------- 176
IV.4.4 Les réservoirs calcaires et dolomitiques du massif de la Sainte-Baume ---------- 176
IV.4.4.1 Les outils géochimiques pour caractériser les masses d'eau du massif de la Sainte-Baume 177
IV.4.4.2 Influence des remplissages sédimentaires sur le rapport isotopique du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) 183
IV.4.4.3 Les géothermomètres pour identifier la profondeur de circulation de l'eau 185
IV.4.4.4 Synthèse 188
IV.4.5 Les eaux sulfatées de la plaine d'Aubagne et de la vallée de l'Huveaune ---------- 189
IV.4.5.1 Les outils géochimiques pour caractériser les masses d'eaux à faciès sulfaté 189
IV.4.5.2 Quantification de l'apport d'eau d'irrigation par les isotopes stables sur la plaine d'Aubagne 196
IV.4.5.3 Synthèse 198
IV.4.6 Les mélanges de masses d'eau souterraines entre le massif de la Sainte-Baume, Unité du Beausset – Calanques et plaine alluviale d'Aubagne ---------- 198
IV.4.6.1 Approche multi-traceurs pour qualifier la signature géochimique des forages Bronzo, Coulin et Puyricard 200
IV.4.6.2 Quantification des mélanges de masses d'eau identifiés au droit des forages Bronzo et Coulin 206

IV.5 Les phénomènes d'intrusion saline en domaine carbonaté méditerranéen : la source saumâtre de Port-Miou 210
IV.5.1 Quantification de la part d'eau marine de la source de Port-Miou à partir de la conductivité électrique ---------- 210
IV.5.2 Identification de l'origine de la salinité et des pôles d'eau douce alimentant la source de Port-Miou ---------- 211
IV.5.3 Évaluation du caractère conservatif des traceurs du mélange de masse d'eau à la source de Port-Miou ---------- 215
IV.5.4 Synthèse ---------- 218

IV.6 Synthèse du fonctionnement hydrogéologique régional 219

V. Partie V – Caractérisation de la signature isotopique de la pluie efficace – implications pour l'identification des zones de recharges des eaux souterraines 221

V.1 Introduction 221

V.2 Données disponibles 223

V.3 Évaluation des modèles de bilans climatiques et calcul de la pluie efficace 226
V.3.1 Approche méthodologique ---------- 228
V.3.2 Modèles hydrologiques appliqués pour le calcul de la pluie efficace ---------- 228
V.3.3 Calculs de la pluie efficace à partir des quatre modèles hydrologiques ---------- 230

V.3.4 Applicabilité des calculs de pluie efficace des stations MF pour le calcul de la pluie efficace aux stations de collecte de l'Université AMU ---------- 233
V.3.4.1 Établissement de la relation entre les stations MF et AMU 233
V.3.4.2 Relation entre pluies efficaces périodiques et conditions hydrologiques 235

V.4 Caractérisation de la signature isotopique des précipitations 240
V.4.1 Description des données périodiques ---------- 240
V.4.2 Définition des droites météoriques locales ---------- 242
V.4.3 Évaluation de l'effet de saisonnalité ---------- 247
V.4.4 Calcul de la signature isotopique pondérée selon les conditions hydrologiques ---------- 249
V.4.5 Calcul du gradient altitudinal ---------- 250

V.5 Qualification de la signature isotopique de la pluie efficace et implication pour la définition des zones d'alimentation des eaux souterraines 253
V.5.1 Schéma conceptuel et hypothèses de modèle d'infiltration ---------- 253
V.5.2 Signature isotopique de la pluie efficace selon la RUmax et les périodes de pondérations ------ 255
V.5.3 Intégration de la signature isotopique de la pluie efficace pour contraindre le signal d'entrée des eaux souterraines ---------- 260
V.5.4 Évaluation de la signature isotopique de la recharge et détermination de l'altitude des zones d'alimentation des eaux souterraines ---------- 264
V.5.4.1 L'exemple de la source du Gapeau 265
V.5.4.2 Détermination de l'altitude des zones d'alimentation des eaux souterraines des bassins versants de l'Huveaune et de Port-Miou 267
V.5.5 Discussion ---------- 268
V.5.5.1 Définition de l'aire d'alimentation des eaux souterraines 268
V.5.5.2 Processus de fractionnement isotopique et modification du signal isotopique des eaux souterraines 270
V.5.5.3 Fonctionnement hydrogéologique – rôle de la recharge et de l'organisation des écoulements au sein de la ZNS et de la ZS 271

VI. Apport pour la connaissance et la gestion de la ressource en eau sur le territoire 273

VI.1 Impact du changement climatique sur les modalités de recharge et la disponibilité en eau 273

VI.2 Un nouvel outil graphique de classification des eaux régionales utilisant les isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$) 275

VI.3 Existe-t-il une intrusion saline très en amont dans les terres ? 278

VI.4 Quelques observations nouvelles sur la profondeur de la karstification 280

Conclusion 281

Annexes.....283

Références bibliographiques 329

Liste de publications et participation aux conférences 355

Liste des figures 357

Liste des tableaux 367

INTRODUCTION

Dans le contexte de changement climatique actuel perturbant les systèmes hydrologiques (GIEC, 2014), la gestion de la ressource en eau est un enjeu majeur. Les aquifères carbonatés jouent un rôle important pour l'alimentation en eau potable (AEP) à l'échelle du bassin méditerranéen (Bakalowicz et Dörfliger, 2005), et en France où les roches carbonatées affleurent sur 35% du territoire français (Chen et al., 2017). À l'échelle du Bassin Rhône-Méditerranée Corse (RMC) l'AEP dépend à 77% des eaux souterraines (Comité de bassin Rhône Méditerranée, 2015). Les aquifères carbonatés karstiques jouent aussi un rôle à long terme pour la disponibilité en eau des zones méditerranéennes. Les aquifères karstiques sont des environnements complexes caractérisés par une forte hétérogénéité spatiale (Ford et Williams, 2007) dépendante de leurs histoires géodynamique et karstologique (Husson, 2013; Jouves, 2018). Ces aquifères sont particulièrement sensibles aux pressions anthropiques actuelles, généralement du fait d'une forte connectivité entre zone de recharge, zone d'infiltration et zone saturée (eau souterraine) (Minvielle, 2015; Perrin et al., 2003; Williams, 2008). En parallèle, les grands réservoirs carbonatés sont parfois accompagnés d'aquifères alluviaux, que ce soit dans les grandes plaines accompagnant les fleuves et rivières (Potot, 2011) ou au sein même des dépressions (géologiques ou karstiques) comme les poljés et les bassins subsidents (Andreo et al., 2015). La nécessité de préserver qualitativement et quantitativement ces ressources est donc évidente et nécessite des méthodes d'étude adaptées.

Ces travaux de thèse ont été menés dans le cadre du contrat de rivière Huveaune (2015-2018, 2019-2022), afin d'améliorer les connaissances sur la ressource en eau stratégique. Les masses d'eau souterraines Sainte-Baume, Beausset, Calanques, situées à l'est de la métropole marseillaise, ont ainsi été identifiées comme stratégiques par le SDAGE (Comité de bassin Rhône Méditerranée, 2015) car elles représentent une ressource à fort enjeu pour la satisfaction des besoins en eau potable, à proximité des zones de forte consommation. Elles sont caractérisées par de grands aquifères carbonatés du Trias au Crétacé (Fournillon 2012, Villeneuve et al. 2018). Elles sont également en lien avec la rivière Huveaune et les alluvions oligocènes et quaternaires. Ce bassin versant recoupe le bassin versant hydrogéologique des sources sous-marines de Port-Miou et Bestouan (Cassis) qui constituent l'exutoire régional des eaux souterraines de l'ouest de l'unité du Beausset, drainant une partie des massifs carbonatés alentours et du bassin détritique oligocène d'Aubagne-Marseille (Arfib et Charlier, 2016; Cavalera, 2007). Les écoulements souterrains sont naturellement influencés par la karstification et les structures géologiques régionales. En zone côtière méditerranéenne, la karstification profonde s'est mise en place dès le Messinien (Audra et al., 2004; Jouves, 2018; Tassy, 2012) en lien avec les écoulements d'eau souterraine. Ceux-ci restent encore actifs et sont impactés par l'intrusion saline formant des sources saumâtres côtières (Arfib et Mocochain, 2022; Fleury, 2013). En amont dans le bassin versant, l'eau douce est accessible par des forages ou bien émerge au niveau de sources karstiques (Caillol et al., 1968a; Coulier, 1985; Fournillon, 2012a; Martin, 1991). L'histoire complexe de la géologie Provençale (Bourideys, 2020; Villeneuve et al., 2018) donne aujourd'hui un relief culminant à 1148 mètres d'altitude au sommet de la chaine de la Sainte-Baume, à une vingtaine de kilomètres de la mer Méditerranée. Le territoire d'étude est marqué d'une part par des chevauchements qui individualisent des unités géologiques, et d'autre part par des zones subsidentes (datant de l'Oligocène) qui redécoupent ces structures. L'eau souterraine circule dans ces aquifères complexes pour rejoindre des sources en pied de massif ou des exutoires régionaux en mer

(Coulier, 1985; Fournillon, 2012a). Dans ce contexte, différentes masses d'eau souterraines et de surface circulent et se mélangent.

Parmi les méthodes de l'hydrogéologie karstique (Dörfliger et al., 2010; Goldscheider et Drew, 2007), l'étude de la signature chimique et isotopique de l'eau est une méthode qui permet de remonter à l'origine de l'eau (par exemple en étudiant les isotopes de la pluie, variables en fonction de l'altitude et des événements pluvieux) et de tracer son parcours souterrain au sein des roches (chimie des ions majeurs, isotopes du strontium). Toutefois, la signature de l'eau est influencée par les mélanges entre masses d'eau (Grosbois et al., 2000; Négrel et al., 2003; Petelet-Giraud et al., 2018; Séraphin et al., 2016), par des perturbations anthropiques (Blavoux et al., 2014; Böhlke et Horan, 2000; Moncaster et al., 2000), ou par la signature des roches présentes dans les unités géologiques, le long des chevauchements ou dans les remplissages karstiques (Bailly-Comte et al., 2021a; Barbieri et al., 2005; Kanduč et al., 2014; Santoni et al., 2016). Toutes ces perturbations sont une source d'information, à condition de pouvoir les identifier correctement. L'application d'autres méthodes permet d'améliorer l'analyse offerte par les outils géochimiques. Parmi ces méthodes, lorsque des forages sont disponibles, l'interprétation d'essais de pompage en régime transitoire par la méthode des dérivées (Bourdet et al., 1989, 1983; Ferroud, 2018) est un outil complémentaire qui donne accès à des modèles conceptuels d'écoulement. Leur application en domaine carbonaté reste complexe, du fait de la forte hétérogénéité sédimentaire et structurale du milieu (Maréchal et al., 2014; Maréchal et al., 2008; Nassimi et Mohammadi, 2017). La multiplication des cas d'étude est ainsi un moyen d'avancer dans le développement de cette méthode.

L'objectif principal de cette thèse est de tester différentes méthodes d'étude basées sur la géochimie de l'eau et les essais de pompage en tenant compte des spécificités géologiques locales, afin de caractériser la géométrie des aquifères et les modalités d'écoulement de l'eau souterraine en domaine carbonaté. La démarche est appliquée sur les bassins versants de l'Huveaune et des sources de Port-Miou. Ce travail a permis de traiter six grandes questions :

- La structure et la géométrie des aquifères en contexte carbonaté (karstiques, fracturés et alluviaux) sont dépendantes de l'histoire sédimentologique, géodynamique et géomorphologique amenant leur mise en place (Bestani, 2015; Fournillon, 2012a; Husson, 2013; Jouves, 2018; Malavoi et Bravard, 2007; Slatt, 2013; Tassy, 2012). **Quelles informations peut-on tirer d'un essai de pompage sur un forage pour l'étude d'un aquifère ?** L'interprétation d'essais de pompage par la méthode des dérivées (ou diagnostic plot), couplée à la modélisation des écoulements à l'aide de solutions analytiques a pour but d'identifier l'hétérogénéité de la géométrie de trois aquifères investigués.
- Les travaux précédents ont caractérisé chimiquement, et parfois à l'aide d'outils isotopiques, les eaux souterraines drainant les aquifères carbonatés du massif de la Sainte-Baume et de l'Unité du Beausset (Baudement, 2018; Fournillon, 2012a; Vernet et Vernet, 1980). Cependant, des incertitudes restent à lever sur les échanges entre masses d'eau, notamment sur le rôle de la plaine d'Aubagne dans les écoulements souterrains à l'échelle régionale. **Comment une approche multi-traceurs permet-elle de caractériser les masses d'eau, leurs modalités d'écoulements et de mélanges et donc d'évaluer la variabilité spatiale et temporelle du signal géochimique ?** Pour ce faire, les signatures géochimiques (ions majeurs, $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$; $\delta^{34}S_{SO4}$, $\delta^{18}O_{SO4}$; $^{87}Sr/^{86}Sr$) des eaux souterraines ont été définies à l'aide

de prélèvements mensuels sur une période de 2 ans et sur 9 sources karstiques, 9 forages implantés majoritairement au contact entre Beausset/Calanques/Sainte-Baume, et quelques mesures sur l'Huveaune, la mer ou le canal d'irrigation de Marseille. **Comment l'utilisation des forages permet-elle de contraindre le fonctionnement d'un hydrosystème à travers les relations entre les différents compartiments définis à l'échelle du bassin versant ?**

- La problématique précédente ouvre aussi une réflexion sur l'utilisation des différents traceurs isotopiques. Ainsi, les isotopes du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) sont utilisés pour identifier la nature des aquifères, l'eau se mettant théoriquement en équilibre avec le signal de la roche (Burke et al., 1982; Cook et Herczeg, 2000; Dörfliger et al., 2010; Faure, 1986; Veizer, 1989). Les processus d'interaction eau-roche sont donc à l'origine de la signature isotopique de l'eau souterraine. La signature en isotopes du strontium est sensible à des phénomènes de mélange ou à des processus géochimiques (Dogramaci et Herczeg, 2002; El Meknassi et al., 2020; Kloppmann et al., 2011; McNutt, 2000; Nevers, 2022; Shand et al., 2007). **Comment l'histoire géodynamique et karstologique peut-elle impacter la signature des eaux souterraines en isotopes du strontium ?**
- La zone d'étude est caractérisée par des phénomènes d'intrusion saline identifiés au niveau de la source saumâtre de Port-Miou (Arfib et Charlier, 2016; Cavalera et al., 2010; Cockenpot, 2015; Fournillon, 2012a), présentant donc un risque pour la ressource en eau potable. **Quelle est l'origine de la salinité de l'eau de la source de Port-Miou ? quelle est l'origine de l'eau douce alimentant la source de Port-Miou ?** Une approche multi-traceurs reposant sur les ions majeurs et les outils isotopiques ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$; $\delta^{34}S_{SO4}$, $\delta^{18}S_{SO4}$; $^{87}Sr/^{86}Sr$) est donc proposée pour identifier et caractériser les masses d'eau régionales se mélangeant au niveau des sources de Port-Miou
- L'hétérogénéité verticale et horizontale des aquifères karstiques, et en particulier des compartiments supérieurs (épikarst, zone non-saturée), est l'objet de nombreuses études pour identifier les processus d'infiltration gouvernant la recharge des eaux souterraines (Aquilina et al., 2006; de Vries et Simmers, 2002; Minvielle, 2015; Ollivier, 2019; Williams, 2008). Les isotopes stables de la pluie sont couramment utilisés pour identifier l'origine et l'altitude de recharge des eaux souterraines, du fait du caractère conservatif de ce traceur naturel (Bicalho et al., 2017; Blavoux, 1995; Dansgaard, 1964; Prada et al., 2016; Sánchez et al., 2018; Sappa et al., 2018; Siegenthaler et Oeschger, 1980). L'utilisation des modèles d'infiltration couplés à des données isotopiques ($\delta^{18}O$) ont permis de valider ou d'infirmer, selon les cas d'étude, les processus d'infiltration dans le sol et l'épikarst (Baker et al., 2000; de Vries et Simmers, 2002; Genty et al., 2014; Koeniger et al., 2016; Scanlon et al., 2006). L'évaporation et l'évapotranspiration, ainsi que l'intensité des précipitations, influencent la quantité de pluie efficace qui recharge les aquifères (Hartmann et al., 2021; Poulain et al., 2018). Dans un système karstique méditerranéen, **le signal isotopique d'entrée de l'eau dans l'hydrosystème est-il proche ou éloigné du signal moyen des précipitations totales?** Pour ce faire, deux stations de collecte des précipitations ont permis de réaliser un suivi isotopique mensuel pendant 2 ans, à deux altitudes différentes représentatives du bassin versant de l'Huveaune et de la source de Port-Miou. Ces données sont confrontées aux mesures sur les eaux souterraines.

Pour répondre à ces problématiques, ce mémoire de thèse se divise ainsi en six parties, en plus de cette introduction et d'une conclusion générale :

- Partie I : elle développe en premier lieu les enjeux socio-économiques liés à la gestion de la ressource en eau régionale. Il est ensuite rappelé les éléments clés de connaissance sur les aquifères karstiques et les aquifères alluviaux qui y sont associés. Les méthodes d'études appliquées dans ces travaux de thèse sont ensuite décrites pour mettre en avant l'intérêt de l'approche pluridisciplinaire.

- Partie II : les contextes climatique, géologique et hydrogéologique du cas d'étude sont développés. Cette partie se termine par la présentation des sites de mesures et des stratégies d'échantillonnages associées aux essais de pompages et aux outils géochimiques.

- Partie III : elle cible spécifiquement les résultats obtenus par l'interprétation des essais de pompages par la méthode des dérivées (« diagnostic plot method » , Bourdet et al., 1989, 1983) et des outils de modélisation pour contraindre la géométrie et l'hétérogénéité des aquifères investigués.

- Partie IV : la caractérisation des masses d'eau et les modalités d'écoulement au sein des aquifères et entre les compartiments aquifères sont développées à partir des données géochimiques. Cette partie repose fortement sur une approche multi-traceurs couplée au contexte géologique et karstologique.

- Partie V : cette partie s'intéresse à la définition du signal isotopique d'entrée de l'eau dans un hydrosystème karstique. La méthode testée couple un modèle de calcul de pluie efficace et de bilan en isotopes stables des précipitations ($\delta^{18}O$ - $\delta^{2}H$). Les résultats permettent d'expliquer la déviation du signal isotopique des eaux souterraines par rapport au signal local de la pluie, et l'impact sur l'estimation des altitudes moyennes des zones de recharges des eaux souterraines.

- Partie VI : cette partie est centrée sur l'apport de cette thèse pour la ressource en eau des bassins versants de l'Huveaune et des sources de Port-Miou, en commençant par une ouverture sur l'impact du changement climatique. D'un point de vue méthodologique, un outil de classification graphique, basé sur les isotopes stables de l'eau souterraine et de surface, est proposé afin d'identifier les masses d'eau et l'origine de la recharge. Un point est soulevé sur le risque d'intrusion saline pour l'alimentation en eau potable, et des éléments d'observations sont proposés sur la profondeur de la karstification en Basse-Provence.

I. Partie I – Enjeux et méthodes d'étude des bassins versants de l'Huveaune et des sources de Port-Miou

Ce chapitre va d'abord revenir sur les enjeux de ce travail associés à la gestion de la ressource en eau sur les bassins versants de l'Huveaune et de Port-Miou, notamment par la classification en tant que ressource en eau stratégique de plusieurs masses d'eau régionales. Ensuite, une synthèse bibliographique de l'origine et du fonctionnement des aquifères karstiques et alluviaux en domaine carbonaté est proposée pour justifier des méthodes appliquées au cours de ces travaux de thèse qui se concentrent sur les essais de pompages et les outils géochimiques.

I.1 Enjeux pour la ressource en eau des bassins versants de l'Huveaune et des sources de Port-Miou

I.1.1 Des masses d'eau classées ressources stratégiques

Cette thèse s'intègre dans une démarche territoriale pour améliorer la connaissance sur les ressources en eau locale, sur le bassin versant de la rivière Huveaune et sur le bassin versant hydrogéologique des sources de Port-Miou. Ce territoire inclut six masses d'eau du schéma directeur d'aménagement et de gestion des eaux (SDAGE), ainsi délimitées depuis le SDAGE 2014 et conservées dans le SDAGE 2022-2027 (FRDG107, FRDG167, FRDG168, FRDG369, FRDG215 et FRDG210 ; Figure I.1).

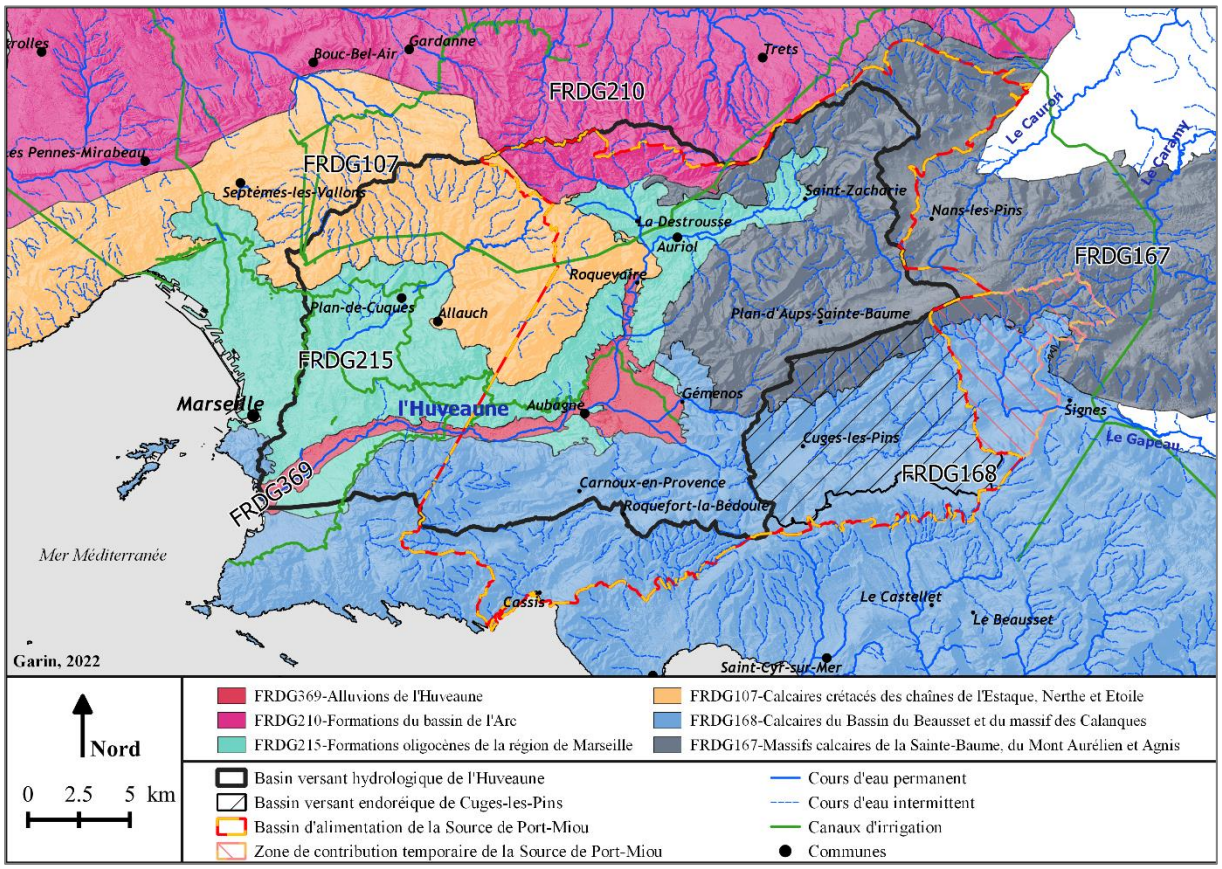


Figure I.1 : Masses d'eau définies par l'Agence de l'Eau RMC en 2014 dans le contexte du bassin versant de l'Huveaune.

Le SDAGE 2016-2021 a défini la ressource en eau souterraine des massifs carbonatés de la Sainte-Baume et du Beausset comme stratégique pour l'alimentation en eau potable (AEP). Cette classification signifie que la ressource en eau est de bonne qualité, en quantité et qu'elle présente un fort intérêt actuel ou futur pour répondre aux besoins en eau des populations à proximité (« *Les ressources stratégiques sont des secteurs spécifiques identifiés au sein de ces masses d'eau ou aquifères qui présentent un intérêt particulier à l'échelle départementale ou régionale pour l'alimentation en eau potable actuelle ou future. L'usage de ces ressources, pour la satisfaction des besoins en eau potable est reconnu comme prioritaire* » - Cadilhac et al., 2018). Un guide technique est aussi proposé depuis 2021 qui regroupe les éléments utiles pour la conduite des travaux et des actions nécessaires à la désignation et à la préservation des ressources stratégiques pour l'AEP (Fournier et al., 2021). La classification en tant que masse d'eau stratégique permet ainsi de mettre en place des actions pour gérer et préserver ces ressources.

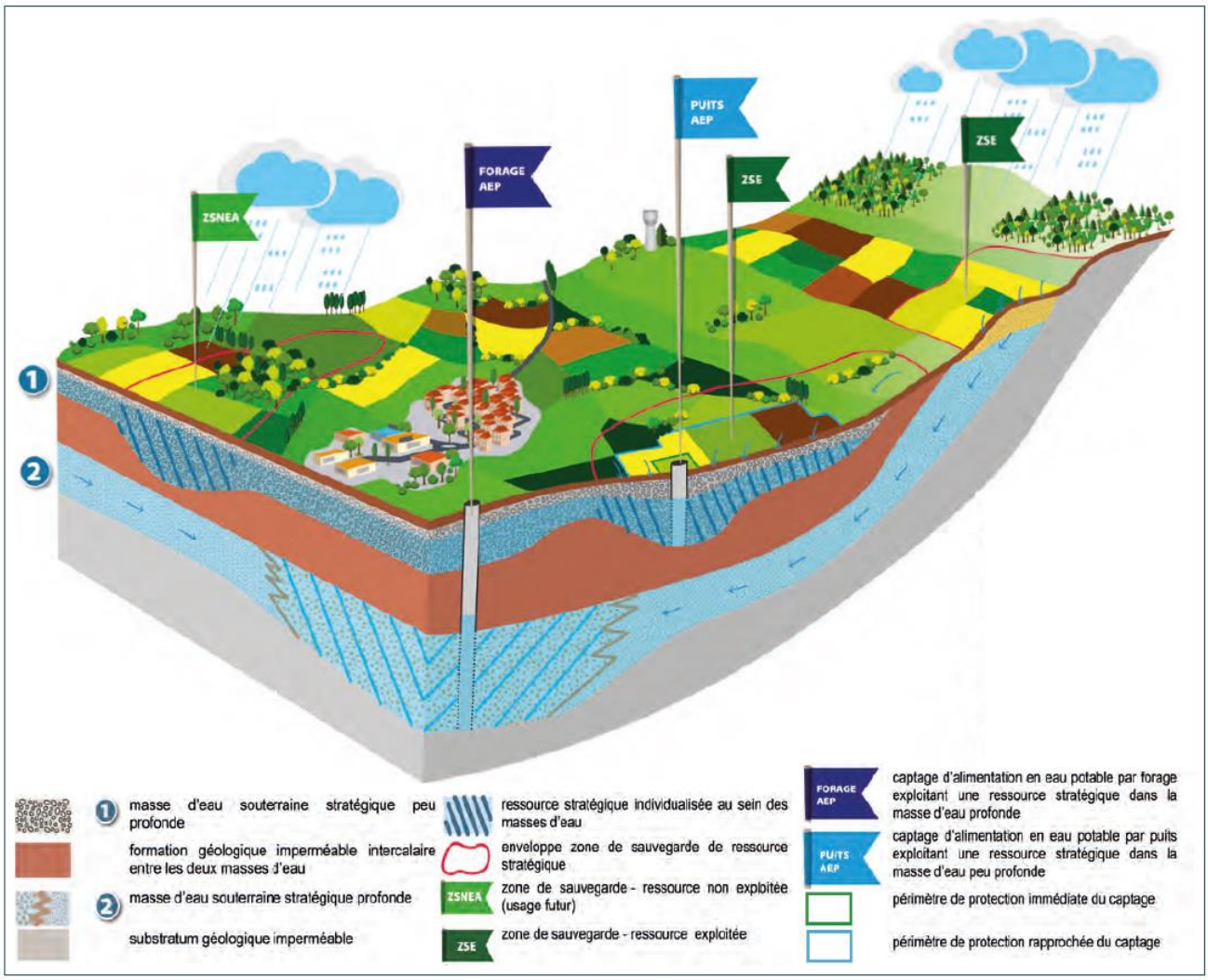


Figure I.2 : Notions de masse d'eau stratégique, ressource stratégique et zone de sauvegarde (Fournier et al, 2021)

La Figure I.2 représente schématiquement la notion de masse d'eau stratégique mettant en avant les masses d'eau peu profondes et profondes ainsi que les forages et puits exploitant ces différentes masses d'eau. De plus, le principe de zone de sauvegarde est introduit par le SDAGE 2016-2021 dont le but est de délimiter des zones de protection des ressources stratégiques en mettant en œuvre des

dispositions et actions spécifiques pour encadrer les activités et usages de l'eau. Deux types de ressources stratégiques sont identifiées par le SDAGE : i) celles d'ores et déjà fortement sollicitées (Zone de Sauvegarde Exploitée - ZSE), dont l'altération remettrait en question la pérennité de l'exploitation AEP dans le futur, notamment en cas d'une augmentation des populations à alimenter ; ii) celles peu ou pas sollicitées à ce stade mais à fortes potentialités (Zone de Sauvegarde Non Exploitée Actuellement - ZSNEA), préservées à ce jour du fait de leur faible vulnérabilité naturelle ou de l'absence de pression humaine : elles sont à conserver en l'état pour la satisfaction des besoins futurs à moyen et long terme. Le but de la définition des ressources stratégiques n'est pas de définir les modalités précises de préservation et gestion mais doit permettre de mener une réflexion des actions pertinentes à mener (Cadilhac et al., 2018). Les pressions anthropiques pouvant impacter les ressources stratégiques pour l'alimentation en eau potable sont synthétisées dans le guide méthodologique de l'AERMC (Fournier et al., 2021). Ces pressions se classent suivant deux effets principaux : un impact qualitatif par l'apport de molécules polluantes (pesticides, intrants agricoles, métaux, …), et un aspect quantitatif par l'augmentation des besoins en parallèle de la diminution de la recharge.

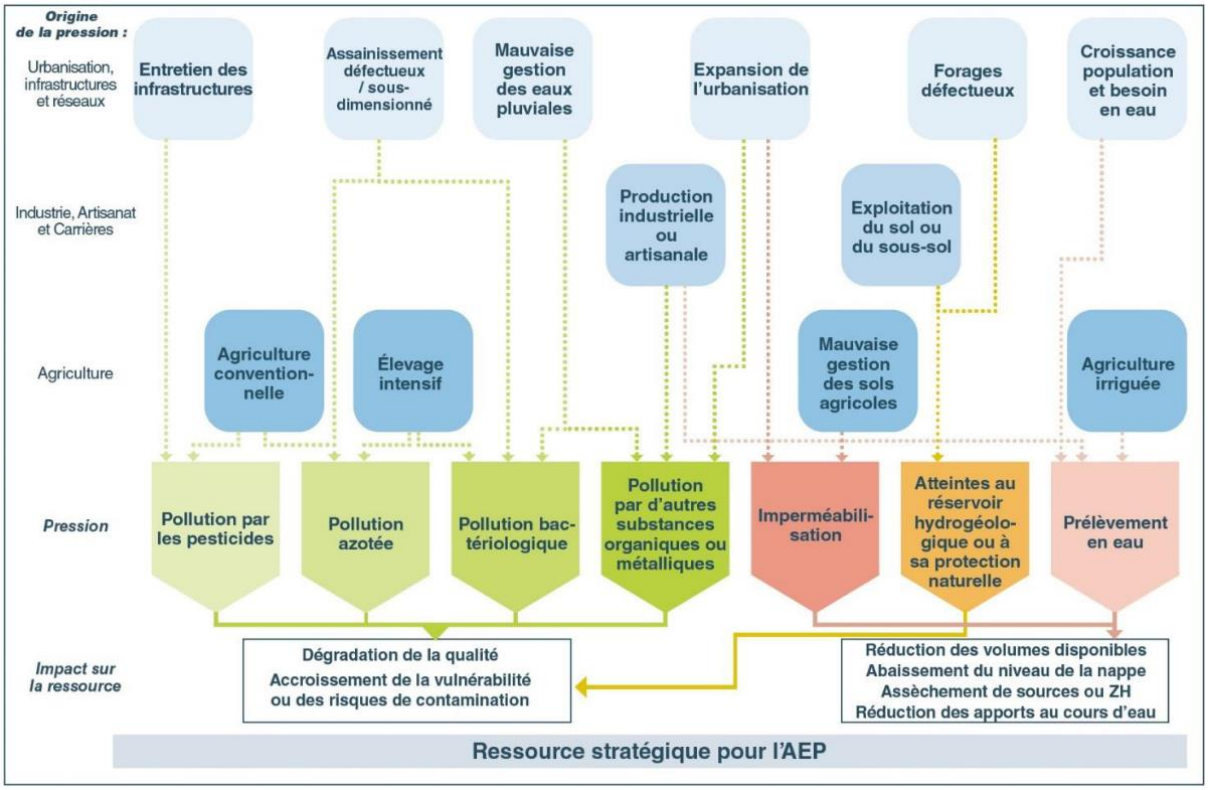


Figure I.3 : Schéma de synthèse des différents types de pression sur la ressource en eau exploitée pour l'AEP (Fournier et al., 2021)

Enfin, des outils sont déjà opérationnels pour mieux définir les ressources en eau sur le bassin versant de l'Huveaune tels que la mise en place du Contrat de Rivière Huveaune en 2015 (renouvelé en 2019) qui s'articule autour de 5 axes dont l'enjeu C portant sur l'étude de l'état des ressources en eau (SMBVH, 2015). Le schéma métropolitain pour l'alimentation en eau potable est également une démarche qui s'inscrit dans une gestion future de la ressource en eau (2019, métropole Aix-Marseille-Provence). Des actions sont aussi menées par les collectivités pour caractériser la ressource en eau sur leur territoire, notamment la Société Publique Locale « Eau des Collines » sur les forages de

secours d'Aubagne (Broyer et al., 2018; Schleich et Pellegrini, 2019a) ou l'étude sur les zones de sauvegarde des masses d'eau souterraine par le Parc Naturel Régional (PNR) de la Sainte-Baume (Fénard et Berti, 2021) ou par la SPL « Eau des Collines » (Pellegrini et Blanchoin, 2019).

I.1.2 La définition des zones de sauvegarde du PNR de la Sainte-Baume

Le PNR Sainte-Baume a commandé une étude des zones de sauvegardes sur son périmètre (Fénard et Berti, 2021), inclus dans la mesure 6 de la charte du PNR (« *Assurer une gestion cohérente, économe et concertée de la ressource en eau* »). Basée sur les grandes masses d'eau stratégiques définies par le SDAGE, et ciblant particulièrement les masses d'eau FRDG167 (Sainte-Baume) et FRDG168 (Beausset), l'étude sur les zones de sauvegardes répond à plusieurs objectifs généraux :

- Faire un état des connaissances et le compléter pour que les zones de sauvegardes soient intégrées dans les documents d'aménagements du territoire (SAGE, SCOT, PLU, …) dans le but de préserver ces ressources en eau. Cela permettra à moyen terme de développer une gouvernance partagée des masses d'eau souterraine du massif de la Sainte-Baume
- Renforcer le suivi qualitatif et quantitatif des masses d'eau stratégique
- Identifier les zones de protection à mettre en place pour la ressource en eau souterraine, en complément des périmètres de protection existants, du fait du caractère karstique des aquifères carbonatées régionaux,

Des objectifs opérationnels sont aussi proposés pour définir les ZSE et ZSNEA à l'échelle parcellaire, pour développer des outils d'aides à la décision en lien avec l'exploitation de la ressource et sa vulnérabilité, pour proposer une stratégie d'investigation et de surveillance de la ressource et enfin pour proposer une stratégie de veille et de protection.

Le rapport de phase 1 de l'étude des zones de sauvegardes sur le périmètre du PNR (Fénard, 2019) met en évidence quatre ZSE (Zone de Sauvegarde Exploitée, Figure I.4 – en bleu) et trois ZNSEA (Zone de Sauvegarde Non Exploitée Actuellement, Figure I.4 – en violet). La délimitation des zones reposent sur une analyse des unités hydrogéologiques et karstiques (Jouves, 2019), ainsi que sur l'exploitation actuelle et future des ressources en eau :

- ZSE du Plateau du Siou Blanc, système karstique qui correspond à la délimitation du bassin d'alimentation des sources de Dardennes, défini au cours du projet Dardennes (Baudement, 2018; Jouves, 2018)
- ZSE du massif d'Agnis qui est exploitée à travers plusieurs sources et forages. La contribution cumulée de ces captages pour l'alimentation en eau potable localement implique que le massif d'Agnis représente une ressource importante, la délimitation de la ZSE repose sur la définition d'une unité hydrogéologique drainée par plusieurs exutoires
- ZSE du massif de la Sainte-Baume qui correspond à un système karstique (Barrémien, séries du Jurassique Inférieur et synclinal crétacé à jurassique du Plan d'Aups) alimentant les sources et forages du vallon de St Pons ainsi que les séries barrémienne et jurassique inférieur du versant sud de la Sainte-Baume alimentant le forage de Puyricard à Cuges-les-Pins et le forage de Coulin à Gémenos. La complexité structurale et les connaissances actuelles ne permettent pas de définir précisément les bassins d'alimentation des différents forages et sources drainant ces formations karstiques

- ZSE du massif de la Lare qui correspond à une unité hydrogéologique incluant l'ensemble des formations jurassiques de ce massif, avec l'exploitation actuelle et future du forage de la Brise à Saint-Zacharie. Les connaissances ne permettent pas non plus de différencier les systèmes karstiques drainés à l'est et à l'ouest de ce massif (vallon des Encanaux, source des Nayes, …)
- ZSNEA du plateau de Mazaugues qui représente une ressource à fort potentiel pour l'AEP, de l'ordre de 7 Mm^3/an, comprenant tout le plateau ainsi que le système karstique alimentant le Cauron au nord-est.
- ZSNEA des monts d'Olympe et Aurélien avec un potentiel d'exploitation de l'ordre de 2 à 6 Mm3/an, dont la limite correspond à une unité hydrogéologique. Le fonctionnement hydrogéologique de cette zone est peu connu, il se caractérise par l'absence d'exutoire important drainant les systèmes karstiques
- ZSNEA du massif drainé par Port-Miou qui présente un potentiel d'exploitation de l'ordre de 6 à 12 Mm^3/an mais un risque à proximité de la côte du fait d'un biseau salé potentiellement important. La limite nord, au contact avec la ZSE de la Sainte-Baume, est proposée du fait d'une différence de niveau piézométrique importante entre ces deux zones, ainsi que la modification de la direction des écoulements suivant une orientation Nord-Sud au sein de la ZSE de la Sainte-Baume et devenant Est-Ouest. Elle est prolongée à l'est jusqu'aux formations jurassiques entre Riboux et Signes. Un paléo-karst semble indiquer un écoulement souterrain de l'est vers l'ouest au niveau du ruisseau du Latay (Jouves, 2018).

La Figure I.4 met aussi en avant la consommation et satisfaction des besoins en eau actuelle et à l'horizon 2050 par de nouveaux prélèvements et champs captants. La délimitation précise des ZSE, au 1/25 000, est disponible sur le rapport de phase 1 de l'étude des zones de sauvegarde avec le fond de carte topographique et l'occupation du sol (Fénard, 2019).

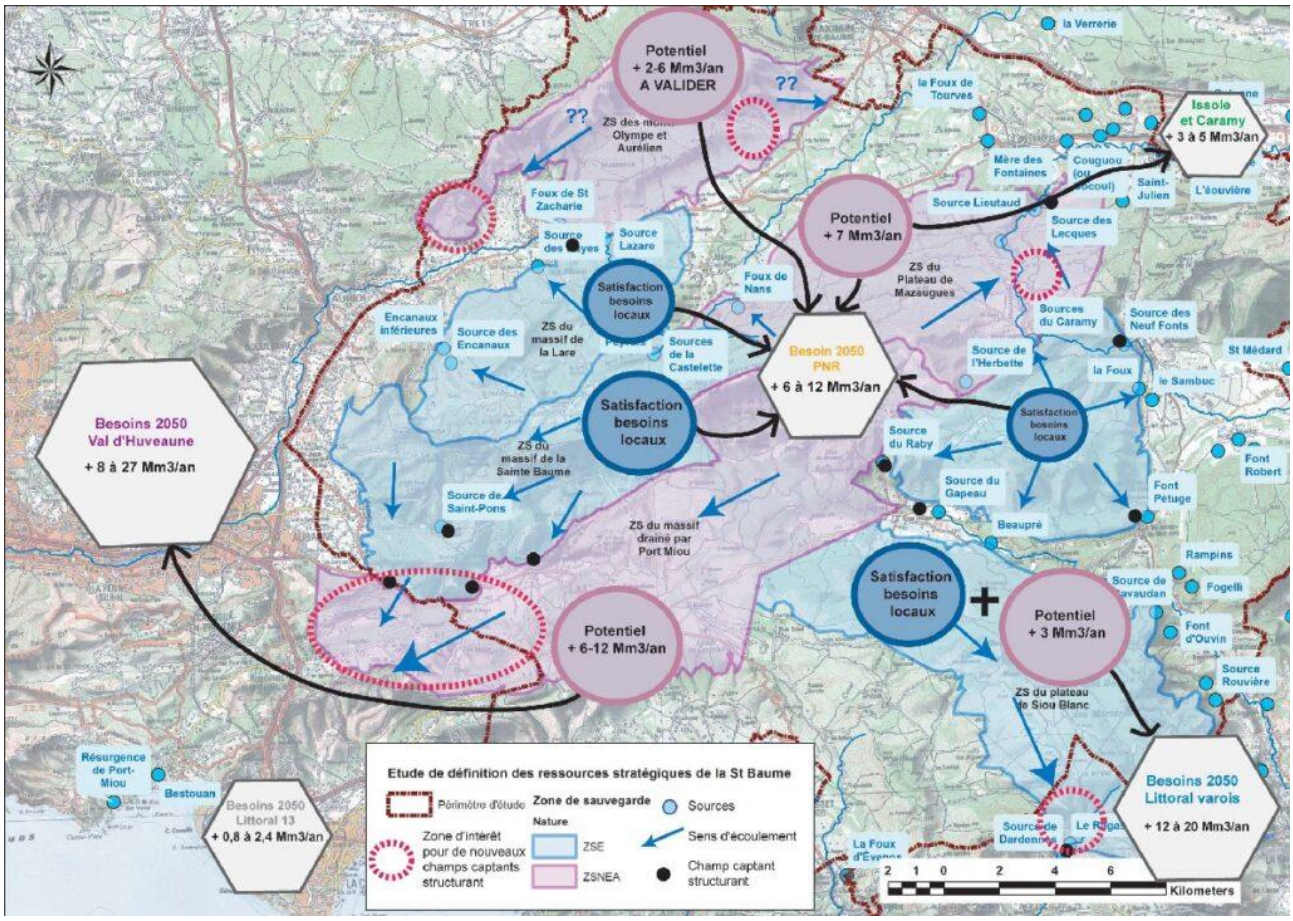


Figure I.4 : Stratégie globale d'exploitation des eaux souterraines et zones de sauvegarde (limites approximatives) (extrait de Fénard, 2019)

I.1.3 L'origine de l'eau potable

Pour terminer cette synthèse sur les enjeux, un dernier point concerne l'origine de l'eau potable sur la zone d'étude. L'émergence du Contrat de Rivière, porté par le Syndicat Mixte du Bassin Versant de l'Huveaune (SMBVH, devenu EPAGE HuCA en septembre 2022), propose un diagnostic quantitatif de la ressource en eau potable en 2011. Ainsi, le bassin versant de l'Huveaune est caractérisé par des besoins importants en eau avec notamment la présence de Marseille et son agglomération. Historiquement, la majorité de l'eau pour l'AEP, l'agriculture ou les industries est issue de la Durance et du Verdon à l'aide des canaux de Marseille et de Provence (trait vert – Figure I.1). La Figure I.5-A le met bien en évidence puisqu'environ 95% de l'AEP vient des canaux. En parallèle, la Figure I.5-B montre le faible volume d'eau souterraine prélevé localement, avec un volume total de 5,3 Mm^3 en 2011 (4,4% de l'AEP). À ces volumes s'ajoutent des prélèvements pour d'autres usages à hauteur de 1,8 Mm^3 pour l'industrie et environ 0,6 Mm^3 pour l'irrigation. La Figure I.6 indique l'origine de l'eau potable par communes à l'échelle du territoire du SMBVH. Localement, quelques communes sollicitent les nappes d'eau souterraine au niveau des aquifères karstiques en bordure du massif de la Sainte-Baume (Gémenos, Auriol, Saint-Zacharie, Roquevaire, Signes, Cuges-les-Pins, Nans-les-Pins) et ponctuellement sur l'aquifère alluvial de la plaine d'Aubagne à l'aide des forages de secours quand le canal de Marseille est en entretien. Les volumes captés au niveau des aquifères localement restent donc faibles et suffisent à répondre aux besoins communaux.

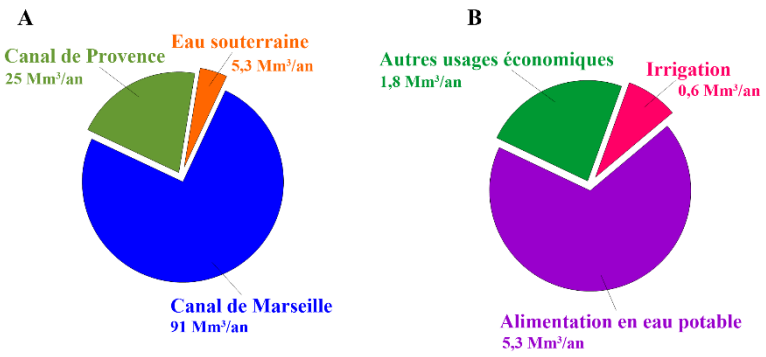


Figure I.5 : A – Origine de l'eau pour l'alimentation en eau potable sur le bassin versant de l'Huveaune ; B – Usage de l'eau souterraine prélevée sur le bassin versant de l'Huveaune. Données extraites du diagnostic quantitatif réalisé par le SMBVH, et issues du site de l'Agence de l'Eau RMC pour l'année 2011. Mm³ – millions de mètre cube

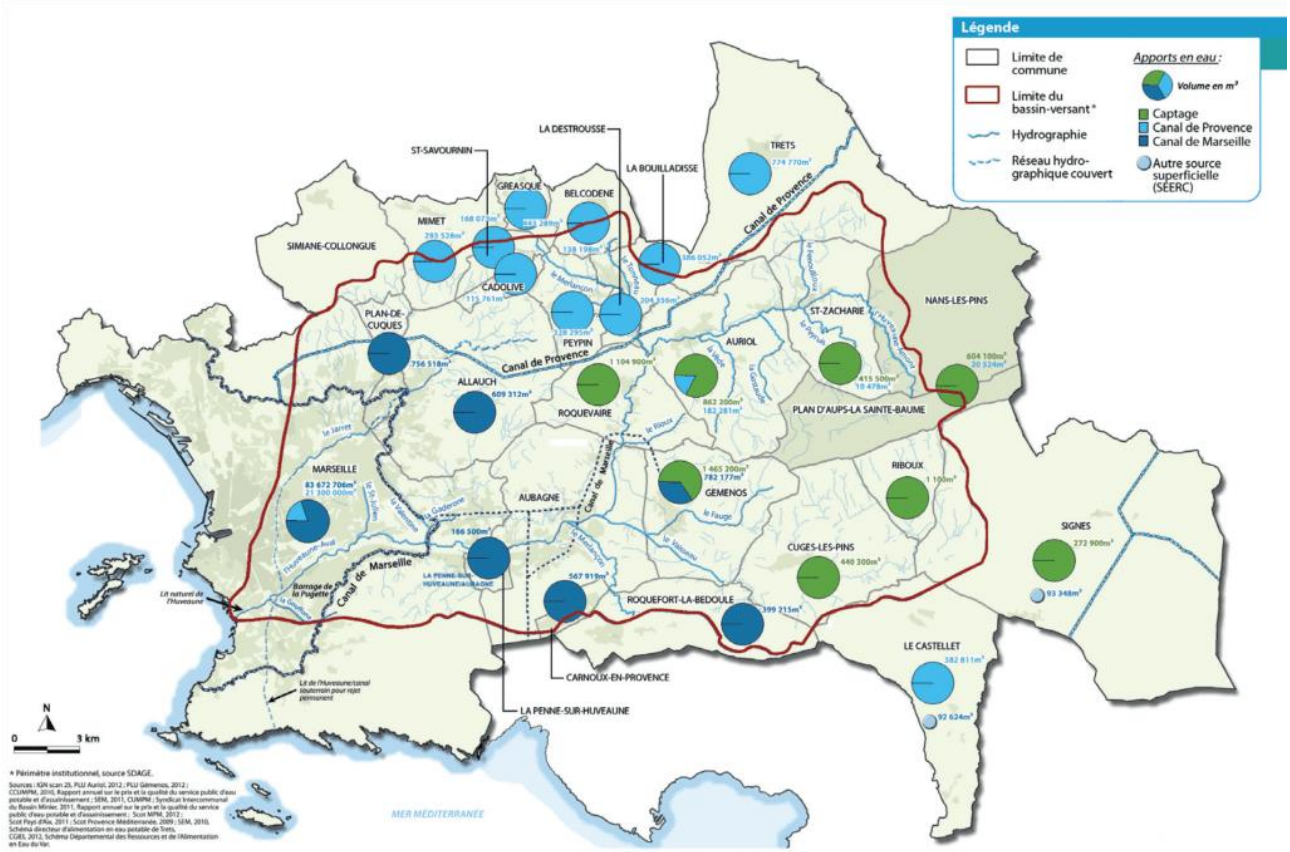


Figure I.6 : Origine de l'approvisionnement en eau potable sur le bassin versant de l'Huveaune en 2011 (SMBVH, 2015)

De même, plusieurs gestionnaires de l'eau sont actifs localement pour la gestion de l'eau potable, d'irrigation et industrielle (Société du Canal de Provence, Eaux de Marseille, Régie des Eaux et de l'assainissement du Bassin Minier et du Garlaban (SIBAM), SPL « Eau des Collines », ASA de modernisation des Irrigations d'Aubagne, …), ainsi que trois EPCI gouvernant cette gestion à l'échelle du territoire (Métropole Aix Marseille Provence, Communauté d'Agglomération Sud Sainte-Baume, Communauté d'Agglomération Provence Verte). A ces gestionnaires s'ajoutent le PNR de la Sainte-Baume qui va jouer un rôle à long terme pour la gestion concertée de la ressource en eau sur son périmètre, notamment à travers la mise en place des zones de sauvegardes.

I.1.4 Les enjeux pour le partage et la préservation de la ressource

Les effets futurs du changement climatique sur la ressource en eau souterraine vont se traduire par une diminution de la recharge de l'ordre de 10 à 25% à l'échelle de la Provence, et de l'ordre de -10 à 0% sur les Alpes du Sud et le Verdon (Caballero et al., 2016 - Figure I.7). Ces deux ensembles correspondent respectivement aux aquifères carbonatés karstiques provençaux et la ressource en eau en provenance de la Durance et du Verdon, via le Canal de Marseille et le Canal de Provence. Ce constat aura une implication forte avec une disponibilité de l'eau en provenance des canaux de moins en moins importante, en parallèle d'une augmentation prévisible des besoins en eau localement (Fénard, 2019).

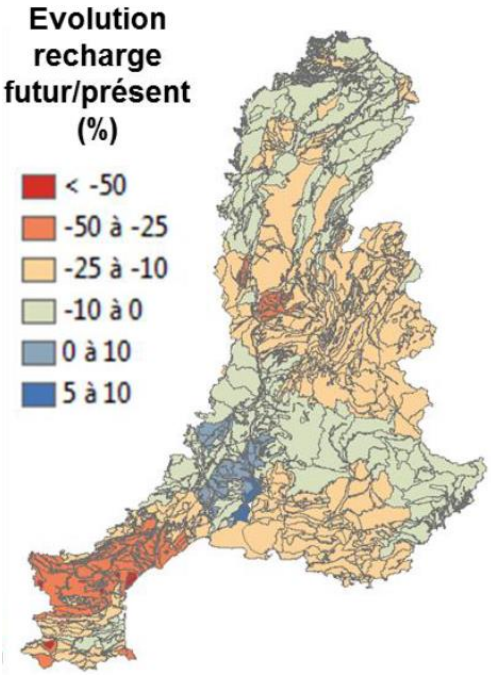


Figure I.7 : Carte de l'évolution de la recharge moyenne multi-modèles annuelle future en proportion de la recharge moyenne annuelle pour la période 2046-2065 (extrait de Caballero et al, 2016)

De même, l'alimentation en eau potable de la région marseillaise dépend en grande partie des canaux, ce qui représente une certaine dépendance des collectivités pour la gestion de l'eau. En parallèle de ces besoins, l'activité agricole reste présente sur le territoire du bassin versant de l'Huveaune où on retrouve le maraichage dans la plaine aubagnaise, la zone agricole protégée de Cuges-les-Pins et les exploitations notamment viticoles au niveau de la vallée de l'Huveaune. Ces activités consomment des volumes d'eau relativement faible face à l'AEP mais sont aussi fortement dépendantes de l'alimentation par les canaux de Marseille et de Provence. Les activités industrielles impliquent une consommation non négligeable mais restent inférieures au besoin pour l'AEP. En parallèle, l'artificialisation croissante des sols ajoute une contrainte en impactant le volume d'eau de recharge des eaux souterraines, mais aussi en accroissant les risques d'inondation au niveau de l'Huveaune. Il existe donc un enjeu quantitatif de la gestion de la ressource en eau souterraine sur le territoire avec une augmentation attendue des besoins en parallèle d'une diminution probable des apports extérieurs par les canaux.

Le bassin versant de l'Huveaune et le bassin d'alimentation des sources de Port-Miou sont caractérisés par des aquifères alluviaux dans les grandes dépressions et des aquifères karstiques au

niveau des grands massifs carbonatés. Le caractère karstique implique une forte vulnérabilité des eaux souterraines face à des pollutions diffuses mais aussi ponctuelles et concentrées (Bakalowicz, 2000; Dörfliger et al., 1999). De plus, l'acquisition de données qualitatives sur les eaux souterraines et sur la rivière Huveaune montrent l'impact des effets anthropiques sur la ressource. L'étude du BRGM sur la nappe superficielle de l'Huveaune à Aubagne (Gandolfi et Imbault, 2014) montre ainsi une contamination de la ressource en eau par des pesticides, des intrants agricoles (nitrates) et potentiellement l'effet de rejet de station d'épuration (potassium). Le suivi qualitatif de l'Huveaune menés par le syndicat de l'Huveaune entre 2015 et 2018 catégorise l'état qualitatif de la rivière selon plusieurs tronçons, avec à l'amont une rivière plutôt en bon état général, qui se dégrade vers l'aval du fait de l'augmentation de l'urbanisation et avec l'effet des zones industrielles. De plus, le régime hydrologique de l'Huveaune est marqué par une forte variabilité des débits au cours du temps (crue intense en hiver contre étiage voire assec en été). Un déséquilibre quantitatif, notamment en modifiant les relations nappes-rivières (artificialisation, augmentation des prélèvements d'eau souterraine) risque donc d'avoir un impact direct sur la qualité de l'eau superficielle. À l'enjeu quantitatif s'ajoute donc un enjeu qualitatif sur la rivière Huveaune mais aussi sur les eaux souterraines étant donné le caractère karstique des aquifères carbonatés.

Ces deux enjeux quantitatif et qualitatif sur la ressource en eau souterraine et de surface sont intégrés dans une réflexion entre les différents acteurs de la gestion de l'eau (Communes et collectivités, Métropole, Association d'irrigants, PNR, Syndicat de rivière, industriels, …), notamment à travers le contrat de rivière porté par le SMBVH et les études sur les zones de sauvegardes sur le territoire. Ce sont des actions majeures pour une gestion de l'eau souterraine maitrisée et concertée entre les différents acteurs et gestionnaires de l'eau.

Cette thèse de doctorat a pour objectif d'accompagner et d'aider à la réflexion des actions à mener à l'échelle du territoire (incluant bassin versant de l'Huveaune, bassin d'alimentation de Port-Miou, zone ouest du PNR) par l'apport de connaissances sur le fonctionnement hydrogéologique de la zone d'étude, à l'échelle du territoire et à l'échelle de sous-secteurs d'étude en identifiant finement les relations hydrogéologiques entre différents compartiments aquifères.

I.2 LES AQUIFÈRES KARSTIQUES ET AQUIFÈRES FLUVIATILES ASSOCIÉS

I.2.1 Origine et fonctionnement des aquifères karstiques

Le terme de « Karst » est décrit pour les 1er fois lors de l'investigation du karst dinarique entre la Slovénie et le nord de l'Italie par Jovan Cvijić (Cvijić, 1893), ou encore par les travaux de Édouard-Alfred Martel (Martel, 1921) en spéléologie. Décrit comme un paysage dominé par des formes de dissolution des roches carbonatées, le karst se caractérise par une morphologie de surface particulière faite de vallées sèches, dépressions fermées, dolines, lapiaz, … , avec un continuum en sub-surface caractérisé par des gouffres, grottes et rivières souterraines. Ces roches sont perméables et constituent ainsi un aquifère au fonctionnement hydrodynamique piloté par la présence des vides de tailles multiples. Les formations carbonatées représentent 21,6 % de la superficie du continent Européen (Figure I.8), en retenant que la plupart présente des formes de karstification sur des secteurs très densement peuplés (Chen et al., 2017).

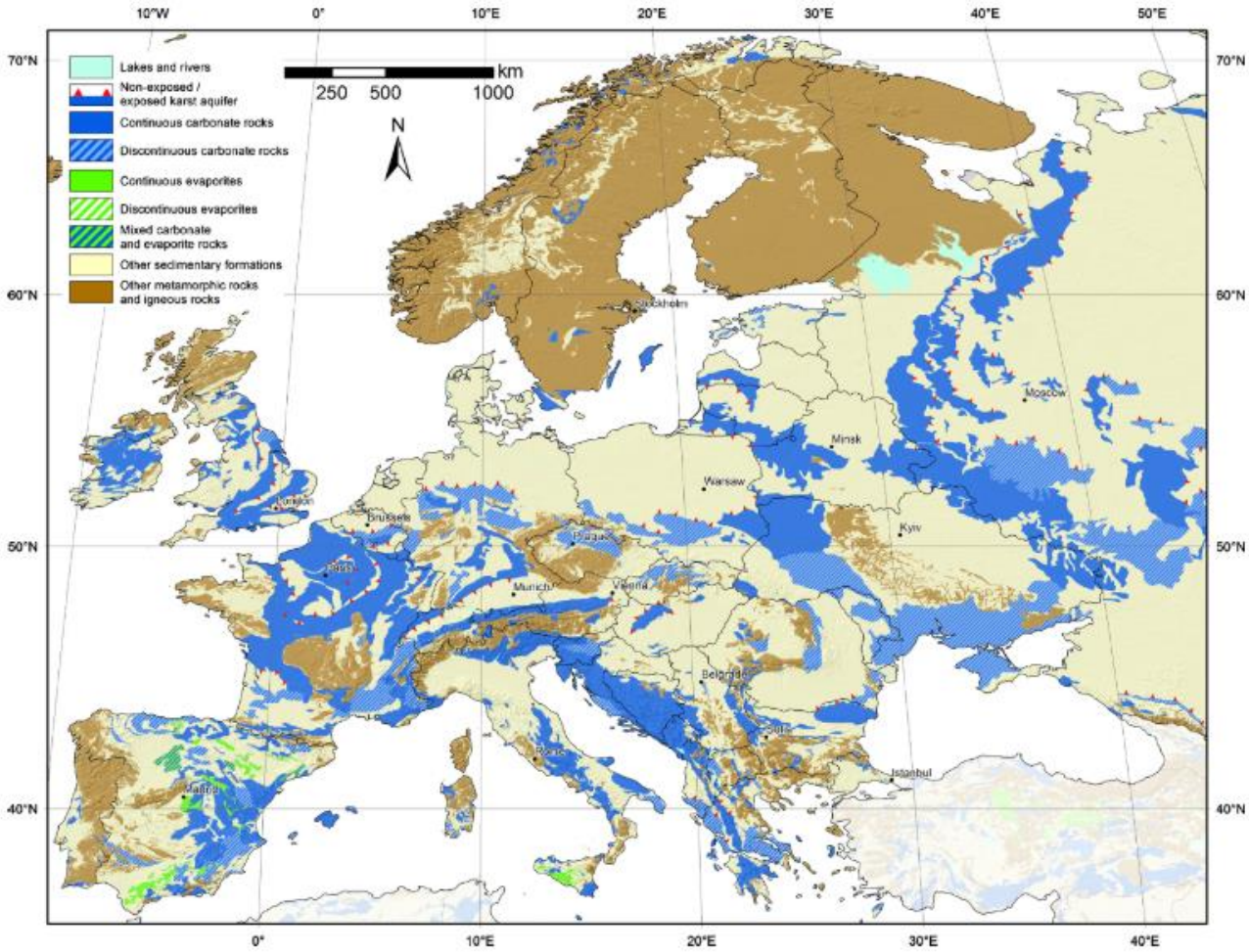


Figure I.8 : Carte des aquifères karstiques Européen (extrait de Chen et al. 2017)

« L'aquifère karstique est donc une roche réservoir qui présente des propriétés particulières et très contrastées d'écoulement et de stockage de l'eau souterraine, en lien avec la présence d'un réseau de vides en 3 dimensions plus ou moins connectés. La particularité de l'aquifère karstique réside dans l'existence de ces vides de tailles diverses, qui peuvent être vus comme un réseau de conduits karstiques très perméables insérés au sein d'une matrice rocheuse plus ou moins poreuse et micro-fracturée. On parle souvent d'un fonctionnement à deux composantes majeures : écoulements lents (au sein de la matrice carbonatée) et écoulements rapides (au sein des conduits karstiques) » (extrait du site web du SNO Karst - https://sokarst.org/grand-public-karst/). Ces aquifères sont d'une importance primordiale à l'échelle mondiale en représentant approximativement 20 à 25 % de la ressource pour l'eau potable (Ford et Williams, 2007) dans des secteurs densement peuplés. Ces aquifères jouent aussi un rôle important pour d'autres usages tels que l'agriculture et le fonctionnement des écosystèmes naturels (Bakalowicz, 2005). Les aquifères karstiques font aussi partie des plus vulnérables face aux contaminations venant de la surface, du fait d'une circulation de l'eau rapide depuis la surface vers les eaux souterraines à travers les vides karstiques.

I.2.1.1 Processus de karstification

Dans le contexte de cette thèse, les aquifères karstiques sont associés aux grandes formations carbonatées du massif de la Sainte-Baume et de l'Unité du Beausset. Le karst est une forme de

dissolution classiquement observées au sein des roches carbonatées, mais peut aussi se retrouver dans des formations silico-clastiques et volcaniques notamment, ces deux dernières ne seront pas décrites dans ce chapitre.

La karstification repose sur deux paramètres essentiels : i) les propriétés chimiques et structurelles des roches carbonatées ; et ii) la circulation de l'eau au contact des roches carbonatées entrainant une double érosion chimique et mécanique.

L'érosion chimique se traduit par une dissolution des minéraux carbonatés, qui est cependant très faible dans l'eau pure du fait de la faible solubilité des minéraux. Pour permettre la dissolution des principaux minéraux des roches carbonatées, de type calcite-$CaCO_3$, aragonite-$CaCO_3$, magnésite-$MgCO_3$ ou dolomite-$(CaMg(CO)_3)_2$, l'ajout de CO_2 est nécessaire pour que l'eau acquiert un pouvoir de dissolution suffisant. Ce CO_2 est d'origine biogénique (produit principalement dans le sol) ou obtenu par un dégazage d'origine profonde ou volcanique. L'eau chargée en CO_2 devient donc acide et est capable de dissoudre les roches selon l'équation générale (Bakalowicz, 1979):

$$CO_2 + H_2O + MeCO_3 \Leftrightarrow 2(HCO)_3^- + Me^{2+} \quad (1)$$

avec Me représentant un cation divalent Ca^{2+} ou Mg^{2+}.

Les formations carbonatées du Trias sont souvent accompagnées de dépôts évaporitiques tels que le gypse ($CaSO_4$, $2H_2O$) qui sont aussi solubles et peuvent être le siège de processus de karstification. L'origine du CO_2 dissout dans l'eau se traduit par des karsts épigènes lorsque l'agressivité de l'eau provient de l'atmosphère ou du sol, tandis que les karsts hypogènes résultent de la dissolution des roches par une eau chargée en CO_2 d'origine profonde.

Une érosion mécanique se fait en parallèle des processus de dissolution chimique grâce à un fort gradient hydraulique, ce qui entraine l'évacuation de minéraux solubilisés ainsi que les minéraux non solubles (argile, quartz, …) par le biais des discontinuités structurales et/ou sédimentaires découpant les formations carbonatées (failles, fissures, joints, vides karstiques, …) (Figure I.9-A). Ainsi, la karstification des roches carbonatées est permise par la circulation d'eau météorique ou par remontée de fluide hypogène. Une théorie récente propose un mode de karstification complémentaire, de type « Ghost-rock » (ou fantôme de roche - Dubois et al., 2014; Quinif et al., 2014) qui implique la dissolution et l'évacuation des minéraux solubilisés uniquement du fait d'un faible potentiel hydraulique tandis que les minéraux non solubles forment des altérites qui restent initialement en place dans le vide karstique. Par la suite l'augmentation du potentiel hydraulique peut évacuer les altérites (Figure I.9-B).

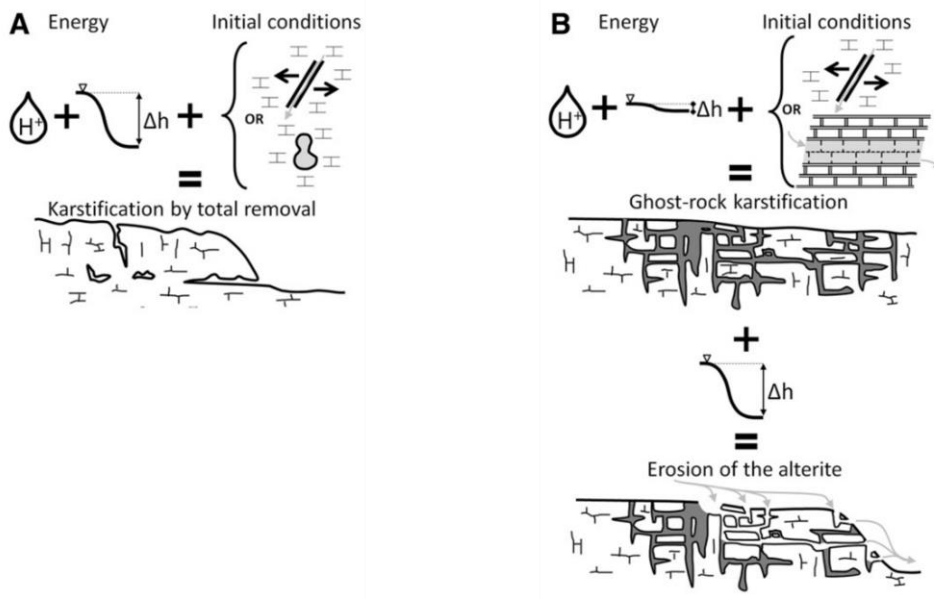


Figure I.9: A – « Karstification by total removal » - Karstification par l'action couplée du potentiel de dissolution d'une eau acidifiée à un potentiel hydraulique permettant l'évacuation des minéraux solubilisé et non-solubilisé. B – « Ghost-rock karstification » - karstification de fantôme de roche impliquant une dissolution et l'évacuation des minéraux par l'eau acidifiée et un faible potentiel hydraulique. Le fantôme de roche correspond aux minéraux non-solubilisés qui restent en place au niveau de karst. Ils peuvent être évacués du système si le gradient hydraulique augmente (extrait de Dubois et al., 2014)

I.2.1.2 Structure et organisation des systèmes karstiques épigènes

La structure des aquifères karstiques se distingue par plusieurs compartiments synthétisés ici :

- l'impluvium, qui selon sa nature, implique l'existence de karst unaire pour lequel la zone d'alimentation est composée de terrains karstifiables uniquement, et de karst binaire qui comprend des terrains non-karstiques sur sa zone d'alimentation. Les karsts binaires impliquent généralement un drainage des écoulements en direction de pertes, elles-mêmes se formant au contact entre les formations imperméables et les formations karstiques perméables, qui représentent un point de concentration des écoulements de surface (Figure I.10).

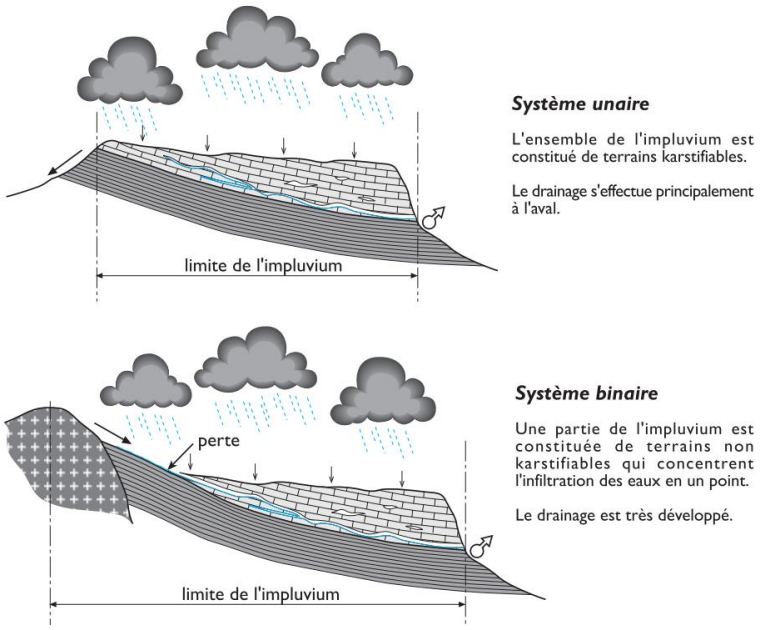


Figure I.10 : Les deux types d'alimentation des systèmes karstiques (Bakalowicz, 1999)

- l'épikarst est la partie superficielle du karst et de la zone non saturée. Il est le siège d'une karstification marquée par de nombreuses fissures élargies au cours du temps du fait d'une dynamique de dissolution importante. L'épikarst peut servir de stockage temporaire de l'eau au sein d'une nappe épikarstique mais c'est aussi une zone de transfert de l'eau de la recharge vers la zone saturée. Cette infiltration peut ainsi être rapide à travers les grandes discontinuités verticales (gouffres, puits, failles) ou lente à travers la matrice carbonatée. Le rôle de l'épikarst est détaillé dans la Partie I.2.2 dédiée au processus de recharge en aquifère karstique.
- La zone non saturée (ou zone d'infiltration ou zone vadose) joue le rôle de transfert de l'eau de l'épikarst vers la zone saturée. La circulation de l'eau peut être lente à travers des vides de petites tailles et la matrice carbonatée ou au contraire rapide par les conduits et fractures verticaux. La base de la zone non saturée correspond à la zone épinoyée (ou épiphréatique) qui correspond à la zone de battement de la nappe d'eau souterraine selon les conditions hydrologiques (variations saisonnières et évènementielles). Il peut y avoir une très forte différence de réactivité entre les conduits et la matrice.
- la zone saturée ou karst noyé correspond à la réserve en eau principale de l'aquifère karstique. Le karst noyé se développe autour d'un axe de drainage principal en direction de la source karstique, exutoire de l'aquifère. Le drain principal assure la fonction transmissive tandis que la matrice carbonatée, parfois assimilable à un milieu poreux, et les karsts mal connectés représentent la fonction capacitive de l'aquifère. L'exutoire est dépendant de la position du niveau de base, lui-même en lien avec des contraintes géomorphologiques, hydrologiques ou géologiques extérieures (vallées, rivières, mer, failles…).

Le niveau de base, défini comme le point le plus bas de l'aquifère karstique dans le paysage, joue un rôle particulièrement important dans l'organisation du système de drainage d'un aquifère karstique. Ainsi, la variation du niveau de base au cours du temps, du fait des variations eustatiques, de période de subsidence ou d'aggradation fluviatile, se traduit de différentes manières (Figure I.11) :

- la baisse du niveau de base implique une baisse du niveau piézométrique de l'aquifère. Cela se traduit par la réorganisation du réseau de drainage, avec la mise en place d'un drain principal en-dessous de l'existant, tandis que le réseau présent avant la baisse du niveau de base se retrouve dénoyé et perché (Figure I.11-2).
- la remontée du niveau de base entraine l'ennoiement des réseaux existants. Parmi ces structures karstiques, les drains principaux ont tendance à rester actifs tant qu'ils sont connectés à un exutoire mais une partie de la zone noyée peut être colmatée. La remontée du niveau de base n'implique pas une réorganisation complète du système karstique mais uniquement une adaptation de l'existant par rapport au nouvel exutoire. La remontée du niveau de base se traduit par la formation de sources de type vauclusienne, avec un écoulement souterrain en-dessous du niveau de base et de l'exutoire actuel (exemple de la Fontaine du Vaucluse, France) (Figure I.11-3).

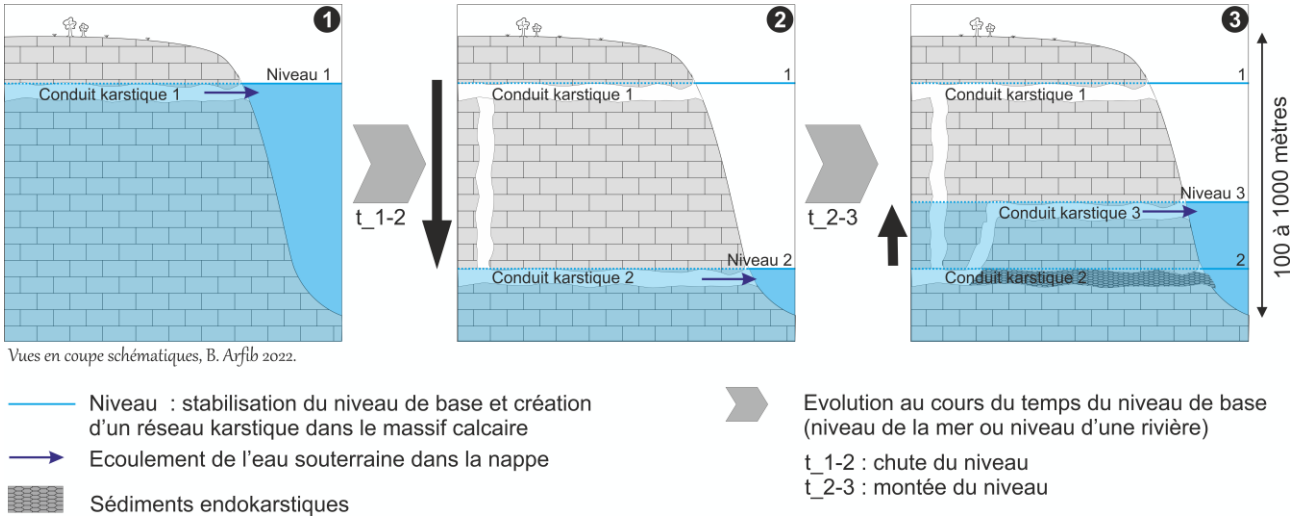


Figure I.11 : Schéma en coupe de la structuration et de l'évolution des vides karstiques selon la variation du niveau de base au cours du temps (modifié d'après Arfib, 2021)

En zone méditerranéenne, l'épisode géologique du Messinien (-5,7 à -5,2 Ma) correspond à un abaissement drastique du niveau de la Mer Méditerranée (de l'ordre de 1500 m) qui entraina en conséquence un enfoncement des systèmes karstiques. La remontée du niveau de l'eau au Pliocène a réorganisé les systèmes karstiques en aval, notamment par la création de puits-cheminée « *per ascensum* » (Mocochain et al., 2006). De nombreux systèmes karstiques méditerranéen sont issus de cet épisode (Audra et al., 2004). La source sous-marine de Port-Miou (SE France, Cassis) est un exemple d'exutoire d'un conduit karstique noyé qui a été plongé jusqu'à -230 m de profondeur sous le niveau de la mer actuel (Arfib et al., 2018).

I.2.1.3 Spéléogénèse et motifs karstiques

Jouves (Jouves, 2018), en reprenant les travaux de Palmer (Palmer, 1991) et Audra et Palmer (Audra et Palmer, 2013), a proposé une classification en quatre structures types des réseaux karstiques, basée sur des critères spéléogénétiques ainsi que des contraintes lithologiques, structurales et hydrogéologiques (type de recharge, karstification hypogène/épigène, …). La Figure I.12 représente ces quatre motifs karstiques et sont décrits par Jouves (Jouves, 2018) :

« (1) Vadose Branchwork (VB) : La zone vadose se caractérise par des motifs arborescents avec des ramifications semblables à des arbres. Les méandres et les canyons souterrains, aux écoulements gravitaires, convergent comme affluents. (2) Water Table Cave (WTC) : Au niveau de la surface piézométrique, les eaux souterraines suivent un gradient relativement faible pour rejoindre les sources situées dans les vallées environnantes. 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. Étant donné que les flux sont déjà hiérarchisés, les passages présentent des motifs arborescents allongés composés de tronçons phréatiques tubulaires comprenant peu de boucles. (3) Looping Cave (LC) : En cas de recharge irrégulière, en particulier pour des cavités alimentées par écoulements rapides, les passages noyés peuvent être incapables de transmettre tous les intrants et des chemins alternatifs de crue se mettent en placent en formant un système complexe de boucles dans la zone épinoyée (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 noyés tendent à être drainés par des soutirages. L'ancienne zone épiphréatique est susceptible d'être encore active en raison du développement de conduits karstiques juvéniles. (4) Angular Maze (AM) : Les labyrinthes angulaires sont formés au sein de roches fortement fracturées, soit par infiltration diffuse dans une couverture peu perméable par des alimentations hypogènes ».

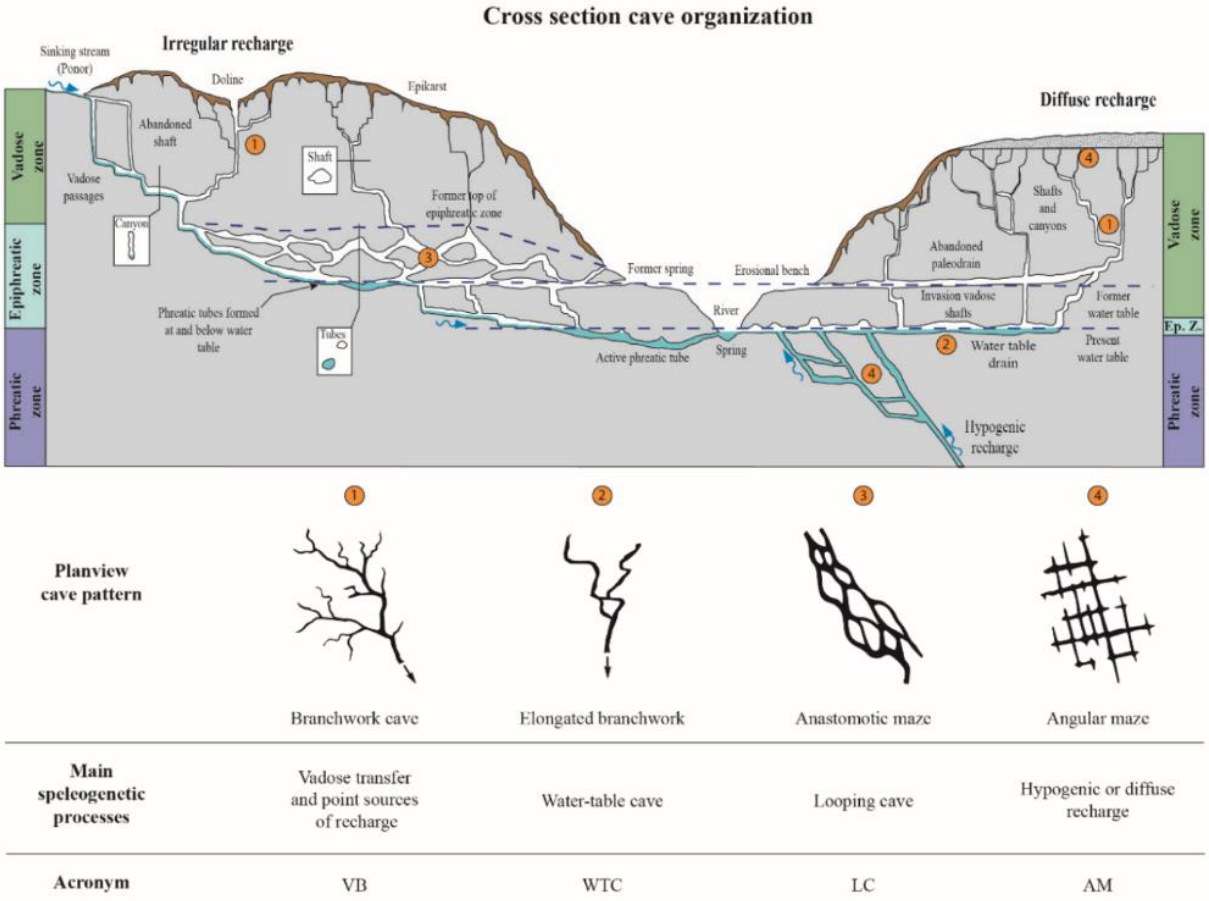


Figure I.12 : Coupe transversale idéalisée d'un système karstique avec zonation spatiale verticale du karst et vue en plan des motifs associés. La recharge peut être épigène, avec une infiltration diffuse ou concentrée, ou hypogène (Extrait de Jouves (2018) modifié d'après Palmer (1991) et Audra et Palmer (2013)).

I.2.2 Qualification de la recharge et processus en jeu en domaine karstique

Les aquifères karstiques présentent une spécificité par rapport aux aquifères alluviaux et de socle par l'existence de l'épikarst qui se place au sommet de la zone non-saturée (ZNS), avec la présence ou non de sol sus-jacent (Mangin, 1975). Williams (1983) met rapidement en évidence le caractère fortement hétérogène de l'épikarst, qui peut se comporter comme un réservoir de stockage (en tant qu'aquifère perché) mais aussi comme un milieu plus ou moins transmissif selon les hétérogénéités verticales et horizontales de chaque site d'étude. À la suite de ces travaux, de nombreux auteurs se sont intéressés au rôle de l'épikarst dans le contrôle du comportement hydrodynamique des aquifères karstiques (Aquilina et al., 2006; Klimchouk, 2004; Williams, 2008). Les caractéristiques géomorphologiques de l'épikarst induisent une forte hétérogénéité verticale de ce compartiment. En effet, Klimchouk (2004) montre bien l'évolution verticale de l'épikarst avec une première couche fortement altérée du fait de la présence de CO_2 biogénique puis un ensemble caractérisé par des axes de drainage verticaux (puits, conduits, …) qui concentrent l'infiltration de l'eau à travers la zone non-saturée (« vadose zone ») vers la zone saturée (« phreatic zone ») (Figure I.13).

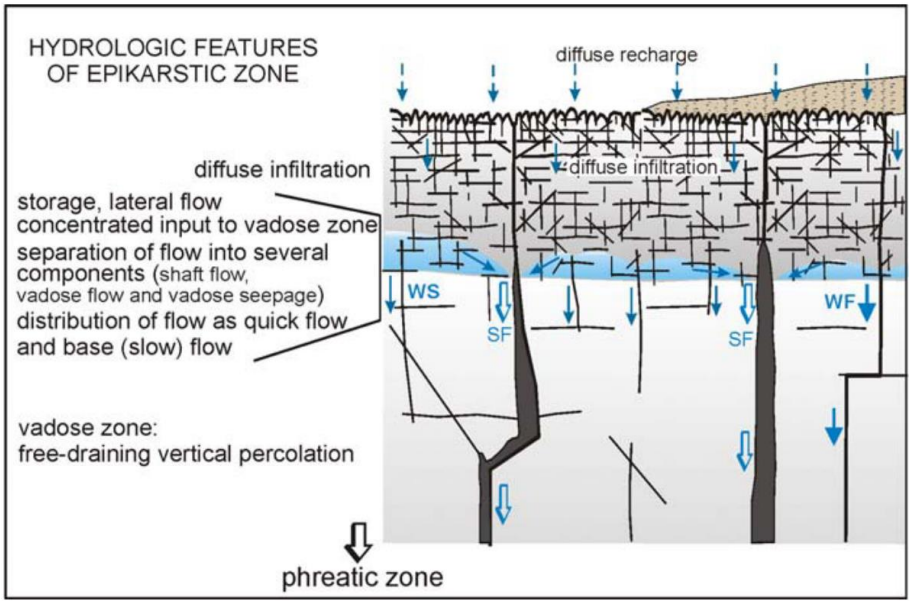


Figure I.13: Schéma illustrant les principaux éléments structuraux et hydrologiques de l'épikarst, et sa relation avec la zone non-saturée (ou zone vadose ou ZNS). SF= shaft flow - drainage vertical ; WS = vadose seepage - infiltration vers la ZNS (extrait de Klimchouk, 2004)

Le rôle de l'épikarst dans les processus d'infiltration est aussi la cible d'étude spécifique pour caractériser plus finement la dualité des écoulements des aquifères karstiques (Williams, 2008) : i) un écoulement diffus à travers la zone matricielle marquée par de fortes porosités secondaires en surface (entre 10 et 30%) qui se réduit vers la profondeur pour retrouver des valeurs de porosité inférieure à 2% correspondant aux valeurs de matrice carbonatée et ii) un écoulement préférentiel à travers les axes de drainage verticaux en liaison avec les zones d'infiltration préférentielle retrouvée en surface (dolines, pertes karstiques). Récemment les travaux de thèse de Chloé Ollivier (Ollivier, 2019) font un état de l'art de la définition de la recharge et des processus intervenant à l'échelle spatiale et temporelle pour sa modélisation. La Figure I.14 met en évidence le caractère hétérogène des écoulements au sein des aquifères karstiques et schématise les différents chemins d'infiltration

de l'eau de la surface vers la zone saturée en discernant bien les écoulements diffus et préférentiels et le rôle variable de transfert ou de stockage des différents compartiments verticaux.

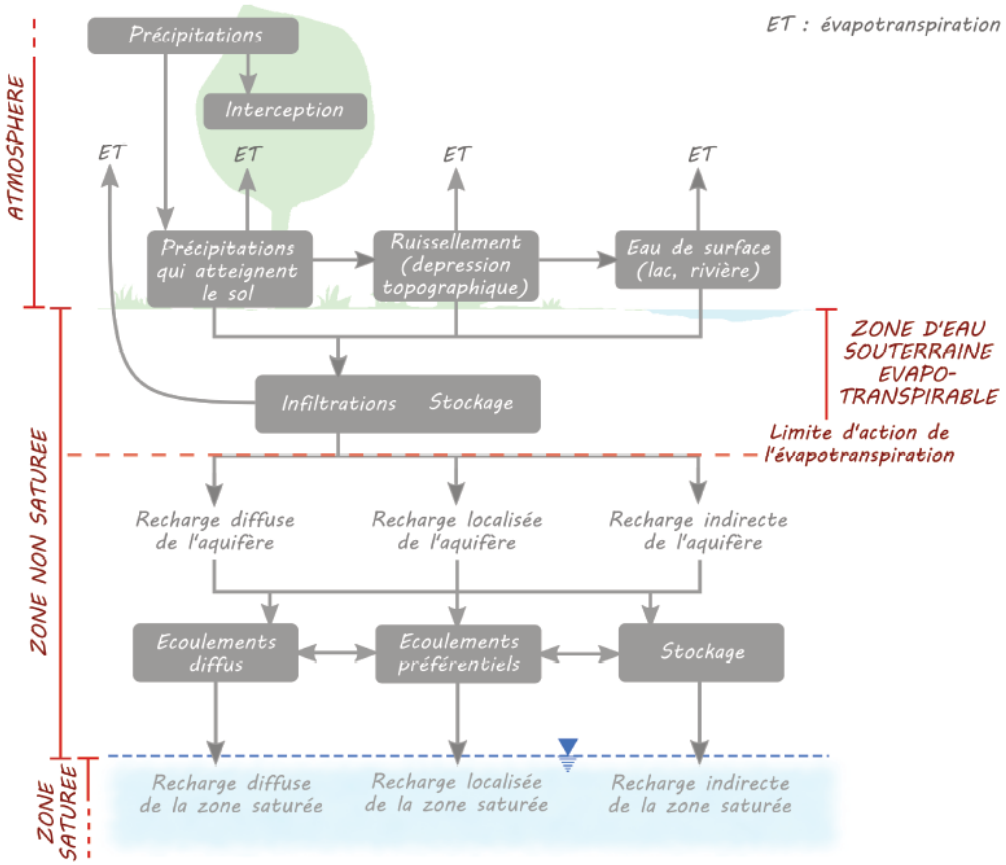


Figure I.14: Schéma fonctionnel des processus de recharge de la zone non-saturée et de la zone saturée (extrait de Ollivier, 2019)

Deux modèles d'infiltration permettent de représenter les écoulements au sein de l'épikarst : le modèle piston qui va représenter les écoulements diffus à travers les compartiments verticaux de l'aquifère et le modèle d'écoulement préférentiel qui présente un intérêt fort en domaine karstique. Les processus d'infiltration de l'eau au niveau du sol avec l'utilisation d'un modèle de type piston se basent notamment sur des profils en $\delta^{18}O$ dans le sol pour le valider (Koeniger et al., 2016; Saxena, 1984; Scanlon et al., 2006; Zimmermann et al., 1966). Cependant, ce type de modèle est simplifié en considérant que l'eau de pluie récente se contente de pousser l'eau déjà stockée dans le sol mais reste valable en climat humide caractérisée par des précipitations régulières au cours de l'année (Boumaiza et al., 2020). Plusieurs études ont simulé l'infiltration et la réponse hydrodynamique de sources karstiques face aux précipitations à l'aide de modèle type effet piston ou écoulement préférentiel et mettent en évidence la disparité de processus d'infiltration selon les cas d'études (Aquilina et al., 2006; Martos-Rosillo et al., 2013; Minvielle, 2015; Perrin et al., 2003). En domaine carbonaté karstique méditerranéen, l'hypothèse du seul modèle piston est difficilement applicable du fait d'un climat marqué par la forte saisonnalité des précipitations ainsi que par la dualité des processus de recharge et d'infiltration (Goldscheider et Drew, 2007). En effet, l'existence de chemins préférentiels d'écoulement a été mis en évidence dans le sol (de Vries et Simmers, 2002; Stephens, 1994) par l'intermédiaire de fissures, fractures ou de vides karstiques (perte, lapiaz, …). Les écoulements

préférentiels sont parfois assimilés à des « bypass » de la ZNS vers la ZS (Poulain et al., 2018). La forte hétérogénéité spatiale de l'épikarst peut aussi se traduire par un fonctionnement non-linéaire impliquant une réponse hydrodynamique variable de l'épikarst suivant les conditions initiales du système et les évènements pluvieux (Baker et Brunsdon, 2003), avec potentiellement des effets de seuil (Genty et Deflandre, 1998; Minvielle, 2015; Perrin et al., 2003). En parallèle, des auteurs se sont intéressés à la réaction hydrodynamique et hydrogéochimique de l'eau de percolation dans des grottes (Baker et al., 2000; Genty et al., 2014; Tooth et Fairchild, 2003) pour qualifier les processus d'infiltration au cours du temps. Ils démontrent, selon les cas, que le sol et/ou épikarst peuvent jouer un rôle de transfert rapide de la signature isotopique des précipitations vers les eaux de percolation, ou au contraire, peuvent conduire à une homogénéisation de la signature isotopique des précipitations sur des périodes de plusieurs mois avant sa restitution au niveau des grottes. Enfin, la recharge des eaux souterraines par des écoulements préférentiels est sous-évaluée en domaine karstique à l'échelle du bassin méditerranéen (Hartmann et al., 2021). Gee et Hillel (Gee et Hillel, 1988) mettent aussi en garde contre le principe d'intégrer, à plus grande échelle spatiale et temporelle, une valeur moyenne mesurée à un site d'étude.

I.2.3 Les aquifères alluviaux associés aux systèmes carbonatés karstiques

La Figure I.15 est une représentation classique des aquifères karstiques représentant les différentes formes associées au processus de dissolution des roches carbonatées, en surface et en profondeur. En surface, les poljés représentent des formes karstiques de quelques km² pouvant atteindre plusieurs dizaines de km². L'origine des poljé peut être structurale ou karstique par dissolution puis effondrement des roches calcaires (Ford et Williams, 2007). D'un point de vue géographique, ils sont caractérisés par une surface plane encaissée dans les massifs calcaires alentours au sein de laquelle les écoulements se concentrent vers un exutoire souterrain au niveau de pertes karstiques (appelées aussi ponors ou embuts). Ces dépressions topographiques sont remplies par des dépôts détritiques ou lacustres et palustres selon les conditions hydrogéologiques locales (étang, lac, cône de déjection, rivière, …). Le schéma classique du karst (Figure I.15) ne met pas en valeur le poljé en tant que réservoir aquifère puisque le niveau de la nappe d'eau souterraine est en bien en deçà du remplissage alluvionnaire du poljé. Ce schéma ne met pas en valeur le cœur du poljé et l'hétérogénéité du remplissage alluvial.

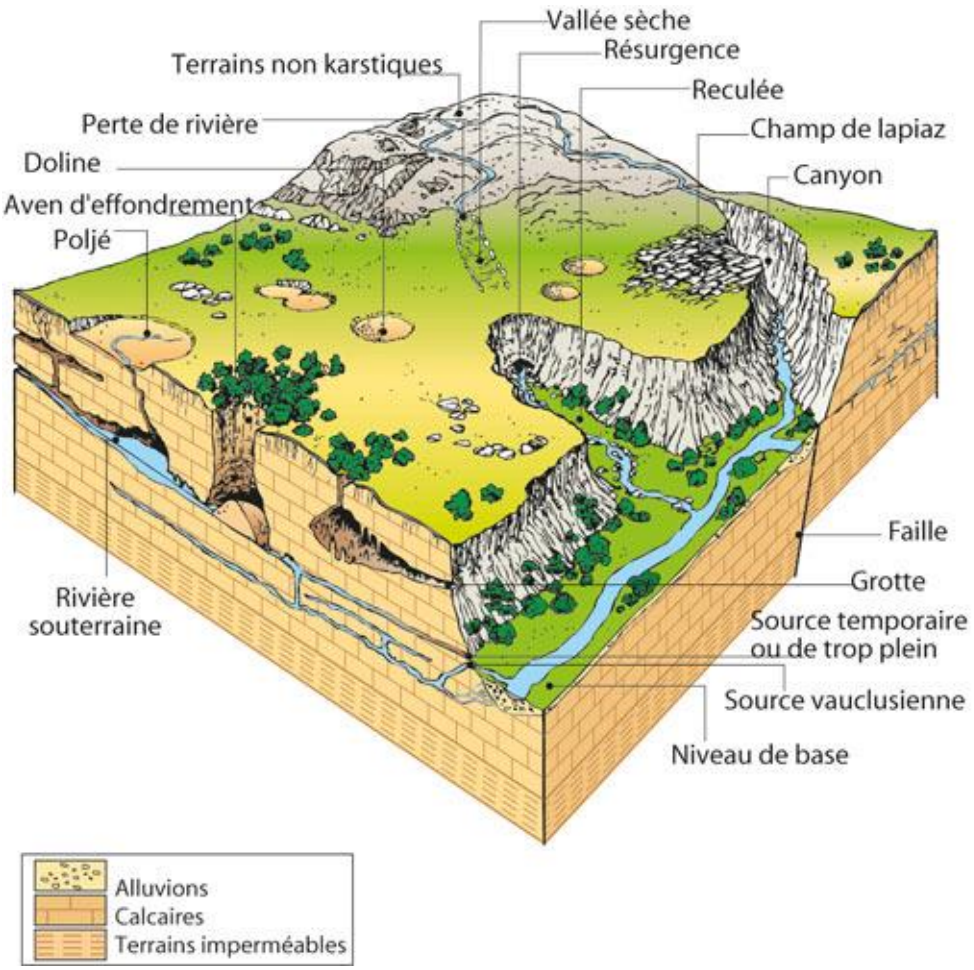


Figure I.15 : Schéma 3D d'un aquifère karstique représentant les différentes formes de surface et souterraine (modifié de Mangin 1975; extrait de Bakalowicz 1999)

L'histoire géomorphologique d'une formation alluviale, fluviatile ou lacustre se traduit par une succession de différents types de dépôts sédimentaires au cours du temps. La Figure I.16 met en avant la variation du style d'un cours d'eau selon plusieurs critères : (1) la teneur en limon et en argile des berges, (2) le mode de transport des sédiments (charge en suspension, charge mixte, charge de fond), (3) le rapport entre la charge de fond et la charge totale, et (4) la pente et le rapport largeur/profondeur du chenal. Quand la pente est faible, le chenal peut être unique et rectiligne, quand la pente augmente, le cours d'eau devient sinueux (méandres). Si la charge sédimentaire augmente, il devient anastomosé (rivière en tresse) pour diviser le débit sur plusieurs chemins d'écoulement. Un lit rectiligne ou méandriforme sans dépôt de sédiments dans le lit, se retrouve lors de faibles pentes et avec une charge solide transportée en suspension dans l'eau. Quand la charge solide devient lourde, le transport se fait sur le fond majoritairement. Ainsi, suivant le type d'écoulement et le régime fluviatile (rivière à méandres, en tresses, cône de déjection, zone lacustre ou palustre, …), les aquifères alluviaux associées sont caractérisés par de forte hétérogénéités verticales et horizontales (Malavoi et Bravard, 2007; Slatt, 2013).

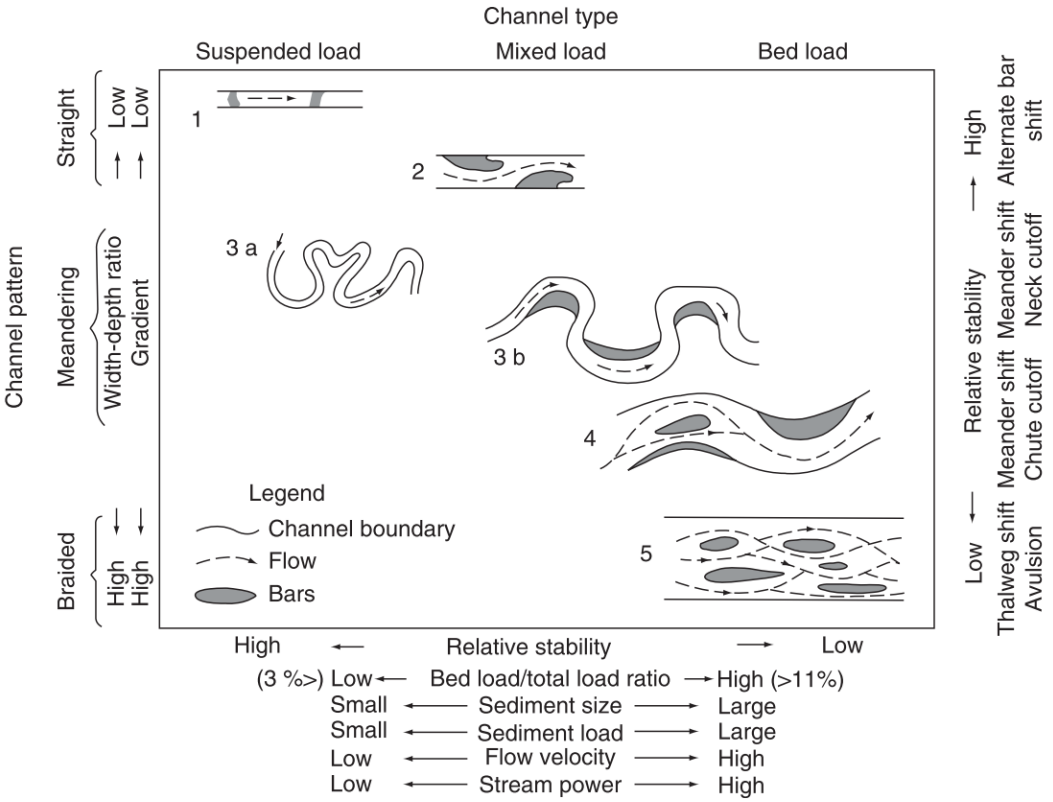


Figure I.16 : Classification des rivières alluviales et de l'évolution de la réponse d'un système fluviatiles – implications sédimentaires (extrait de Buffington et Montgomery, 2013 dans « Treatise on geomorphology »).

D'une façon générale, il existe aussi des dépôts lacustres ou palustres qui vont se traduire par la présence en grande quantité de limons et argiles. Dans le cas d'étude de cette thèse, deux grands ensembles alluviaux sont présents et sont le siège d'une ressource en eau potentiellement d'importance à l'échelle régionale :

- au niveau du remplissage du poljé de Cuges-les-Pins, formé de dépôts palustres à l'ouest du poljé et un cône de déjection à l'est (Partie II.2)
- au niveau de l'aquifère alluvial d'origine fluviatile dans le bassin subsident d'Aubagne caractérisé par une hétérogénéité verticale et horizontale et des dépôts détritiques grossiers, des zones limoneuses et un grand cône de déjection vers Gémenos (Partie II.2). L'interprétation de l'essai de pompage présenté dans la Partie III.2 sur le forage Impôts va mettre en valeur la complexité sédimentaire de l'aquifère alluvial d'Aubagne.

La Figure I.17 propose une représentation schématique des relations hydrogéologiques entre formations karstiques et formations alluviales en domaine carbonaté. Ainsi, le schéma habituellement utilisé pour représenter les karsts (Bakalowicz, 1999; Mangin, 1975) est complété en mettant en valeur la présence de formations alluviales au sein des dépressions karstiques comme les poljés. Cette figure s'inspire du cas d'étude des bassins versants de l'Huveaune et de Port-Miou (Figure I.1), où une large plaine alluviale quaternaire s'est installée sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur dans le bassin d'effondrement oligocène d'Aubagne, formant ainsi une vaste ressource en eau souterraine locale connectée aux aquifères carbonatés environnants. Le poljé de Cuges-les-Pins est aussi mis en évidence en tant que formation alluviale sans distinguer les ensembles détritiques ou palustres. Ce schéma est aussi adapté au contexte méditerranéen, qui a permis le développement d'un karst en

profondeur lié à l'épisode Messinien, se traduisant aujourd'hui par une contamination saline des sources côtières de Cassis (Port-Miou et Bestouan). Les dépôts fluviatiles sont représentés comme des formations homogènes (blocs orange) pour simplifier le schéma. Cependant, le contexte d'étude et la bibliographie mettent en évidence le caractère hétérogène de ces formations, comme cela est observé au niveau de la plaine alluviale d'Aubagne. Ainsi, il est couramment observé l'alternance de niveaux aquifère, aquitard et aquiclude dont la dynamique de dépôts dépend des conditions hydrodynamiques des cours d'eau à l'origine de ces formations (Blum et al., 2013; Slatt, 2013).

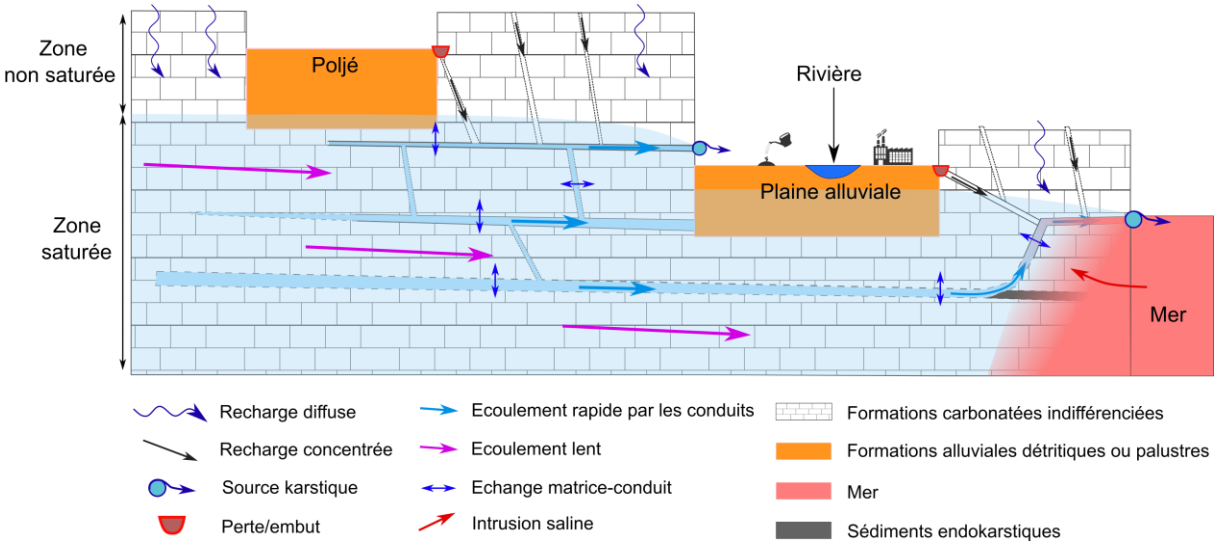


Figure I.17 : Schéma conceptuel 2D en coupe d'aquifères karstique et alluvial en domaine carbonaté méditerranéen (sans échelle)

I.3 LES DIFFÉRENTES MÉTHODES D'ÉTUDE DES AQUIFÈRES

L'étude des formations karstiques vise différents objectifs selon la méthode choisie, pour caractériser la structure du karst (en tant qu'objet géologique/géomorphologique) ou plutôt la structure et le fonctionnement de l'aquifère (en tant qu'hydrosystème). Une synthèse des méthodes est proposée par Goldscheider (Goldscheider, 2015), complétée par Jouves (Jouves, 2018) et modifiée ici (Tableau I.1). Les méthodes sont regroupées en trois grandes approches : hydrogéologique, géologique et karstologique. Les méthodes hydrogéologiques, applicables en domaine karstique et alluvial, visent à contraindre principalement le fonctionnement hydrodynamique et les modalités d'écoulement des aquifères notamment à travers l'utilisation de traceurs naturels pour identifier les relations entre compartiments aquifères, l'influence anthropique ou encore les processus géochimiques réalisés au sein des aquifères. L'utilisation des essais de pompages vise à définir les régimes d'écoulement à partir de la variation du niveau piézométrique sous l'influence d'un pompage. En parallèle, la structure des aquifères est étudiée par des approches géologiques et/ou karstologiques. Parmi ces outils, cette thèse repose sur : i) l'interprétation d'essai de pompage pour contraindre la géométrie des aquifères ; et ii) un suivi spatial et temporel de la signature géochimique de l'eau pour contraindre les modalités d'écoulements et de mélanges entre masses d'eau (traceurs naturels indiqués en gras dans le Tableau I.1)

	Approche	Paramètres analysés	Application et avantages	Limitations et inconvénients	
Hydrogéologique	Hydrologique, Hydraulique, Hydrogéologique	**Précipitations, débits, conductivité électrique, hauteurs d'eau, niveau piézométrique, conductivité hydraulique**	Bilan hydriques (entrées, sorties, stockage)	Modèles globaux, Pas de discrétisation des écoulements, Bilan souvent problématique car bassin d'alimentation souvent complexe et partiellement connu	Fonctionnement de l'aquifère
			Caractérisation du comportement du système par les hydrogrammes des sources		
			Essai de pompage: détermination des paramètres hydrauliques, conditions aux limites et géométrie des aquifères	Effet d'échelle sur les paramètres hydrauliques, représentativité des paramètres hydrauliques	
			Détermination des directions et modes d'écoulement, variations de la surface piézométrique	Méthodes hydrauliques classiques reposent sur des écoulements laminaires	
	Hydrochimique	***Ions majeurs*** ***(Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, HCO_3^{-}, Cl^{-}, SO_4^{2-}, ...)*** *Elements traces* (***Sr^{2+}, Br^{-}***, *Li^{+}, B, Al^{3+}, F^{-}, Fe^{2+}, ...)* *Paramètres spécifiques (CFC, SF6, fluorescence, DOC, TOC,* ***pesticides****, ...)*	*Qualité de l'eau Identification des masses d'eau selon leurs faciès chimiques*	Variabilité temporelle nécessitant un suivi continu Relations parfois délicates à établir *Nécessite une approche multi-traceurs*	
			Origine et mélange des masses d'eau		
			Interactions eau-roche (*processus géochimique*)		
	Isotopique	***$\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$***, ^{13}C, ***$\delta^{34}S_{SO4}$, $\delta^{18}O_{SO4}$, $^{87}Sr/^{86}Sr$***	Traceurs naturels pour l'origine de l'eau (altitude de recharge, âge, mélange)		
			Interactions eau-roche (*processus géochimique*)		
	Traçages artificiels	*Concentration en traceurs artificiels (le plus souvent fluorescents)*	Détermination de connexions	Ambiguïtés dans l'interprétation de résultats de traçages artificiels négatifs. Application limitée dans le cas de systèmes à l'échelle régionale avec des temps de transit long et une forte dilution	Structure de l'aquifère
			Transport de contaminants par écoulement rapide (vitesse et dispersion)		
Géologique	Géologie structurale	Orientations discontinuités, pendages, ouverture, densité de fractures	Structure 2D ou 3D de l'aquifère	Pas toujours de lien direct entre les données géologiques et les écoulements souterrains, Données limitées en profondeur	
			Orientations et caractéristiques des discontinuités préférentielles		
	Sédimentologie	Faciès, propriétés pétrophysiques (porosité, perméabilité)	Détermination des faciès sédimentaires		
			Détermination des horizons d'inception		
	Géophysique	Résistivité électrique, propriétés acoustiques et sismiques	Détermination des structures géologiques	Plus la profondeur d'investigation est importante plus la résolution est basse	
			Localisation des zones fracturées et des chemins d'écoulement préférentiels		
			Données pouvant être acquise sur de larges zones	Problèmes de bruits et limitations techniques	
Karstologique	Investigations spéléologiques et géomorphologie	Géométrie des conduits, altitudes des différentes morphologies karstiques	Localisation et cartographie des conduits karstiques	Uniquement une partie limitée est observable, problème de représentativité	
			Observations et mesures directes dans l'aquifère		
			Reconstitution des phases successives de karstification	Reconstitution spatiale et temporelle souvent délicate, problèmes de datation	
			Modalités d'infiltrations et de transit des fluides	Souvent uniquement qualitatif	
			Datation des sédiments karstiques	Difficulté à savoir ce qui est daté, problèmes d'interprétation	

Tableau I.1 : Approches d'étude des aquifères karstiques (d'après Goldscheider 2015, modifié par Jouves, 2018. Les éléments modifiés dans ce travail sont en italique). Les approches mises en œuvre au cours de cette thèse sont mises en évidence en gras, et sont présentées plus en détails dans les parties I.3.1 et I.3.2

I.3.1 Caractérisation des structures d'écoulement par essais de pompages

Les essais de pompage en hydrogéologie sont communément utilisés pour définir le comportement et les propriétés hydrodynamiques d'un aquifère. Le principe consiste à appliquer une sollicitation artificielle dans l'aquifère à l'aide d'un pompage et de mesurer la réaction de la nappe, en particulier son rabattement au cours du temps qui prend la forme d'un cône de rabattement (ou cône de dépression) (Figure I.18).

Deux types d'essai permettent de caractériser l'ouvrage de captage et l'aquifère :

- Un essai de puits ou essai par paliers de débit permet de diagnostiquer l'état de forage et donc les futures contraintes d'exploitation liées à l'ouvrage (débit spécifique, débit critique, pertes de charge)
- Un essai de nappe (ou essai de pompage longue durée) donne les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère autour de l'ouvrage. Ces essais longue durée sont classiquement utilisés pour les forages AEP pour estimer la productivité d'un aquifère et les potentielles limites de l'aquifère (flux nul, flux imposé, drainance)

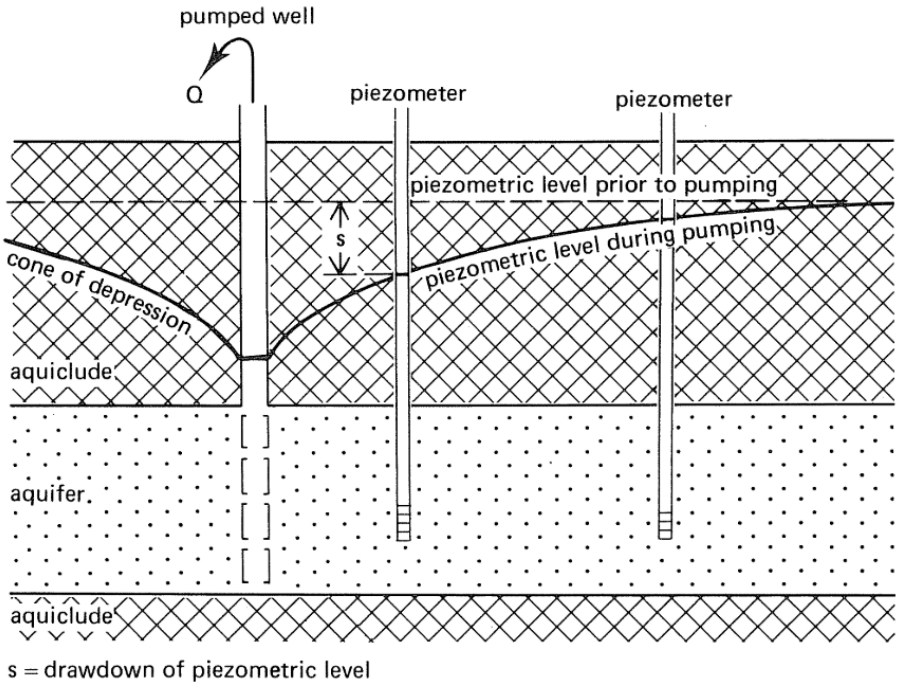


Figure I.18: Rabattement du niveau piézométrique au cours d'un essai de pompage dans un aquifère captif (extrait de Kruseman et Ridder, 1991)

Les méthodes d'interprétation des essais de pompage reposent toujours sur des hypothèses concernant l'aquifère. Ainsi, Theis (1935) propose une solution analytique en régime transitoire définissant le rabattement d'un aquifère (Δs) en fonction du débit de pompage constant (Q), de la transmissivité (T), du coefficient d'emmagasinement (S) et du temps (t).

Elle s'exprime sous la forme suivante :

$$\Delta s = \frac{Q}{4\pi T}\int_{u}^{\infty}\frac{e^{-u}}{u}.du \qquad (2)$$

Ou $\Delta s = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$, avec $u = \frac{r^2 S}{4Tt}$

Ainsi, à partir de la mesure du rabattement, les paramètres hydrodynamiques peuvent être estimés graphiquement et numériquement. Cette solution est valide uniquement avec l'hypothèse d'un aquifère horizontal, confiné, infini, d'épaisseur constante, homogène et isotrope. Graphiquement, la courbe de Theis permet de relier 1/u à la fonction W(u) et par déduction d'estimer S et T. De même, d'un point de vue hydraulique, cette équation traduit un écoulement radial autour du puits. Cependant, ces conditions idéales sont rarement rencontrées dans des aquifères hétérogènes, qu'ils soient alluviaux, fracturés ou karstiques. C'est pourquoi différents auteurs ont développé d'autres solutions analytiques tirées de Theis pour s'adapter à des contextes hydrogéologiques variées. Parmi eux, sans être exhaustif, Gringarten (1974) propose une solution pour une fracture verticale de conductivité infinie. Hantush (1966) s'attache à une solution pour un milieu anisotrope. Papadopulos et Cooper (1967) s'intéressent à une solution analytique pour un puits de grand diamètre et donc la prise en compte des effets de capacité du puits dans la définition des paramètres hydrodynamiques. Kruseman et Ridder (1991) reprennent dans leur livre les solutions analytiques pour de nombreux types d'aquifères (captif, libre, anisotrope, multicouche, fracturé, …).

L'interprétation moderne des essais de pompage, avec notamment le développement d'outils de modélisation et de solutions analytiques depuis les années 1980, précise la géométrie des réservoirs. Les travaux de Renard (Renard, 2005), en s'appuyant de ceux de Bourdet (Bourdet et al., 1989, 1983), promeuvent l'utilisation de la dérivée logarithmique du rabattement en hydrogéologie. L'utilisation de la dérivée logarithmique permet l'identification de régimes d'écoulement. Ces derniers étant directement reliés à la géométrie des aquifères, ils doivent être interprétés suivant le contexte géologique (Deruyck et al., 1992; Gutierrez et Dewandel, 2013; Massonnat et Bandiziol, 1991). Un des intérêts de la méthode est de considérer les effets d'un essai de pompage à différentes échelles de temps et donc d'espace. La sensibilité de la dérivée du rabattement est un atout pour repérer les variations de régimes d'écoulement à court, moyen et long terme, et donc pour contraindre le type et la géométrie d'un aquifère au niveau du puits puis à l'échelle de l'aquifère.

Ferroud et al. (2018), à partir de Ehlig-Economides et al. (1994), proposent une revue bibliographique de l'application de la méthode des dérivées, pour des aquifères hétérogènes et à débit de pompage constant, et en tire une synthèse des régimes d'écoulements (Figure I.19). De plus, ces auteurs se basent sur un modèle développé par Barker (1988) associant la pente de la dérivée v à une dimension d'écoulement n selon l'équation $v = 1 - \frac{n}{2}$. En prenant un exemple simple, une pente v = 0 implique une dimension d'écoulement n = 2. Cela implique un écoulement radial qui est associé à un aquifère homogène, isotrope et d'épaisseur constante. Dans ce cas, les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère suivent l'hypothèse de Theis.

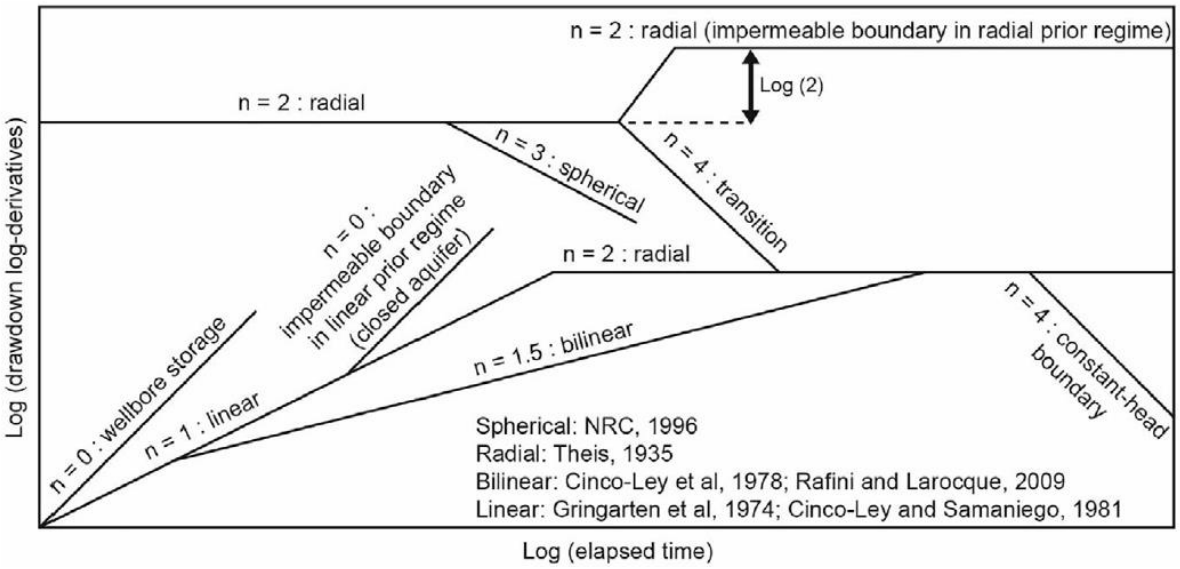


Figure I.19 : Régimes d'écoulements théoriques et dimensions d'écoulement n (Ferroud et al., 2018 d'après Ehlig-Economides et al., 1994)

L'étude des aquifères carbonatés karstiques et fracturés par le biais de forages et de pompages d'essai peut être facilitée grâce à cette méthode. La particularité des aquifères karstiques est leur grande hétérogénéité en termes de comportement hydrodynamique et de dualité d'écoulement (Kiraly, 2003), du fait de la participation potentiellement variable de différents compartiments du karst (conduit, matrice, fracture), et de leurs relations au cours d'un essai de pompage. Plusieurs auteurs ont ainsi proposé des schémas conceptuels d'écoulement en milieu karstique (Bailly-Comte et al., 2015; Giese et al., 2017; Maréchal et al., 2014, 2011, 2008 - Figure I.20), en domaine alluvial (Corbett et al., 2012; Mijinyawa et Gringarten, 2008; Samani et al., 2006) ainsi qu'en domaine fracturé (Beauheim et al., 2004; Dewandel et al., 2018; Hammond et Field, 2014; Illman et Neuman, 2000; Maréchal et al., 2004).

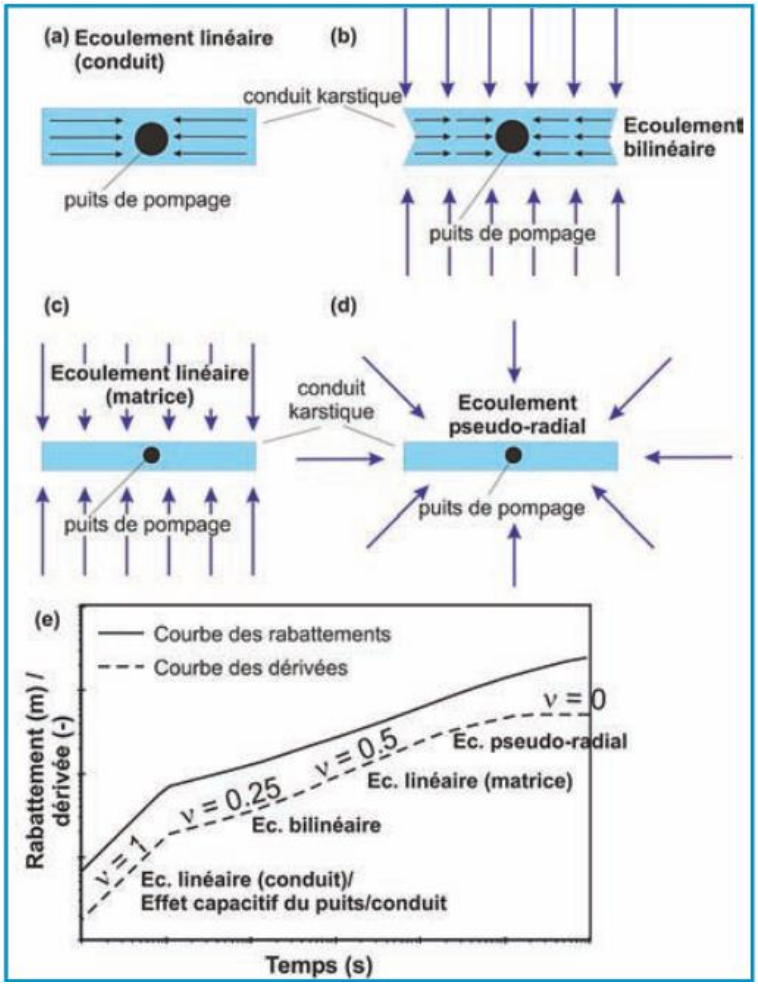


Figure I.20 : Réponse d'un puits interceptant un conduit karstique se comportant comme une fracture verticale de longueur finie et de perméabilité finie: (a) Écoulement linéaire dans le conduit ou effet capacitif du puits/conduit aux temps courts; (b) Écoulements bilinéaires; (c) Écoulement linéaire dans la matrice; (d) Écoulement pseudo-radial dans la matrice au cours des temps longs, modifié d'après Cinco-Ley & Samaniego-V, 1981; (e) Courbe diagnostique résultante (extrait de Maréchal et al., 2011).

Deux limites à l'utilisation de la dérivée logarithmique du rabattement sont à présenter : i) un diagnostic est non univoque, c'est-à-dire que la succession de plusieurs régimes d'écoulement peut être traduit par plusieurs modèles conceptuels, ce qui implique donc de relier diagnostic de puits et contexte géologique pour confirmer le choix d'un modèle conceptuel représentatif de la zone d'étude (Al-Bemani et al., 2003; Deruyck et al., 1992; Ferroud, 2018; Garin et al., 2021) ; et ii) le calcul de la dérivée est aussi extrêmement sensible aux variations du rabattement et aux phénomènes de bruit instrumental (sensibilité des sondes de mesure, vibrations, pas de temps de mesure, légères variations du débit) et il est nécessaire de traiter le signal. Bourdet et al. (Bourdet et al., 1989) fournissent un algorithme de différenciation améliorant le signal de la dérivée en regard du bruit (cf équation 3). La réduction du bruit de la dérivée logarithmique se fait finalement en espaçant les points 1 et 2 du point i lorsque la variation du rabattement est de plus en plus faible au cours du temps.

$$\left(\frac{ds}{dt}\right)_i = \left[\frac{\Delta_{s1}}{\Delta_{lnt1}} \times \Delta_{lnt2} + \frac{\Delta_{s2}}{\Delta_{lnt2}} \times \Delta_{lnt1}\right] / (\Delta_{lnt1} + \Delta_{lnt2}) \quad (3)$$

Avec : 1 – point avant i ; 2 – point après i.

Une dernière remarque concerne les algorithmes dédiés au lissage de la dérivée logarithmique puisque plusieurs auteurs ont montré les limites de celui de Bourdet (Escobar et al., 2004; Lane et al., 1991). Dernièrement, Tago et Hernández-Espriú (Tago et Hernández-Espriú, 2018) propose le « B-spline smoothing » qui utilise la dérivée secondaire du rabattement pour évaluer le problème de non-univocité de diagnostic de puits. Ce problème de non-univocité peut cependant être résolu par la modélisation du rabattement à l'aide de plusieurs solutions analytiques répondant à la courbe diagnostique et au contexte géologique.

I.3.2 Traceurs hydrogéochimiques naturels pour qualifier les masses d'eau et les modalités d'écoulement au sein d'un hydrosystème

Le guide méthodologique proposé par le BRGM (Dörfliger et al., 2010) synthétise les marqueurs géochimiques principaux et leurs utilisations pour l'étude des aquifères karstiques (Figure I.21). Ces traceurs naturels mettent en évidence les caractéristiques hydrochimiques des eaux souterraines découlant des processus d'interaction eau-roche, du temps de résidence de l'eau dans le système, des modalités d'écoulements (variabilité spatiale et temporelle), de l'influence anthropique, d'interaction eau de surface-eau souterraine ou encore des phénomènes d'intrusion saline. La Figure I.21 souligne l'intérêt de l'approche multi-traceurs pour identifier et caractériser les différents processus pour valider de façon robuste les différentes informations et interprétations.

		Informations														
		Sur la structure						Sur le fonctionnement					Contaminations			
		Délimitation BA	Relations perte/rivière	Nature encaissant géol	Présence épikarst	Colmatage détritique	Origine prof. ou sup.	Mode d'infiltration	Temps séjour long	Mélange pls aquifères	Cond écoul.(libre/ charge)	Dissolution spécifique	agricole	domestique	industrielle	marine
Physico-chimie	T		■				■	■	■							
	Conductivité			calcaires				■	■							■
	O2 dissout							■			■					
Paramètres calco-système carbonaté	pH, dpH, CO_2 diss							■			■	■				
	pCO_2				■		■	■			■	■				
	HCO_3, Ca			calcaires				■	■			■				
	Mg			Dolomies, marnes	■			■	■			■				
Eléments majeurs	SiO_2			Mx silicatés		■		■	■							
	SO_4		■	Gypse, anhydrite	■				■	■			■			■
	Cl	■	■	évaporites	■			■		■			■	■		■
	Na, K		■		■	■							■			■
	NO_3							■					■	■		
	NH_4													■		
	P													■		
	B												■			■
	Br															■
	Sr			évaporites												■
	Rb, U					■										
	Cu, Zn, Pb, Mn...												■		■	
	COT, COD		■					■								
	Turbidité		■			■		■								
	Pesticides												■			
	Polluants orga														■	
	Pol.µorga												■			
	^{18}O, D	■			■		■			■						
	^{13}C						■	■								
	^{15}N, ^{18}O NO_3												■	■		
	$^{87/86}Sr$			Séd/détrit évaporites		■				■						■
	$^{11/10}B$												■			
	Gaz dissous						■									
	^{3}H ^{14}C CFC ^{85}Kr						■	■	■							

Figure I.21 : Synthèse de l'origine et du type de renseignement apporté par les principaux marqueurs présents dans les eaux des systèmes karstiques (extrait de Dörfliger et al., 2010)

I.3.2.1 Outils d'interprétation des données géochimiques

L'interprétation des données géochimiques repose sur plusieurs outils et représentations graphiques, couplant différents traceurs naturels selon le contexte hydrogéologique de l'étude.

Le diagramme de Piper (Piper, 1944) est un outil classique pour différencier la signature géochimique de plusieurs types d'eau selon la nature de l'encaissant. La procédure repose sur des graphiques ternaires couplant les concentrations en anions et cations majeurs dissous dans l'eau. L'association des anions et cations donne des classes de signatures géochimiques, plus ou moins influencées par les différents ions majeurs, visibles sur le losange (Figure I.22). Ce diagramme est aussi utilisé pour identifier et évaluer des mélanges entre masses d'eau.

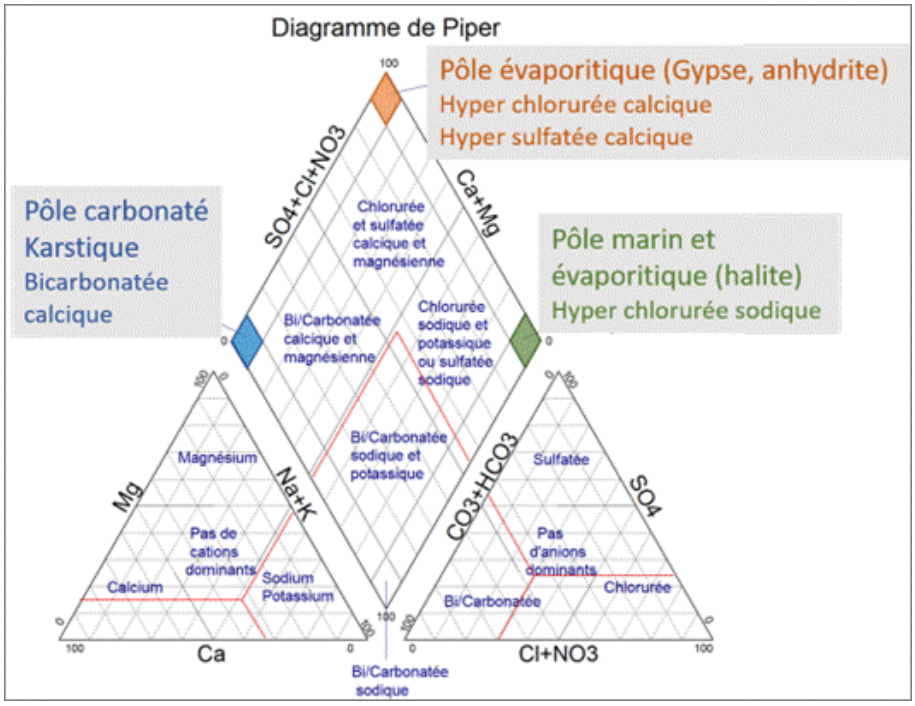


Figure I.22: Diagramme de Piper. Trois faciès chimiques sont mis en valeur sur le diagramme : Pôle carbonaté karstique, Pôle évaporitique et Pole marin ou évaporitique (Halite). Graphique tracé avec le logiciel Diagramme (Université d'Avignon, disponible sur le lien http://www.lha.univ-avignon.fr/LHA-Logiciels.htm - Simler, 2012)

L'utilisation de graphiques binaires, en considérant les concentrations en mg/l ou en mol/l, présente plusieurs avantages en géochimie. La comparaison de la concentration d'un échantillon d'eau souterraine avec la droite de dilution entre eau de mer et pluie (Figure I.23) permet d'identifier des enrichissements ou appauvrissements des concentrations en ions majeurs dans l'eau par rapport aux teneurs naturelles des précipitations. En contexte côtier, on peut considérer que la composition chimique des précipitations est dominée par son origine marine et donc qu'elle correspond à une dilution de la signature chimique de la mer par de l'eau distillée. Cependant, la signature de la pluie peut aussi être impactée par des aérosols marquant des effets anthropiques (gaz d'échappement, feux, …) ou des sources naturelles (poussières carbonatées, …) (Celle-Jeanton, 2000; Ladouche et Weng, 2005). La divergence entre droite de dilution de l'eau de mer et eau souterraine traduit aussi des interactions eau-roche ou des apports anthropiques par l'industrie ou le monde agricole.

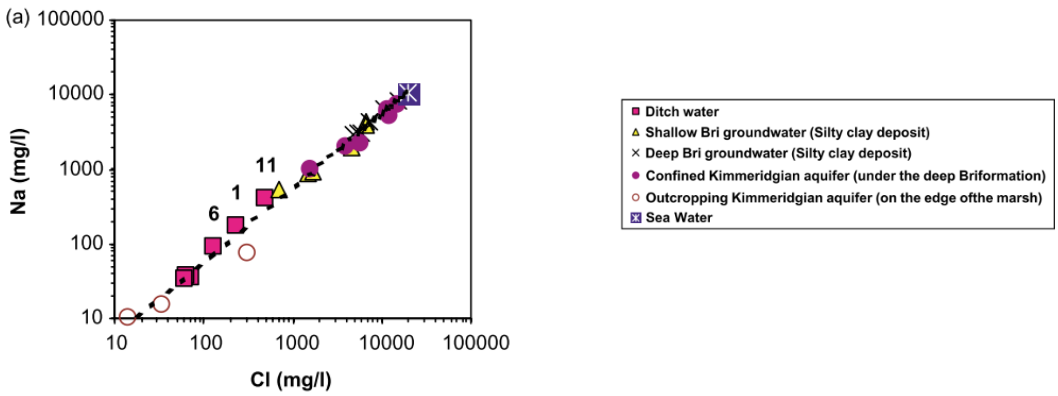


Figure I.23 : Application de graphique binaire basé sur la droite de dilution de l'eau de mer (« Correlation of Na,[…] and Cl concentrations of hydrological components of the Rochefort marsh. The grey dotted line is the dilution line of seawater and rainwater» - extrait de Ladouche et Weng, 2005)

De façon similaire, la Figure I.24 présente une application de graphique binaire comparant la signature géochimique d'échantillon d'eau souterraine et de surface en domaine carbonaté avec la droite de dissolution des carbonates. Théoriquement, la droite de dissolution des carbonates repose sur un équilibre chimique qui se traduit par l'équation $2HCO_3^- = Ca^{2+} + Mg^{2+}$. Dans ce cas d'étude slovène, la majorité des eaux de rivière (Upper Soča, Lower Soča, Idrijca, Vipava) présentent un enrichissement en $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ visible sur l'axe y, qui est expliqué par les auteurs par des apports de Ca^{2+} et Mg^{2+} par les précipitations, par une influence anthropique ou par la dissolution des carbonates par de l'acide sulfurique (par la présence de pyrite) (Szramek et al., 2011). D'autres relations permettent d'identifier des processus d'interaction eau-roche avec d'autres roches encaissantes comme le gypse (avec les ions SO_4^{2-}), l'halite (rapport Na/Cl = 1, en mg/l), etc…

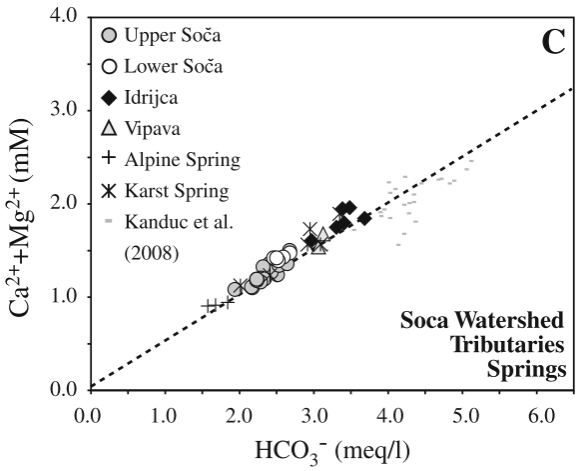


Figure I.24 : Application de graphique binaire avec la droite de dissolution des carbonates (« Plots of HCO_3^- versus $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ for the two watersheds. The $2HCO_3^-$:1 $Ca^{2+}+Mg^{2+}$ relationship is shown as a dashed line on the plot » -extrait de Szramek et al, 2011)

Les graphiques binaires peuvent aussi se faire à l'aide des rapports molaires avec deux espèces chimiques considéreés par rapport à un traceur conservatif commun. Cet outil peut mettre en valeur la variation temporelle de la signature géochimique d'un point de prélèvement au cours du temps suivant trois influences : i) un mélange de masses d'eau drainant deux aquifères de natures différentes (par exemple le rapport Ca/Sr versus Mg/Sr) ou une intrusion saline ; ii) des processus géochimiques

tels que les échanges cationiques se faisant entre une eau drainant un aquifère karstique et une formation argileuse, ou des phénomènes de dissolution incongruente ; et iii) des contaminations anthropiques industrielles ou agricoles. L'intégration des outils isotopiques complète souvent l'approche menée avec les ions majeurs pour mieux contraindre les processus géochimiques et hydrogéologiques. La Figure I.25 présente un exemple d'utilisation du rapport isotopique du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) versus Sr/Cl pour identifier des temps d'interaction plus important entre l'eau souterraine et deux aquifères cristallins pour le point G1 par rapport au point G7.

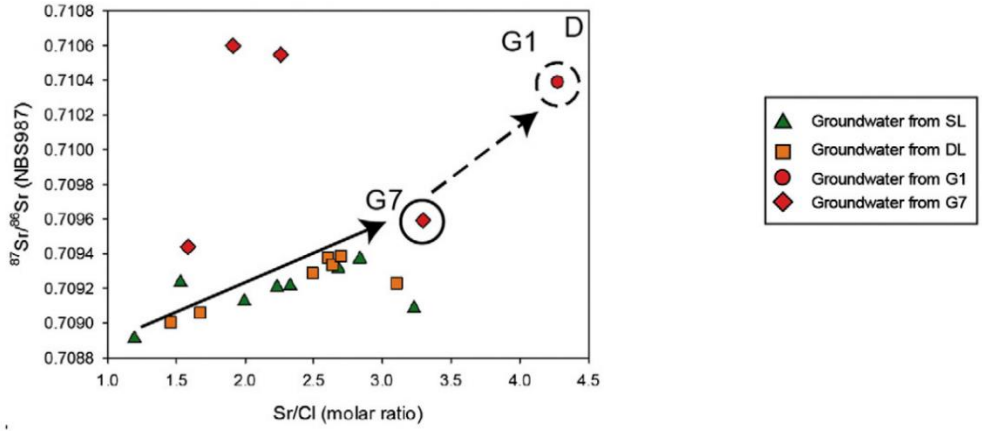


Figure I.25 : Application de graphique binaire intégrant outil isotopique et rapport molaire (« 87Sr/86Sr vs […] Sr/Cl (D) plots of groundwater samples » - extrait de Santoni et al., 2016)

Le logiciel libre Diagrammes (Simler, 2012) est un outil pour réaliser des diagrammes de Piper, de Stiff, des graphiques binaires ou de faire des calculs d'indice de saturation. Le logiciel PHREEQC est un logiciel développé par l'UGSG (Parkhurst et Appelo, 2013) intégrant lui-aussi les calculs d'indice de saturation mais aussi des équations de transport et de mélange pour les solutions aqueuses, les minéraux et les gaz, et de modélisation inverse permettant de retrouver la signature géochimique théorique d'un mélange entre deux eaux.

I.3.2.2 Outils statistiques – Analyse par Composante Principale (ACP)

L'utilisation d'outils statistiques complète cette approche globale, notamment à l'aide des ACP (Analyse par Composante Principale) (Mudry, 1987; Rolet et Seguin, 1986). Une ACP est une méthode permettant de projeter les observations vers un espace réduit, à travers le calcul de la variance totale, pour identifier les variables quantitatives les plus influentes sur cette variance totale, tout en conservant le maximum d'informations sur les données initiales. En général, une ACP permet d'identifier 2 ou 3 axes principaux (ou composantes principales), qui amènent à la représentation de l'ensemble des observations sur un graphique à 2 ou 3 dimensions. L'identification des composantes principales peut être couplée à des variables qualitatives pour représenter par exemple la distribution des observations par échantillons par rapport aux composantes principales. Dans cette thèse, l'ACP est réalisée à l'aide du logiciel XLStat. La Figure I.26 présente une application de l'ACP avec le premier diagramme de valeur propre (Scree plot) suivi de l'espace des variables et des individus. L'analyse des variables met en évidence trois groupes d'ions majeurs dont les groupes B et C en opposition sur l'axe PC2 dont la différence est attribuée au temps de séjour de l'eau au sein de l'aquifère (Mg^{2+} traduisant un temps de résidence important tandis que le K^{+} ou la turbidité sont

marqueurs d'eau d'infiltration rapide). Le graphique des individus complète l'ACP en associant chaque échantillon au groupe d'eau identifié par les variables.

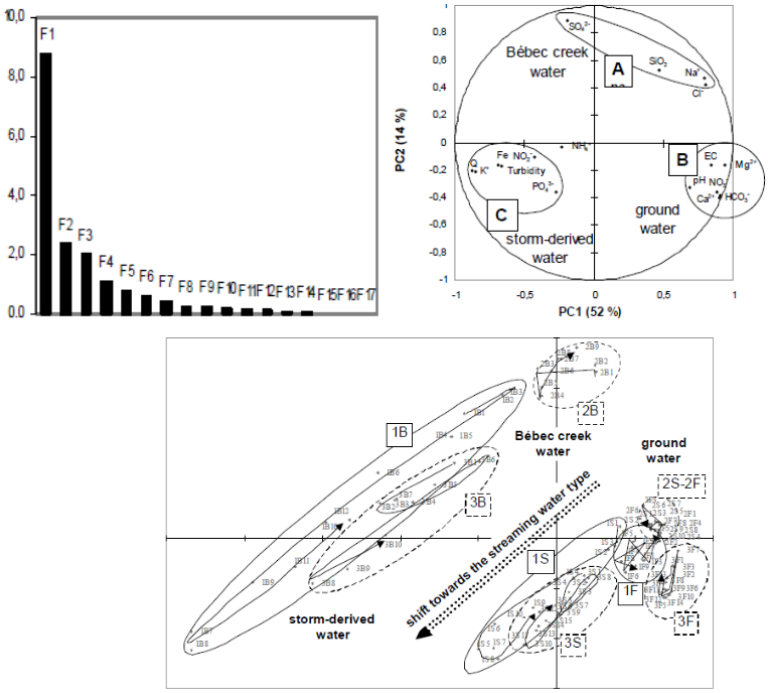


Figure I.26 : Diagramme des valeurs propres, et espace des variables et des individus pour une ACP effectuée sur ces données acquises sur les 3 sites (perte, source, forage) du système karstique du Hannetôt durant 3 événements pluvieux (décembre 1999, avril 2000 et novembre 2000) B = perte du bébec, S = source, F = forage (extrait de Dörfliger et al. 2010, d'après Fournier et al., 2007).

Le tableau des cosinus carrés est en général fourni avec les graphiques présentant les variables et les individus selon les axes principaux. Le cosinus carré permet d'appréhender la qualité de la représentation d'un point dans le plan où il est projeté. Il correspond au cosinus carré de l'angle que le point fait avec le plan. Une valeur de cosinus carré de 1 traduit une bonne représentation du point dans le plan de projection (F1, F2, …).

I.3.2.3 Géochimie des mélanges à deux composantes

Le mélange entre deux masses d'eau s'observe couramment dans le cas d'interaction eau de surface – eau souterraine (Baillieux et al., 2014; Négrel et al., 2003), entre deux masses d'eau souterraine présentant une signature géochimique dissociable (Barbieri et Morotti, 2003; Dogramaci et Herczeg, 2002; Santoni et al., 2016) ou pour quantifier l'apport des précipitations (Hogan et al., 2000) ou des influences anthropiques (Böhlke et Denver, 1995). En faisant l'hypothèse que la signature géochimique de la masse d'eau résultante dépend uniquement du mélange, et n'est pas influencée par des processus géochimiques (échange cationique, dissolution incongruente, …), elle peut être définie par l'intermédiaire d'un modèle de mélange à deux composantes (correspondant aux deux masses d'eau).

Les équations de mélange sont tirées de Faure (1986). Ainsi, en considérant deux composantes A et B, caractérisées par une relation de proportion, on peut définir la fraction f_A de la composante A :

$$f_A = \frac{A}{A+B} \tag{4}$$

La concentration (en mg/l) d'un élément X (ions majeurs, …) du mélange M des composantes A et B se calcule par :

$$X_M = X_A \times f_A + X_B \times (1 - f_A) \quad (5)$$

Avec X_A et X_B la concentration de l'élément X des composantes A et B. Sachant que X_A et X_B sont des constantes, X_M suit une relation linéaire en fonction de f, qui s'écrit :

$$X_M = f_A(X_A - X_B) + X_B \quad (6)$$

Soit f_A, la fraction de la composante A :

$$f_A = \frac{X_M - X_B}{X_A - X_B} \quad (7)$$

Dans le but d'utiliser les graphiques binaires pour identifier et caractériser les mélanges entre masses d'eau, il faut intégrer la concentration d'un second élément Y, toujours pour les deux composantes du mélange A et B. L'équation combinant les deux composantes et deux éléments s'écrit :

$$Y_M = X_M \times \frac{(Y_A - Y_B)}{(X_A - X_B)} + \frac{Y_B \times X_A - Y_A \times X_B}{X_A - X_B} \quad (8)$$

L'équation (8) permet de tracer une droite linéaire d'abscisse X_M et d'ordonnée Y_M.

Cependant, cette équation (8) n'est pas applicable pour les calculs de mélange impliquant les ratios isotopiques du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) ou les isotopes du soufre des sulfates ($\delta^{34}S$). En repartant des équations (4) et (5), le rapport isotopique ($^{87}Sr/^{86}Sr$) du mélange M, noté Δ_M, s'écrit :

$$\Delta_M = \Delta_A \times \frac{f_A \times Sr_A}{Sr_M} + \Delta_B \times \frac{(1 - f_A) \times Sr_B}{Sr_M} \quad (9)$$

Avec Δ_A et Δ_B le rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ des composantes A et B, et Sr_A, Sr_B, Sr_M la concentration en strontium (Sr^{2+}) des composantes A, B et M. La sortie de la fraction f_A de l'équation (9) permet de poser la relation :

$$\Delta_M = \frac{Sr_A \times Sr_B \times (\Delta_A - \Delta_B)}{Sr_M \times (Sr_A - Sr_B)} + \frac{Sr_A \times \Delta_A - Sr_B \times \Delta_B}{Sr_A - Sr_B} \quad (10)$$

L'équation (10) correspond à une équation d'une hyperbole de coordonnées Δ_M et Sr_M de la forme :

$$\Delta_M = \frac{a}{Sr_M} + b \quad (11)$$

Avec a et b en constantes, définies par les concentrations en strontium et rapports isotopiques des composantes A et B. Cette hyperbole de mélange peut être transformée en droite linéaire en traçant $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus 1/Sr plutôt que la concentration en Sr^{2+}. Cela présente l'avantage de pouvoir positionner les données isotopiques et de les comparer à la droite de mélange à deux composantes. La Figure I.27 montre l'hyperbole (a) obtenue à partir de l'équation (10) et la droite (b) de mélange, tracée à l'aide du rapport 1/Sr. Les labels renseignés sur les deux mélanges correspondent à la fraction de la composante A, de 1 à 0.

En parallèle, il est aussi possible de calculer directement la fraction de la composante A, en utilisant un mélange à deux composantes et deux éléments. Elle se calcule par la relation :

$$f_A = \frac{\Delta_M \times Sr_M - \Delta_B \times Sr_B}{\Delta_A \times Sr_A - \Delta_B \times Sr_B} \quad (12)$$

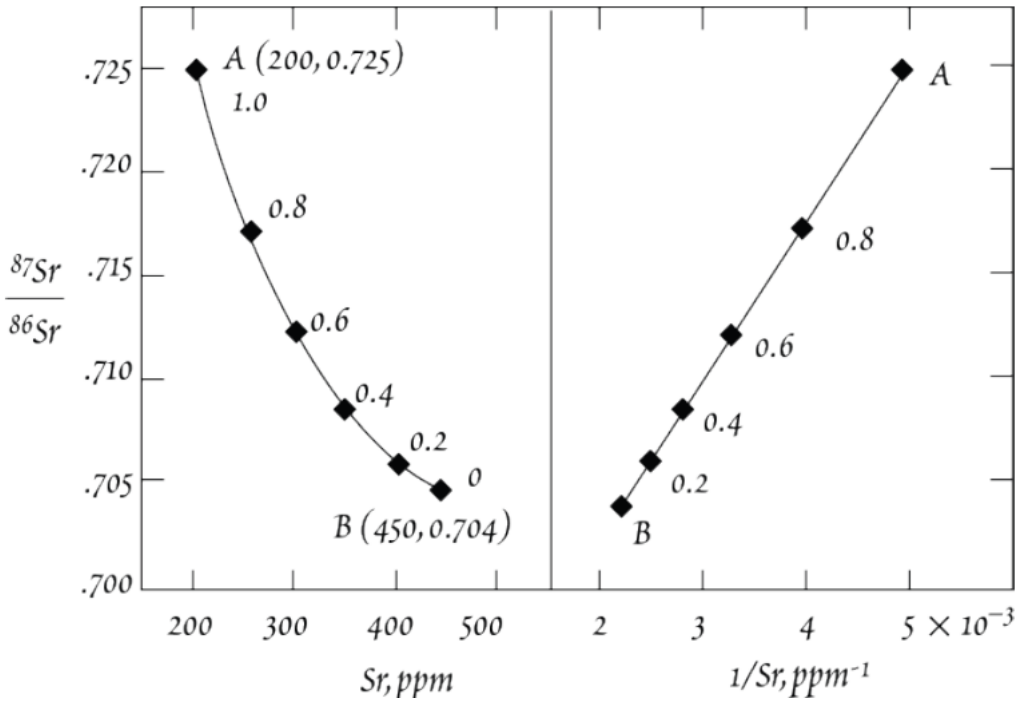


Figure I.27 : a – Hyperbole de mélange à deux composantes A et B. b – Transformation de l'hyperbole de mélange en ligne droite en traçant le ratio isotopique du strontium avec 1/Sr, l'inverse de la concentration en strontium (d'après Faure, 1986).

L'équation de mélange pour les isotopes du soufre des sulfates ($\delta^{34}S$) repose sur la même logique que pour les isotopes du strontium. Avec Δ_A et Δ_B le rapport isotopique $\delta^{34}S$ des composantes A et B, et $SO4_A$, $SO4_B$, $SO4_M$ la concentration en sulfates (SO_4^{2-}) des composantes A, B et M, la valeur du $\delta^{34}S$ du mélange Δ_M est tirée de l'équation :

$$\Delta_M = \frac{SO4_A \times SO4_B \times (\Delta_A - \Delta_B)}{Sr_M \times (Sr_A - Sr_B)} + \frac{Sr_A \times \Delta_A - Sr_B \times \Delta_B}{Sr_A - Sr_B} \quad (13)$$

Dans ce travail de thèse, la résolution des calculs de mélange à trois pôles est réalisée à l'aide d'une feuille de calcul fournie par le BRGM, avec une macro permettant la résolution d'un système de trois équations à deux inconnues (système de Cramer). Les calculs de mélange à deux pôles se font simplement en appliquant les équations (8) pour les ions majeurs et les isotopes stables de l'eau, (10) pour les isotopes du strontium et (13) pour les isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates.

I.3.2.4 Processus géochimiques mis en évidence en hydrogéologie

D'un point de vue de la recharge, la signature chimique de l'eau de pluie est influencée par son origine. Ladouche et al. (2009) remarquent la modification du faciès chimique des eaux de pluies en fonction de la distance à la mer et de l'altitude avec une diminution de la minéralisation. De plus, ils montrent que le ratio Na/Cl permet de discriminer l'influence des activités humaines avec une augmentation du ratio par rapport à celui de la mer. Bertrand et al. (2008) distinguent par exemple l'influence des poussières de roches carbonatées en provenance des massifs méditerranéens sur la concentration en calcium de l'eau de pluie à Clermont-Ferrand. Negrel et al. (Négrel et al., 2007)

mettent en évidence une relation entre la teneur en ion chlorure dans l'eau de pluie et la distance à la mer en France.

Pour estimer l'origine de la salinité au sein d'un aquifère, le ratio Cl/Br est classiquement utilisé (Alcalá et Custodio, 2008; Arfib et al., 2007; Fournillon, 2012a; Vengosh et al., 1999). Alcalá et Custodio (2008) montrent aussi que ce ratio permet de distinguer les influences anthropiques sur les eaux souterraines par l'apport d'ions bromure et donc la diminution du rapport Cl/Br en zone d'irrigation intensive.

Les mélanges entre masses d'eau souterraine peuvent aussi être estimés par l'utilisation de l'hydrochimie, notamment les intrusions salines. Chae et al. (2012), se basent sur des graphiques présentant Na^+, Ca^{2+}, HCO_3^-, Mg^{2+}, K^+ et SO_4^{2-} en fonction de Cl^- pour identifier l'apport d'eau marquée par la dissolution de roches carbonatées au niveau d'un aquifère côtier. De même, l'origine de la minéralisation se différencie par les concentrations en ions comme le montrent les travaux de Bakalowicz (1979) avec par exemple l'influence du gypse sur les teneurs en ions sulfates. Kanduč et al. (2014, 2010) présentent Mg^{2+} en fonction de Ca^{2+} (en mmol) pour déterminer l'origine de l'eau à travers le lessivage de roche plus ou moins dolomitique ou calcaire. Le rapport $\frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+}} = 1$ dans l'eau traduit une interaction de l'eau principalement avec une roche dolomitique. Le strontium est un élément typiquement dérivé des processus d'interaction eau-roche, il est donc un bon indicateur des processus qui ont lieu au sein d'un aquifère (Shand et al., 2007)

Le traçage de contamination anthropique des eaux souterraines peut se faire par l'utilisation des ions nitrates. Böhlke et Denver (1995) montrent l'évolution de la contamination et le changement de pratique agricole au cours du temps. De même, les pollutions anthropiques (fertilisants, rejets de stations d'épuration) sont marquées par des concentrations en éléments traces métalliques supérieures au fond géochimique naturel (Bradl, 2005).

Des phénomènes de dissolution incongruente ont été mis en évidence et impliquent la précipitation d'ions Ca^{2+} en zone saturée et en sursaturation par rapport aux conditions d'équilibre. Ce type de phénomène implique une augmentation en Sr^{2+} dissous, qui se substitue aux ions Ca^{2+} qui ont précipité et donc une augmentation du ratio Sr^{2+}/Ca^{2+} de l'eau (Dogramaci et Herczeg, 2002; Samborska et Halas, 2010).

I.3.2.5 Isotopes stables de l'eau

I.3.2.5.1 Rapport et fractionnement isotopique de la molécule d'eau

Une molécule d'eau H_2O comprend les éléments chimiques hydrogène H et oxygène O. Les deux isotopes stables ^{16}O et ^{18}O représentent la majorité des isotopes de l'oxygène sur Terre. Les isotopes stables de l'hydrogène sont ^{1}H et ^{2}H (ou deutérium). La différence de masse entre les isotopes du même élément chimique (^{18}O étant plus lourd que ^{16}O, ^{2}H plus lourd que ^{1}H) influence leurs vitesses de réaction et va modifier l'abondance absolue R de chaque isotope suivant les processus physiques se déroulant au sein d'un système. L'utilisation de ces outils isotopiques se base sur des abondances relatives pour proposer une mesure plus précise que l'abondance absolue et repose sur l'utilisation du standard V-SMOW (Vienna-Standard Mean Ocean Water - standard de référence S de l'IAEA). Les teneurs isotopiques d'un échantillon E sont ainsi définis par la relation :

$$\delta_E = \left(\frac{R_E}{R_S} - 1\right) * \ 1000$$

$$\text{Avec : } R \ = \frac{^{18}O}{^{16}O} \ ou \ \frac{^{2}H}{^{1}H}$$

En prenant un exemple factice, en considérant un échantillon E présentant un rapport isotopique égal à la valeur du standard V-SMOW (valant 0‰), δ_E sera nulle. En considérant un échantillon présentant un δ_E inférieur à 0, cela indique un appauvrissement en isotope lourd.

Concernant le fractionnement isotopique, il repose principalement sur l'humidité relative de l'air lors de l'évaporation d'une masse d'eau et implique une vapeur toujours appauvrie en isotope lourd par rapport à la masse d'eau initiale. Dans le cas d'un système à l'équilibre, l'évaporation d'une masse d'eau conduit à un rapport linéaire δ^2H / $\delta^{18}O$ = 8 tandis que ce rapport sera inférieur à 8 dans un système irréversible marqué par des effets cinétiques. Il faut aussi retenir que, dans un système à l'équilibre, le rapport isotopique dans la vapeur (δ^{18}vapeur) est environ égal au rapport isotopique du liquide (δ^{18}liquide) moins 10‰ (Olive, 1996; UNESCO - IAEA, 2001).

I.3.2.5.2 Facteurs de modification du ratio isotopique des précipitations

L'utilisation de cet outil dans les années 1950-1960 pour qualifier la signature isotopique des précipitations à l'échelle globale a conduit, à partir de plusieurs travaux successifs, à la définition de la droite météorique mondiale (Global Meteoric Water Line – GMWL) (Craig, 1961; Epstein et Mayeda, 1953; Friedman, 1953). Cette droite a été décrite à partir d'échantillons d'eau de surface (lacs et rivières) ainsi que d'échantillons de pluie et est définie par la relation linéaire : $\delta^2H = 8 \times \delta^{18}O + 10$.

Craig (1961) met en évidence des échantillons présentant des anomalies avec des points se décalant de la GMWL notamment dans le cas de bassins endoréiques pour lesquels l'évaporation joue un rôle majeur dans le fractionnement isotopique de la molécule d'eau (Figure I.28 – « closed basins »). De même, en accord avec des données expérimentales (Dansgaard, 1964), les échantillons d'Afrique de l'Est se placent sur une droite de pente 5 qui est liée à des effets cinétiques lors de l'évaporation des gouttes d'eau au moment des précipitations induisant un enrichissement en isotopes stables. Ce type de phénomène correspond à des processus en déséquilibre selon le modèle de Rayleigh.

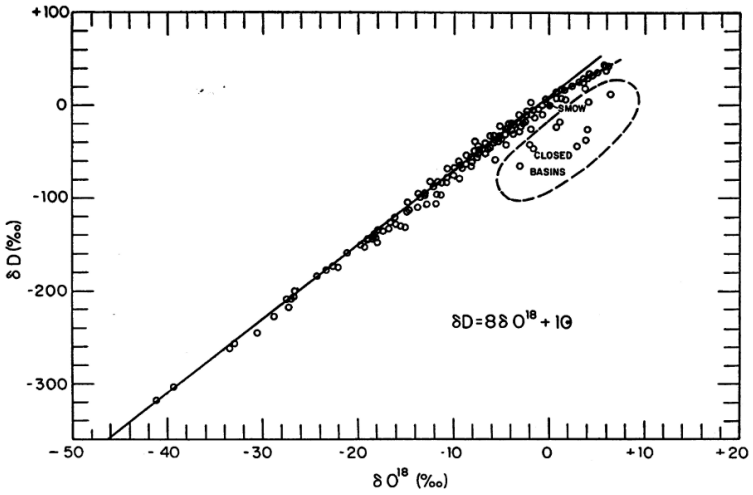


Figure I.28 : Variation du rapport isotopique du deutérium δD (ou δ2H) et de l'oxygène 18(δ18O) dans des rivières ,lacs, précipitations et neiges, exprimée par rapport au SMOW. La ligne pleine correspond à la droite météorique mondiale GMWL. La ligne en pointillée représente les rivières et lacs d'Afrique de l'Est présentant une pente de 5 (extrait de Craig, 1961).

Dansgaard (Dansgaard, 1964) propose le terme d'excès en deutérium (d_{exc}) comme index de condition non-équilibrée lors de la formation des précipitations avec la relation $d_{exc} = \delta^2H - 8 \times \delta^{18}O$. L'excès en deutérium est donc égal à 10 ‰ sur la droite météorique mondiale. Cette relation est dictée par l'humidité relative de l'atmosphère au moment de la formation des masses nuageuses au-dessus de l'océan (Jouzel et Merlivat, 1984; Merlivat et Jouzel, 1979).

À la suite de ces premiers travaux, plusieurs effets influençant le rapport isotopique des précipitations sont mis en évidence :

- l'effet de température impliquant un appauvrissement en oxygène-18 avec la diminution de la température (Dansgaard, 1964; Merlivat et Jouzel, 1979; Siegenthaler et Oeschger, 1980)
- l'effet d'altitude, qui, associé à l'effet de température, implique une diminution du rapport isotopique avec l'augmentation de l'altitude (Siegenthaler et Oeschger, 1980)
- l'effet de saisonnalité entraînant un appauvrissement oxygène-18 en hiver
- l'effet de latitude qui se traduit par un appauvrissement oxygène-18 lorsqu'on s'éloigne de l'équateur en direction des pôles (Craig, 1961)
- l'effet de continentalité qui entraîne un appauvrissement oxygène-18 en se déplaçant à l'intérieur des terres (Celle-Jeanton, 2000; Lambs et al., 2013)
- l'effet de masse modifiant le rapport isotopique des précipitations au cours d'un évènement et notamment un appauvrissement oxygène-18 des précipitations en période humide au fur et à mesure d'évènements pluvieux (Dansgaard, 1964)

Ces effets induisent donc une variation spatiale et temporelle de la teneur isotopique des précipitations à l'échelle globale mais aussi locale. Les variations spatiales sont mises en valeur par la définition de plusieurs droites météoriques locales ou régionales, notamment les droites de la méditerranée orientale (Gat et Carmi, 1970) et occidentale (Celle-Jeanton, 2000) décrites respectivement par les relations $\delta^2H = 8 \times \delta^{18}O + 22$ ‰ et $\delta^2H = 8 \times \delta^{18}O + 14$ ‰. L'important excès en deutérium pour la méditerranée orientale (+22‰) est lié à des processus d'évaporation au moment de la formation des masses nuageuses tandis que l'excès en deutérium pour la méditerranée occidentale (+14‰) traduit

un mélange entre masses d'air océanique et méditerranéenne (Celle-Jeanton, 2000). La variabilité spatiale et temporelle de la signature isotopique des précipitations est aussi mise en évidence par le calcul du gradient altitudinal, dont la valeur augmente généralement lors des périodes de précipitations intenses (Gonfiantini et al., 2001).

Enfin, de nombreuses études se sont intéressées à cette variabilité pour contraindre le signal d'entrée de l'eau dans un hydrosystème en définissant des droites météoriques locales s'appuyant sur les précipitations (Baudement, 2018; Celle-Jeanton, 2000; IAEA, 2005; Ladouche et al., 2009; Lambs et al., 2013; Rozanski et al., 1993; Vandenschrick et al., 2002) ainsi que sur le rapport isotopique des eaux souterraines (Benton et Doctor, 2018; Sappa et al., 2018).

I.3.2.5.3 Facteurs de modification du ratio isotopique des eaux souterraines

L'intérêt des isotopes stables de l'eau est apparu rapidement dans l'étude des eaux souterraines et de surface du fait du caractère conservatif des isotopes lors de la circulation de l'eau à travers les aquifères. Basé sur ce principe, plusieurs applications de cet outil ont été développées dans des différents contextes hydrogéologiques (nappe alluviale, aquifère de socle, aquifère karstique).

Il est nécessaire d'intégrer les processus impliquant un fractionnement isotopique de la molécule d'eau au cours de son transfert au sein d'un hydrosystème, et donc un shift isotopique soit par rapport à (1) un rapport initial local ou (2) par rapport aux droites météoriques mondiales et locales. La Figure I.29-A représente ces processus sur un graphique δ^2H en fonction de $\delta^{18}O$, graphique classiquement utilisé pour ces traceurs (Banton et Bangoy, 1997).

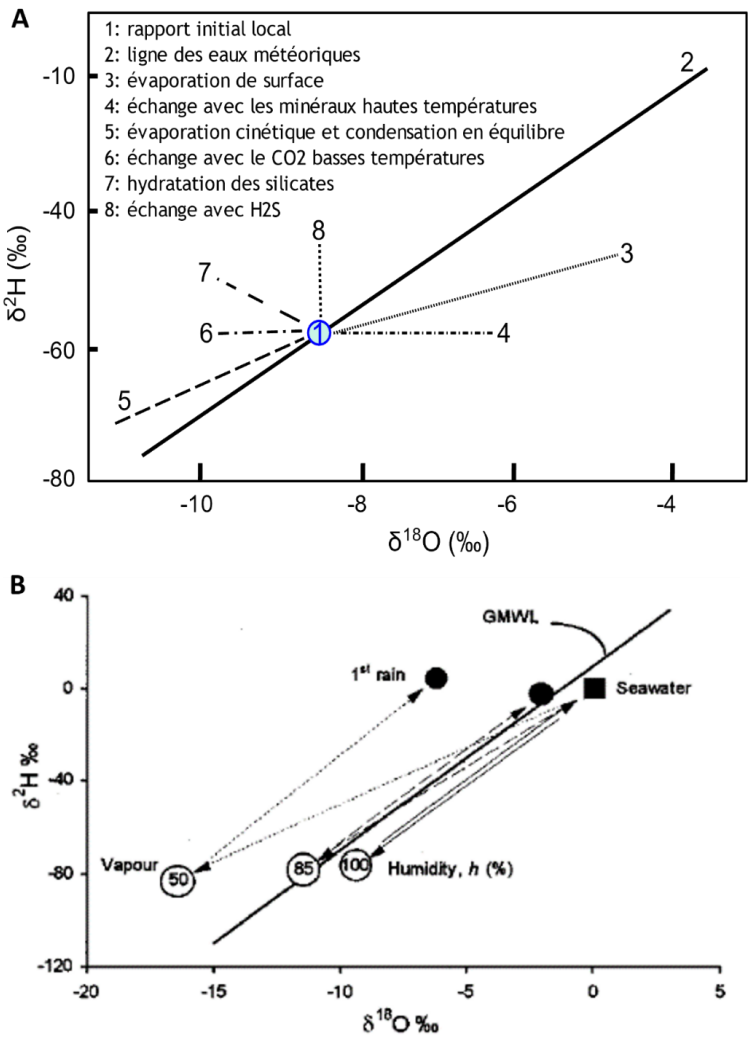


Figure I.29 : A- Processus impliquant un fractionnement de la signature isotopique d'une eau souterraine. La droite météorique mondiale est placée pour montrer l'évolution de la signature isotopique en fonction des processus par rapport à cette droite (extrait de Banton et Bangoy, 1997). B – Effets cinétiques pendant l'évaporation de l'eau de mer pour former de la vapeur d'eau selon plusieurs taux d'humidité relative (à 25°C), entrainant un fractionnement isotopique de la première pluie formée en équilibre (extrait de Clark and Fritz, 1997).

Le processus 3 (évaporation de la surface) se caractérise par un enrichissement en oxygène-18 et dans une moindre mesure en deutérium de l'eau par rapport au signal isotopique local (des sources ou des précipitations). Ce type de phénomène s'observe couramment sur des eaux de surface comme les lacs ou les rivières (Horton et al., 2016; Nofal, 2015) mais aussi dans le cas d'eau souterraine (Guglielmi et al., 1998). Les effets de l'évaporation sont aussi observés au niveau de l'eau stockée dans le sol (Allison et Hughes, 1983) entrainant donc un enrichissement de la signature isotopique de l'eau évaporée restant dans le sol. Les pentes d'enrichissement par évaporation suivront typiquement des pentes de l'ordre de 5 ou inférieures à 5 (Clark et Fritz, 1997).

Le processus 5 fait l'objet spécifique de la Figure I.29-B. Ce processus correspond à une modification des rapports isotopiques $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ par effets cinétiques, c'est-à-dire un processus de condensation et d'évaporation d'eau dépendant du taux d'humidité de l'air. Ainsi, à un taux d'humidité de 100%, la vapeur d'eau est en équilibre avec la signature isotopique de l'eau de mer, la pluie associée se place donc sur la ligne entre eau de mer et vapeur. Au contraire, la baisse du taux d'humidité à 50%

implique un appauvrissement important en oxygène 18 et deutérium de la vapeur d'eau, qui se traduit ensuite par une pluie qui se place bien au-dessus de la droite météorique mondiale (GMWL). L'excès en deutérium est un outil d'identification de ces processus cinétiques.

L'effet du processus 6 est observé et modélisé dans le cas de sources riches en CO_2 (Karolyte et al., 2017; Karolytė et al., 2017; Pauwels et al., 1997). Ce processus se traduit par un appauvrissement en oxygène-18 de l'eau, et n'a pas d'effet sur le rapport δ^2H.

Dans le cadre de cette thèse, les processus 4,7 et 8 présentés sur la Figure I.29-A ont peu de chance d'être observés du fait des conditions hydrogéologiques. En effet, le processus 4 (échange avec les minéraux hautes températures) et 8 (échange avec H_2S) se retrouvent pour des sources hydrothermales et le processus 7 (hydratation des silicates) nécessite la présence de silicates.

Pour terminer, la Figure I.30 met en évidence l'utilisation de ce graphique pour qualifier des mélanges de masses d'eau, par des relations linéaires, présentant des signatures isotopiques contrastés (deux eaux souterraines A et B, un pôle d'eau de mer, une eau fossile).

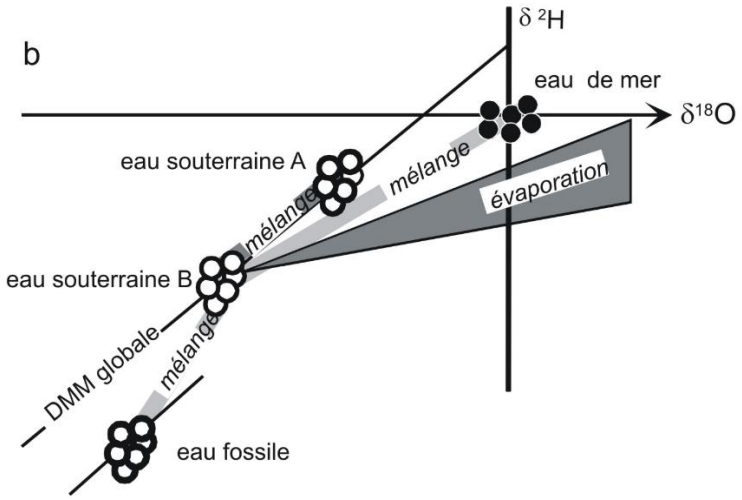


Figure I.30: Exemple de droite de mélange entre plusieurs pôles d'eaux souterraines, d'eau de mer et d'eau fossile (extrait de UNESCO – IAEA, 2001)

I.3.2.5.4 Quelques exemples d'application en hydrogéologie

De façon générale, il est possible d'utiliser cet outil pour qualifier la signature hydrogéochimique d'une masse d'eau souterraine au cours du temps (Shamsuddin et al., 2018; Vandenschrick et al., 2002). Son caractère conservatif met en évidence des processus de mélange entre masses d'eau, que ce soit entre plusieurs masses d'eau souterraine (Guglielmi et al., 1998; Quenet et al., 2019) ou lors d'échanges nappe-rivière (Kanduč et al., 2014; Négrel et al., 2003). À l'échelle de temps d'un évènement pluvieux, cette méthode a permis de décomposer des hydrogrammes de crue et donc de discriminer la part d'eau d'infiltration récente au niveau de sources (Ladouche et al., 2001). Une application de cet outil est aussi possible pour distinguer l'origine de la salinité des eaux souterraines (Banner et al., 1989). Aussi plusieurs auteurs se sont intéressés aux isotopes stables de l'eau pour contraindre les processus de recharge et d'infiltration de l'eau (Hu et al., 2015; Koeniger et al., 2016; Prada et al., 2016; Séraphin et al., 2016) ainsi qu'à travers l'épikarst et la zone non saturée en domaine carbonaté karstique (Darling et Bath, 1988; Genty et al., 2014; Poulain et al., 2018). Dans certains cas, une homogénéisation du ratio isotopique des précipitations est observée au niveau de grottes

(Even et al., 1986; Goede et al., 1982; Yonge et al., 1985) même si une partie de l'eau est parfois transférée rapidement vers les exutoires.

Les aires d'alimentation des eaux souterraines peuvent être identifiées dans des contextes hydrogéologiques présentant des contrastes d'altitude important, qui se traduiront par une diminution du rapport $\delta^{18}O$ des précipitations avec l'augmentation de l'altitude (Dansgaard, 1964; Siegenthaler et Oeschger, 1980). Plusieurs études se basent sur ce principe pour différencier l'altitude moyenne de recharge des eaux souterraines, en considérant la signature de la pluie comme représentative du signal isotopique de la recharge correspondant au rapport initial local présenté sur Figure I.29-A (Blavoux, 1995; Clark et Fritz, 1997; Gourcy et Petelet-Giraud, 2011; Mook, 2001; Prada et al., 2016), et notamment en domaine carbonaté (Barbieri et al., 2005; Bicalho et al., 2017; Herms et al., 2019; Hu et al., 2015; Rusjan et al., 2019; Sánchez et al., 2018; Sappa et al., 2018; Vandenschrick et al., 2002). Plusieurs auteurs discutent de l'effet des périodes de recharge et des effets de saisonnalité de la signature isotopique des précipitations sur celle des eaux souterraines. Prada et al (Prada et al., 2016) démontrent, par l'utilisation des isotopes stables de l'eau, qu'une partie des eaux souterraines est rechargée préférentiellement par les pluies hivernales du fait d'une combinaison de paramètres hydrologiques (ETP faible, sol déjà humide après l'automne, évènement moins fort qu'à l'automne). Les relations entre eau souterraine et précipitations permettent d'estimer le temps de renouvellement et donc le temps de séjour moyen d'une eau souterraine (Kusakabe et al., 1970).

Pour terminer, malgré l'utilisation de la pluie efficace pour expliquer la recharge des eaux souterraines d'un bassin carbonaté karstique, Calligaris et al. (Calligaris et al., 2018) considèrent uniquement la signature isotopique des précipitations pour contraindre l'altitude de recharge des aquifères. Sappa et al. (Sappa et al., 2018) proposent l'utilisation de deux modèles (du type « Inverse Hydrogeological Balance Method ») pour calculer l'altitude moyenne de la zone de recharge de plusieurs sources karstiques à partir du ratio isotopique d'une source dont l'altitude de recharge est relativement bien contrainte initialement (correspond à l'endmember) et d'un gradient altitudinal des précipitations. Rusjan et al. ainsi que Herms et al. (Herms et al., 2019; Rusjan et al., 2019) calculent le temps de transit moyen (« Mean Transit Time ») entre le signal d'entrée et le signal de sortie de l'eau dans l'hydrosystème en considérant uniquement le ratio isotopique des précipitations et en intégrant l'effet de saisonnalité. L'ensemble de ces études intègrent donc les termes de recharge ou de pluie efficace pour qualifier les zones de recharge ou les temps de transit mais s'appuient uniquement sur la signature isotopique des précipitations comme représentatif du signal d'entrée, avec dans certains cas une pondération par saison (Herms et al., 2019). La différence entre le signal isotopique de la pluie brute pondérée et celui de l'eau qui recharge réellement la zone saturée de l'aquifère karstique reste une problématique peu étudiée.

I.3.2.6 Isotopes du strontium

I.3.2.6.1 Principe

Le strontium possède quatre isotopes stables naturels ^{84}Sr, ^{86}Sr, ^{87}Sr, ^{88}Sr d'abondances relatives respectives de 0,56%, 9,86%, 7,02% et 82,56% ainsi que 15 isotopes radioactifs. Le rapport isotopique du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) d'une eau est directement lié à celui du minéral ou de l'assemblage minéralogique avec lequel l'eau a interagi. Ainsi, les eaux qui drainent des roches silicatées présentent des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ relativement élevés, celles qui drainent des roches carbonatées ont des

signatures plus faibles ou moins radiogéniques (Cook et Herczeg, 2000; Dörfliger et al., 2010). Cela est lié à la désintégration de Rubidium 87 (^{87}Rb) en strontium 87 (^{87}Sr), le premier élément se retrouvant en grande quantité dans les roches magmatiques et métamorphiques, et impliquant donc une augmentation de la concentration en ^{87}Sr au cours du temps (et donc du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ – Figure I.31).

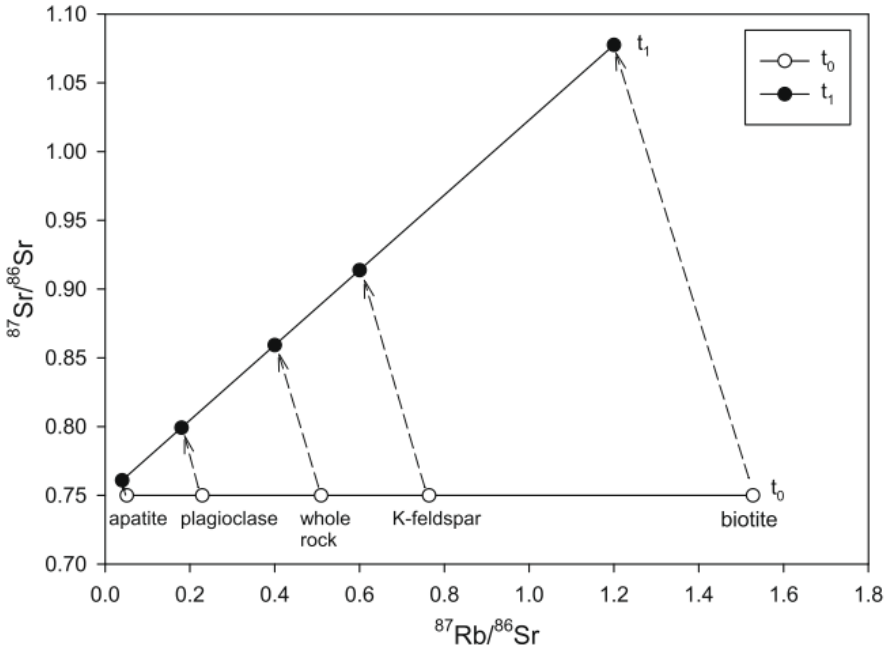


Figure I.31: Évolution théorique de deux rapports isotopiques du strontium à partir du temps de formation initial de la roche (t0) jusqu'au temps de mesure (t1)

Le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ des roches carbonatées et des évaporites marines suit fidèlement celui de l'eau de mer de l'époque du dépôt (Burke et al., 1982; Faure, 1986; Veizer, 1989) et permet donc de dater les roches sédimentaires (Figure I.32). De plus, le rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ ne fait pas l'objet de fractionnement isotopique comme c'est le cas pour les isotopes stables de l'eau.

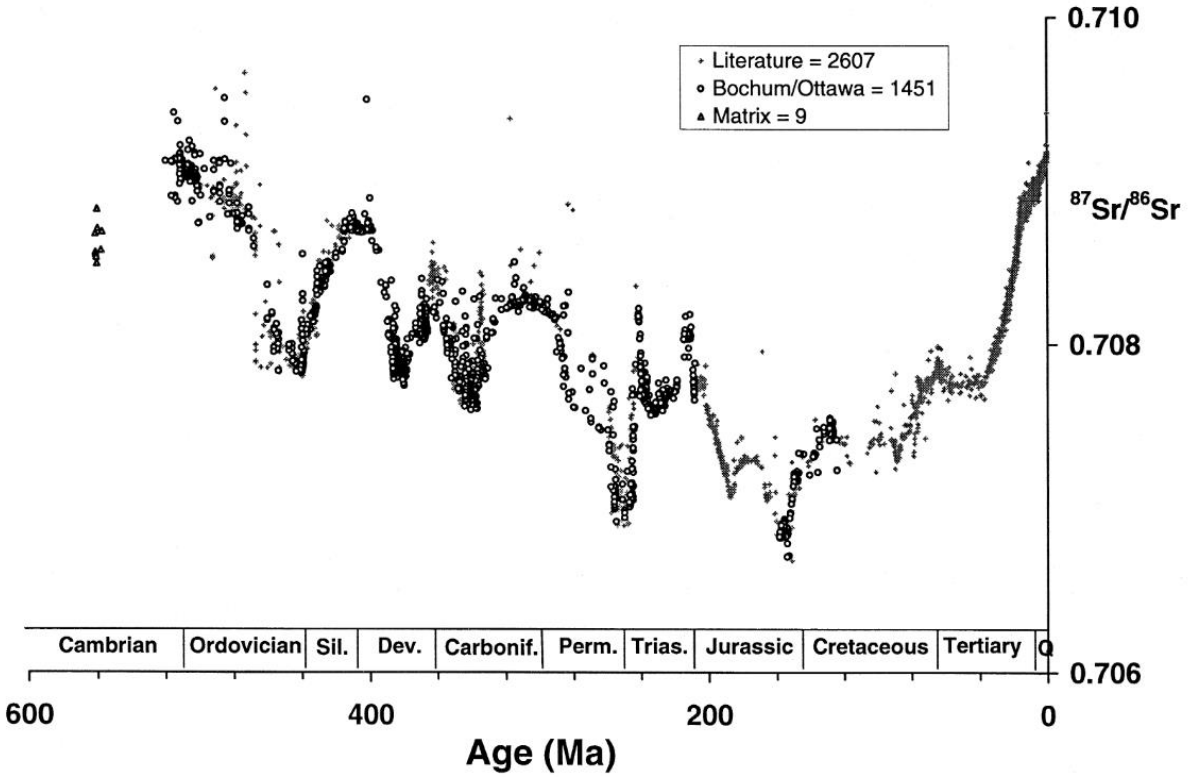


Figure I.32 : Ratio isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ de l'eau de mer depuis le Cambrien (Paléozoïque) basé sur 4055 échantillons de brachiopodes, bélemnites et conodontes, ainsi que 9 échantillons de micrites (extrait Veizer et al. 1999, initialement proposé par Burke et al. 1982)

Cette approche reliant encaissant et eau souterraine semble toutefois remise en cause dans le cas des aquifères carbonatés karstiques pour lesquels les mélanges entre masses, les processus d'interaction eau-roche ainsi que l'histoire géodynamique des roches sédimentaires avec l'intégration de matériaux très radiogéniques peuvent entrainer un shift du ratio isotopique de l'encaissant dans son ensemble (« bulk rock ») par rapport à celui de l'eau de mer au moment des dépôts (Dogramaci et Herczeg, 2002; El Meknassi et al., 2020; Khaska et al., 2013; Kloppmann et al., 2011; McNutt, 2000; Nevers et al., 2020; Shand et al., 2007).

I.3.2.6.2 Quelques exemples d'application en hydrogéologie

Régionalement, le rapport isotopique du strontium a été utilisé pour caractériser les aquifères carbonatés karstiques et les modalités d'écoulement de l'eau souterraine. La Figure I.33 présente une synthèse de valeurs caractéristiques issues de la littérature des rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ et de la concentration en strontium (représentée en 1/Sr) de l'eau souterraine en domaine carbonaté méditerranéen, ainsi que de l'eau de pluie, et les valeurs moyennes des roches par époque géologique. Tout d'abord, les rapports isotopiques mesurés sur les précipitations montrent une très forte variabilité que ce soit sur le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.71010 à Dax (Négrel et al., 2007) en 2003 contre 0.70830 pour la valeur minimale à Montpellier (BenOthman et al., 1997) et sur le rapport 1/Sr (de presque 0 à environ 1200 mg/l^{-1} pour les prélèvements faits à Montpellier). Cependant, les ions strontium Sr^{2+} sont en général en faible concentration dans les précipitations, se traduisant par un rapport 1/Sr supérieur à 80 pour 5 échantillons sur 6. Les signatures isotopiques des échantillons sur les eaux carbonatées karstiques sur le Causse Méjean sont plus radiogéniques que les signatures moyennes attendues (rond orange vide - Jurassique inférieur en particulier)(Bailly-Comte et al., 2021b). Les auteurs l'expliquent par la

présence de dépôts et remplissages karstiques fluviatiles d'origine cévenole (massif granitique et métamorphique)(Bailly-Comte et al., 2021b; Husson et al., 2018). Le rond violet vide correspond à une source marquée par un mélange entre les eaux karstiques et un pôle cristallin venant de perte de la Jonte, rivière drainant le massif cévenol (Bailly-Comte et al., 2021b). Les sources du Lez, de Sauve et du Lirou drainent théoriquement des aquifères calcaires et dolomitiques du Jurassique et du Crétacé. Dans ce cas, les rapports isotopiques et 1/Sr présentent une forte variabilité, malgré des contextes hydrogéologiques relativement similaires. Dans le cas de la source Sauve, la signature du ratio isotopique du strontium est dépendante des conditions hydrologiques impliquant deux types de recharges allochtone et autochtone, et un mélange entre masse d'eau radiogénique drainant un massif cristallin et/ou triasique et une masse d'eau drainant les calcaires moins radiogéniques. Au niveau du Bassin de l'Arc (Bailly-Comte et al., 2015; Dewandel et al., 2017), le rapport isotopique a été utilisé principalement en tant qu'outil de comparaison avec d'autres valeurs régionales pour contraindre les modalités d'écoulement et l'origine de l'eau au sein des formations principalement crétacés et jurassiques en profondeur. On remarque ici aussi l'anomalie entre rapport isotopique mesuré et théorique, excepté peut-être pour le forage Meyreuil implanté dans le Crétacé supérieur.

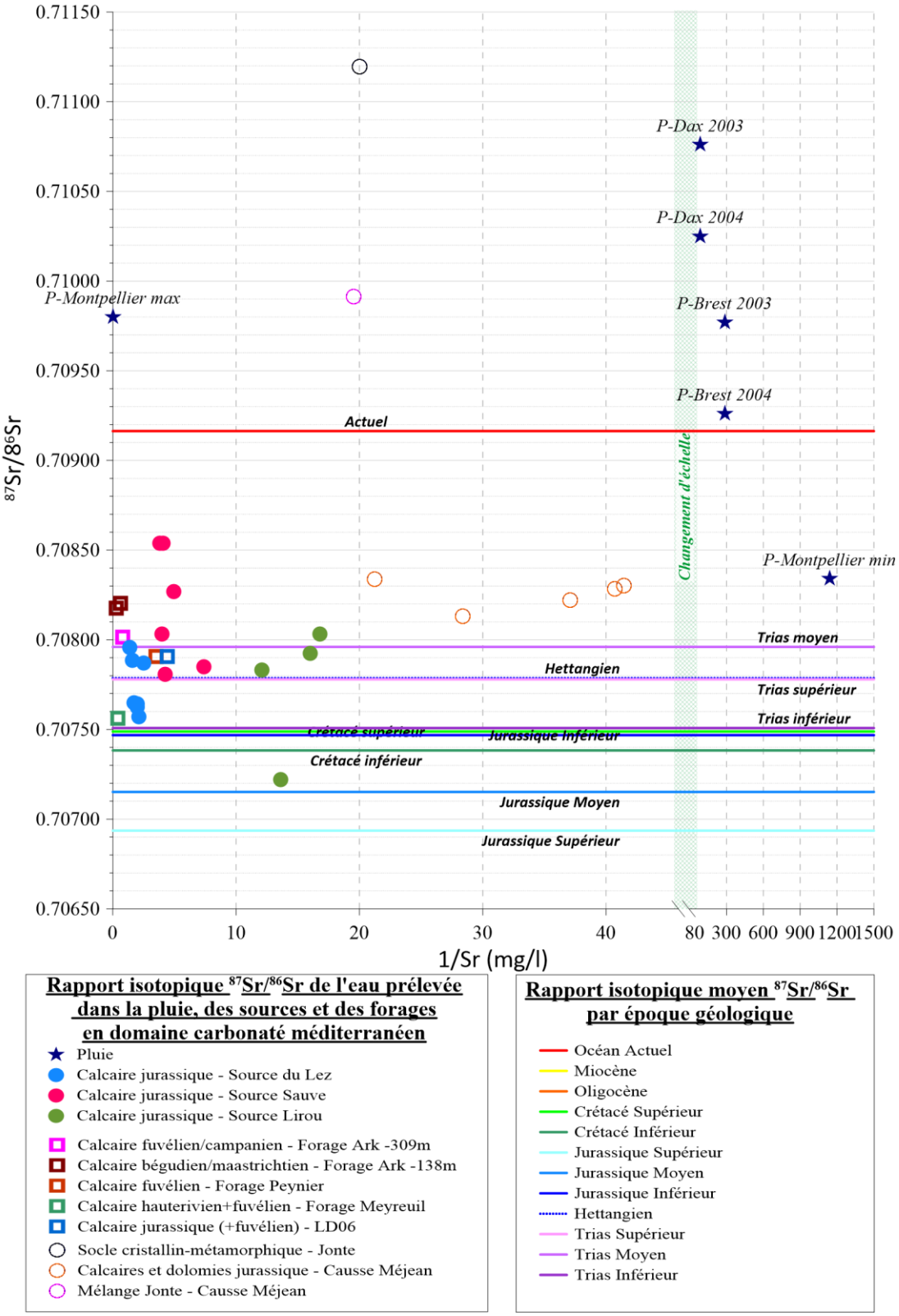


Figure I.33 : Rapport isotopique du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) en fonction du rapport 1/Sr pour caractériser les réservoirs carbonatés. Données de la bibliographie : Rond vide de couleur - Rapport RP-70327-FR Causse Méjean - (Bailly-Comte et al., 2021b) ; Rond plein bleu - Source du Lez (Batiot-Guilhe et al., 2014) ; Rond plein rouge – Source Sauve (Legeay, 2013) ; Rond plein vert – Source Lirou (Bicalho et al., 2017) ; Carré de couleur – Projet Ark (Bailly-Comte et al., 2015; Dewandel et al., 2017) ; Pluie Dax et Brest (Négrel et al., 2007) ; Pluie Montpellier (extrait de Négrel el al., 2007, d'après BenOthman et al., 1997) ; Rapport isotopique moyen par âge géologique (Bralower et al., 1997; Price et Gröcke, 2002; Veizer et al., 1999)

En parallèle plusieurs auteurs appliquent cet outil pour :

- Caractériser les interactions eau-roche. Pauwels (1997) montre une différence nette entre la ratio $^{87}Sr/^{86}Sr$ du granite et de l'eau au niveau de Saint-Nectaire. Cela montre l'absence d'équilibre isotopique entre roche et fluide. Soit un mélange entre masses d'eau soit un équilibre entre eau et certains minéraux du granite expliquerait les valeurs isotopiques de l'eau. D'autres auteurs utilisent ce rapport isotopique de la même manière (Clark et Fritz, 1997; McNutt, 2000; Shand et al., 2007).
- Évaluer les mélanges entre masses d'eau. Une étude sur le système de Maheshwaram indique que la variation en isotope du strontium est principalement due à un mélange entre masses d'eau, chacune marquant leurs origines par interaction avec l'encaissant (Négrel et al., 2018).
- Tracer l'origine de la salinité d'une eau. Vengosh et al. (1999) étudient un aquifère côtier en Israël où la salinité de l'eau de la nappe pompée par forage augmente. Ils distinguent différentes sources d'eau salée par l'interprétation croisée de plusieurs traceurs isotopiques (bore, strontium, oxygène 18). Une autre étude (Banner et al., 1989) montre un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ dans les eaux souterraines trop radiogénique (trop élevé) par rapport aux valeurs issues de la dissolution des roches carbonatées évaporitiques datées du Paléozoïque formant l'aquifère. Dans ce cas, ce sont les échanges ioniques avec des minéraux argileux et la présence de feldspath qui expliqueraient ce rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$.
- Origine des précipitations. Plusieurs auteurs se sont basés sur le ratio $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour distinguer l'origine des précipitations. Ainsi, l'influence des aérosols et leurs composition influencent la géochimie de l'eau de pluie (Négrel et al., 2007; Xu et Han, 2009)
- Caractériser des contaminations anthropiques. Böhlke et al. (2000) s'appuient sur les isotopes du strontium pour définir l'impact de l'agriculture et en particulier l'utilisation de fertilisant.

Il faut aussi retenir que l'étude seule des isotopes du strontium n'est pas conseillée et doit être faite en corrélation avec l'ensemble des paramètres hydrogéologiques et hydrochimiques (McNutt, 2000).

I.3.2.7 Isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates

Le soufre (S) possède quatre isotopes stables ^{32}S, ^{33}S, ^{34}S et ^{36}S d'abondances relatives respectives de 95,02%, 0,78%, 4,21% et 0,02%. Le rapport d'abondance entre le ^{34}S et le ^{32}S est donné sous la forme $\delta^{34}S$ qui se calcule de la manière suivante :

$$\delta^{34}S_{échantillon} = \left(\frac{\left(\frac{^{34}S}{^{32}S}\right)_{échantillon}}{\left(\frac{^{34}S}{^{32}S}\right)_{V-CDT}} \right) * 1000$$

Cette méthode est intéressante pour différencier l'origine des sulfates dans les eaux souterraines, en particulier les influences marine, évaporitique et volcanique (Krouse, 1980). Toutefois, la complexité analytique et le prix élevé limitent généralement sa mise en œuvre. Elle se base sur l'analyse isotopique du ^{34}S et du $\delta\,^{18}O$ des ions sulfates SO_4^{2-}. Le rapport isotopique $\delta^{34}S$ est exprimé par rapport au V-CDT (Vienna-Canyon Diablo Troilite – sulfure de fer de la phase troilite de la météorite ferrugineuse de Diablo Canyon - UNESCO - IAEA 2001) tandis que le rapport $\delta^{18}O$ est exprimé par rapport au V-SMOW. Appliquée à l'hydrologie, plusieurs auteurs ont caractérisé le rapport isotopique

$\delta^{34}S$ dans l'eau de mer ou l'eau douce. Ainsi, Rees (Rees, 1970) donne, pour les ions sulfates de l'eau de mer, le rapport isotopique $\delta^{34}S$ environ égal à +20 ‰ actuellement, relativement constant à l'échelle de la Terre. L'évolution de ce rapport au cours des temps géologiques permet d'identifier la source de sulfate d'une eau souterraine et de dater l'encaissant dans le cas d'une roche évaporitique (Van Everdingen et al., 1982). Dans le cas d'eau douce, le rapport isotopique est très variable, même au sein d'un système aquifère, influencé par les teneurs en ^{34}S des différentes roches traversées. La Figure I.34 résume ces variations de $\delta^{34}S$ et $\delta^{18}O$ des sulfates selon l'origine des eaux souterraines investiguées.

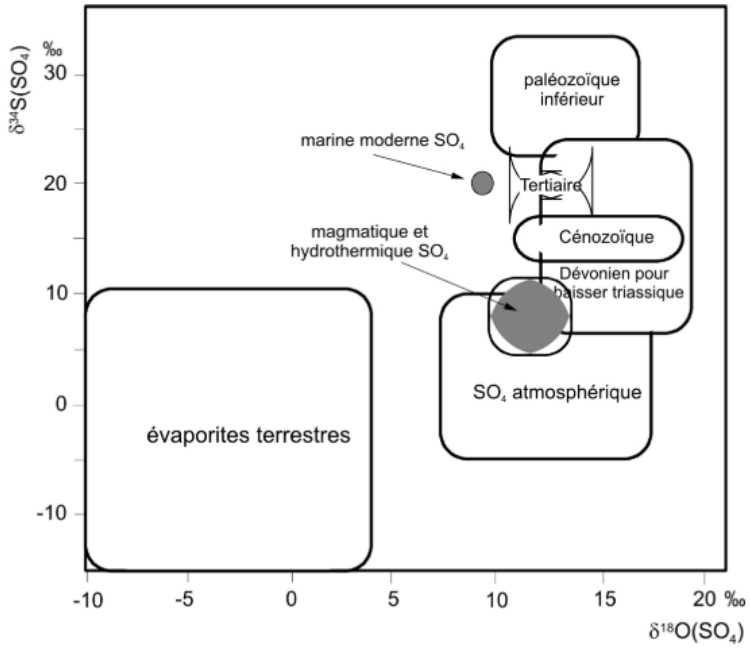


Figure I.34: Valeurs de $\delta^{34}S$ et de $\delta^{18}O$ des sulfates de différentes origines, dissous dans l'eau souterraine (extrait de UNESCO-IAEA, 2001; d'après Clark et Fritz, 1997)

Au contraire des isotopes du strontium, le rapport isotopique du soufre est sensible au fractionnement isotopique selon plusieurs processus rappelés par Krouse et Mayer (Krouse et Mayer, 2000) (Figure I.35). Ces processus microbiens (oxydation et réduction) et d'interaction eau-roche impliquent donc un enrichissement ou un appauvrissement en ^{34}S ou en ^{18}O selon les conditions rencontrées.

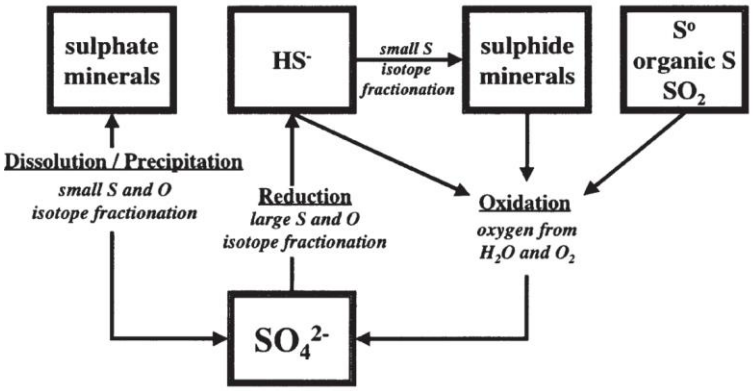


Figure I.35: Fractionnement isotopique du soufre par phénomène d'oxydation, réduction et dissolution/précipitation dans les eaux souterraines (extrait de Krouse et Mayer, 2000)

Une précaution est à prendre lors l'échantillonnage d'eau. L'activité bactérienne peut consommer une partie du soufre et les transformer en sulfure, en sachant que ce sont les isotopes ^{32}S qui seront impactés. Cela peut influencer très fortement le rapport isotopique final et donc l'interprétation des résultats. Il est donc nécessaire d'ajouter une solution d'acétate de cadmium pour stabiliser l'échantillon au moment du prélèvement (cf méthologie fournie par le BRGM - Montech 2019). La Figure I.36 donne une synthèse de résultats extraits de la littérature ($\delta^{34}S$ vs $\delta^{18}O$ des ions sulfates SO_4^{2-}), correspondant à des cas d'étude qui permettent d'encadrer les types d'eau attendus sur la zone d'étude des bassins versants de l'Huveaune et de Port-Miou. La partie droite de la figure illustre les résultats proposés par Vernet et Vernet (1980) spécifiquement sur la zone d'étude (seules les $\delta^{34}S$ sont disponibles).

L'application de ce traceur isotopique en hydrogéologique amène donc à discriminer l'origine des sulfates selon la roche réservoir, notamment évaporitique, ainsi que les processus d'oxydo-réduction rencontrés lors de la présence de soufre organique type pyrite (Bottrell et al., 2008; Kanduč et al., 2014; Rebeix, 2010; Samborska et Halas, 2010)(Figure I.36). Les isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates peut aussi être marqueur de sulfate d'origine industrielle et agricole (Bottrell et al., 2008; Krouse, 1980).

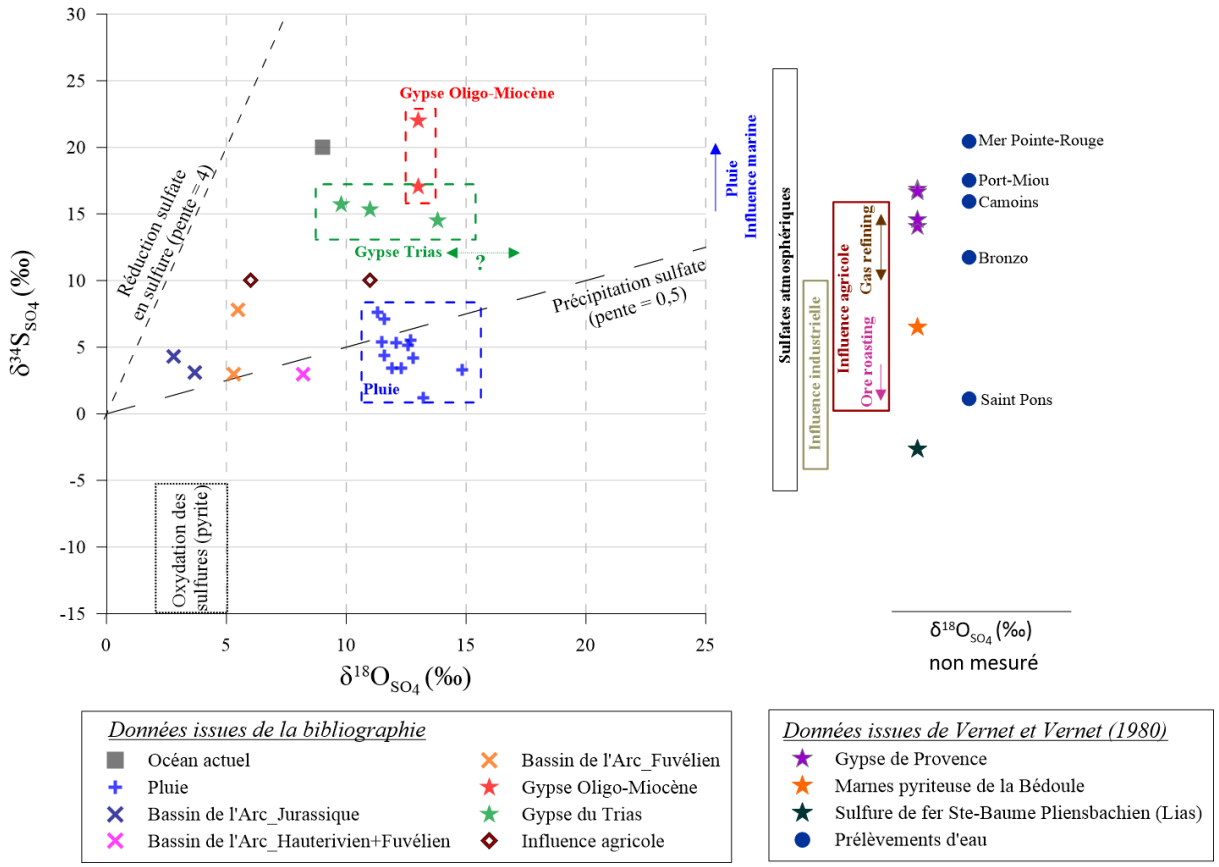


Figure I.36 : Rapports isotopiques du soufre 34 ($\delta^{34}S_{SO4}$) en fonction de l'oxygène 18 ($\delta^{18}O_{SO4}$) des sulfates de l'eau issus des données de la littérature sur l'eau et les roches régionales. Les gypses de Provence (Vernet et Vernet, 1980) sont des valeurs mesurées sur des roches du bassin versant de l'Huveaune (Camoins, Auriol, Ste-Baume/St-Pons et Forage Allauch). Les valeurs de l'océan actuel, l'influence agricole, l'influence industrielle, et les sulfates atmosphériques sont tirés de Krouse, 1980 ; Les données de pluie sont tirées de Bottrell et al., 2008 ; les données sur le Bassin de l'Arc viennent de Bailly-Comte et al, 2015 et Dewandel et al, 2017 ; les valeurs du gypse Oligo-miocène et du gypse du Trias des Corbières viennent de Ladouche B., com. Pers., BRGM/RP-67528-FR (2018).

II. PARTIE II – CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE, HYDROGÉOLOGIQUE ET SITES DE MESURES

Ce chapitre est dédié à la présentation du contexte général des bassins versants de l'Huveaune et de Port-Miou. Le contexte climatique décrit la variabilité spatiale et temporelle des précipitations et du débit de l'Huveaune au cours du temps sur la période 2018-2021. Une synthèse géologique et karstologique amène ensuite à la présentation du cadre hydrogéologique, avec une mise en avant des caractéristiques spécifiques de cette zone d'étude : le bassin versant hydrogéologique des sources sous-marines de Port-Miou, la description de la nappe alluviale à Aubagne et une description synthétique des source karstiques et forages pour l'alimentation en eau potable. La révision du bassin versant hydrogéologique des sources sous-marines de Port-Miou est aussi proposée dans ce chapitre en détaillant les conditions de délimitation du bassin versant.

II.1 CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET HYDRO-CLIMATIQUE

II.1.1 Situation géographique des bassins versants de la zone d'étude

Le site d'étude (Figure II.1) se situe à cheval sur les départements des Bouches-du-Rhône et du Var, dont la séparation se fait selon un axe nord-sud au niveau du massif de la Sainte-Baume. L'agglomération marseillaise représente la majorité de la population de la zone et se place en limite ouest au bord de la mer Méditerranée. L'Huveaune est un fleuve côtier de 52 km de long prenant sa source en bordure nord du massif de la Sainte-Baume sur la commune de Nans-les-Pins. Il représente l'axe principal de drainage des eaux de surface vers son exutoire au niveau des plages du Prado à Marseille (Figure II.1). Son bassin versant hydrologique s'étend sur 488 km². Une grande dépression topographique se remarque au sud du massif de la Sainte-Baume où se situe la commune de Cuges-les-Pins. Elle correspond à un bassin endoréique formant un vaste poljé. Un sous-bassin versant topographique est aussi défini en fixant l'exutoire de l'Huveaune au niveau de la station de mesure de débit du Charrel à Aubagne, impliquant un bassin versant en amont du Charrel d'une superficie de 272 km² (dessiné en pointillé bleu – Figure II.1).

En lien avec les modalités d'alimentation en eau potable, un réseau de canaux d'irrigation se développe principalement au niveau du bassin marseillais et de la plaine aubagnaise. Ces canaux distribuent l'eau en provenance principalement de la Durance via le canal de Marseille. Le réseau de canaux à l'est de la zone d'étude est lié au canal de Provence acheminant l'eau du Verdon.

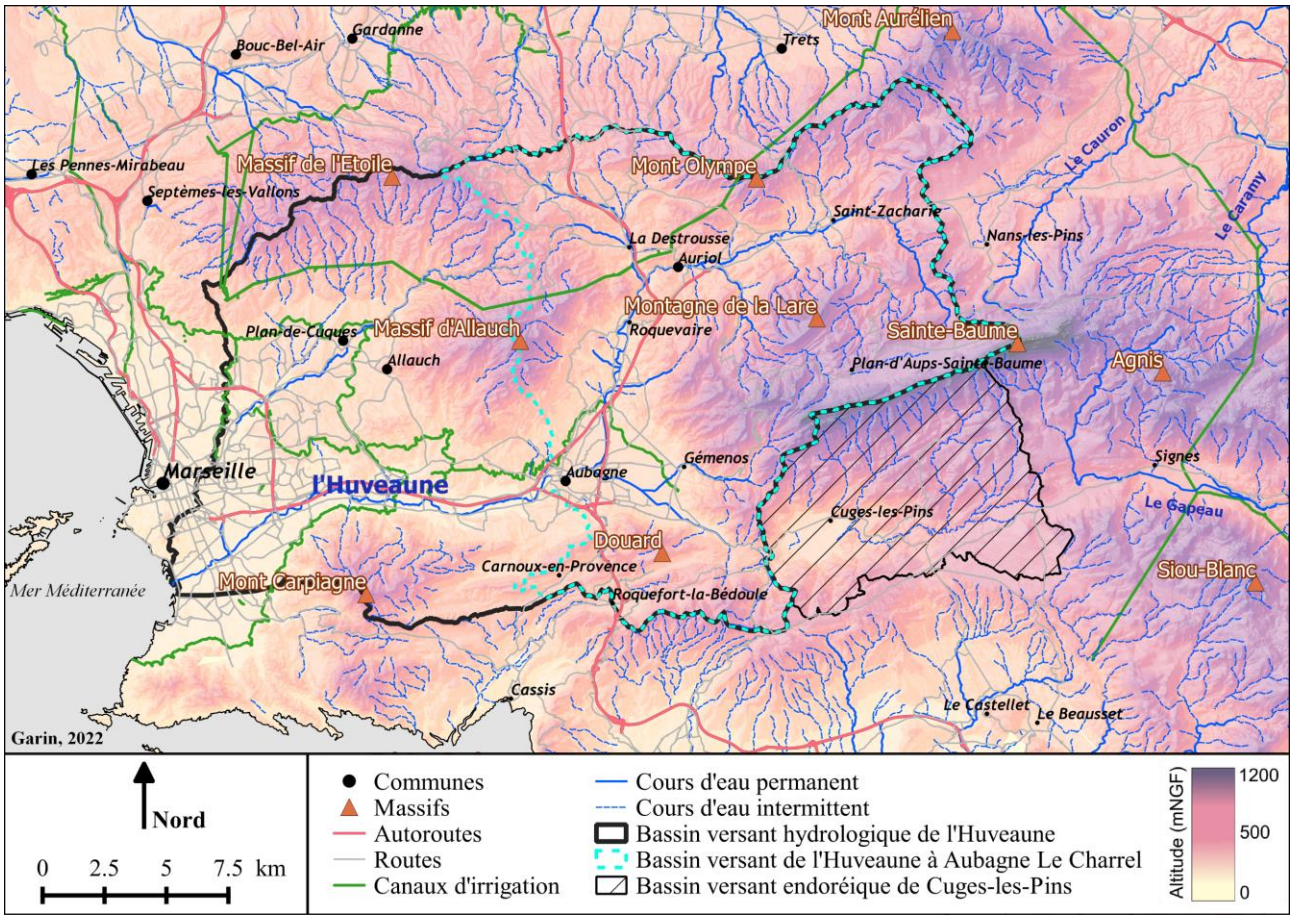


Figure II.1 : Cadre géographique de la zone d'étude présentant les différents massifs carbonatés et les limites du bassin versant hydrologique de l'Huveaune.

Plusieurs massifs carbonatés d'orientation générale est-ouest s'observent sur la zone d'étude (Figure II.1) :

- Au sud, le massif des Calanques (culminant au Mont Carpiagne à 646 mNGF) et où se situent les sources de Port-Miou à Cassis, et le massif du Douard (480 mNGF) en bordure de la plaine d'Aubagne
- Au nord, le massif de l'Etoile (779 mNGF au Grand-Puech) et le massif d'Allauch (ou massif du Garlaban à 731 mNGF).
- Au nord de la vallée de l'Huveaune se trouvent le mont Aurélien (880 mNGF) et le mont Olympe (810 mNGF), alors que le massif de la Lare (845 mNGF) se distingue en rive gauche de l'Huveaune.
- À l'est, le massif de la Sainte-Baume avec son sommet au Joug de l'Aigle (1148 mNGF).
- À l'extrême est de la carte, en dehors des limites des bassins versants, se trouvent le massif de Siou Blanc (à 826 mNGF, au sein de l'Unité géologique du Beausset) et le massif d'Agnis (919 mNGF).

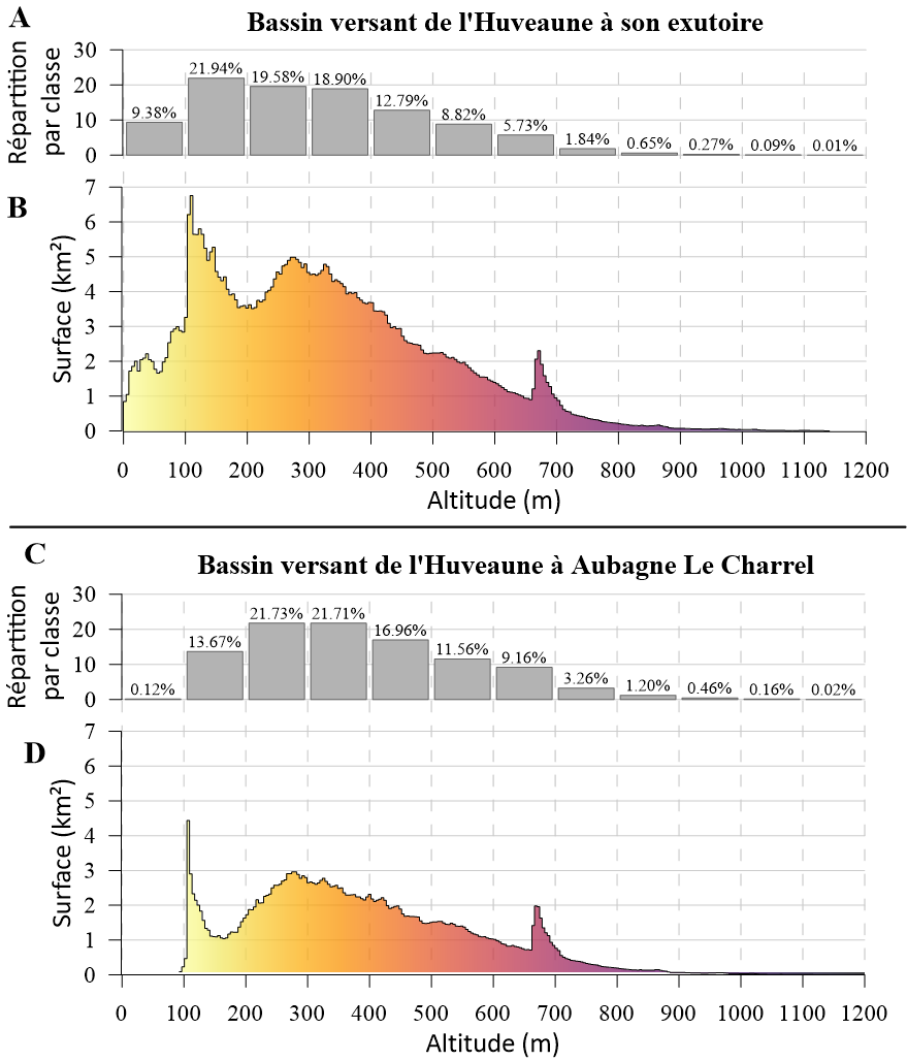


Figure II.2 : A - Répartition des altitudes par classe de 100m du bassin versant hydrologique de l'Huveaune ; B - Histogramme des altitudes par classe de 4,5m calculé par analyse de raster sur QGis ; C - Répartition des altitudes par classe de 100m du bassin versant hydrologique de l'Huveaune à la station d'Aubagne Le Charrel ; D – Histogramme des altitudes par classe de 4,5m calculé par analyse de raster sur QGis.

L'utilisation du MNT (Modèle Numérique de Terrain) permet le calcul de la répartition de l'altitude par classes, par analyse raster automatique sur QGis. Les résultats sont proposés pour le bassin versant topographique de l'Huveaune tel qu'il est dessiné sur la Figure II.1 (excluant le bassin endoréique de Cuges les Pins), par classes de 100m (Figure II.2-A) et par classes de 4,5m (analyse raster automatique sur QGis - Figure II.2-B). Cette classification met en évidence la forte variabilité de l'altitude sur le bassin versant de l'Huveaune, partant du niveau de la mer à 0 mNGF à Marseille, et une altitude maximale au niveau du massif de la Sainte-Baume à 1148 mNGF. La valeur médiane est de 290 mNGF. La variabilité importante de l'altitude s'observe bien avec le pic de Bertagne dominant le paysage, à quelques kilomètres de la plaine d'Aubagne et de Gémenos (Figure II.3). Un calcul similaire est effectué pour le sous-bassin versant de l'Huveaune en considérant la station hydrométrique du Charrel à Aubagne comme limite et exutoire (Figure II.2-C et D). Dans ce cas, l'altitude varie de 92 à 1148 mNGF, avec une valeur médiane de 360 mNGF. L'utilisation des classes de 100m indique que les altitudes supérieures à 600 mNGF représentent respectivement 8,6% et 14.3% de la superficie du bassin versant de l'Huveaune et du bassin versant du Charrel à Aubagne.

La distribution de l'altitude sur le bassin versant de l'Huveaune est prédominée par des classes de 100 à 400 m NGF, tandis que ce sont les classes de 200 à 500 mNGF qui dominent le sous-bassin du Charrel. Le pic de surface observé autour de 100 mNGF est associé aux plaines d'Aubagne et de Marseille. Enfin, l'augmentation de la surface comprenant des altitudes compris entre 600 et 700 mNGF peut être reliée au plateau du Plan d'Aups (Figure II.1) représentant donc une superficie relativement importante de la zone d'étude.

Figure II.3 : Vue sur le massif de la Sainte-Baume et l'est de la plaine d'Aubagne depuis le massif du Douard (Thibaut Garin, le 05/12/2019)

Pour terminer, l'inventaire de l'occupation du sol via la base de données CORINE Land Cover (Union Européenne - SOeS, 2012) a été simplifié par groupe de niveau 1 pour faciliter la lecture (Figure II.4), excepté le groupe « Roches nues » qui est de niveau 3. Par exemple, le groupe « Forêts et terrains naturels » regroupe ainsi trois groupes de niveau 2 (Forêts, Milieux à végétation arbustive et/ou herbacée et Espaces ouverts, sans ou avec peu de végétation) et 12 groupes de niveau 3. L'ensemble des catégories est facilement accessible sur le guide d'utilisation et les tables attributaires des fichiers de cartographie (type shapefiles) de la base de données.

Cet outil cartographique, associé au Tableau II.1, fait ressortir la dominance des forêts et terrains naturels situés sur les massifs carbonatés, respectivement 57% et 49% de la surface du bassin versant de l'Huveaune et du sous-bassin à Aubagne Le Charrel. Les territoires artificialisés (26% de la surface du bassin versant de l'Huveaune contre 14% sur le sous-bassin versant à Aubagne) se concentrent sur l'agglomération marseillaise, la plaine d'Aubagne et la vallée de l'Huveaune jusqu'à La Destrousse. La plaine d'Aubagne se caractérise aussi par une forte présence agricole au nord des territoires artificialisés, qu'on retrouve ensuite le long de la vallée de l'Huveaune amont. Cela ressort bien dans la distribution de l'occupation des sols pour le sous-bassin du Charrel (30% contre seulement 12% en considérant la totalité du bassin versant de l'Huveaune). Enfin, quelques zones se caractérisent par de la roche nue en lien avec la présence de falaises et affleurement de roches carbonatées (Figure II.4).

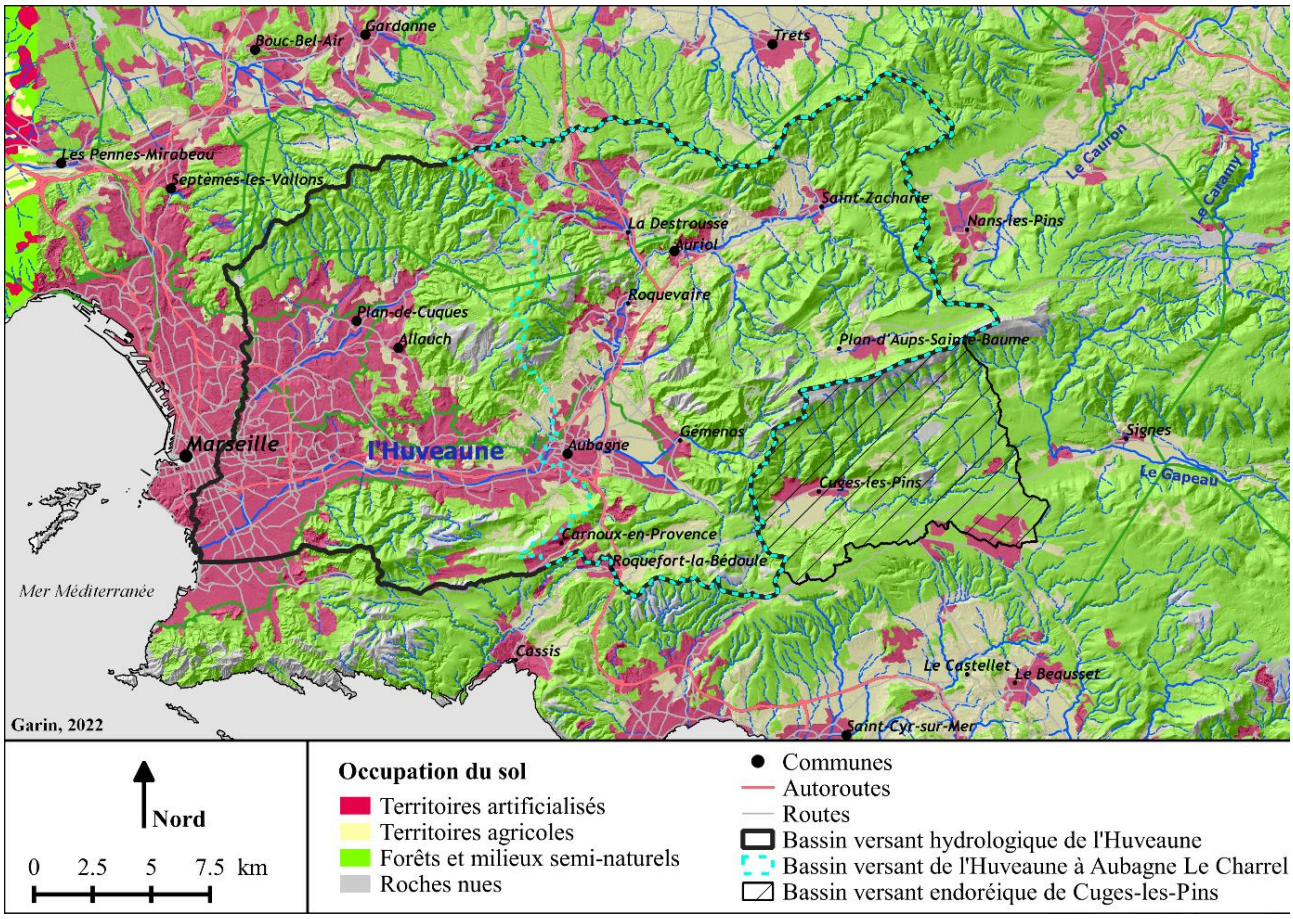


Figure II.4 : Carte d'occupation des sols simplifiée extrait de la base de données CORINE Land Cover 2012 (Union Européenne – SoeS).

	Bassin versant de l'Huveaune		Bassin versant à Aubagne Le Charrel	
	Surface (km²)	Pourcentage (%)	Surface (km²)	Pourcentage (%)
Territoires artificialisés	129	26	39	14
Territoires agricoles	59	12	81	30
Forêts et milieux naturels	279	57	134	49
Roches nues	20	4	19	7

Tableau II.1 : Répartition de la surface d'occupation des sols des bassins versants de l'Huveaune et du Charrel à Aubagne

II.1.2 L'Huveaune

L'Huveaune est un fleuve côtier pérenne de 52 km identifié par le SDAGE 2016-2021 et référencé par 3 masses d'eau FRDR122, FRDR121a et FRDR121b. Il fait l'objet d'un contrat de rivière (1ère phase d'actions signée en 2014 et renouvelé en 2019) et d'un PAPI (Programme d'Actions pour la Prévention des Inondations) porté par le SMBVH (Syndicat Mixte du Bassin Versant de l'Huveaune). Le SMBVH assure le pilotage des procédures réglementaires, fédère les acteurs et porte la mise en œuvre des outils de gestion.

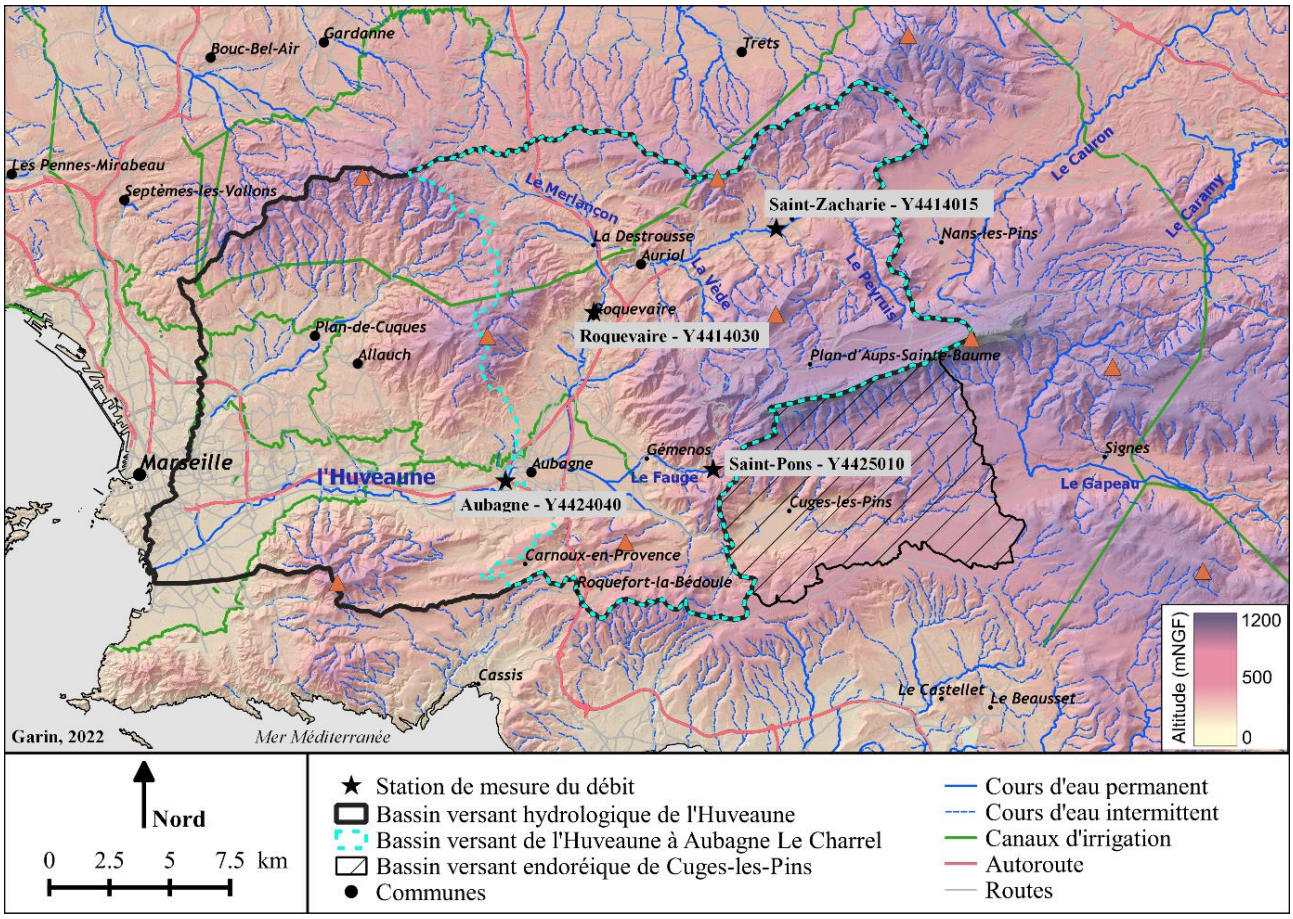


Figure II.5: Contexte hydrologique du bassin versant de l'Huveaune. Quatre stations de mesure du débit sont installées sur l'Huveaune en amont d'Aubagne et au niveau de la source de Saint-Pons (étoiles noires).

L'Huveaune est le seul exutoire de surface que l'on retrouve sur le bassin versant de l'Huveaune et des sources de Port-Miou. Le fleuve prend sa source au niveau à la source de l'Huveaune à Nans-les-Pins et se jette en mer à Marseille (Figure II.5). Le tracé du cours d'eau a été modifié dans les années 1970 le long de la plaine aubagnaise lors de la création de l'autoroute A52. Des modifications plus anciennes sont présentes à partir de la confluence avec le Merlançon de la Destrousse avec la mise en place de nombreux seuils et zones canalisées. Le cours d'eau est aussi canalisé dans la traversée des villages de Saint Zacharie, Auriol et Roquevaire. Enfin, il est détourné au niveau du barrage de la Pugette dans Marseille, qui redirige l'eau vers la calanque de Cortiou et empêche donc la circulation de l'eau en aval, sauf en cas de crue supérieure à 30 m^3/s (SMBVH, 2015). Trois stations hydrométriques permettent de suivre le débit de l'Huveaune de l'amont vers l'aval : la station Y4414015 à Saint Zacharie – Le Moulin Blanc, la station Y4414030 à Roquevaire et la station Y4424040 à Aubagne – Le Charrel (Figure II.5). Le Tableau II.2 indique la superficie de chaque sous-bassin versant, calculée par analyse Raster sur Qgis et comparée aux données disponibles sur la Banque Hydro (https://www.hydro.eaufrance.fr/). En prenant pour référence le bassin versant (BV) à Aubagne Le Charrel (données QGIS), le BV de Saint-Zacharie correspond à 20% du BV total d'Aubagne et le BV de Roquevaire à 60%.

Station	Surface (en km²)	
	QGis	DREAL
Saint Zacharie – Le Moulin Blanc – Y4414015	55	55
Roquevaire – Y4414030	164	165
Aubagne – Le Charrel – Y4424040	272	245

Tableau II.2 : Caractéristiques des bassins versants des stations hydrométriques de l'Huveaune jusqu'à Aubagne

La Figure II.6-A présente les moyennes mensuelles interannuelles du débit mesuré sur les trois stations hydrométriques installées sur l'Huveaune entre Aubagne et sa source, calculées entre le 01/01/2010 et le 31/12/2021. Cette représentation met en évidence la forte variabilité mensuelle observée sur l'Huveaune, pour les trois stations, mettant en avant les variations climatiques annuelles. Ainsi, les mois hivernaux présentent naturellement les débits les plus élevés, atteignant en moyenne 1,8 m^3/s en novembre, et restant supérieur à 1,2 m^3/s jusqu'en mai pour la station la plus en aval à Aubagne. Les périodes estivales se traduisent à l'opposé par un débit faible, de l'ordre de 0,3 m^3/s. La Figure II.6-B présente le débit moyen annuel entre 2010 et 2021, ainsi que le débit moyen pluriannuel depuis 2010. Ici, la variabilité annuelle s'observe bien, avec des années très sèches comme en 2016, 2017 ou 2021 avec une valeur très inférieure au débit moyen pluriannuelle. À l'opposé, les années 2010 et 2014 sont particulièrement humides. En comparant le débit interannuel des trois stations avec la surface de leur bassin versant topographique respectif, il apparait que le ratio Débit/Surface n'est pas constant. Il diminue de l'amont vers l'aval (sur le tronçon de la source à Aubagne), ce qui dénote d'un déficit d'alimentation croissant du cours d'eau vers l'aval.

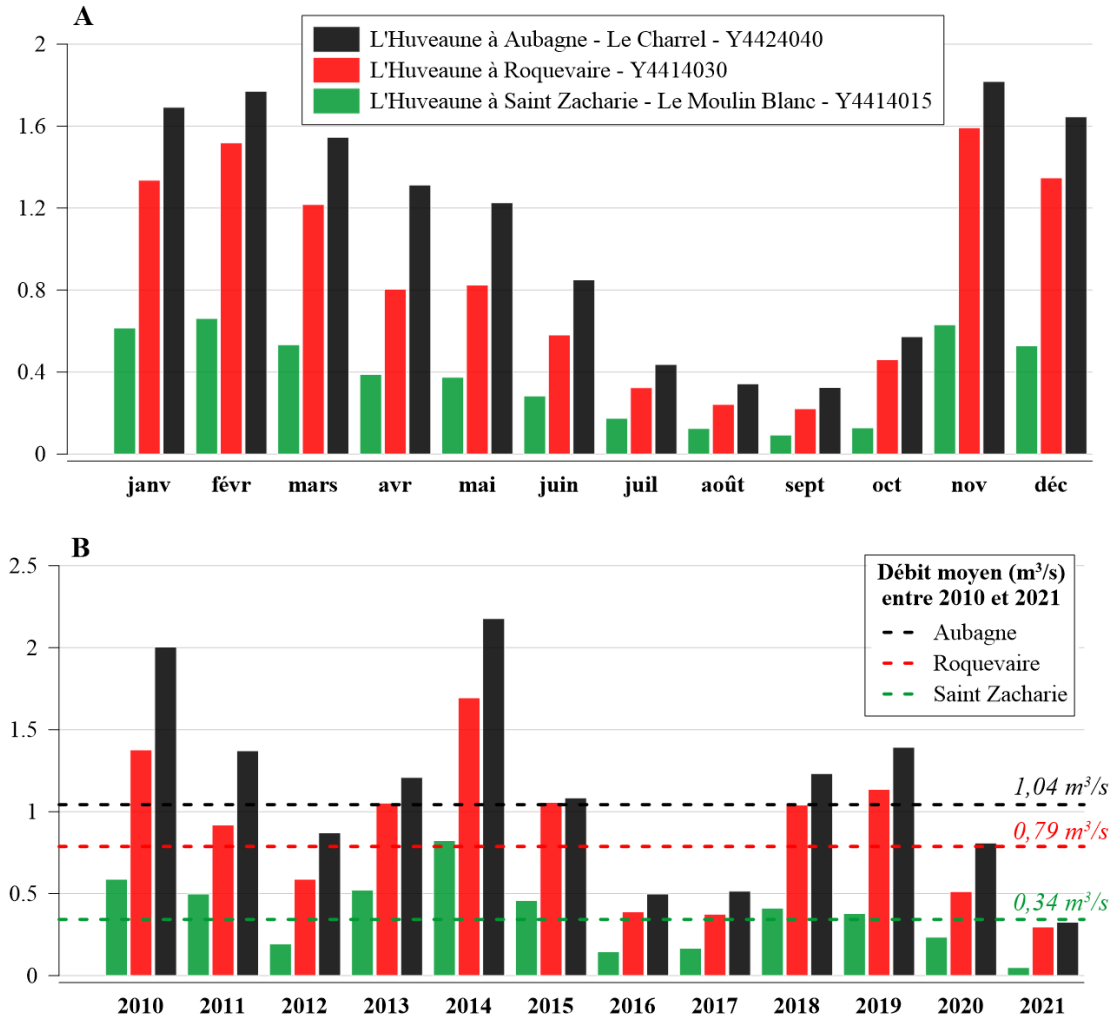


Figure II.6 : A-Moyenne mensuelle interannuelle du débit de l'Huveaune calculée entre le 01/01/2010 et le 31/12/2021 pour les trois stations hydrométriques ; B-Débit moyen annuel et interannuel de l'Huveaune calculé entre le 01/01/2010 et le 31/12/2021.

La Figure II.7-A présente les débits moyens journaliers entre 2010 et 2022 pour les différentes stations hydrométriques sur l'Huveaune jusqu'à Aubagne. Les débits journaliers ont atteint au maximum 30 m^3/s pour la station d'Aubagne Le Charrel le 23/11/2019, contre 29,3 m^3/s pour la station de Roquevaire depuis respectivement 1999 et 1994. En revanche, la valeur journalière maximale observée est de 11,2 m^3/s le 22/11/2016 à Saint-Zacharie. À l'opposé les débits estivaux peuvent être très faibles, inférieur à 100 l/s, et jusqu'à 10 l/s à Saint-Zacharie. La majorité des précipitations se traduisent par un comportement hydrodynamique similaire entre les différentes stations. Cependant, étant donné le contexte d'occupation des sols de la plaine aubagnaise (Partie II.1.1) caractérisé par de grandes zones urbanisées, certains évènements pluvieux impliquent un ruissellement important qui va alimenter l'Huveaune entre les stations de Roquevaire et d'Aubagne provoquant ainsi un premier pic de crue dû au ruissellement urbain suivi d'un second pic de crue venant de l'Huveaune en amont d'Aubagne.

La Figure II.7-B présente les débits horaires entre 2018 et 2022. L'intervalle de mesure horaire se traduit par des débits horaires atteignant un maximum lors de la crue du 23/11/2019, de l'amont vers l'aval : 17,1 m^3/s à 9h à Saint-Zacharie, 53,0 m^3/s à 10h à Roquevaire et 50,7 m^3/s à 11h à Aubagne.

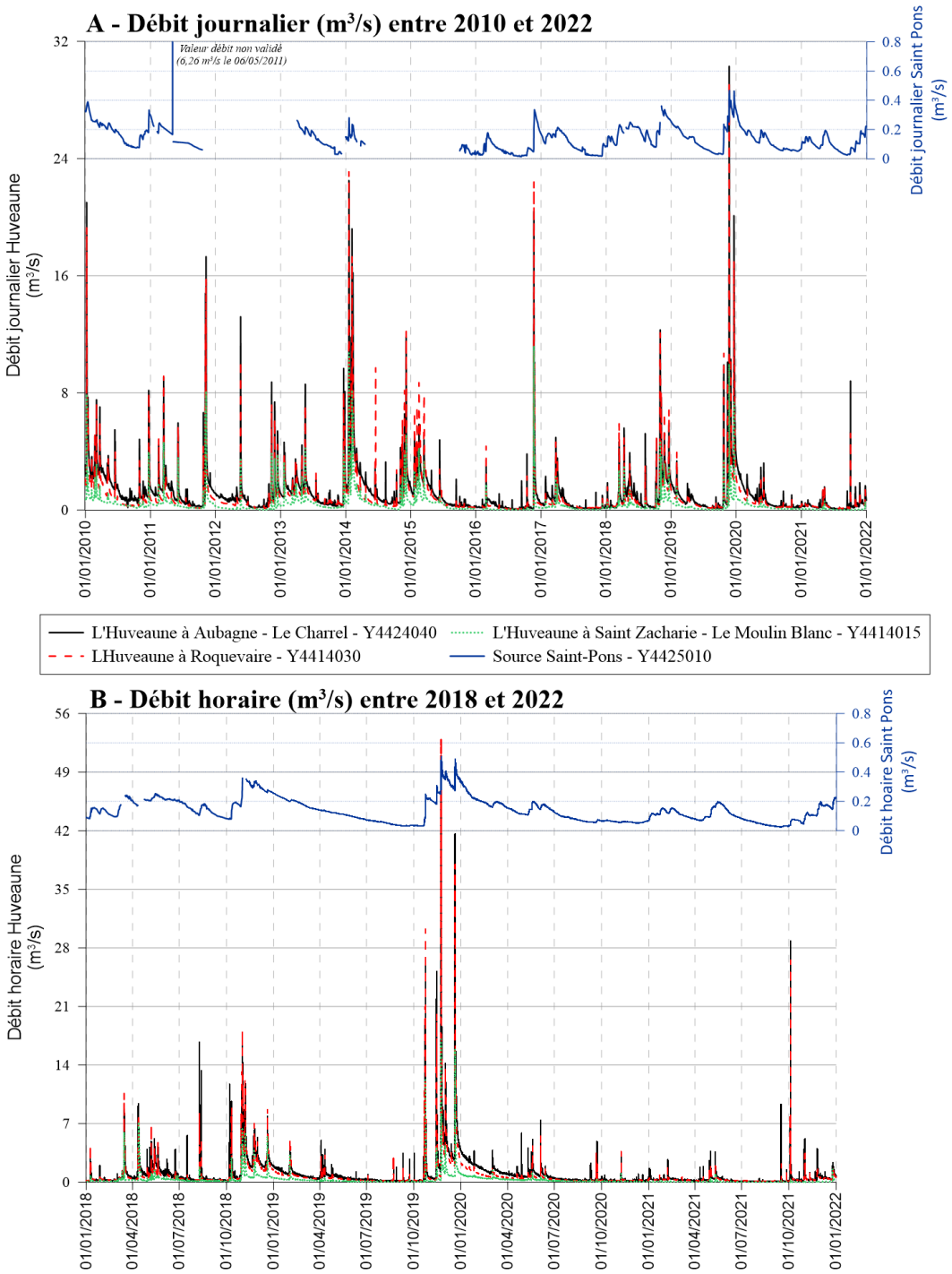


Figure II.7 :Débit mesuré sur trois stations hydrométriques de l'Huveaune entre sa source et Aubagne et sur la source de Saint-Pons. A- Débit moyen journalier ; B- Débit moyen horaire.

Plusieurs sources alimentent la rivière Huveaune entre Aubagne et le point le plus en amont situé dans le vallon de la Castelette (là où se trouve la source de l'Huveaune). Les sources s'écoulent généralement dans des affluents de l'Huveaune, telles que (de l'amont vers l'aval) les sources des Nayes qui alimentent le ruisseau du Peyruis ou les sources du vallon des Encanaux qui alimentent le ruisseau de la Vède. A Gémenos, les sources du vallon de Saint Pons alimentent le torrent du Fauge, mais l'eau est en partie détournée par des canaux d'irrigation ou s'infiltre dans la plaine d'Aubagne avant d'arriver à l'Huveaune. Le débit de la source de Saint-Pons (station Y4425010) est aussi suivi

par la DREAL depuis 1997, et présenté sur la Figure II.7 depuis 2010. Son débit moyen interannuel est de 0,13 m^3/s entre 2010 et 2021.

L'état des lieux chimique et écologique de la rivière a été révisé avant la mise en place du SDAGE 2016-2021 et montre d'abord un mauvais état chimique du Pont de l'Etoile (amont d'Aubagne) à la mer et bon en amont du Pont de l'Etoile. Le potentiel écologique est qualifié de bon en aval de Pont de l'Etoile et de moyen en amont. L'Huveaune est considéré comme « Masse d'Eau Fortement Modifiée » depuis sa confluence avec le Merlançon de la Destrousse jusqu'à la mer d'après les données de référence du SDAGE 2016-2021.

En considérant un débit spécifique compris entre 5 l/s/km² et 10 l/s/km² (ce qui correspond à une lame d'eau de 158 à 315 mm/an) en fonction de l'orographie et des cas d'études (Coulier, 1985; Cova and Durozoy, 1980; Gilli, 2002) et un bassin versant de 245 km² à Aubagne (surface fournie par la DREAL - Tableau II.2), le débit théorique moyen interannuel de l'Huveaune à Aubagne serait compris entre 1,2 et 2,4 m^3/s. Cependant, son module interannuel à Aubagne est égal à 0,98 m^3/s entre 1997 et 2022 (données fournies par la DREAL - www.hydro.eaufrance.fr) soit un déficit d'écoulement de 0,2 à 1,4 m^3/s. Par ailleurs, Cavalera (2007), Coulier (1985) et Martin (1991) ont réalisé des bilans hydriques sur les sources et les forages de la zone d'étude et montrent un déficit de l'Huveaune. Des travaux universitaires réalisés en 2021 (Vanegas et al., 2021) ont permis l'application d'un modèle Pluie-Débit pour contraindre le fonctionnement hydrologique de l'Huveaune à l'aide de la plateforme de modélisation KarstMod (Mazzilli et al., 2017). Le calcul de la superficie théorique du bassin versant d'alimentation est compris entre 114 et 146km² selon les scénarios testés, au lieu des 245km² fournis par la DREAL au niveau de la station d'Aubagne Le Charrel. Ces derniers résultats confirment les études antérieures et mettent bien en évidence un fort déficit d'écoulement dans l'Huveaune par rapport à son bassin versant topographique. Ce déficit s'explique, au moins en partie, par l'infiltration d'une partie de l'eau des précipitations qui s'écoule par la voie souterraine en direction d'un autre bassin versant. Il s'agit de l'écoulement régional vers les sources de Port-Miou à Cassis, qui draine une partie du bassin versant de l'Huveaune.

II.1.3 Précipitations et données climatiques

II.1.3.1 Situation géographique

Dans la région d'étude, plusieurs stations météorologiques gérées par Météo-France permettent de mesurer les précipitations. Dans le Var, les stations du Castellet Aérodrome (sur le plateau du Camp, n°83035001 – alt. 417 m) et du Plan d'Aups (n°83093005 – alt. 605 m) représentent bien les conditions locales sur le Bassin du Beausset et le nord de la Sainte-Baume (Figure II.8). D'autres stations météorologiques existent sur la zone d'étude mais dont les données n'ont pas été exploitées au cours de cette thèse (Aubagne – n°13005003 ; Cassis – n° 13022003 ; …). Les fiches des stations de mesures sont regroupées en Annexe 1 et issues des données publiques de Météo-France. Ces fiches présentent la situation des stations, les caractéristiques des instruments et la qualité des mesures effectuées. Ces stations nous fournissent des données journalières de précipitations, températures et évapotranspirations.

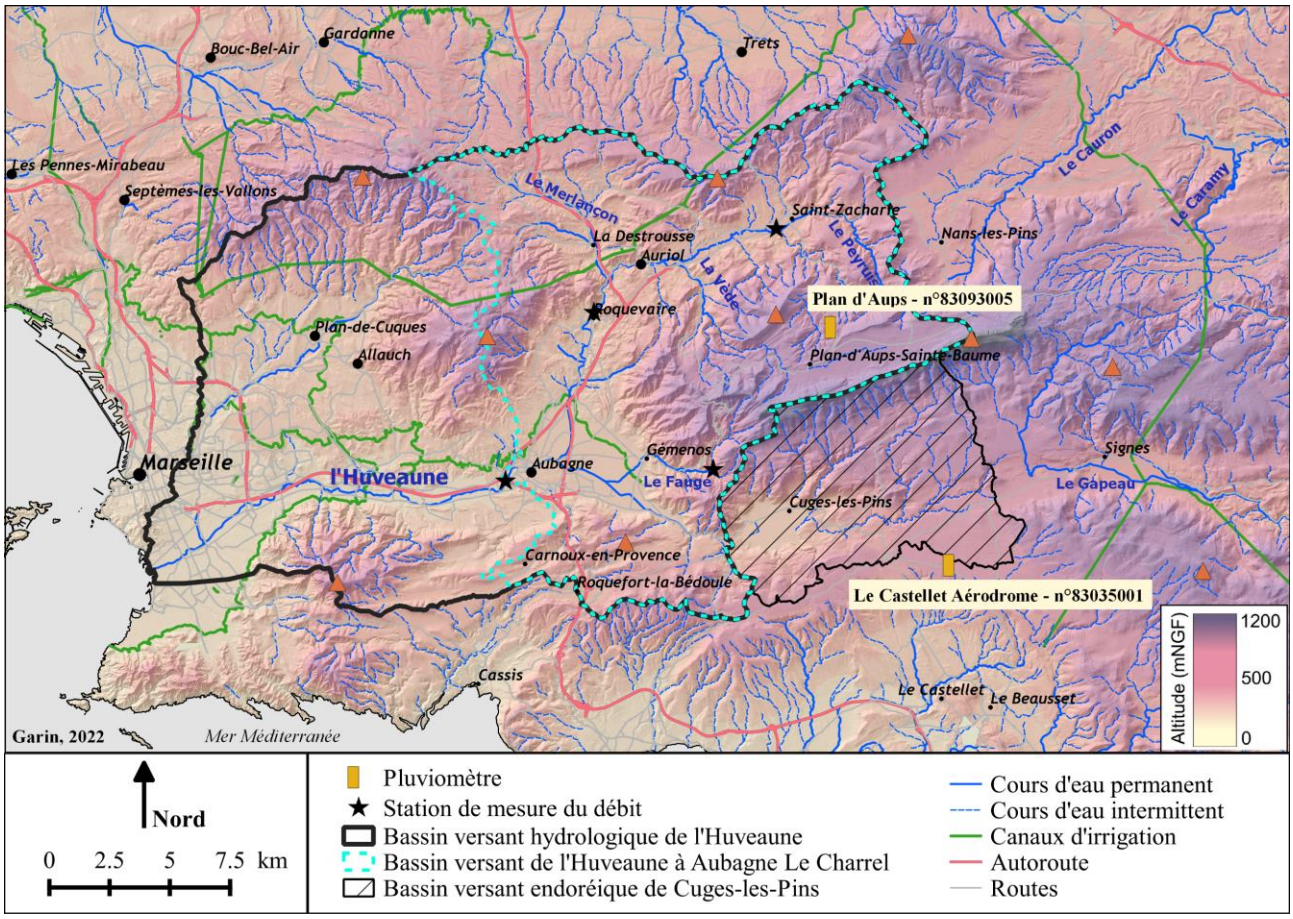


Figure II.8 : Situation géographique des stations météorologiques gérées par Météo-France dont les données journalières sont exploitées au cours de cette thèse

II.1.3.2 Variabilité des données climatiques depuis 2010

Le climat de la zone est méditerranéen avec des étés chauds et secs et des hivers doux et humides. Cependant, des distinctions sont à faire en fonction de la situation géographique du fait des reliefs particulièrement marqués et notamment le massif de la Sainte-Baume. Cette région est aussi marquée par un régime de vent particulier : le Mistral, vent violent qui descend de la Vallée du Rhône. Le pourtour méditerranéen est aussi sujet aux épisodes pluvieux méditerranéens (ou pluies cévenoles) qui produisent des phénomènes orageux intenses. Ces orages se forment à cause d'un système de dépression et anticyclone qui entraine l'arrivée d'un flux d'air chaud et humide provenant de la mer Méditerranée, flux qui est ensuite stoppé par les reliefs du sud de la France (Cévennes, Alpes du Sud,). Ce type d'évènement se caractérise par des pluies de très forte intensité, pouvant dépasser les 100mm/heure localement, et atteindre plusieurs centaines de millimètres par jour. Elles sont à l'origine de dégâts matériels et humains importants, avec des crues extrêmement fortes et peu prévisibles (Vaison-la-Romaine en 1992, département du Gard en 2002, Draguignan en 2010, Vallée de la Tinée en 2020). Les milieux urbains sont particulièrement sensibles aux épisodes méditerranéens du fait du fort ruissellement lors de ces évènements.

En s'intéressant aux données journalières depuis le 01/01/2010 (Figure II.9), la forte variabilité des précipitations se remarquent bien avec, par exemple, un cumul de 209,9 mm sur la station du Plan d'Aups contre 103,5 mm à la station du Castellet Aérodrome le 21 novembre 2016. Les précipitations journalières maximales depuis le 01/01/2018 ont atteint 109 mm le 20/12/2019 au Plan d'Aups et 105

mm le 23/10/2019 au Castellet Aérodrome. En parallèle, la température et l'ETP (valeur calculée par point de grille) fournies par Météo-France montrent la variabilité intra-annuelle de ces deux paramètres avec des maximales en été et des minimales en hiver.

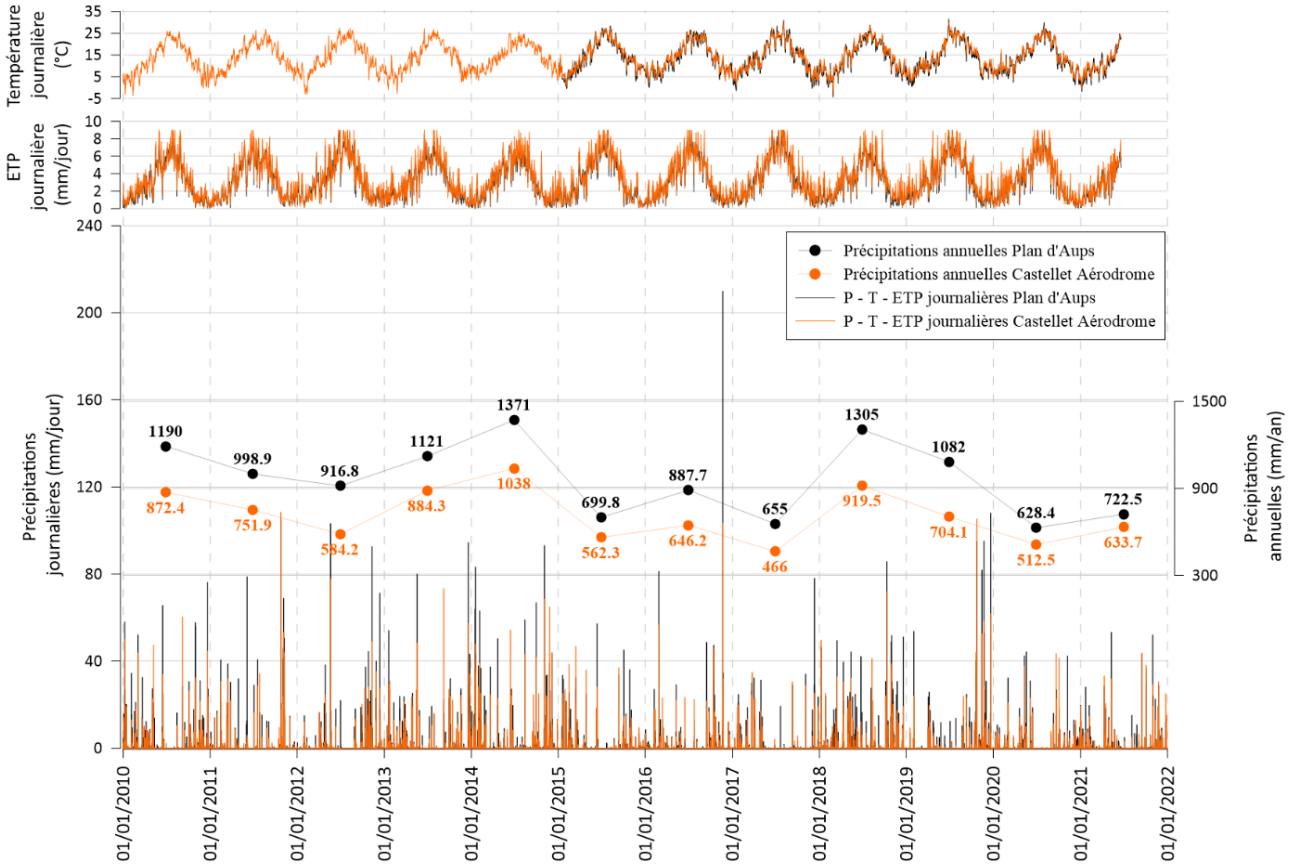


Figure II.9 : Données climatiques journalières sur les stations météorologiques gérées par Météo-France du Castellet Aérodrome et du Plan d'Aups depuis 2010. P-Précipitations, T-Température, ETP-Evapotranspiration.s

L'utilisation de la moyenne mensuelle interannuelle (Figure II.10) calculée sur les stations du Plan d'Aups et du Castellet Aérodrome entre 2010 et 2020 (période commune de données) indique de fortes précipitations à partir d'octobre (début de l'automne) jusqu'en décembre, puis des précipitations moyennes de janvier à mai-juin. La période estivale en juillet et août est particulièrement sèche. Ainsi, de façon générale, les précipitations ont lieu majoritairement en automne et hiver tandis que les étés sont marqués par la diminution voire l'absence quasi complète de pluie (1 mm en Juin 2015 ou 2,6 mm en août 2017 au niveau du Plan d'Aups). Les valeurs annuelles et mensuelles interannuelles montrent que les précipitations sont systématiquement plus importantes sur la station du Plan d'Aups située en altitude (605 mNGF) au nord de la chaine de la Sainte-Baume, par rapport à la station du Castellet située à proximité de la mer (altitude 417 mNGF).

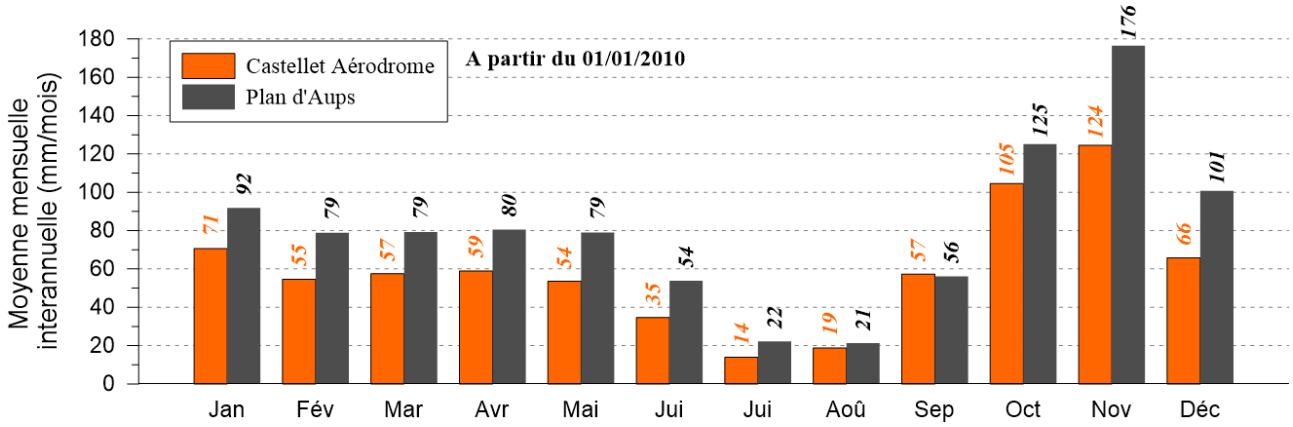


Figure II.10 : Moyenne mensuelle interannuelle (en mm) sur les stations du Castellet Aérodrome et du Plan d'Aups entre 2010 et 2020.

Il est possible de calculer les cumuls de précipitations par année hydrologique du 1er septembre au 31 août de l'année suivante (Figure II.11). Sur la période présentée ici, les précipitations annuelles minimales sont de 439mm pour l'année 2015-2016, contre une valeur maximale de 978mm pour l'année 2013-2014 pour Le Castellet Aérodrome, variant donc du simple au double selon les années. La disparité entre les années est très marquée, comme le montre l'année hydrologique 2015-2016 marquée par de très faibles précipitations. En comparant les deux stations (Figure II.11), la variabilité spatiale des précipitations apparaît de nouveau avec des cumuls plus importants sur le Plan d'Aups. Les précipitations moyennes calculées entre 2010 et 2021 sont égales à 700 mm/an à la station du Castellet Aérodrome et 956 mm/an à la station du Plan d'Aups. De plus, l'écart maximal du cumul de précipitations entre les deux stations est de 379mm pour l'année hydrologique 2019-2020.

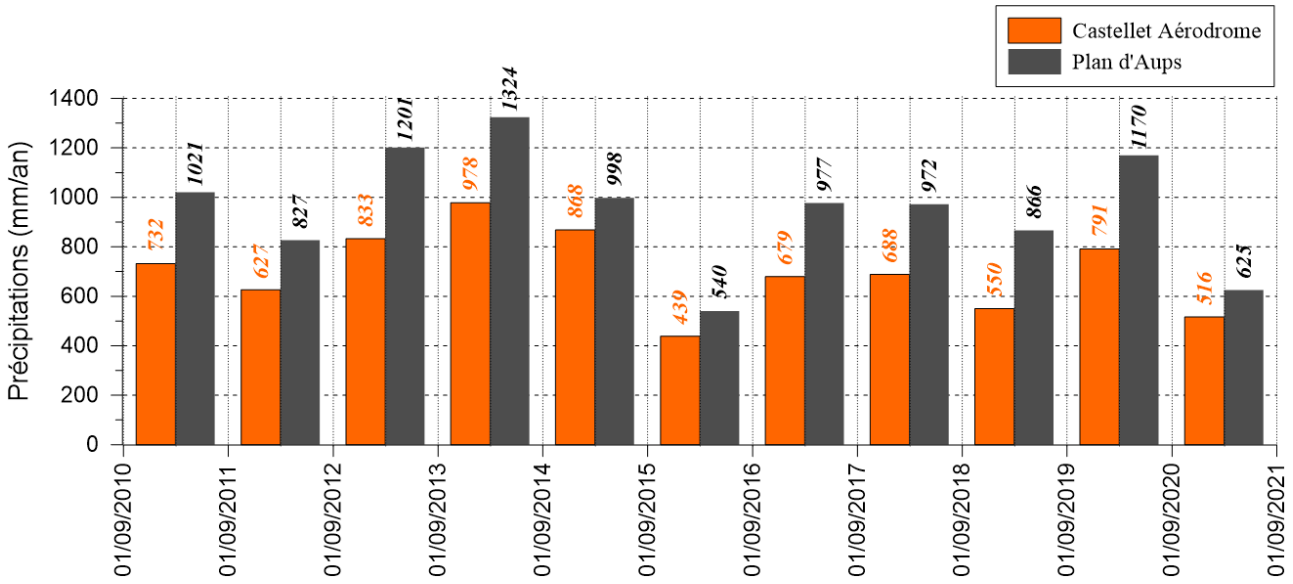


Figure II.11 : Cumuls annuels des précipitations par année hydrologique (du 1er septembre au 31 août) sur les stations du Castellet Aérodrome et du Plan d'Aups

II.1.3.3 Conditions hydro-climatiques depuis janvier 2018

À partir des suivis in-situ des précipitations et des débits, les variations climatiques et hydrologiques sur les deux stations Météo-France et sur le débit de l'Huveaune au Charrel sont mis en évidence sur la période de cette thèse entre 2018 et 2022.

II.1.3.3.1 Méthode de découpage en périodes hydro-climatiques

En se concentrant sur cette période de 4 ans encadrant les mesures et suivis in-situ réalisés au cours de la thèse débutée en octobre 2018, différentes périodes sont identifiées à partir de critères hydrologiques et climatiques, suivant trois catégories :

- les semestres hydrologiques,
- les périodes de basses eaux et hautes eaux basées sur le débit de l'
- les périodes sèches et humides basées sur les précipitations,

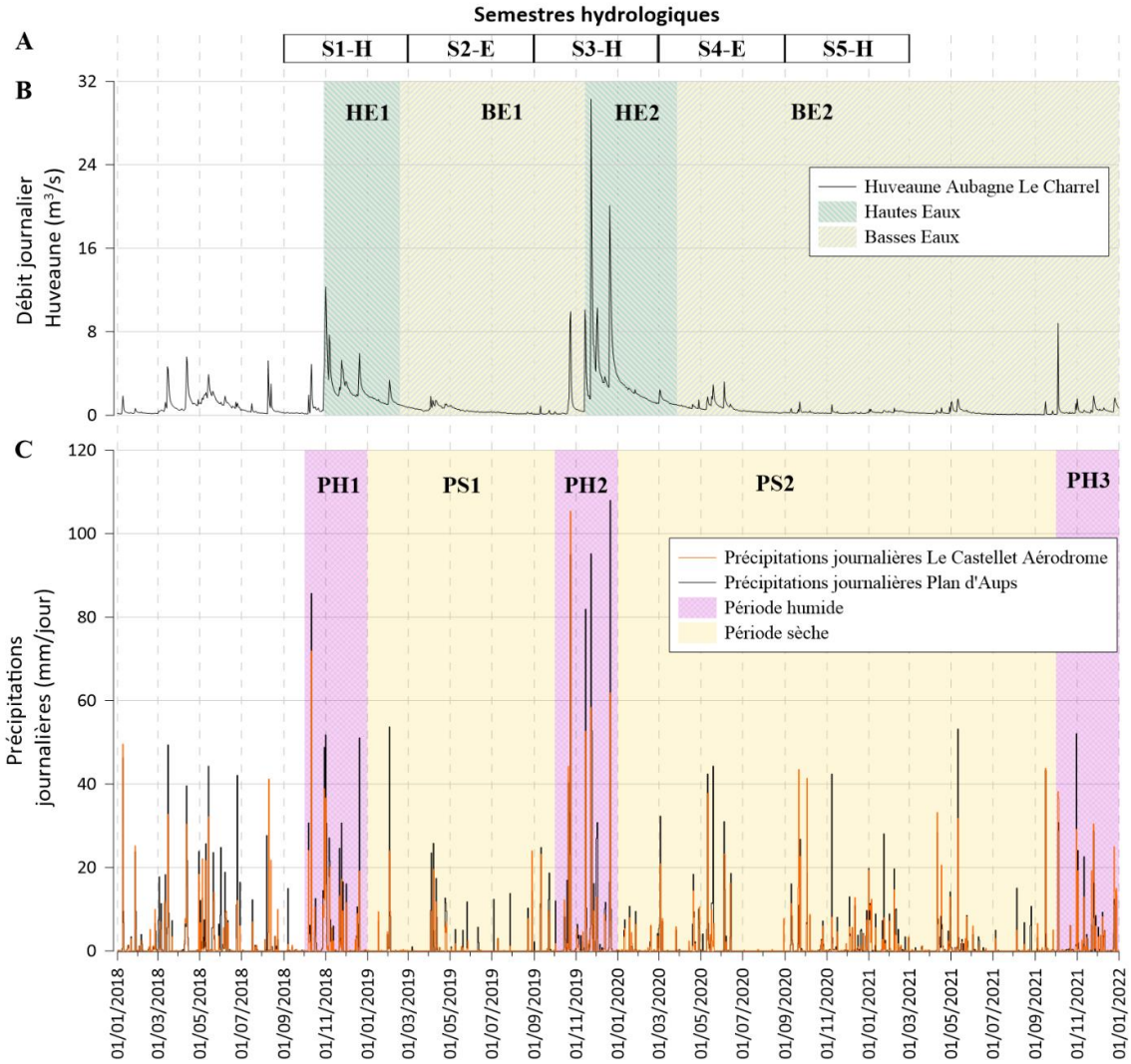


Figure II.12 : Identification des semestres hydrologiques centrés sur les étés (S2-E et S4-E) et les hivers (S1-H, S3-H et S5-H), des périodes de Hautes et Basses Eaux (HE-BE), des Périodes Sèches et Humides (PS-PH).

Tout d'abord, un découpage de la période d'étude a été réalisé par semestres hydrologiques, en commençant le 1er septembre de l'année n jusqu'au 31 août de l'année n+1 (Figure II.12-A). La période d'étude débute au 01/09/2018.

Les périodes de Hautes Eaux (HE) et Basses Eaux (BE) sont identifiées par rapport au débit moyen interannuel de l'Huveaune à la station du Charrel à Aubagne (Figure II.12-B). Ce module est de 0,98 m^3/s entre 1997 et 2022. Le découpage est fait en combinant un critère quantitatif sur le débit et un critère qualitatif de cohérence climatique. Lorsque le débit de l'Huveaune est supérieur au module

durant plus de 10 jours, la période est classée en hautes eaux. Ce critère quantitatif doit aussi respecter le critère climatique : les basses eaux sont observées classiquement dès la fin du printemps et jusqu'à l'automne en climat méditerranéen ; elles peuvent perdurer l'hiver suivant si l'automne et l'hiver ne sont pas assez pluvieux.

La délimitation des Périodes Sèches (PS) et Périodes Humides (PH) repose sur le calcul des moyennes mensuelles interannuelles sur les stations météorologiques de Météo-France depuis 2010. La Figure II.10-C montre la prédominance des mois d'octobre, novembre et décembre sur le cumul annuel des précipitations, la somme de la moyenne mensuelle interannuelle de ces trois mois étant égale à 41% des précipitations annuelles à la station du Castellet Aérodrome et 42% à la station du Plan d'Aups. Ainsi, les périodes humides PH sont délimitées du 1er octobre au 31 décembre de chaque année lorsque le cumul des trois mois est supérieur à 41 et 42 % des précipitations annuelles, et les périodes sèches PS du 1er janvier au 30 septembre (Figure II.12-C). Dans le cas contraire, il n'y a pas de période humide à définir.

II.1.3.3.2 Les conditions hydro-climatiques entre septembre 2018 et janvier 2022

En considérant les années hydrologiques permettant les calculs de cumul de précipitations depuis 2010 (Figure II.11), il est possible d'examiner la variabilité des conditions hydro-climatiques sur la période de l'étude. De plus, les Tableau II.3 et Tableau II.4 indiquent les cumuls mensuels de précipitations ainsi que leur part par rapport aux années hydrologiques.

À propos des semestres hydrologiques (Figure II.12-A) et pour la station du Castellet Aérodrome, le semestre hivernal S1-H représente 78% des précipitations de l'année hydrologique 2018-2019, le semestre S3-H représente 72% de l'année 2019-2020 et le semestre S5-H représente 48% de l'année 2020-2021. La nette différence observée sur le semestre S5-H est liée à l'absence d'une période humide à l'automne 2020 qui se remarque bien sur la Figure II.12-C. Des résultats similaires s'observent sur la station du Plan d'Aups (Tableau II.3). Pour les deux premiers semestres humides (S1 et S3), la majorité des précipitations s'observent en octobre et novembre, notamment à travers des épisodes méditerranéens comme celui du 23/10/2019 au Castellet (105,4 mm soit 13% du cumul de l'année 2019-2020) ou celui entre le 27/10/2018 et le 31/10/2018 au Plan d'Aups (149,6 mm soit 17% du cumul de l'année 2018-2019).

En s'intéressant maintenant au débit de l'Huveaune (Figure II.12-B), l'alternance des périodes de hautes eaux (HE) et basses eaux (BE) coïncident assez bien avec les semestres hydrologiques et les PH et PS jusqu'au début du semestre S4-H. Le débit de l'Huveaune garde un régime de basses eaux depuis le printemps 2020 jusqu'à la fin de la série des données en décembre 2021 même si une petite reprise des débits s'observe les trois derniers mois de l'année 2021. Cela se traduit par l'absence de période de hautes eaux (HE-3) sur cette période.

La délimitation des périodes sèches et humides (Figure II.12-C) amène à discuter de la prépondérance des mois d'octobre à décembre en termes de cumul de précipitation par année hydrologique. Les périodes PH1 et PH2 (hiver 2018-2019 et 2019-2020) sont marquées par des précipitations particulièrement importantes au regard des données historiques avec respectivement un cumul de 380 mm (69% du cumul annuel) et 486 mm (61% du cumul annuel) par rapport à une valeur médiane de 254 mm calculée entre 1989 et 2021 pour la station du Castellet. Concernant la station du Plan d'Aups, ces deux périodes humides se caractérisent par un cumul respectivement de 562 mm (65%

du cumul annuel) et 728 mm (62% du cumul annuel) contre une valeur médiane de 434 mm calculée entre 2007 et 2021 (il n'y a pas de données avant 2007). A l'inverse, l'hiver 2020-2021 a été particulièrement sec avec un cumul de 153mm et 192mm respectivement pour la station du Castellet et du Plan d'Aups (soit 30% et 31% du cumul annuel), et justifie bien l'absence de la définition d'une période humide au cours de cet hiver. Enfin, une période humide PH3 se distingue entre octobre et décembre 2021, avec des précipitations dans la moyenne mensuelle interannuelle calculée auparavant (314 mm contre 295mm) (Figure II.10).

Les différentes périodes proposées dans ce contexte sont donc finalement relativement similaires, avec des PH-PS plus réduites que les HE-BE. De même les périodes de hautes eaux sont aussi plus réduites que les semestres hydrologiques.

	2018		**2019**		**2020**		**2021**	
Mois	cumul mensuel (mm)	Part mensuel par année hydrologique	cumul mensuel (mm)	Part mensuel par année hydrologique	cumul mensuel (mm)	Part mensuel par année hydrologique	cumul mensuel (mm)	Part mensuel par année hydrologique
Janvier	95.8		15.4	3%	32	4%	64	12%
Février	25.6		34.9	6%	13.2	2%	30.1	6%
Mars	71.6		0.2	0%	39.9	5%	3	1%
Avril	82.8		71.6	13%	46.6	6%	94.2	18%
Mai	110.7		7.2	1%	67.6	9%	47.6	9%
Juin	55.4		0.6	0%	44.7	6%	7.8	2%
Juillet	9.4		4.4	1%	1	0%	3	1%
Août	84.6		32	6%	8.2	1%	7.2	1%
Septembre	3.8	1%	51.7	7%	106.3	21%	62.4	
Octobre	222.4	40%	198.2	25%	68.3	13%	112.9	
Novembre	121	22%	194.4	25%	19.1	4%	117.7	
Décembre	36.4	7%	93.5	12%	65.6	13%	83.8	

Tableau II.3 : Précipitations mensuelles mesurées à la station Météo-France du Plan d'Aups et part du cumul mensuel par rapport aux années hydrologiques (du 1er septembre au 31 août). Le code couleur met en valeur les années hydrologiques 2018-2019 (en vert), 2019-2020 (en bleu) et 2020-2021 (en orange).

	2018		**2019**		**2020**		**2021**	
Mois	cumul mensuel (mm)	Part mensuel par année hydrologique	cumul mensuel (mm)	Part mensuel par année hydrologique	cumul mensuel (mm)	Part mensuel par année hydrologique	cumul mensuel (mm)	Part mensuel par année hydrologique
Janvier	93.2		12.5	1%	35.5	3%	90.6	14%
Février	25.1		62.2	7%	18.1	2%	54.7	9%
Mars	143.6		1	0%	51.7	4%	3.4	1%
Avril	103.3		120.2	14%	54.1	5%	87.7	14%
Mai	200.5		26.2	3%	136.3	12%	78.1	12%
Juin	107.2		8.1	1%	71.5	6%	12.4	2%
Juillet	15.5		29.2	3%	0.2	0%	5.2	1%
Août	37.4		27.1	3%	6.6	1%	38.9	6%
Septembre	17.6	2%	68.1	6%	62.7	10%	54.1	
Octobre	296.9	34%	211.4	18%	47.8	8%	123.9	
Novembre	191	22%	324.6	28%	57.9	9%	107.6	
Décembre	74.1	9%	191.8	16%	86	14%	65.9	

Tableau II.4 : Précipitations mensuelles mesurées à la station Météo-France du Castellet Aérodrome et part du cumul mensuel par rapport aux années hydrologiques (du 1er septembre au 31 août). Le code couleur met en valeur les années hydrologiques 2018-2019 (en vert), 2019-2020 (en bleu) et 2020-2021 (en orange).

II.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La Provence a fait l'objet de nombreuses études et a permis à Fournillon ou Bestani (Bestani, 2015; Fournillon, 2012a) d'en faire une synthèse complète et détaillée, que ce soit d'un point de vue géodynamique, stratigraphique et structurale. De plus, la révision de la carte géologique des Bouches-du-Rhône en 2018 revient aussi sur ce contexte de manière précise et complète (Laville et al., 2018; Villeneuve et al., 2018). Cette partie va présenter le contexte géodynamique, structural et stratigraphique de façon plus synthétique. Les lecteurs pourront s'orienter vers les travaux précédents pour approfondir ce contexte.

II.2.1 Contexte structural

De façon générale, la Provence Calcaire se divise en deux grands compartiments délimités par la faille de la Durance et la faille d'Aix-en-Provence, failles d'orientation Nord-Nord-Est/Sud-Sud-Ouest, associées aux mouvements tectoniques paléozoïques. À l'Ouest de ces failles se trouve la Provence Occidentale définie par des séries sédimentaires d'une puissance d'environ 10 km tandis qu'à l'Est se trouve la Provence Orientale caractérisée par des formations sédimentaires d'une puissance d'environ 3km. Enfin, au Sud-Est, la Provence Cristalline termine la Provence Orientale par le massif des Maures, structure héritée de la chaîne Hercynienne. Le bassin provençal est composé d'une succession de grands chevauchements d'orientation générale Est-Ouest (à Nord-Ouest/Sud-Est et Nord-Est/Sud-Ouest) qui se traduisent par la présence de grands massifs carbonatés dont le massif de la Sainte-Baume, la montagne Sainte-Victoire ou encore le Luberon (Figure II.13).

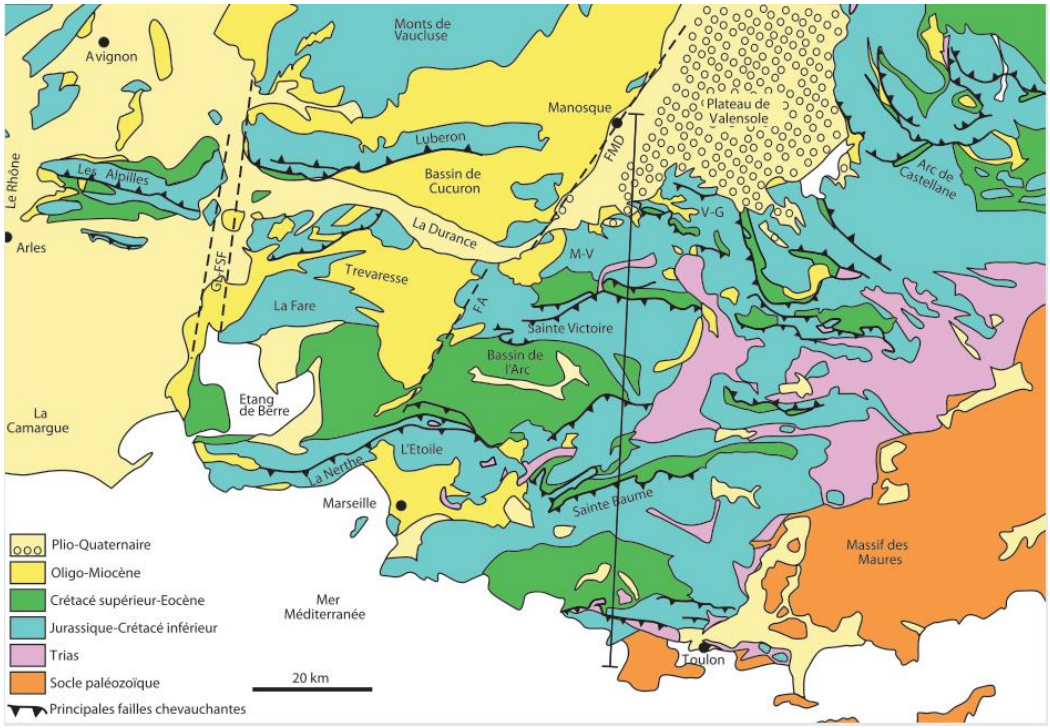


Figure II.13 : Schéma structural de la Provence, proposé par Demory et al., 2010, à partir des cartes géologiques de Marseille et de Nice au 1:250 000 (BRGM). FMd: Faille de la moyenne durance; Fa: Faille d'aix; GL-FsF: Graben Lamanon - Faille salon-Fos ; MV: anticlinal Mirabeau-Vautubière ; VG : chevauchements Vinon-Gréoux (extrait de Demory et al., 2010).

La succession de périodes de dépôts des formations sédimentaires avec des phases de mouvements tectoniques à l'échelle de la Provence a entrainé la mise en place d'une structure géologique et stratigraphique complexe à l'échelle du bassin versant de l'Huveaune (Figure II.14). Ainsi, les massifs sédimentaires carbonatés du massif de la Sainte-Baume, des Calanques ou le grand synclinal du Beausset côtoient les formations détritiques du bassin de Marseille-Aubagne.

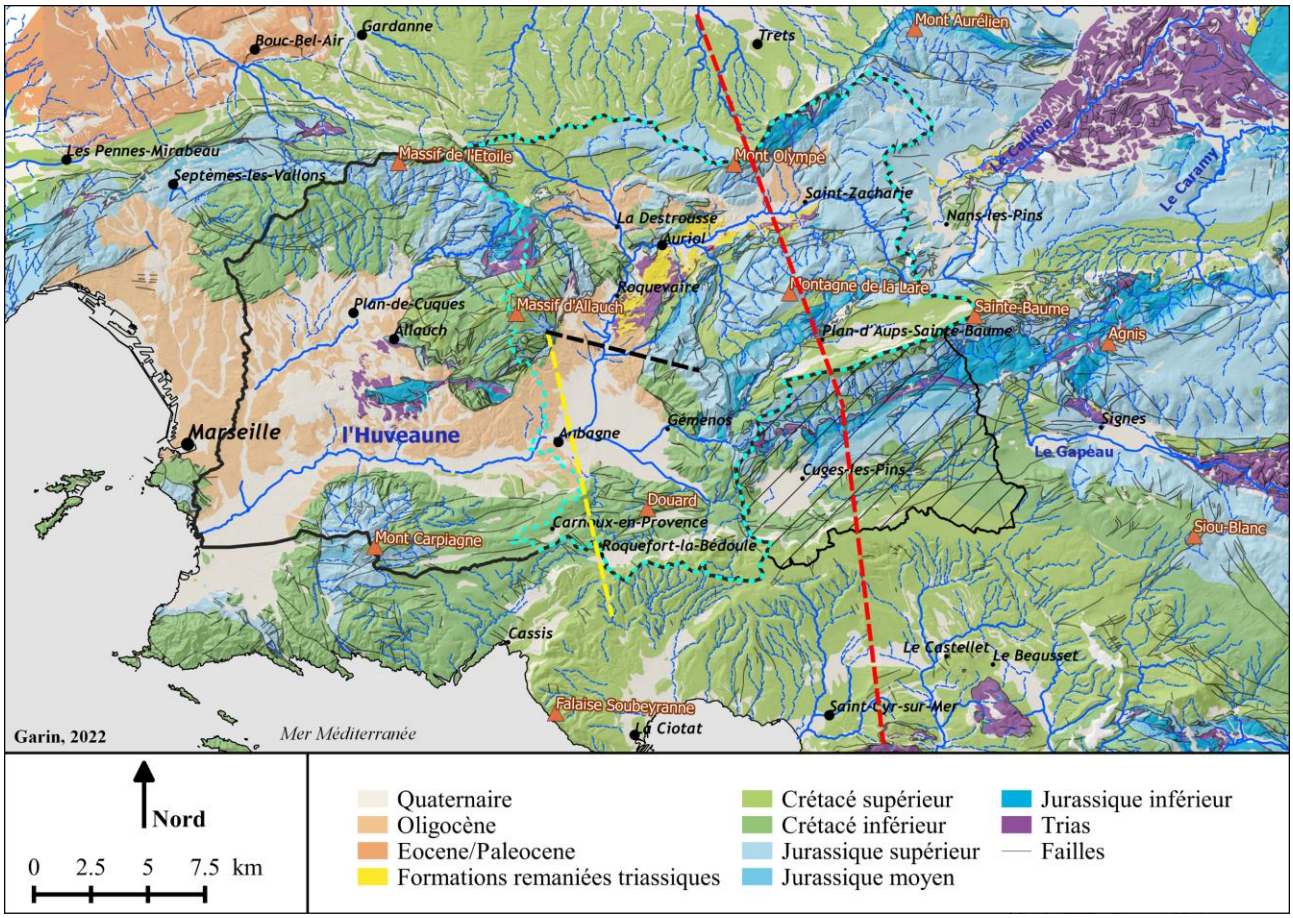


Figure II.14 : Contexte géologique du bassin versant de l'Huveaune. Trois traits de coupe sont présentés : i) un trait pointillé rouge correspondant à la coupe régionale de la Figure II.15 ; ii) un trait pointillé noir au nord de la plaine d'Aubagne correspondant à la coupe WNW-ESE (Figure II.16) ; et iii) un trait pointillé jaune correspondant à la coupe nord-sud de la plaine d'Aubagne (Figure II.17).

La coupe géologique proposée par Bestani et al. (2016) (Figure II.15) délimite les différents grands ensembles structuraux que l'on retrouve sur le bassin versant de l'Huveaune. Les formations oligocènes ou quaternaire sont exclues de cette coupe. Cette coupe met en évidence cinq structures principales, du sud au nord : i) le bassin du Beausset caractérisé par des dépôts carbonatés mésozoïque principalement, considéré comme une série allochtone ; ii) le massif de la Sainte-Baume correspondant à un synclinal fait de terrains mésozoïques et chevauchés par l'unité du Beausset, ayant impliqué un renversement de la série stratigraphique autochtone ; iii) le massif de la Lare caractérisé à l'affleurement par des terrains du Jurassique supérieur d'une série autochtone; iv) le bassin de l'Huveaune qui correspond à un diapir triasique, c'est-à-dire une remontée de Trias salifère lors de l'extension oligocène ; et v) le bassin de l'Arc caractérisé, au sud du bassin, par des dépôts jurassiques et crétacés. Ces grandes structures résultent de mouvements extensifs et compressifs se déroulant entre le début du Mésozoïque (Trias inférieur) jusqu'à l'Oligocène. La majorité des chevauchements

est liée à la présence de niveau de décollement, par la présence de couches salifères dans les dépôts sédimentaires du Trias.

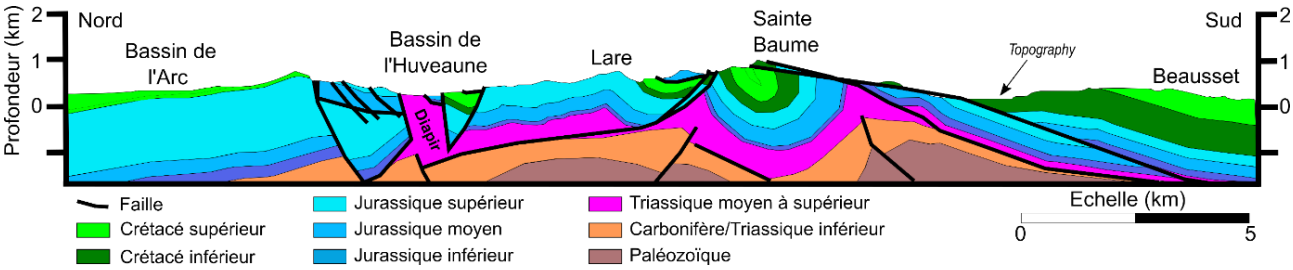


Figure II.15: Coupe équilibrée régionale présentant les grands ensembles stratigraphique et structures régionales (trait pointillé rouge – modifié d'après Bestani et al., 2016)

Le travail de C. Matonti (Matonti, 2021) propose deux coupes géologiques ciblées sur la structuration de la plaine d'Aubagne et de ses contacts avec les aquifères carbonatés alentours (Figure II.16 et Figure II.17). Ces deux coupes mettent en avant un bassin Oligocène correspondant à une dépression guidée par de grandes failles bordières à l'est et à l'ouest de la plaine d'Aubagne. Ces failles délimitent bien la plaine remplie de dépôts triasiques et oligocènes des massifs crétacés et jurassiques qu'on retrouve sur les flancs du massif de la Sainte-baume (à l'est), du massif d'Allauch (à l'ouest) et des Calanques/Beausset (au sud). Pour la coupe au nord de la plaine d'Aubagne (Figure II.16), l'épaisseur maximum des dépôts Oligocène ne dépasserait pas 350m suivant les données de pendages existantes. Il faut remarquer la forte compartimentation des dépôts oligocènes entre l'est et l'ouest de la plaine et la présence de terrains évaporitiques du Trias à l'affleurement (diapir salifère) au niveau du Pont de l'Etoile. La coupe sud du bassin d'Aubagne (NNW-SSE – Figure II.17) montre une structure peu compartimentée et relativement homogène à l'affleurement avec des grès, conglomérats et argiles du Chattien.

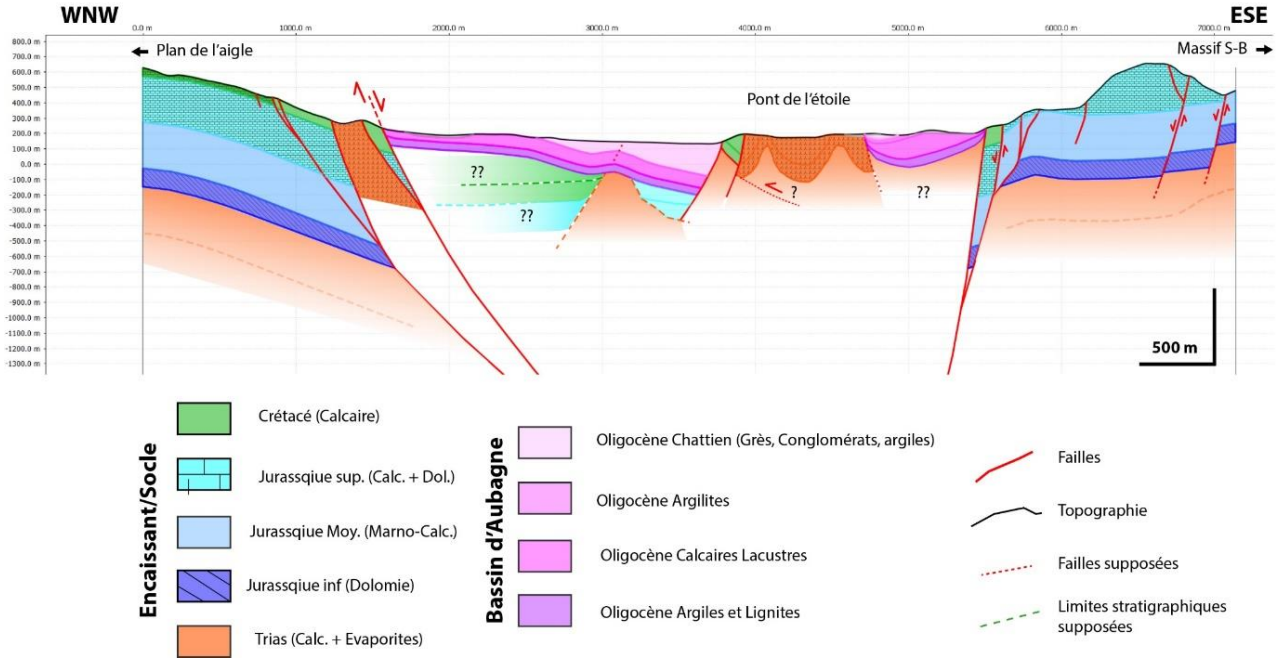


Figure II.16 : Coupe structurale Nord du bassin d'Aubagne (extrait de Matonti, 2021)

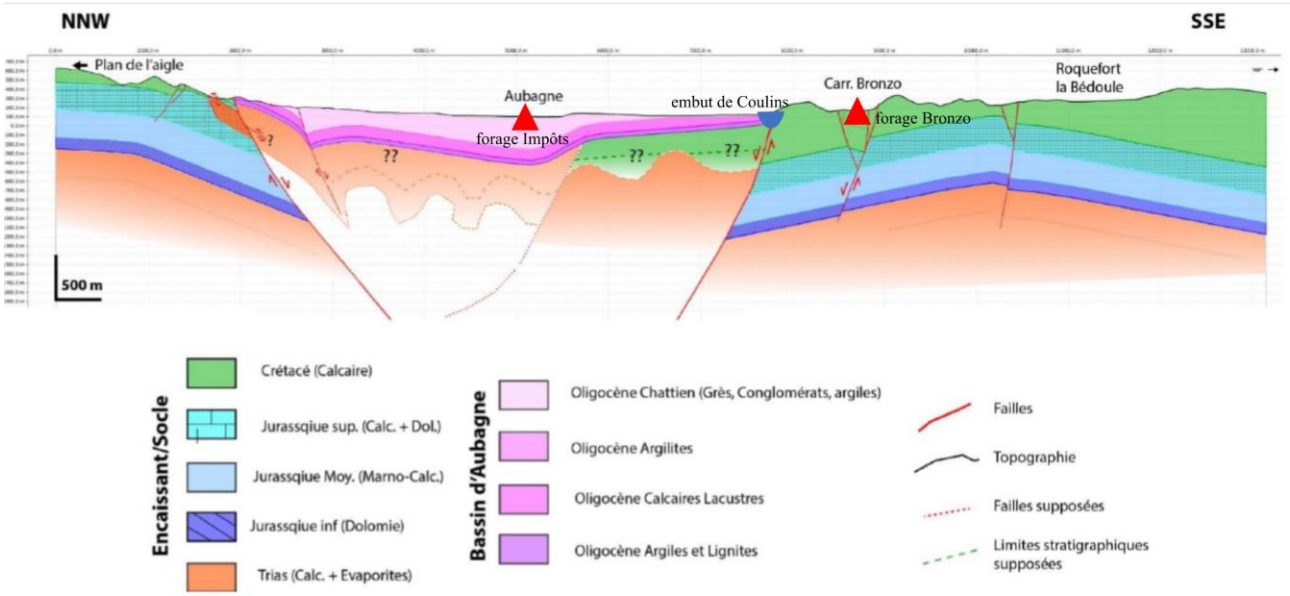


Figure II.17 : Coupe structurale Sud du bassin d'Aubagne (modifié d'après Matonti, 2021)

II.2.2 Histoire géodynamique

Une description chronologique permet de synthétiser les évènements tectoniques marquants, à l'échelle de la Provence et avec un focus sur le massif de la Sainte-Baume, le bassin Oligocène de Marseille et les massifs carbonatés alentours (Figure II.18).

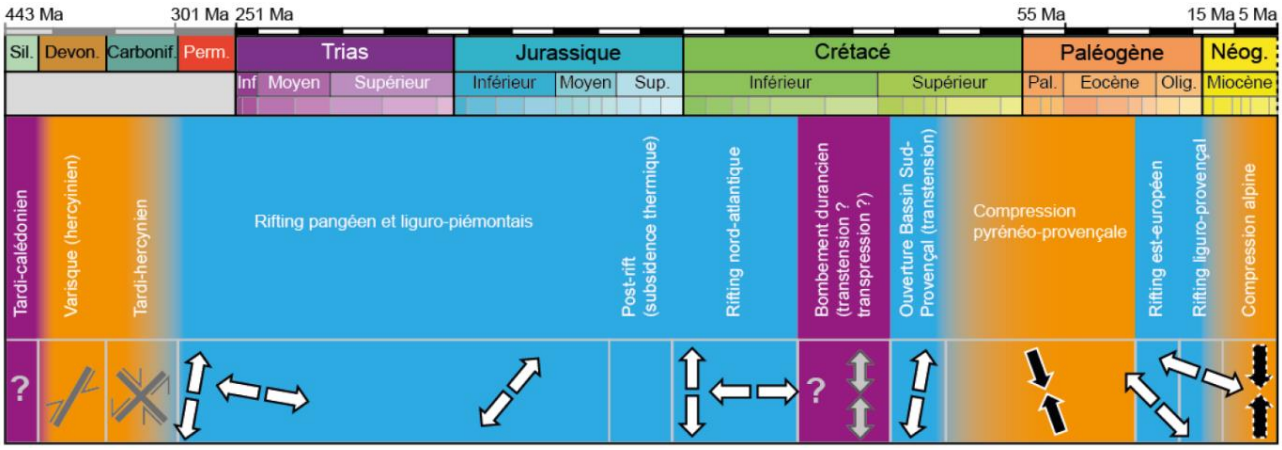


Figure II.18: Synthèse de l'histoire géodynamique de la Provence avec les principales directions de contraintes associées (extrait de Fournillon, 2012).

Cette histoire géodynamique joue un rôle prépondérant dans la structuration des réservoirs d'un point de vue stratigraphique et structurale. En effet, la succession des épisodes extensifs et compressifs depuis la fin du Paléozoïque s'est traduite par différents environnements de dépôts sédimentaires (lacustre, plateforme carbonatée peu profonde, bassin profond) et détritique continentale dans des climats différents. La Basse-Provence est aussi caractérisée par des périodes de sédimentation et d'émersion des terrains. Les épisodes géodynamiques principaux sont résumés ici à partir de la synthèse proposée par Fournillon (Fournillon, 2012) :

- Un premier épisode compressif en fin de la phase orogénique hercynienne (Dévonien à Carbonifère) est responsable de décrochements de quelques mètres à plusieurs centaines de kilomètres selon une orientation N-S à NW-SE (Arthaud et Matte, 1975). Cette phase compressive va impacter fortement la Provence par le début de rotation du bloc corso-sarde suivant la faille nord-pyrénéenne (Guyonnet-Benaize, 2011).
- Du Permien jusqu'au Jurassique supérieur, un régime extensif via la phase de rifting pangéen est responsable de l'ouverture du Bassin Liguro-Piémontais (Rudkiewicz, 1988). Les dépôts sédimentaires du Trias sont caractérisés notamment par des sédiments argileux et par des couches évaporitiques type gypse et halite. Ces derniers jouent le rôle de niveau de décollement lors des mouvement tectoniques ultérieurs. Cette extension suit respectivement une orientation N010 à N100 au Permien et au Trias pour ensuite devenir N040 au Jurassique Inférieur (Floquet et al., 2007). Le Jurassique se termine par une phase post-rift caractérisée par de la subsidence thermique (Floquet et al., 2007). L'ouverture de l'Atlantique entraînera, à terme, la fermeture de la Téthys. Même si les grandes phases sont bien distinctes, des phases intermédiaires (non décrites dans la Figure II.18) impliquent des processus de sédimentation variables au cours du Trias et du Jurassique à l'échelle de la Provence, avec notamment une alternance entre plateforme carbonatée peu profonde (Rhétien – Sinémurien Inf.) et bassin de sédimentation profond (Aalénien – Callovien) (Floquet et Léonide, 2013).
- Une nouvelle phase extensive, liée au rifting nord-atlantique, se déroule au Crétacé inférieur avec une première phase N-S du Berriasien au Valanginien, qui devient Est-Ouest jusqu'au Barrémien (Masse et al., 2009). Les dépôts sédimentaires se font sur une plateforme provençale peu profonde.
- L'Albien-Aptien est marqué par la formation du « Bombement Durancien », grande structure E-W à l'échelle de la Provence (Floquet et Faralli, 2020), qui représente un haut structural avec une émersion partielle des terrains à la fin du Crétacé Inférieur. Localement, cet épisode se traduit par la formation de bauxite, retrouvée notamment au nord du massif de la Sainte-Baume, ainsi qu'à l'est de l'unité du Beausset (Philip et al., 1987; Villeneuve et al., 2018) (Figure II.19). L'émersion des terrains entraîne aussi une discontinuité stratigraphique majeure en Provence par l'érosion et la karstification des terrains sous-jacents, et donc un contact anormal entre formations jurassique et crétacé supérieur
- Un nouvel épisode extensif (de transtension) entre l'Albien et le Santonien de direction N110 (Hennuy, 2003) permet la formation du Bassin du Beausset, bassin situé entre le « Bombement Durancien » au Nord et le massif méridional au Sud.
- La compression Pyrénéo-Provençale, s'étalant du Santonien jusqu'à l'Eocène, joue un rôle majeur dans la formation des paysages actuels, notamment les grands chevauchements N-S observés en Provence (Bassin du Beausset sur Sainte-Baume, Sainte-Victoire, Mont Aurélien, …) (Tempier, 1987). Cet épisode correspond aussi à la subduction de la Néo-Téthys, et donc à la collision entre la plaque Ibérique et l'Europe, se traduisant par un raccourcissement d'environ 40km de la Provence orientale (Bestani et al., 2016).
- Deux nouvelles phases de rifting s'expriment entre l'Oligocène et le Burdigalien (Miocène inférieur) : le rifting Ouest Européen d'orientation N000 à N135 (Arthaud, 1977) ; et le rifting Corso-Sarde (ou Liguro-Provençal) d'orientation N110 (Hippolyte et al., 1990) entrainant la formation des bassins subsidents Marseillais et Aubagnais.

- Enfin, une phase post-rift affecte les dépôts sédimentaires jusqu'au Miocène. La phase de compression alpine de la fin du Miocène au Pliocène a laissé peu de trace tectonique en Basse-Provence (Champion et al., 2000). Des travaux récents montrent qu'il y a de la déformation Alpine dans le bassin de Signes, avec des dépôts verticaux du Miocène ce qui témoigne que la déformation Alpine s'est propagée sous la nappe de la Sainte-Baume. La déformation alpine est aussi majeure dans le bassin d'Aubagne (Balansa et al., 2022)
- Le Miocène se traduit aussi par une inversion de la direction des écoulements de surface, se faisant du nord vers le sud à partir de cette époque (Cornet, 1966; Tassy, 2012)

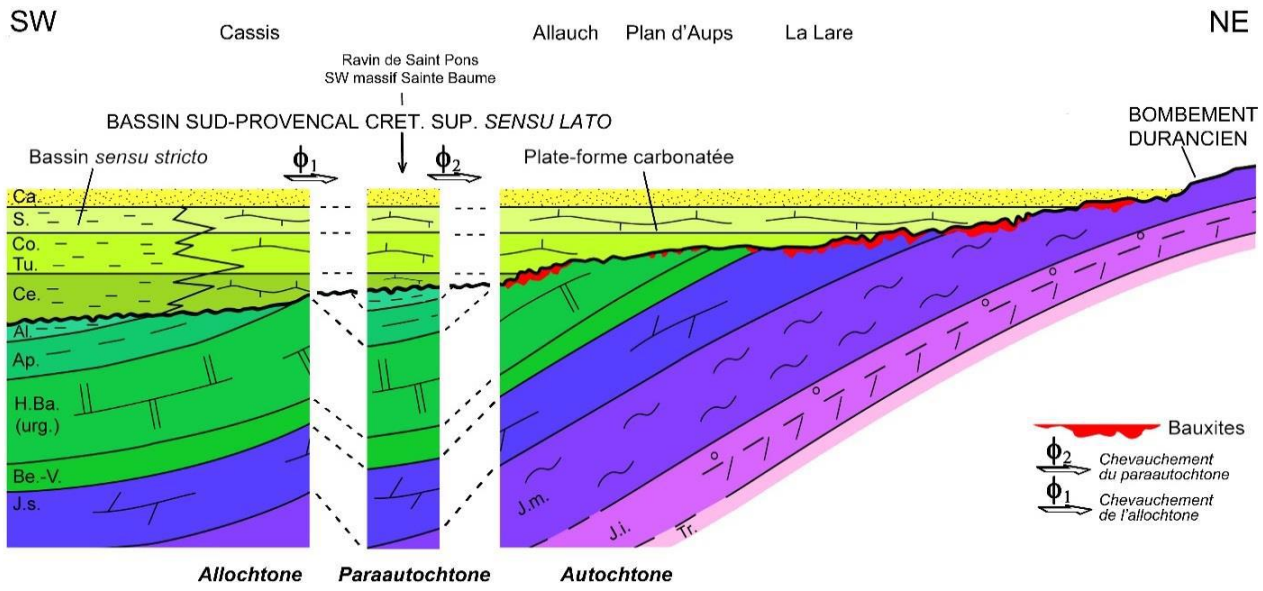


Figure II.19 : Coupe schématique du versant sud du Bombement Durancien, conséquence de la phase tectonique « autrichienne » de l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur : basculement, émersion, érosion, altération et formation de bauxite, discordance et biseau de recouvrement transgressif vers le Nord au cours du Crétacé supérieur (Ce. à Ca. en vert clair et jaune) (extrait de Villeneuve et al, 2018 ; modifié d'après M. Gignoux, 1927 et J.-P. Masse et J. Philip, 1976)

II.2.3 Stratigraphie

Les unités stratigraphiques sont ici aussi présentées de manière succincte dans le but de faire le lien avec la caractérisation géochimique des eaux souterraines selon le réservoir dans la suite des travaux de thèse. Les lecteurs peuvent s'orienter vers la notice de la carte géologique de Marseille-Aubagne de 2018 pour retrouver en détail l'ensemble des informations (Villeneuve et al., 2018), présentant notamment des logs stratigraphiques par époque géologique. La Figure II.20 reprend quatre logs centrés sur les séries stratigraphiques du massif de la Sainte-Baume (Coulier, 1985). Ces logs mettent en évidence l'existence de trois séries (complète, renversée et réduite) en lien avec l'histoire géodynamique de la Provence.

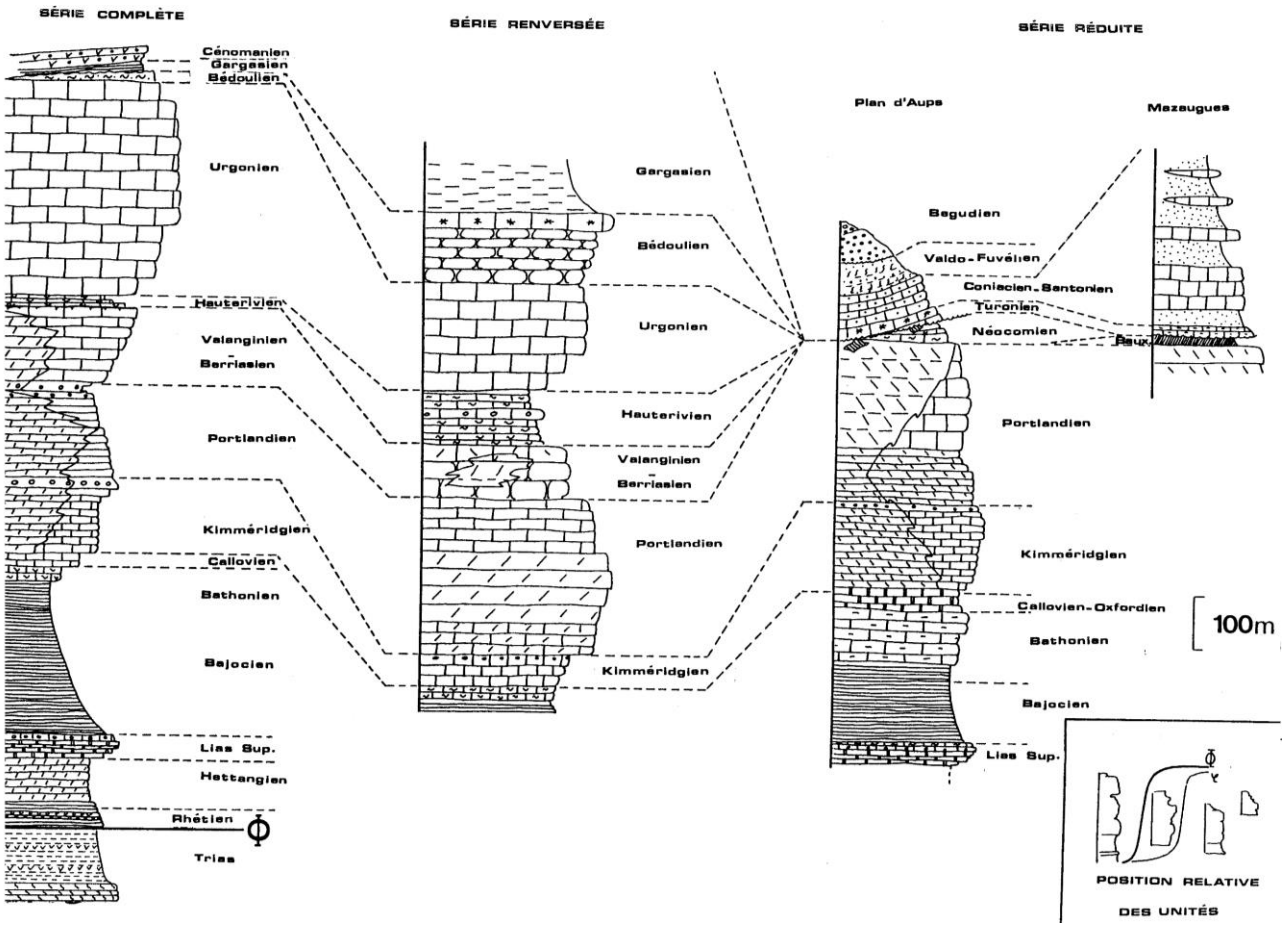


Figure II.20 : Les séries stratigraphiques décrites sur le massif de la Sainte-Baume (extrait de Coulier, 1985).

Les évaporites, notamment gypseuses, décrites uniquement au niveau du Trias moyen sur ce log, correspondent au niveau de décollement des grandes entités structurales qui joueront un rôle prépondérant dans la formation des chevauchements régionaux (Annexe 2). Les terrains du Jurassique et du Crétacé inférieur présentent des faciès typiques de bassin ou de plateforme carbonatée (calcaires, calcaires marneux, dolomies) (Annexe 3 et Annexe 4), et se retrouvent sur la série complète de la Sainte-Baume (Figure II.20). La variabilité spatiale des séries stratigraphiques est aussi décrite sur l'Unité géologique du Beausset (Fournillon, 2012a) où on retrouve la série complète à l'ouest au niveau de Carpiagne (Figure II.21-A). La série renversée correspond à la Haute-Chaîne de la Sainte-Baume. La série réduite se traduit par l'absence de série du Crétacé Inférieur au nord de la Sainte-Baume du fait de l'émersion de cette zone lors du Bombement Durancien. Cet épisode entraine uniquement la réduction ou l'absence des séries aptienne et albienne au niveau de l'Unité du Beausset (Figure II.21-B,C, D et E). Les terrains du Crétacé supérieur sont une alternance de calcaires marneux, calcaires de plateforme, et formations influencées par les apports détritiques issus de l'érosion du Massif Méridional cristallin (actuel Massif des Maures) (Annexe 5) ayant ainsi donné localement des niveaux gréseux et des calcarénites quartzeuses (Figure II.21).

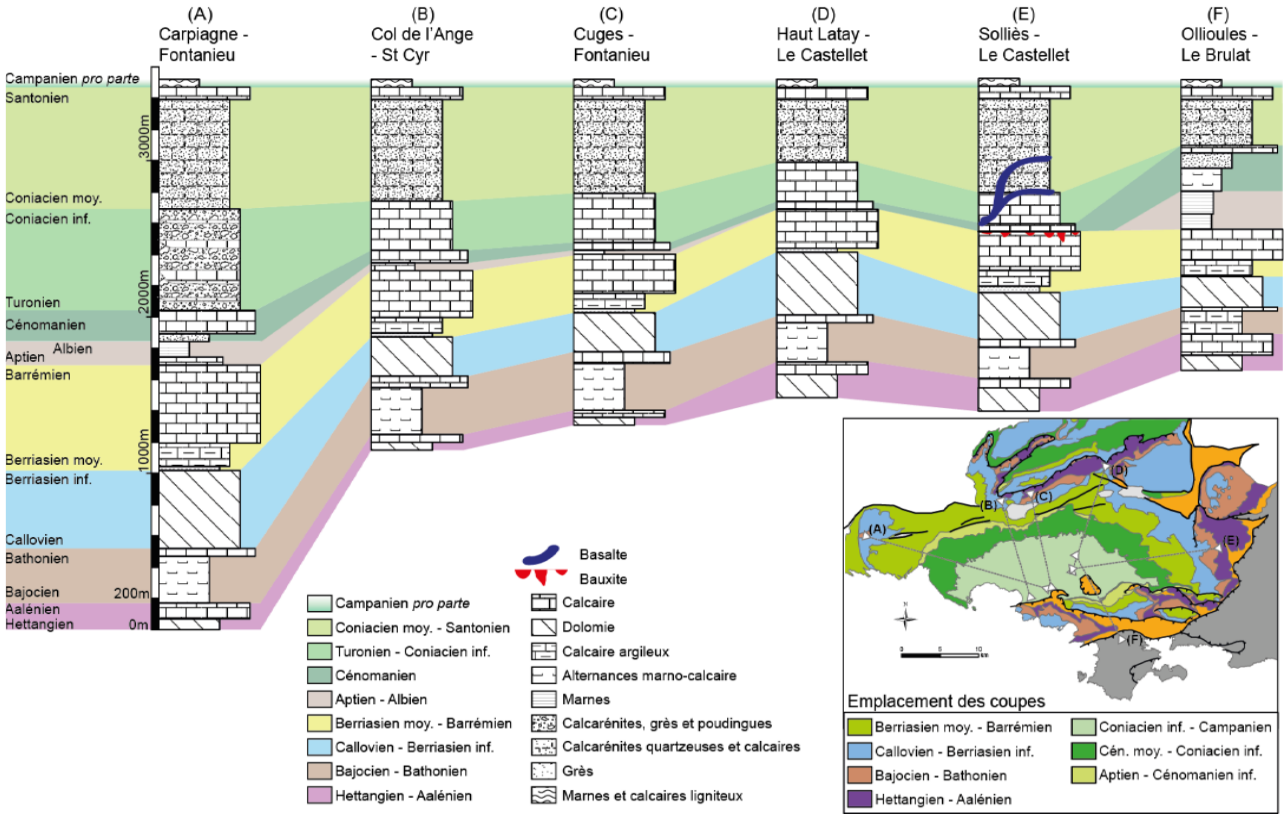


Figure II.21 : Synthèse stratigraphique de l'Unité du Beausset depuis l'Hettangien jusqu'au Campanien (Extrait de Fournillon, 2012)

Le versant sud de la Sainte-Baume est composé principalement de terrains jurassiques, avec des alternances entre roches calcaires et dolomitiques dans le jurassique inférieur (en allant du Toarcien à l'Hettangien), dépôts marno-calcaires dans le jurassique moyen, et formations dolomitiques à calcaires dans le jurassique supérieur (en allant du Tithonien vers le Kimméridgien et Oxfordien). Des écailles de crétacé inférieur (Barrémien à faciès Urgonien notamment) sont aussi présentes avec une remontée de roches triasiques. Localement, les formations triasiques sont assez hétérogènes : i) le Trias inférieur composé d'un conglomérat de base à grès quartzeux ; ii) le Trias moyen fait principalement de niveaux marneux et gypseux, en alternance avec des dépôts calcaires et dolomitiques ; et iii) le Trias supérieur fait de gypse, marnes et calcaires. Le plateau du Plan d'Aups est un synclinal au cœur formé des terrains carbonatés du crétacé supérieur reposant sur les terrains du jurassique supérieur. Au nord du Plan d'Aups, le massif de la Lare est un grand anticlinal à cœur formé des marno-calcaires du jurassique moyen.

Au niveau de la plaine d'Aubagne et de la vallée de l'Huveaune, les terrains à l'affleurement sont dominés par trois ensembles : i) les dépôts sédimentaires triasique caractérisés par la présence en grande quantité d'évaporite sulfatée (gypse) accompagnés de formation remaniées de dépôts triasiques au cours de l'Oligocène puis du Quaternaire. Historiquement, des mines de gypses ont été exploitées à Roquevaire ; ii) les formations oligocènes principalement détritiques (et localement lacustres) qui sont formées de matériaux issus de l'érosion des dépôts sédimentaires Mésozoïque alentours, mais aussi de l'érosion du massif Méridional métamorphique du sud-est, correspondant aujourd'hui au Massif des Maures ; et iii) les formations quaternaires correspondant à des dépôts

alluviaux et caractérisés par une forte hétérogénéité spatiale (cailloutis, cône torrentiel, argile, marne). Les formations détritiques quaternaires résultent de l'érosion des formations sédimentaires alentours.

D'un point de vue stratigraphique, le Paléocène et l'Eocène ne sont pas marqués par des dépôts sédimentaires sur la carte géologique Aubagne-Marseille du fait de l'émersion de la majeure partie des terrains durant la phase de compression pyrénéo-provençale. Des dépôts en milieux lacustres ont lieu au nord au sein du Bassin de l'Arc.

Les dépôts oligocènes, principalement continentaux, sont classés en trois groupes selon le contexte structurale et stratigraphique : le bassin du Jarret, le bassin du Prado et le bassin d'Aubagne (Annexe 6). Il faut aussi noter la présence de dépôts miocènes et pléistocènes, qui n'affleurent pas sur le bassin versant de l'Huveaune ou le massif de la Sainte-Baume (Figure II.14). Enfin, le Pliocène et le Pléistocène sont marqués par la succession de périodes glaciaire et interglaciaire entraînant des variations eustatiques et donc des modifications physiques du littoral et des vallées. Des dépôts continentaux sont aussi associés à cette période, notamment des cônes torrentiels et des alluvions.

II.2.4 Histoire karstologique

La formation de paysages karstiques est directement liée à des processus d'altération par la circulation d'eau chargée en acide (CO_2, H_2S) au contact des roches carbonatées et l'évacuation des produits suivant l'importance du gradient hydraulique. Elle se fait à la faveur de vides préexistants, le plus souvent des fractures, et en fonction de la lithologie des terrains. Le climat est aussi un facteur important dans la karstogénèse. Pour être plus complet, une synthèse des processus de karstification et d'évolution des conduits karstiques est proposée par Jouves (Jouves, 2018). De même, un état des lieux des phases de karstification en Provence a été réalisé par Jouves (Jouves, 2018) et Fournillon (Fournillon, 2012a). Cette partie va donc reprendre cette histoire karstologique en ciblant les phases majeures pour la formation des karsts sur le bassin versant de l'Huveaune. Trois périodes de karstification se distinguent en Provence : des paléokarsts anté-messinien, l'évènement Messinien et une spéléogénèse au plio-quaternaire (Blanc, 1997). Ces trois périodes peuvent ensuite être partagées en plusieurs sous-périodes distinctes :

- Le « Bombement Durancien » à l'Aptien-Albien entraine l'émersion de terrains carbonatés du Crétacé inférieur et le développement d'une surface d'érosion et d'altération. Les formations de bauxite, piégées dans le karst, témoignent de cet évènement sous un climat tropical chaud et humide. De plus, les phases tectoniques postérieures ont pu disjoindre les réseaux karstiques formés dans cet intervalle de temps (Blanc, 1997). Les bauxites se retrouvent principalement au nord-est du Massif de la Sainte-Baume vers Mazaugues ainsi qu'à l'est de l'Unité du Beausset vers Evenos (Fournillon, 2012a) et dans le massif d'Allauch.
- Des traces de karstification ont été remarquées dans les séries triasiques gypsifère avec des poches de dissolution remplis d'argilites rouges, vertes et d'argiles noires. Arnaud et al. (1990) démontrent que les témoins des remplissages karstiques (faune et pollens) prouvent un remplissage des cavités au Crétacé Supérieur et vraisemblablement au Valdo-Fuvélien (équivalent Campanien). De même, Fournillon (2012) indique des remplissages karstiques datés du Campanien au niveau de Signes.

- Les phases de compression pyrénéo-provençale puis au Paléocène-Éocène se traduisent par la formation de reliefs et l'érosion d'une partie de la Provence ainsi qu'une déformation des karst plus anciens. Elle est aussi marquée par un colmatage intégral du karst (Blanc, 1997).
- L'Oligocène est marqué par un fort taux d'érosion, de dissolution et de dénudation. Une surface d'érosion en position haute recoupe les bauxites et les chevauchements pyrénéo-provençaux avec un écoulement de surface du sud vers le nord, c'est-à-dire un écoulement inversé par rapport aux rivières actuelles. Des sédiments ont été piégés dans les cavités karstiques du plateau de Siou Blanc (Jouves, 2018). Au même moment les sédiments oligocènes s'accumulent dans le bassin subsident d'Aubagne, charriés par des rivières qui s'écoulent au-dessus de l'actuel plateau du Camp et massif du Douard, en provenance du massif méridional et de sa continuité jusqu'aux Maures.
- La phase de compression alpine au Miocène modifie la structure des karsts précédents. Un climat chaud et humide permet une karstification et la création d'une nouvelle surface d'aplanissement importante emboitée dans la surface d'érosion oligocène (Jouves, 2018). Le Miocène est aussi marqué par une phase importante de dissolution et la mise en place de réseaux karstiques actuellement suspendus (Blanc, 1997). Au Langhien-Serravalien, des cavités karstiques sont remplies par des dépôts marins dans le Massif du Douard (Philip et al., 1975).
- Le Messinien est marqué par la fermeture du détroit de Gibraltar et l'assèchement de la mer Méditerranée selon un modèle dit « desiccated deep basin model » provoquant une baisse du niveau de base de l'ordre de 1500m (Hsü et al., 1973). Cela entraîne une karstification profonde qui se termine brutalement avec la remontée du niveau marin au Pliocène (Rouchy et Caruso, 2006). Ces évènements ont conduit à la formation des grands karsts noyés régionaux avec la création d'un système de drainage profond menant vers des exutoires majeurs en direction des canyons de Cassidaigne et de Bandol (Jouves, 2018)Ô. La fin de l'épisode messinien et la remontée du niveau de l'eau a permis la formation des sources sous-marines de Port-Miou (Audra et al., 2004) ou du Ragas de Dardennes (Figure II.22). En outre, des réseaux de drainage se sont formés per ascensum lors de la remontée du niveau marin notamment en Ardèche (Mocochain et al., 2006). Des surcreusements en surface sont aussi associés à cette époque (Audra et al., 2004). Tassy (2012) montre l'absence de canyon messinien au niveau de l'exutoire actuel de l'Huveaune qui s'explique soit par un drainage de l'Huveaune vers les sources de Cassis et le canyon de Cassidaigne soit par l'absence de rivière à cette date (Figure II.23).
- La période du Plio-quaternaire n'est pas affectée par des évènements tectoniques majeurs en Basse-Provence. La karstification se fait selon la variation du niveau de base de l'Huveaune. Le karst profond sert d'axe de drainage et reste actif en direction des deux exutoires régionaux drainant l'unité de la Sainte-Baume : Port-Miou à l'ouest et le Ragas de Dardennes à l'est de l'unité du Beausset.

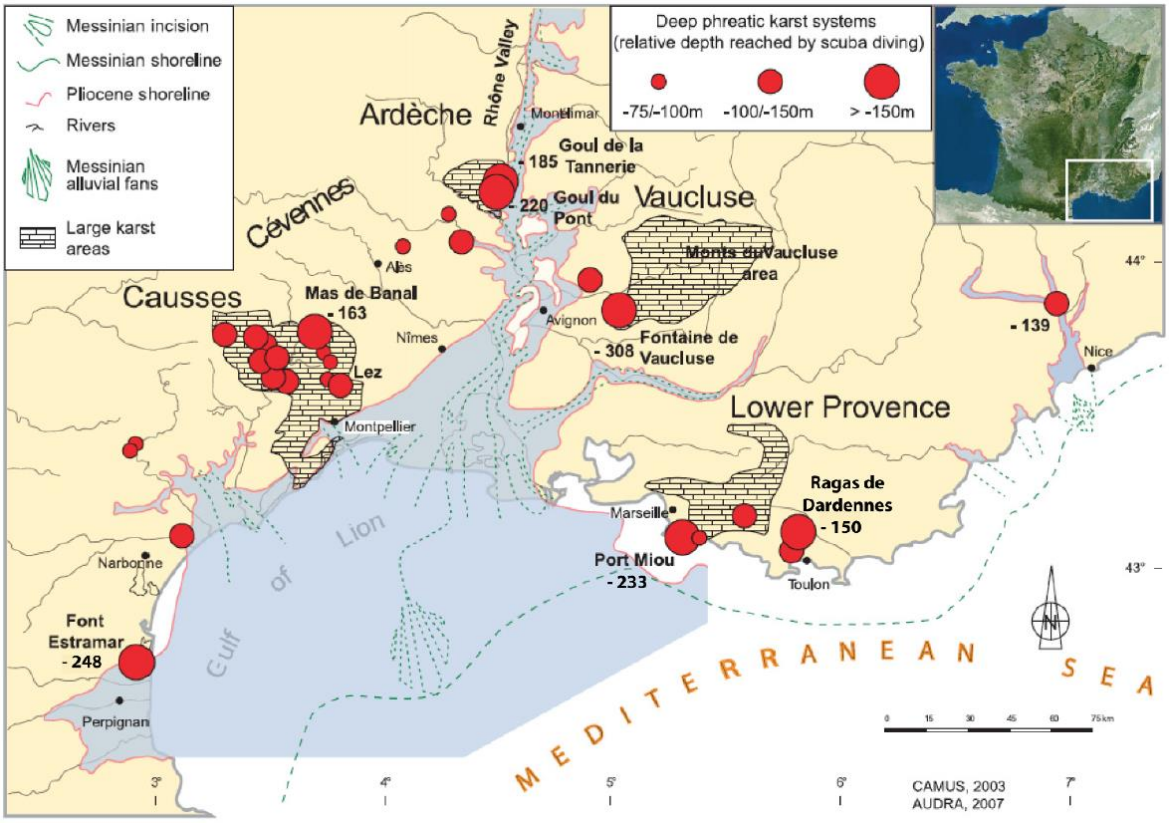


Figure II.22: Situation des systèmes karstiques profond dans le sud-est de la France par rapport aux canyons Messinien et au trait de côte du Pliocène (extrait de Jouves, 2018 – d'après Camus, 2003 et Audra, 2007)

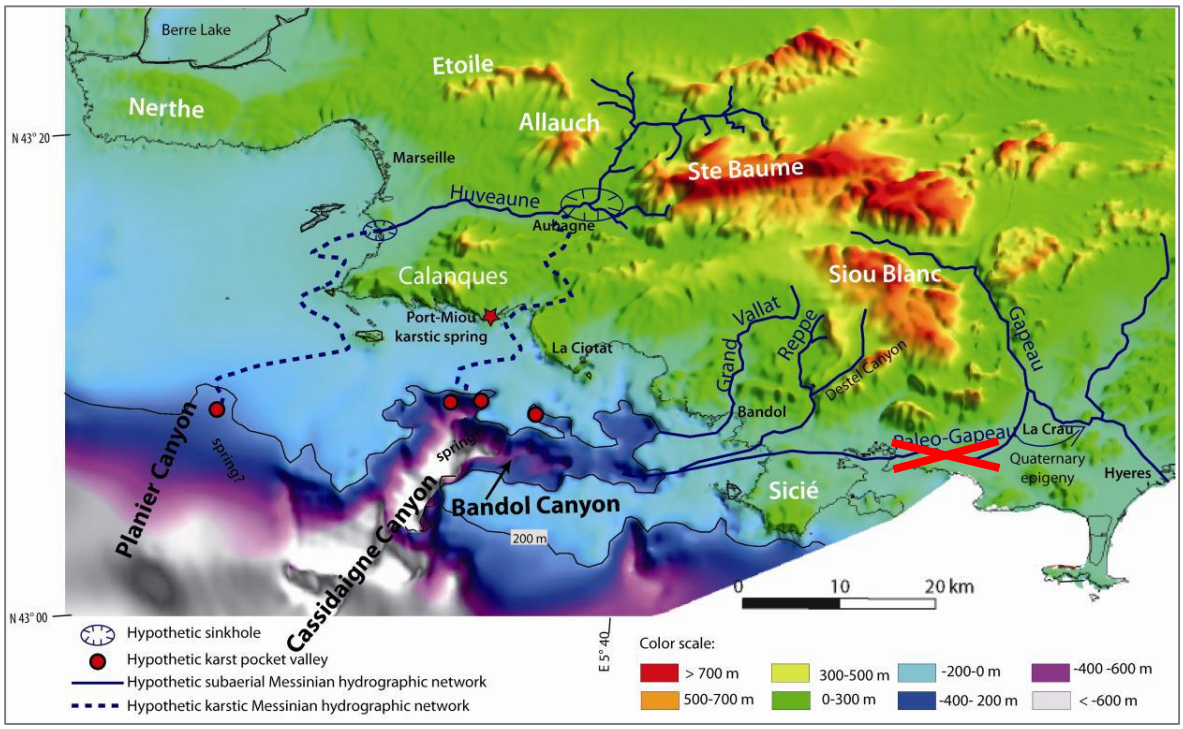


Figure II.23: Réseau hydrographique Messinien hypothétique (d'après Tassy, 2012). Les lignes pointillées représentent les écoulements hypothétiques par la voie souterraine dans les réseaux karstiques. Les lignes pleines représentent les écoulements de surface hypothétiques. En rond rouge, des sources karstiques hypothétiques sont présentées au niveau des canyons sous-marins (d'après Tassy, 2012). Les travaux de Jouves (2018) proposent que le Gapeau soit postérieur au Messinien et que le paléo-Gapeau dessiné sur la carte de 2012 soit effacé.

II.3 CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE

II.3.1 Formations aquifères régionales

Le lithologie, l'évolution diagénétique, la fracturation et la karstification jouent un rôle majeur dans le comportement aquifère des roches. Dans ce cas d'étude, les roches carbonatées peuvent être karstifiées, c'est-à-dire que la roche a subi différents processus qui lui ont conféré une hétérogénéité à petite et grande échelle, par la formation de conduits karstiques en particulier. Le travail de Fournillon (2012) relatif à l'hydrogéologie de l'Unité du Beausset (masse d'eau FRDG168) propose une synthèse des capacités aquifères des différents réservoirs du Jurassique et Crétacé (Figure II.24), qui se développent sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Cette synthèse s'applique bien à l'ensemble des massifs carbonatés environnants (Sainte-Baume, Allauch, Aurélien). Il faut retenir que l'histoire géodynamique de la Provence implique une variabilité spatiale très importante, avec de nombreuses failles pouvant jouer le rôle de barrière ou de drain mais aussi des contacts entre formations perméables et imperméables à l'échelle du bassin versant de l'Huveaune. La Figure II.24 met en évidence les zones réservoirs principales formées par le Jurassique inférieur composé principalement de dolomies et de calcaire et le Jurassique supérieur principalement dolomitique. Des réservoirs secondaires se remarquent au niveau du Crétacé inférieur (Valanginien - Barrémien) et dans les formations gréseuses du Crétacé supérieur (Coniacien moyen – Santonien). Des aquifères sont aussi présents dans les formations karstiques et fortement fracturées développées dans le Barrémien et entre les alternances de calcaires et calcarénites du Cénomanien au Coniacien Inférieur.

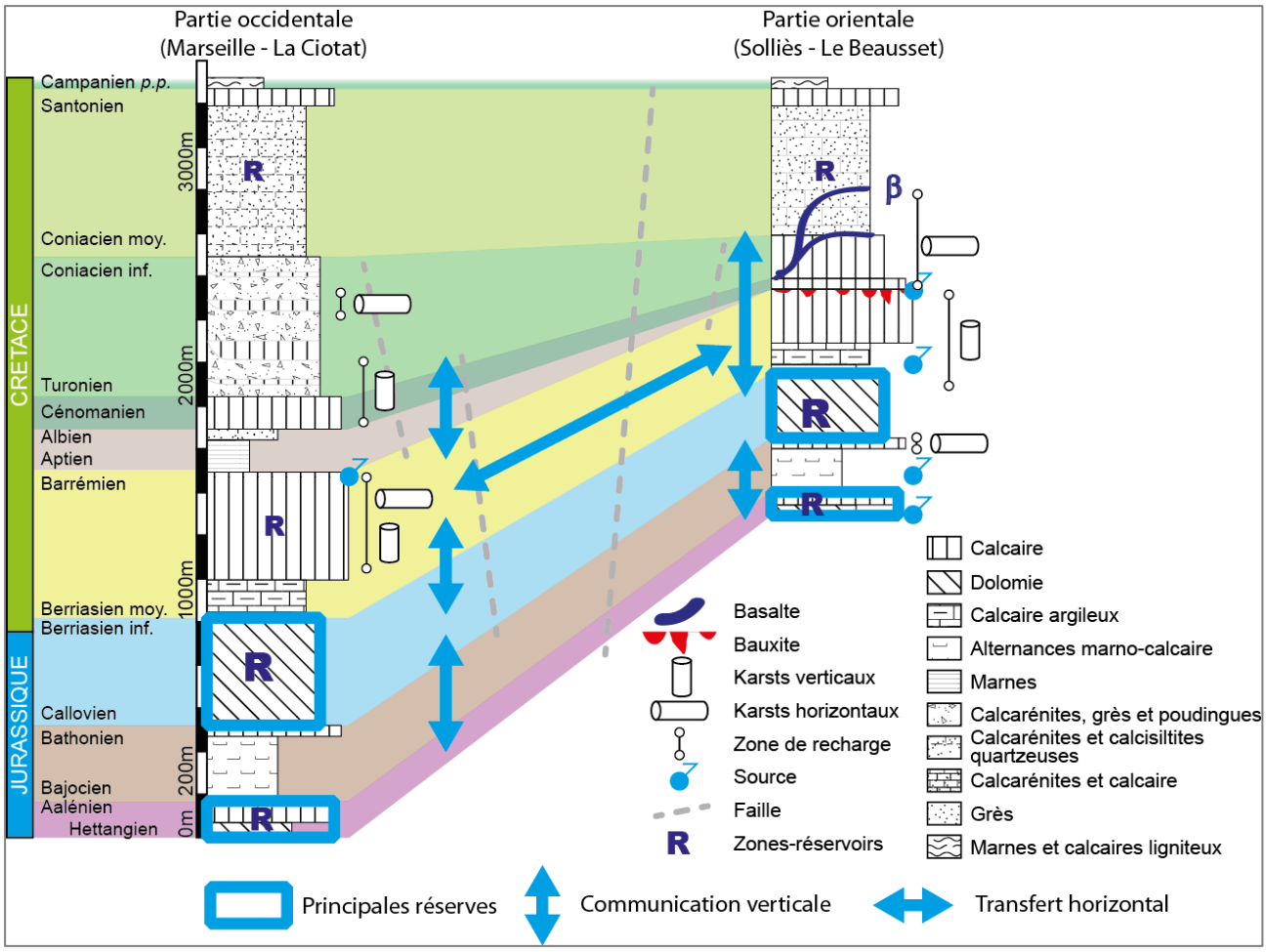


Figure II.24 : Synthèse stratigraphique, hydrogéologique et karstologique de l'Unité du Beausset (Extrait de Fournillon, 2012)

Cette sous-partie va rappeler synthétiquement les grands réservoirs aquifères retrouvés sur le bassin versant de l'Huveaune (et par extension de Port-Miou). Il est recommandé de se référer aux études antérieures pour notamment identifier la forte variabilité spatiale des formations sédimentaires et détritiques sur le territoire (Fournillon, 2012; Guieu, 1968; Laville et al., 2018; Villeneuve et al., 2018). Les fiches de description des masses d'eau mises à jour en 2014 par l'AERMC sont également disponibles sur le site de l'Agence de l'Eau (https://www.rhone-mediterranee.eaufrance.fr/gestion-de-leau/sdage-2016-2021-en-vigueur/donnees-techniques-de-reference-sdage-2016-2021/fiches-de-masse-deau-superficielle-et-souterraine).

II.3.1.1 Trias

Les roches triasiques sont affleurantes de manière très ponctuelle au niveau du contact entre l'Unité du Beausset et le massif de la Sainte-Baume. Elles se retrouvent aussi au niveau de la terminaison de la vallée de l'Huveaune (Roquevaire). Leurs lithologies (grès et conglomérats fluviatiles, calcaires et dolomies, marnes gypsifères et dolomies cargneulisées) permettent la présence de niveaux aquifères, potentiellement sur des épaisseurs importantes pouvant atteindre 2000m sous la vallée de l'Huveaune (Bestani et al., 2016). Il faut noter que le Trias est aussi présent en grande quantité sous le chevauchement de l'Unité du Beausset sur la Sainte-Baume (Figure II.15).

II.3.1.2 Jurassique

Les aquifères sont reconnus régionalement dans les dolomies du Jurassique inférieur et supérieur. Ils constituent une zone de réserve importante dans l'aquifère alimentant les sources de Dardennes (Toulon) à l'Est de l'unité du Beausset (Jouves, 2018), dans le massif de la Sainte-Baume sur le massif de la Lare et au contact entre l'unité du Beausset et de la Sainte-Baume (Figure II.14). Au sud du massif de la Sainte-Baume et jusqu'à la mer, les terrains jurassiques sont recouverts par la couverture crétacée, accueillant une nappe en charge.

II.3.1.3 Crétacé inférieur

Le Crétacé inférieur est présent dans son intégralité dans l'unité géologique du Beausset, tandis qu'il a été fortement érodé dans l'unité de la Sainte-Baume du fait de son émersion lors du Bombement Durancien. Le Crétacé inférieur est donc caractéristique de la partie sud de la zone d'étude. L'Hauterivien associé au Barrémien, caractérisé localement par le faciès urgonien fortement fracturé, représente la principale zone-réservoir du Crétacé inférieur, atteignant une puissance d'environ 500m d'épaisseur. Ces formations se répartissent en auréole en bordure de l'Unité du Beausset (des Calanques jusqu'à Signes) au sud du massif de la Sainte-Baume (Figure II.14). Cependant, la porosité matricielle des formations barrémiennes est très faible, inférieure à 5% (Baudement, 2018), la ressource en eau est donc plutôt contenue au sein des vides karstiques (conduit et fracture). Reposant sur le Barrémien, l'Aptien et l'Albien représentent localement une formation marneuse épaisse peu perméable, mais qui peut être traversée par les écoulements dans les zones faillées (exemple du traçage artificiel de Mauregard montrant la connexion entre le Crétacé supérieur et l'Urgonien des sources de Port-Miou, Arfib et Lamarque 2012).

II.3.1.4 Crétacé supérieur

Le Crétacé supérieur présente les mêmes faciès dans l'ouest de l'unité du Beausset et dans l'unité de la Sainte-Baume : alternances de niveaux calcaires de plateforme et calcarénites quartzeuses. La base de la série est localement incomplète dans la Sainte-Baume du fait de l'émersion du Bombement Durancien. Les formations du Crétacé supérieur sont généralement situées en zone non saturée. Elles constituent une zone de concentration de l'écoulement de surface vers des pertes karstiques ou dans des lapiaz qui favorisent l'infiltration

II.3.1.5 Formations oligocènes et quaternaires

Les formations oligocènes et quaternaires sont présentes dans les dépressions au cœur des massifs carbonatés jurassico-crétacés. Les formations oligocènes ont été précédemment décrites dans la zone d'Aubagne-Marseille. Elles sont localement aquifères, dans les roches carbonatées ou les conglomérats. Les alluvions quaternaires sont des alluvions perméables qui recouvrent les terrains oligocènes de la vallée de l'Huveaune et de la plaine d'Aubagne, ainsi que les poljés du sud de la Sainte-Baume (Cuges, Chibron, Signes). Au niveau d'Aubagne, deux forages très productifs pour l'alimentation en eau potable ont été installés dans les années 1970, à la suite d'essais de pompage montrant l'importance du réservoir d'un point de vue capacitif et transmissif (Caillol et al., 1968a). Ces forages, toujours en exploitation comme ressource d'appoint pour la ville, montrent l'importance des aquifères alluviaux en contexte carbonaté, localisés dans les plaines dans les zones subsidentes ou karstiques

II.3.2 Les exutoires des eaux souterraines régionales

Plusieurs sources karstiques drainent les aquifères carbonatées des massifs de la Sainte-Baume, de la Lare et de l'Aurélien. Ces trois massifs font tous partie de la masse d'eau FRDG167 (Massifs calcaires de la Sainte-Baume, du Mont Aurélien et Agnis - Figure II.25). Cette partie va aussi rappeler les exutoires principaux drainant le massif d'Agnis ainsi que l'Unité du Beausset (masse d'eau FRDG168 - Calcaires du Bassin du Beausset et du massif des Calanques). Les parties II.3.2.3 et II.3.2.4 mettent l'accent sur la source de Port-Miou, reconnue comme exutoire régional des eaux souterraines, et sur les sources de Dardennes drainant le plateau du Siou Blanc. La Figure II.25 place les sources karstiques présentes sur la zone d'étude avec les masses d'eau AERMC en fond de carte, sans toutes les nommer.

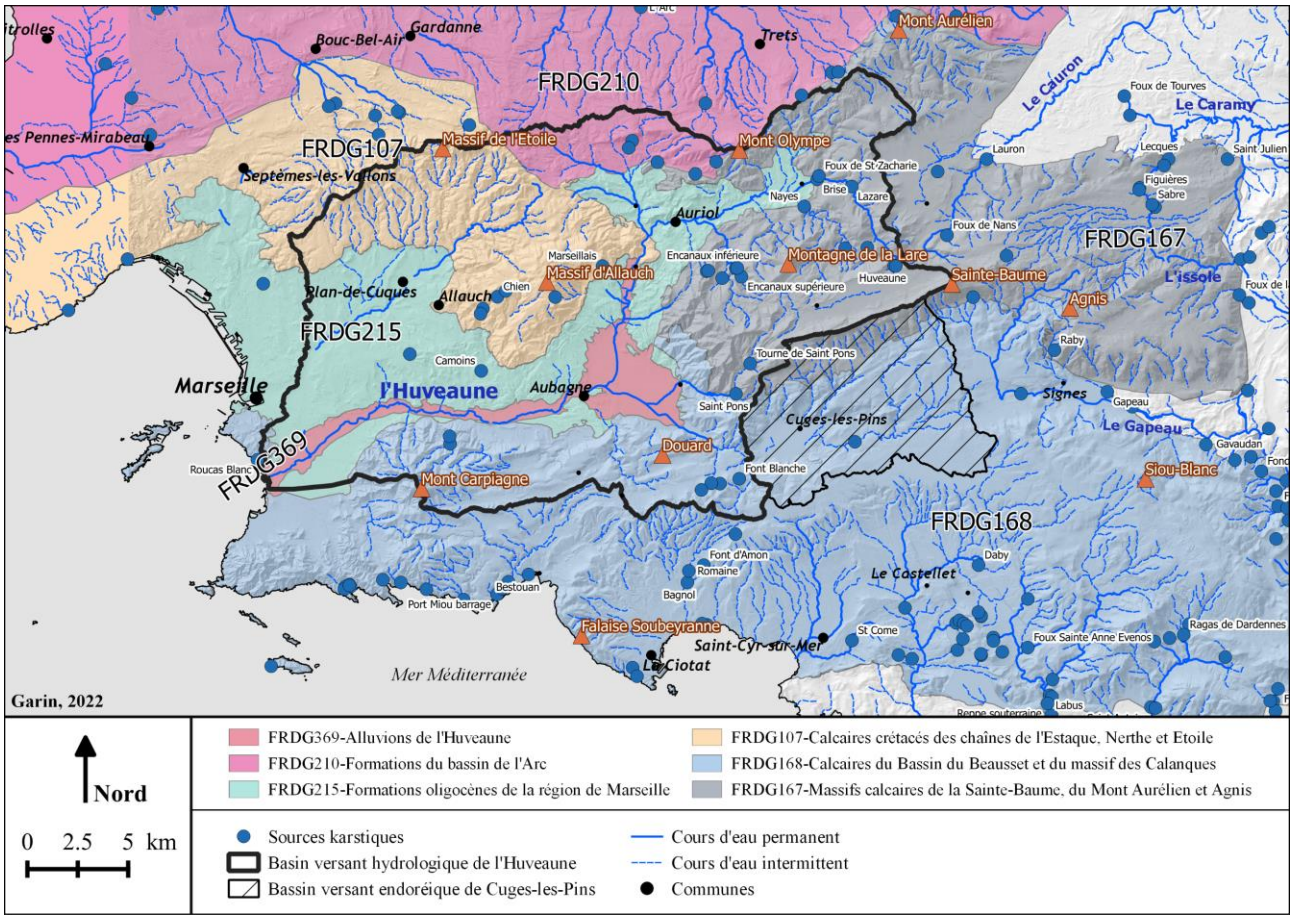


Figure II.25 : Situation géographique des sources karstiques drainant les aquifères carbonatés.

II.3.2.1 Les sources autour de la Sainte-Baume alimentant l'Huveaune

La majorité des informations connues sur les sources karstiques alimentant l'Huveaune est extraite des travaux de Coulier (Coulier, 1985) et Martin (Martin, 1991), ainsi que des synthèses proposées par l'AERMC ou le travail récent sur les zones de sauvegarde pour le PNR Sainte-Baume (Fénard, 2019). La liste des traçages artificiels validés sur le secteur d'étude est présentée en Annexe 7. Les différentes sources karstiques se placent toutes sur le niveau de base de l'Huveaune et de ses affluents (Vède, Peyruis, Fauge). De l'amont vers l'aval de l'Huveaune, en suivant la Figure II.25, on retrouve :

- La source de l'Huveaune (Figure II.26-A) est une source temporaire présentant un tarissement estival régulièrement. Le débit de la source est très sensible aux précipitations, et peut

dépasser 200 l/s (Coulier, 1985) (Figure II.26-B) avec une décrue très rapide. Elle présente une température très fraiche, de l'ordre de 10 à 11 °C avec une eau relativement minéralisée. Sa faible concentration en Mg^{2+}, alors qu'elle émerge dans des formations dolomitiques du Jurassique supérieur, traduit une réserve probablement stockée dans les dépôts du Crétacé supérieur du plateau du Plan d'Aups. Les formations dolomitiques servent principalement de zone de transit. Toutefois, cette particularité (faible concentration en magnésium) a également été observée sur les sources de Dardennes (Baudement 2018) qui drainent un aquifère dans un contexte géologique semblable à celui des sources de l'Huveaune. Cette originalité reste à éclaircir, mais est en dehors de l'objectif de cette thèse.

- La Foux de Nans-les-Pins est une source karstique composée d'une exsurgence temporaire de type vauclusien appelée La Grande Foux, complétée par plusieurs sources filles en aval dans le lit du Cauron. Le débit peut atteindre de 8 à 10 m^3/s quelques heures après de fortes précipitations lors des crues exceptionnelles. La Foux de Nans appartient au bassin versant de l'Argens, via son affluent Le Cauron. Elle est positionnée à 3 km à l'est de la source de l'Huveaune. Le contexte géologique de ces deux sources est le même, elles drainent un aquifère composé des formations dolomitiques du Jurassique supérieur surmontées par les terrains du Crétacé supérieur au-dessus du niveau à bauxite. Cette disposition hydrogéologique se retrouve sur cette portion du nord de la Sainte-Baume, entre Nans les Pins et Mazaugues. Encore plus à l'est, d'autres sources drainent ce même aquifère et alimentent le Caramy (Figure II.25), telle que la source de la Figuière (SAFEGE, 2011). Les traçages artificiels ont permis de tracer une limite hydrogéologique amont du bassin versant de l'Huveaune positionnée entre les sources de l'Huveaune et la Foux de Nans. Toutefois, des écoulements profonds en direction de la source de Port-Miou à travers le massif de la Sainte-Baume (Mazet et Nicod, 2012) ne sont pas exclus.
- La source Lazare (parfois appelée source du Sambuc - Dewandel et al., 2017) est située en aval de la source de l'Huveaune, dans le lit de la rivière au niveau du vallon du Sambuc. C'est une source pérenne de débit peu variable de quelques litres à dizaines de litres par seconde, dont l'eau s'infiltre ensuite dans le cours de l'Huveaune en période estivale. Cette source a été peu étudiée et son bassin versant n'est pas connu ; il peut s'étendre potentiellement sur le massif de la Sainte-Baume au sud ou le massif de l'Aurélien au nord.
- La source de la Brise est captée pour l'AEP par la commune de Saint-Zacharie. La variabilité de la signature chimique semble être liée aux apports de surface en période de crue. Les réserves ne sont pas considérables mais facilement exploitables dans des calcaires bien fissurés, avec une karstification peu organisée. Des forages AEP, en amont de la source, permettent d'exploiter cette ressource en période estivale. La Foux de Saint-Zacharie se situe dans l'incision de la rivière Huveaune, mais aucune étude ne permet de contraindre son fonctionnement hydrodynamique ou sa signature hydrochimique. On peut supposer qu'elle draine en partie le massif de l'Aurélien, dont le déficit hydrique est important (Cavalera, 2007), sans que cette relation soit démontrée.
- Les sources des Nayes drainent la partie orientale du massif de la Lare, et se situent en rive gauche du ruisseau du Peyruis (Figure II.26-C). La succession des sources est liée à la présence d'un accident structural important détachant le massif de la Lare des formations triasiques de l'Huveaune. Seule la source principale est présentée ici, puisqu'elle est

investiguée au cours de cette thèse. Son débit moyen est de l'ordre de 20 l/s (Coulier, 1985). La réponse hydrodynamique de la source implique une karstification peu développée avec un aquifère se comportant comme un milieu poreux. La chimie des majeurs montre une signature hydrochimique très stable au cours du temps.

- Le massif de la Lare est drainé à l'ouest par les sources des Encanaux Inférieures (Figure II.26-D) et Encanaux Supérieures, présentant des débits respectifs moyens d'environ 14 l/s et 61 l/s en 1985 (Coulier, 1985). Les deux sources présentent des comportements hydrodynamiques distincts : la source des Encanaux Supérieures est caractérisée par une forte réactivité aux précipitations tandis que la source des Encanaux Inférieures présente une plus faible variabilité de débit. Plusieurs traçages artificiels mettent en évidence une connexion par un réseau karstique développé entre l'amont du vallon de la Vède (Gouffre des Encanaux et sa rivière souterraine) et la source des Encanaux Supérieures (Coulier, 1985; Fermier et al., 2015). Il n'y a pas de connexion hydraulique identifiée entre les deux sources. La source des Encanaux Inférieures a été plongée récemment (com. pers. A. Zappelli, 2021) et montre un réseau karstique horizontal en profondeur, environ 50 m sous le niveau de la source, témoignant d'une karstification ancienne profonde. À proximité immédiate, le vallon de Daurengue, à l'ouest du vallon des Encanaux est caractérisé par des apports temporaires par la source des Brailles, et plus en aval par la source de la Glacière. Le fonctionnement hydrodynamique de la source de la Glacière n'est pas connu, il existe uniquement un suivi ponctuel de paramètres physico-chimiques et des concentrations en ions majeurs. Elle correspond à une résurgence dans le fond du lit de la rivière et est accessible uniquement en basses eaux, lorsqu'aucune arrivée d'eau ne vient de l'amont. Elle présente une anomalie de température ; sa température est de l'ordre de 18°C alors que les autres sources d'eau douce de la région ont des températures de l'ordre de 14°C (Baudement, 2018; Fournillon, 2012).
- La source Saint-Pons draine un bassin versant de l'ordre de 10 à 30km², sur le flanc sud-ouest du massif de la Sainte-Baume (Figure II.26-E et F). Le débit de la source est mesuré par la DREAL (station Y4425010). Le débit moyen calculé entre le 01/01/1998 et le 31/12/2021 est de 132 l/s (à partir du débit journalier fourni par la DREAL). Un traçage artificiel a montré la relation avec le gouffre de l'Escandaou sur le flanc sud de la Sainte-Baume, mais avec un très faible taux de restitution (Coulier, 1985). Ce traçage traduit une karstification peu développée, avec un aquifère se comportant plutôt comme un milieu fissuré. Son émergence est liée à une faille mettant en contact les calcaires urgoniens, plutôt fracturés, avec des marnes imperméables de l'Aptien. La source Saint-Pons est à l'origine du torrent du Fauge. Le vallon de Saint-Pons est aussi caractérisé par : i) le forage artésien du Vèze en amont de la source Saint-Pons, drainant principalement une formation de calcaires siliceux de l'Aptien (en charge sous les marnes aptiennes)(Figure II.34) ; et ii) la galerie drainante située sous l'abbaye de Saint-Pons en rive gauche du Fauge, et récoltant de l'eau souterraine au faciès chimique proche de la source Saint Pons mais avec une température légèrement plus élevée ; iii) la source des Cabrelles qui est un exutoire de trop-plein de la source Saint-Pons, actif uniquement lors de crues exceptionnelles ; et iv) les forages de la Blancherie, au niveau du parc départemental, captant des calcaires du Trias supérieur et du Jurassique inférieur, fortement fracturés et karstifiés (Clenet et al., 2019).

Figure II.26 : Sources karstiques alimentant l'Huveaune de l'amont vers l'aval de la rivière. A et B : la source de l'Huveaune en basses et hautes eaux. C : la source des Nayes. D : la source des Encanaux Inférieure. E et F : la source Saint-Pons en hautes et basses eaux.

II.3.2.2 Les exutoires drainant le massif de la Sainte-Baume à l'est, au sud et au nord du bassin versant de l'Huveaune

Le massif d'Agnis constitue la terminaison Est du massif de la Sainte-Baume. Il alimente les sources du Raby, du Gapeau et de Beaupré au sud, ces dernières alimentent le Gapeau, fleuve côtier qui se jette à la mer à Hyères. Le Gapeau reçoit aussi une alimentation importante par des sources le long de la bordure est du massif du Siou Blanc. La source a pour caractéristique d'avoir une conductivité électrique, une température et un signal en isotopes stables de l'eau très peu variables au cours du temps (Fournillon, 2012). Ces informations traduisent un aquifère carbonaté karstique capable de moyenner la réponse géochimique du signal d'entrée vers l'exutoire sur des périodes relativement longues (annuelle à pluriannuelle).

Au niveau de la partie centrale de l'Unité du Beausset, les sources sont pour la plupart temporaires exceptée la Fontaine Romaine à Ceyreste. Fournillon (2012), à l'aide de bilans hydriques, montre que la partie centrale de l'Unité du Beausset se déverse dans la mer au niveau de la baie de la Ciotat (Figure II.27). Les sorties sous-marines se font de manière diffuse et par quelques sources sous-marines. Pour l'année 2010, il estime aussi que 68% des eaux souterraines transitant dans l'Unité

géologique du Beausset se décharge en mer par les sources de Port-Miou et que 15% sortent du système aquifère au niveau des sources de Dardennes et du Las (Toulon), soit respectivement des débits de 8,1 m^3/s et 1,8 m^3/s.

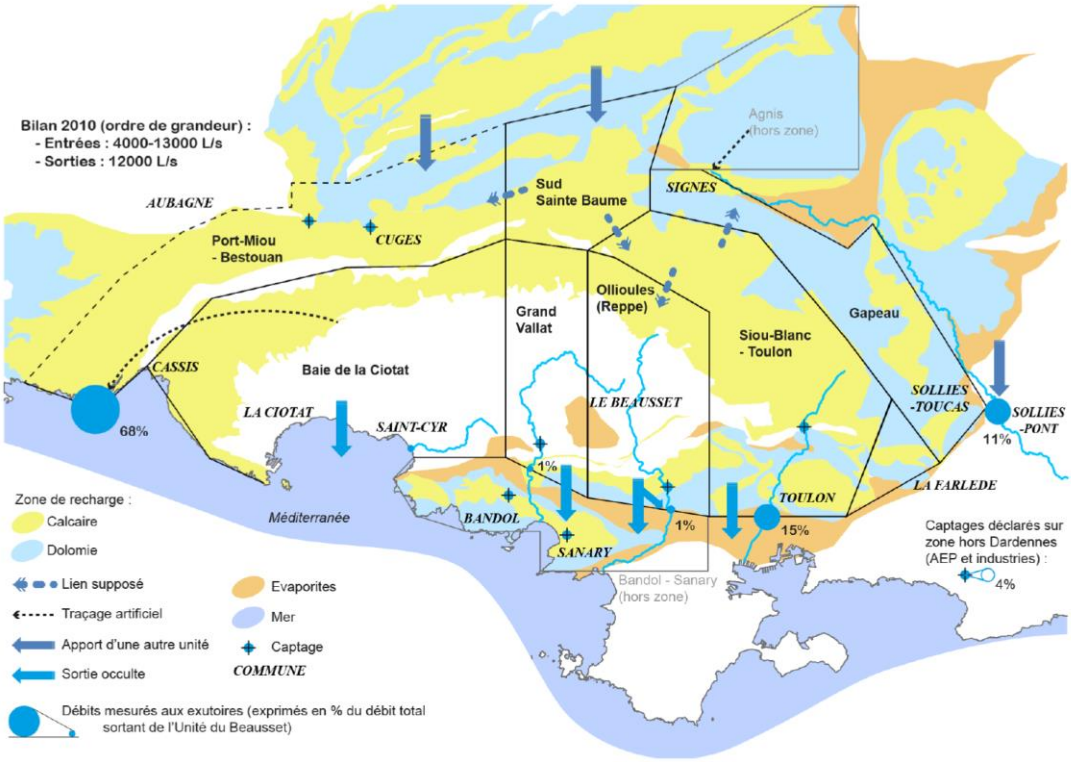


Figure II.27 : Schéma de synthèse des volumes d'eau écoulés à travers l'Unité du Beausset par exutoire et pour l'année 2010 (Fournillon, 2012).

Le plateau de Mazaugues et la partie nord-est du massif de la Sainte-Baume est à l'origine du Caramy, du Cauron et de l'Issole, trois affluents de l'Argens. Le Caramy prend sa source à Mazaugues alimenté par le massif d'Agnis et le nord-est du massif de la Sainte-Baume. Au nord-est du massif d'Agnis, des sources alimentent l'Issole qui rejoint ensuite le Caramy quelques kilomètres avant la confluence avec l'Argens à Carcès. L'Argens prend sa source à Seillons-Source-d'Argens (Tableau II.5) et se jette à la mer à Saint-Raphaël. Le Cauron est la rivière principale qui est alimentée par le système de la Foux de Nans-les-Pins. Ce cours d'eau rejoint l'Argens au niveau du village de Bras quelques kilomètres au nord.

Cours d'eau	Gapeau	Caramy	Issole	Argens	Argens	Argens
Lieu	Solliès-Pont	Mazaugues	Cabasse	Seillons-Source-d'Argens	Carcès	Roquebrune-sur-Argens
Station de mesure de débit	Y4604020 01	Y5105040	Y5106610	Y5002020	Y5112010	Y5312010
Bassin versant (km²)	169	50	223	135	1181	2530
Module moyen (m^3/s)	1,26 *(01/01/1969 au 13/06/2022)*	0,058 *(03/06/1994 au 13/06/2022)*	1,43 *(04/07/1974 au 13/06/2022)*	0,407 *(19/07/1975 au 13/06/2022)*	7,41 *(04/08/1971 au 13/06/2022)*	18,1 *(24/12/1970 au 13/06/2022)*

Tableau II.5: Module moyen interannuel des principaux cours d'eau du nord-est du massif de la Sainte-Baume. Les données sont extraites de la base de données hydro-eaufrance.

Les formations carbonatées au nord du bassin versant de l'Huveaune (Allauch, Olympe et Aurélien) ont très peu d'exutoires, représentant un très faible débit et ont été peu étudiées. Les massifs de l'Aurélien et de l'Olympe sont marqués sur leur versant nord par un réseau hydrographique qui s'écoule en direction de l'Arc. Au sud du massif de l'Aurélien, l'Huveaune est le seul cours d'eau pérenne qui pourrait être exutoire des eaux souterraines. Cependant, le fonctionnement hydrogéologique de ce massif est peu connu. Aucune connaissance permet de discuter du fonctionnement hydrogéologique du massif d'Allauch. Seule la source des Camoins (et son captage associé) a fait l'objet de travaux universitaires permettant d'identifier l'origine des sulfates présents dans cette source (Rousset et al., 1996) en lien avec l'histoire géodynamique de la Provence.

II.3.2.3 Les sources sous-marines de Cassis, exutoire régional des eaux souterraines

La superficie du bassin versant hydrogéologique a été estimée par plusieurs études (Cavalera, 2007; Coulier, 1985; E. Gilli, 2000). Ainsi, un bassin versant de 200 km² est proposé par Guieu (Guieu et al., 1996) mais ne suffit pas à expliquer un débit moyen estimé à 7 m^3/s à partir d'une compilation de données (E. Gilli, 2000) et un module d'infiltration estimé à 9 l/s/km² par Cavalera (2007) sur la Sainte-Baume. Il faudrait atteindre un bassin versant hydrogéologique de près de 800 km². En étudiant le bilan hydrique de la Sainte-Baume et de l'Huveaune, Coulier (1985) et Martin (1991) ont montré un déficit hydrique, et proposé un drainage des systèmes karstiques par des écoulements en profondeur à travers les différentes unités géologiques jusqu'à l'exutoire des sources sous-marines de Cassis. Les études plus récentes estiment un bassin versant hydrogéologique de l'ordre de à 400 km² (Cavalera, 2007) avec une nouvelle fois l'hypothèse d'un drainage profond des aquifères carbonatés karstiques situés au nord en direction du sud. La partie occidentale de l'Unité du Beausset est drainée par les sources de Port-Miou et Bestouan, avec un débit estimé entre 2,5 à 10 m^3/s (Cavalera, 2007). Plus récemment, un modèle Pluie-Débit-Salinité estime la surface de l'impluvium de la source de Port-Miou à 400 km² (Arfib et Charlier, 2016).

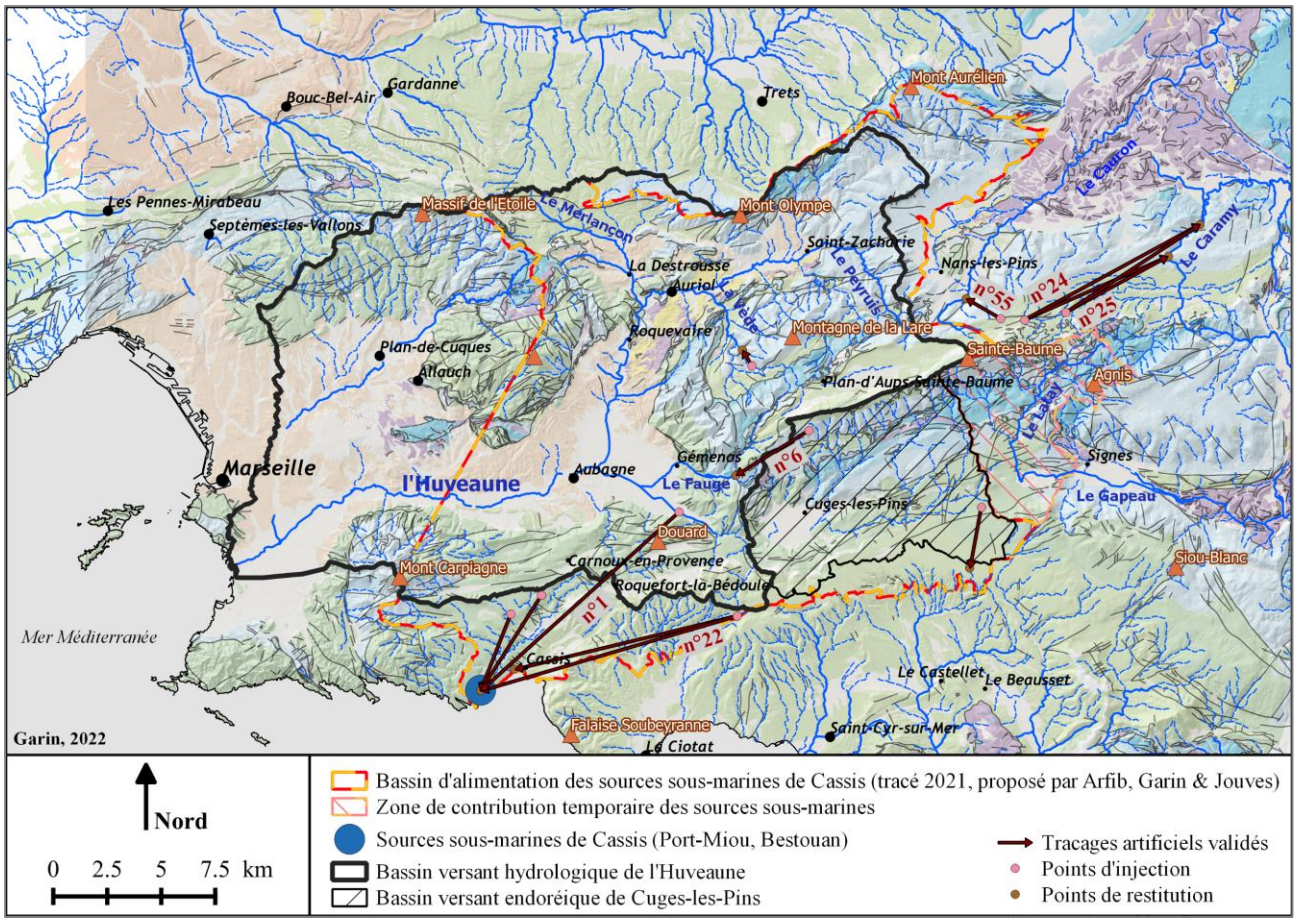


Figure II.28 : Délimitation du bassin versant hydrogéologique (ou bassin d'alimentation) des sources sous-marines de Cassis (Port-Miou, Bestouan). Une zone de contribution temporaire est définie à l'est du bassin d'alimentation (au niveau de Signes) du fait du fonctionnement hydrologique contrasté du ruisseau du Latay entre hautes eaux et basses eaux. Le fond de carte reprend le contexte géologique et sa légende (Figure II.14). Les numéros de traçages artificiels correspondent à ceux présentés dans l'annexe 7.

Un nouveau tracé du bassin d'alimentation des sources sous-marines de Cassis a été réalisé en 2021 en partenariat entre B. Arfib, T. Garin (projet Karst-Huveaune) et J. Jouves (CENOTE), en lien avec l'étude des zones de sauvegarde des eaux (ZSE) sur le périmètre du PNR de la Sainte-Baume. Le contour est illustré sur la Figure II.28. Il chevauche une grande partie du bassin topographique de l'Huveaune. Le bassin versant d'alimentation des eaux souterraines tracé sur la Figure II.28 représente une surface totale égale à 495km². Il est complété par une zone de contribution temporaire de 40km² au niveau du ruisseau du Latay à Signes. Sa délimitation dépend principalement i) de données géologiques : la limite sud est une limite stratigraphique entre les calcaires à rudistes (Turonien) et les grès de la Ciotat ou de Soubeyran (Coniacien), une limite structurale et stratigraphique au nord au niveau du contact entre les formations principalement jurassiques du massif de l'Aurélien et de l'Olympe et les formations du Crétacé supérieur du bassin de l'Arc, et une limite à l'est entre le massif de l'Aurélien et les terrains marno-argileux du Keuper (Trias) entre Nans-les-Pins et Saint-Maximin; ii) de limites topographiques naturelles à l'ouest de Cassis dans les Calanques ainsi qu'au contact entre le bassin versant et la zone de contribution temporaire à l'est (Signes) ; iii) de résultats de traçages artificiels notamment depuis Le Grand Caunet vers Cassis (Ceyreste, Aven de Mauregard - traçage n°22-Figure II.28), depuis Aubagne vers Cassis (embut de Coulin - traçage n°1-Figure II.28), ainsi que sur la limite est au niveau de Nans-les-Pins (relation

entre le plateau de Saint-Cassien et la Foux de Nans ou le Caramy – traçages n°24, 25 et 55-Figure II.28). La liste des traçages artificiels validés sur le secteur d'étude est présentée en Annexe 7 ; et iv) une limite arbitraire entre les bassins de Marseille et d'Aubagne avec un trait droit impliquant une limite hydrogéologique peu, voire pas contrainte.

La Figure II.29 montre la répartition de l'altitude par classe de 100m sur l'étendue de ce bassin versant. Le bassin versant débute au niveau de la mer (Cassis), son point culminant se trouve au sommet du massif de la Sainte-Baume à 1148 mNGF, l'altitude médiane est de 330 mNGF, et seulement 17% de la superficie est supérieure à 600 mNGF.

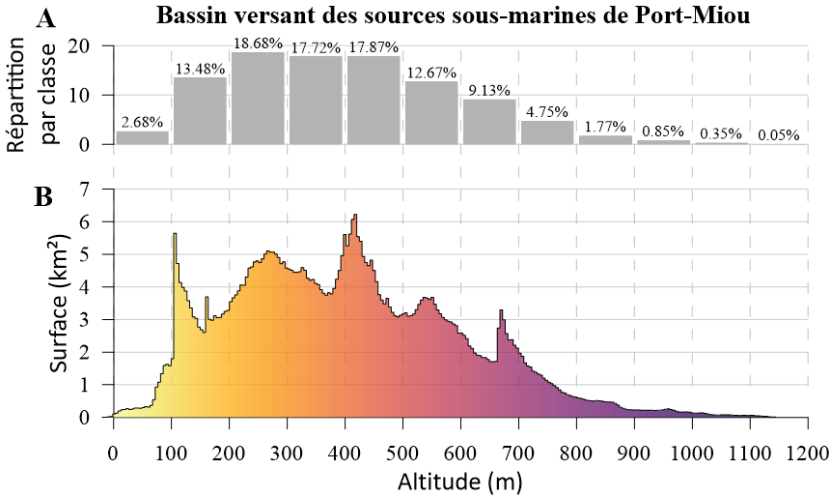


Figure II.29 : A - Répartition des altitudes par classe de 100m du bassin versant hydrogéologique des sources de Port-Miou; B - Histogramme des altitudes par classe de 4,5m calculé par analyse de raster sur QGis

Une remarque concerne les sources côtières le long du littoral des Calanques. Bejannin et al. (2017) montre, par l'utilisation d'images aériennes thermiques infrarouges, que des sources sont présentes le long du littoral des Calanques (Figure II.30). Leurs débits estimés sont cependant assez faibles sauf dans le cas des sources de Port-Miou.

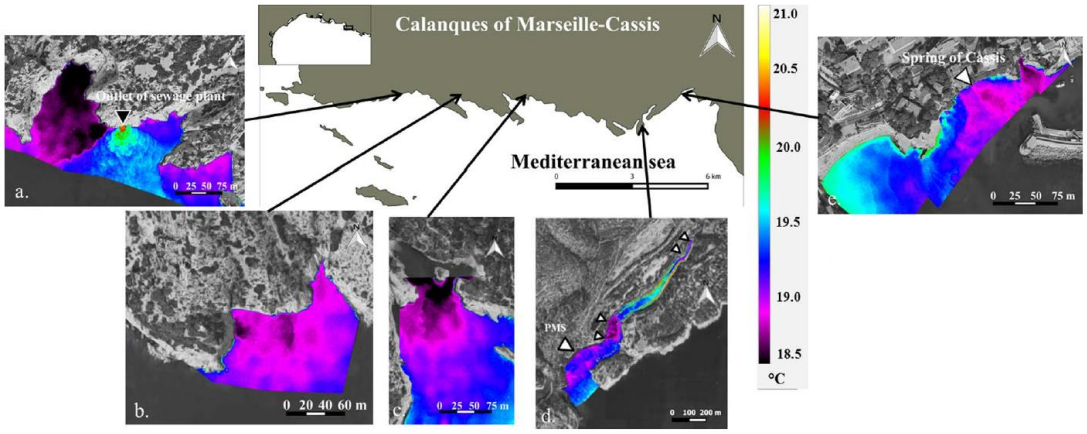


Figure II.30 : Image aérienne thermique infrarouge prise dans les Calanques de Marseille-Cassis le 20/09/2012 autour de 18h. a) calanque de Cortiou, le triangle noir indique l'exhaure de la station d'épuration de Marseille. b) Calanque de Sormiou. c) Calanque de Sugiton. d) Calanque de Port-Miou et e) Bestouan à l'entrée du port de Cassis, les triangles blancs indiquent les sources, leurs tailles représentent qualitativement leurs débits. PMS : Port-Miou Spring (source de Port-Miou).

La source de Port-Miou a été pressentie dans les années 1970 comme une ressource en eau potable en grande quantité. Des études ont permis la création d'un barrage souterrain dont le but était de capter l'eau douce provenant du bassin versant hydrogéologique et de bloquer l'intrusion d'eau marine (Asso CRM, 2013; Auriol et Bonnet, 1971; Cavalera, 2007; Durozoy et Paloc, 1966) (Figure II.31). Malgré ce barrage, l'eau en amont de ce dernier reste saumâtre. Ainsi, la conductivité électrique mesurée au niveau du barrage varie selon les conditions hydrologiques, de 4350 à 23260 µS/cm entre 2005 et 2012 (Fournillon, 2012), en retenant que la mer est caractérisée par une conductivité électrique de l'ordre de 57800 µS/cm. Cela implique donc une part d'eau de mer de l'ordre de 25 à 30% en période de basses eaux, qui diminue considérablement en période de hautes eaux et de crues (Cavalera, 2007). Cette caractéristique démontre une contamination des eaux souterraines par de l'eau de mer en amont dans le karst profond. Plusieurs modèles conceptuels d'intrusion de l'eau de mer en profondeur ont été proposés, avec un drain profond connecté à la mer (Cavalera et al., 2010) ou par une intrusion diffuse générant une masse d'eau saumâtre (Arfib et Charlier, 2016). Les auteurs s'accordent sur l'existence d'un paléo-réseau karstique en profondeur mis en place au Messinien, lors d'une phase majeure d'abaissement du niveau de base régional (Tassy, 2012). Des sorties naturelles sont aussi présentes dans la calanque de Port-Miou, à proximité du port de plaisance, et sont caractérisées par une salinité similaire à celle mesurée au niveau du barrage souterrain (Figure II.31).

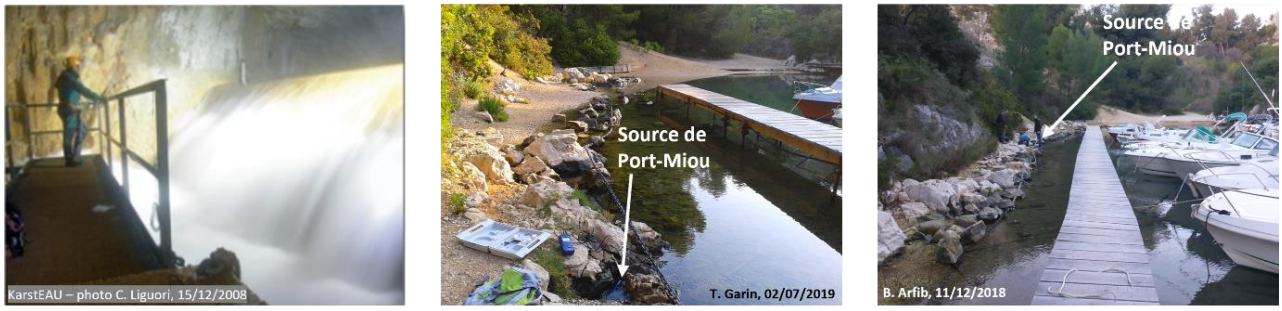


Figure II.31 : Barrage souterrain de Port-Miou en hautes eaux (crue exceptionnelle de décembre 2008) et source de Port-Miou au fond de la calanque

Des interrogations ressortent quant à l'importance et la remontée de l'intrusion saline, que ce soit à travers des drains karstiques ou de manière diffuse dans les aquifères carbonatés. Cela aurait potentiellement un fort impact dans la recherche de ressource en eau souterraine en profondeur dans les massifs carbonatés régionaux (Beausset, Calanques).

II.3.2.4 Les sources de Dardennes

L'étude du fonctionnement hydrogéologique des sources de Dardennes (Le Revest les Eaux, Var) a permis de caractériser la ressource en eau qualitativement et quantitativement ainsi que le fonctionnement karstique de l'aquifère (Baudement, 2018; Jouves, 2018)

L'aquifère est composé d'un ensemble du Crétacé inférieur, de manière générale peu poreux mais très karstifié et fissuré, reposant sur un réservoir dolomitique fracturé, karstifié et localement poreux du Jurassique supérieur. La zone de recharge forme une surface d'environ 70 km² sur le massif de Siou Blanc.

Le faciès chimique de l'eau des sources de Dardennes est de type bicarbonaté calcique, typique d'un aquifère carbonaté. Aucune influence chlorurée sodique ni sulfatée n'est détectée. D'un point de vue hydrodynamique, les sources présentent un débit d'étiage pérenne de l'ordre de 70 à 100 l/s même à la suite de périodes sèches. La réponse de l'aquifère en crue dépend de l'état hydrologique du système et donc du stock d'eau souterraine, avec une atténuation des crues lorsque l'aquifère est en étiage fort et, au contraire, des crues fortes en hautes eaux.

Au niveau de la recharge, les isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$) des sources et de la pluie ont contraint l'origine des pluies avec une zone de recharge d'altitude variable entre une zone relativement élevée (environ 800 mNGF) et une zone de recharge à basse altitude (environ 200 mNGF). L'analyse de ces isotopes a aussi montré une forte variation du signal de la pluie, homogénéisé dans le stock d'eau de l'aquifère et finalement peu variable aux sources.

Enfin, Baudement (2018) puis Garin et Arfib (2018) ont proposé deux modèles pluie-débit qui simulent le débit des sources et le niveau d'eau du lac artificiel de Dardennes qui capte les sources de Dardennes. Basé sur les mesures entre 2012 et 2016, et sur les modélisations de la période 1998-2018, le débit moyen interannuel est estimé entre 0,60 et 0,73 m^3/s suivant les modèles. La déconvolution du débit en deux composantes, correspondant au débit de base et au débit rapide, permet d'approcher le débit de base moyen interannuel disponible, de l'ordre de 300 l/s. Du fait de la capacité de recharge importante de l'aquifère à l'étiage, cet aquifère pourrait également être exploité à un débit supérieur dans le cadre d'une gestion active, pour assurer une surexploitation temporaire de la ressource en eau et un écrêtage des crues.

II.3.3 Aquifères quaternaires

Dans le cas d'étude de ces travaux de thèse, deux grands ensembles alluviaux sont présents et sont le siège d'une ressource en eau potentiellement d'importance à l'échelle régionale :

- Tout d'abord le remplissage (quaternaire en surface mais non étudié en profondeur) du poljé de Cuges-les-Pins est composé de dépôts palustres identifiés à l'ouest du poljé et un cône de déjection à l'est du poljé (Figure II.14). Plusieurs forages privés sont présents dans le poljé. Cependant, les données disponibles sont parcellaires, avec une variabilité du niveau piézométrique et de la qualité chimique de l'eau importante, sans identifier les réservoirs aquifères (Fadi et al., 2010).
- l'aquifère alluvial d'origine fluviatile dans le bassin subsident d'Aubagne d'orientation ouest-est et caractérisé par une hétérogénéité horizontale (Figure II.32-a) et verticale (Figure II.32- b). Le bassin subsident s'est formé lors d'une phase tectonique extensive à l'Oligocène. La structure géologique et lithologique de la plaine d'Aubagne est actuellement mal connue en profondeur. Quelques forages permettent d'estimer l'épaisseur des formations alluviales de l'Huveaune, des formations détritiques et carbonatées oligocènes et de la profondeur du substratum crétacé sur les bords de la plaine. Le travail de C. Matonti (Matonti, 2021) a précisé la géométrie de la plaine d'Aubagne (Partie II.2.1), mais des incertitudes importantes persistent sur la profondeur du bassin et son remplissage. D'un point de vue hydrologique, la plaine est traversée par l'Huveaune. Le Fauge est le seul affluent notable. Il est alimenté par les sources du vallon de Saint Pons et rejoint l'Huveaune à Aubagne (Figure II.32-a).

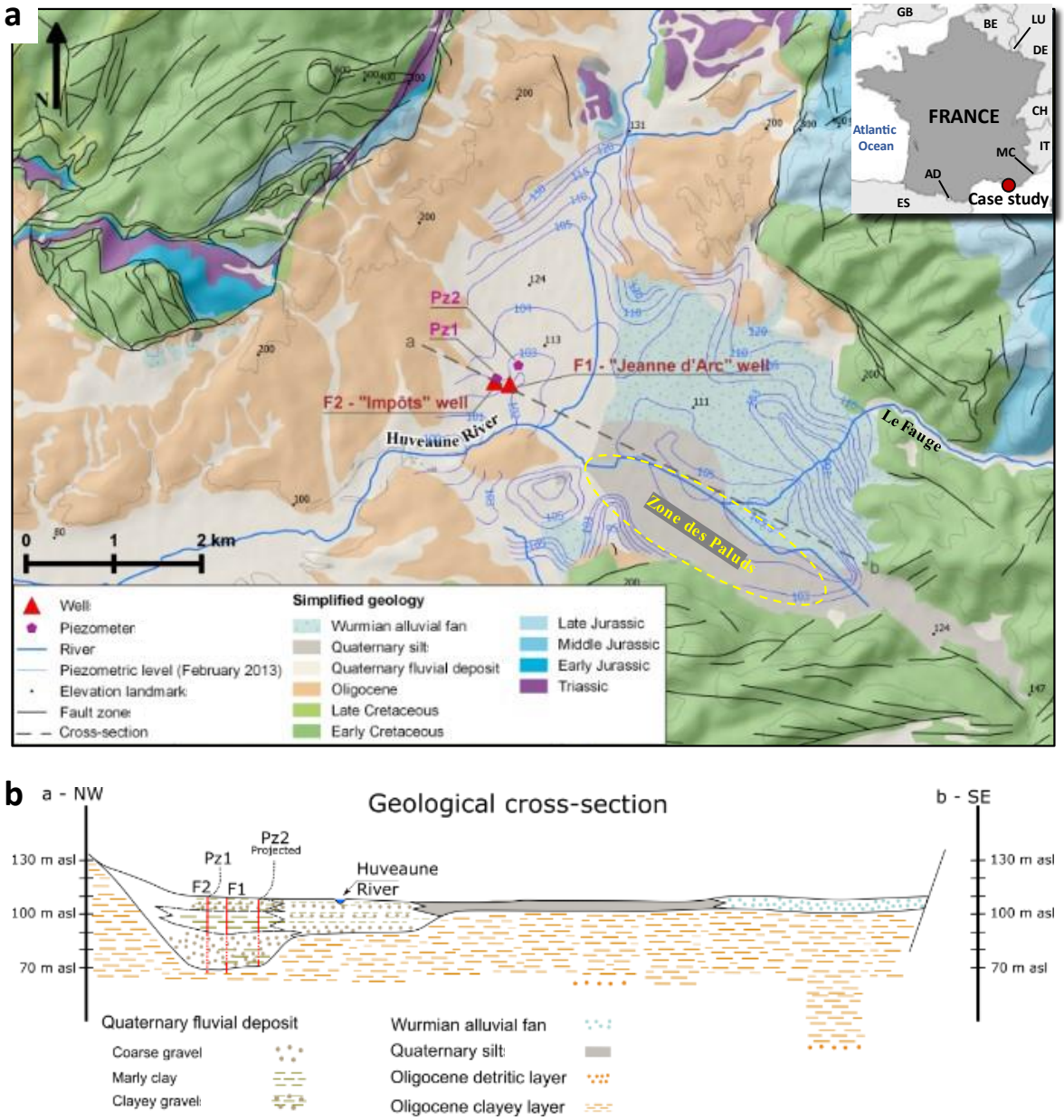


Figure II.32 : a – Contexte hydrologique et géologique de la plaine d'Aubagne (fond de carte géologique 1/50 000 mise à jour en 2018). Quatre points d'intérêts sont situés sur la carte (F1, F2, Pz1 et Pz2). La carte piézométrique de février 2013 est présentée en trait fin bleu (d'après Gandolfi et Imbault, 2014). b – Coupe géologique NW-SE mettant en évidence l'hétérogénéité verticale et latérale de la plaine alluviale (ligne grise en pointillés a-b sur la carte géologique et modifiée d'après Durozoy 1972) (modifié d'après Garin et al., 2021).

D'un point de vue hydrogéologique, plusieurs études ont été menées pour l'alimentation en eau potable et l'étude de la ressource en eau souterraine dans les années 1970 et plus récemment en 2014 et 2018. Une première étude pour la recherche d'eau a permis la réalisation du forage Jeanne d'Arc (F1) et d'un essai de pompage (Caillol et al., 1968a). Ce forage atteint un horizon aquifère caillouteux et sableux avec des conglomérats, entre 25 et 35m de profondeur d'après la coupe géologique (Figure II.32-b) réalisée à l'aide de plusieurs sondages (Caillol et al., 1968b; Durozoy, 1972). En 1968, un premier essai de courte durée renseigne sur le rabattement spécifique du puits, estimé à 150 m^3/h/m. Un essai de 72h à un débit constant de 155 m^3/h a permis de donner les caractéristiques de la formation

aquifère avec une transmissivité moyenne de 0,3 m²/s et des coefficients d'emmagasinement de 7.10^{-5} à $1,9.10^{-9}$ suivant les piézomètres ce qui est caractéristique d'une nappe captive dans un aquifère hétérogène.

Le travail de Durozoy (1972b) sur la plaine d'Aubagne a permis de compléter les travaux de 1968 et précisé la géométrie et la lithologie de la plaine sur sa partie superficielle, du sol jusqu'à un maximum de 95m de profondeur. Les auteurs considèrent que le substratum est formé de sédiments oligocènes détritiques et argileux. En résumé, deux aquifères quaternaires sont distinguées dans ces études : i) un aquifère superficiel dont l'épaisseur est très variable et est capté par des puits particuliers ; ii) un aquifère « profond » autour de 30m de profondeur dans lequel sont implantés les forages Jeanne d'Arc (F1 – BSS002KXUD) et Impôts (F2 – BSS002KXDK).

Une étude du BRGM (Gandolfi et Imbault, 2014) s'est intéressée à la nappe alluviale de l'Huveaune depuis Roquevaire jusqu'à Marseille amenant à : i) l'établissement de deux cartes piézométriques dans des conditions hydrologiques de hautes eaux (février 2013 - Figure II.32-a) et basses eaux (avril-mai 2012) ; ii) un diagnostic de la qualité chimique des eaux souterraines. Dans cette étude, les auteurs ont a priori simplifié la structure de la nappe alluviale en considérant un seul aquifère quaternaire malgré les études de Caillol (1968) et Durozoy (1972b). En se référant aux points de mesures utilisés lors de ces travaux, l'étude de 2014 s'est focalisée sur l'étude de la nappe superficielle présentée par Durozoy et Caillol. Les campagnes de mesure du niveau piézométrique montrent toutes les deux une circulation de l'eau selon une direction Nord-Nord-Est – Sud-Sud-Ouest pour la partie occidentale de la plaine (Figure II.33). La partie orientale présente des niveaux piézométriques indiquant une alimentation des aquifères carbonatés (Barrémien) par l'aquifère alluvial en particulier au sud de la zone des Paluds. Un dôme piézométrique s'observe aussi au niveau de la zone agricole comprise entre Aubagne et Gémenos, aligné sur le tracé du Fauge.

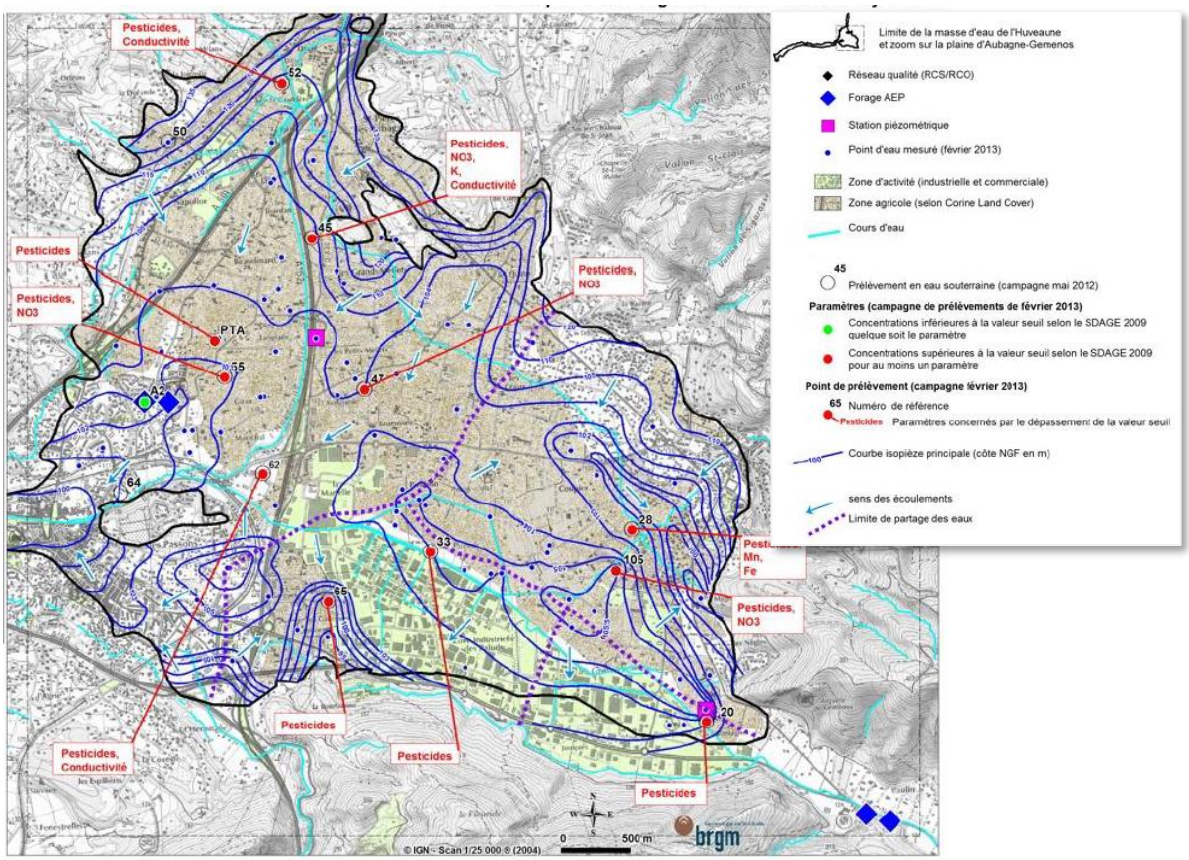


Figure II.33 : Synthèse du diagnostic qualitatif de la nappe alluviale de l'Huveaune en février 2013 (Gandolfi et Imbault, 2014)

Les prélèvements pour analyses hydrogéochimiques ont mis en évidence une contamination par les pesticides de la nappe superficielle de façon généralisée (Figure II.33). Il faut remarquer l'absence de contamination sur les forages AEP des Impôts et de Jeanne d'Arc, ce qui tend à confirmer la présence de deux aquifères distincts. En effet, avec les points 55 et PTA (Figure II.33) situés en amont direct des forages et marqués par la présence de pesticides et de nitrates, une relation directe entre nappe superficielle et nappe profonde aurait dû se remarquer sur les forages AEP.

II.3.4 Les captages AEP sur le territoire

La Figure II.34 présente la situation géographique des forages issus de la base de données BSS sur les départements du Var et des Bouches-du-Rhône, disponible sur Infoterre (https://infoterre.brgm.fr/), et recense en particulier la totalité des forages de type AEP sur la zone d'étude. Les données sont toutefois partielles. En effet, la classification de la base de données ne référence pas le forage Impôts à Aubagne (BSS002KXDK) et le forage F2017 à Roquevaire (BSS003TQOS) en tant que forage AEP, qui sont tout de même mis en valeur sur cette carte puisqu'ils ont été investigués au cours de cette thèse. La classification proposée sur la BSS n'inclut pas plusieurs forages considérés comme AEP comme le forage du vallon de Dausserand à Cuges-les-Pins (BSS002KXZF) ou le forage Pujol à Auriol (BSS002KXRP). Le captage de la Source du Clos (BSS002KXXF) est référencé comme forage en étant une galerie drainante. Il existe aussi un deuxième forage au niveau de la Brise (BSS002JQYW), sans nom associé (BSS002JQZD).

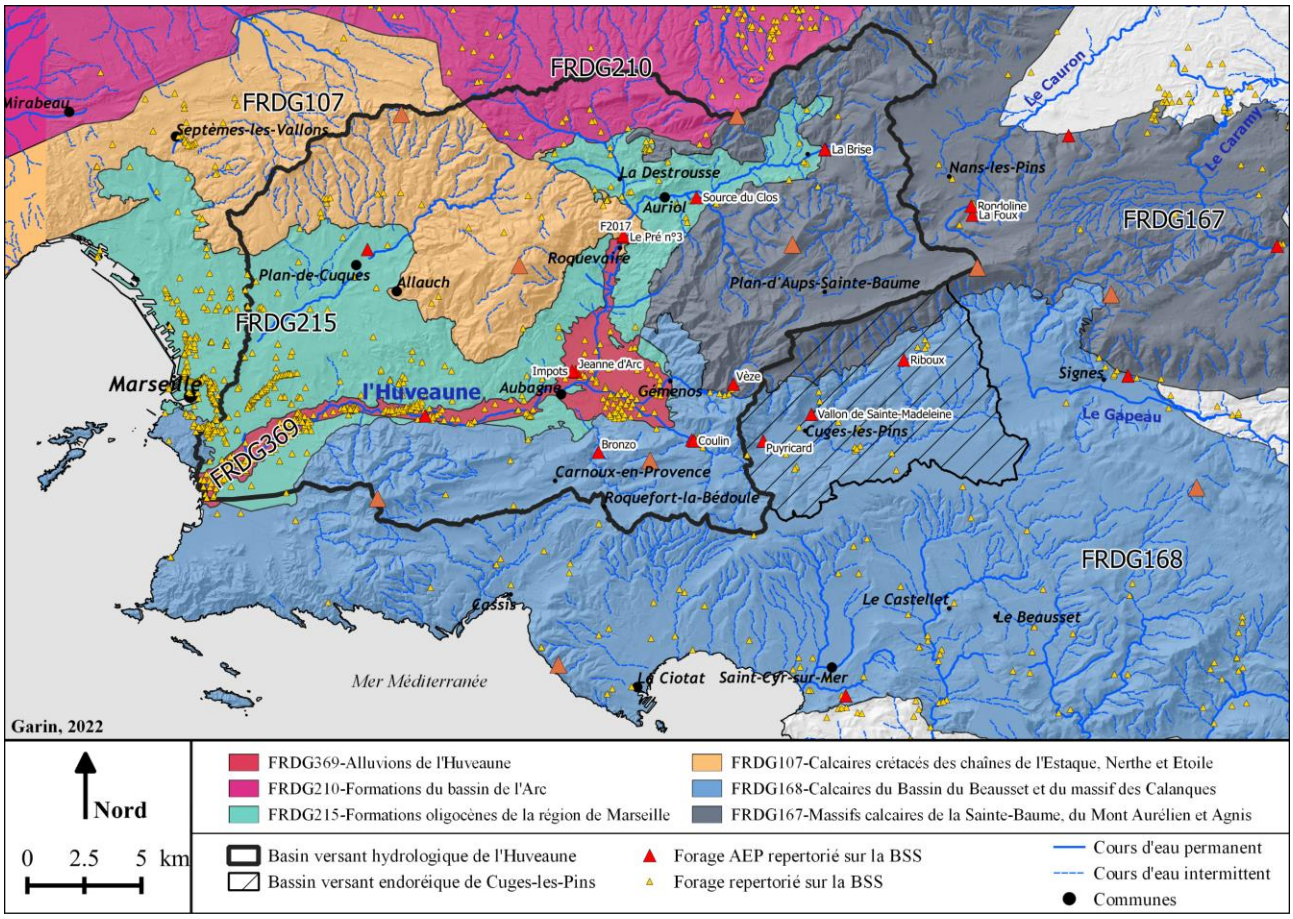


Figure II.34 : Situation géographique des forages pour l'alimentation en eau potable, référencés sur la base de données BSS (triangle rouge). L'ensemble des forages est référencé sans distinction d'usage (piézomètre, irrigation, eau domestique – en triangle jaune).

L'utilisation des forages dans l'étude du fonctionnement hydrogéologique du secteur d'étude permet d'investiguer une ressource en profondeur par rapport aux sources karstiques. De plus, les sources karstiques vont être intégratrices de l'écoulement souterrain d'un bassin versant tandis que les forages vont capter une ligne d'écoulement qui n'aura pas le même pouvoir intégrateur de l'aquifère dans sa globalité.

Le descriptif de trois forages majeurs est proposé succinctement ici, et fait l'objet d'une description complète pour l'interprétation des essais de pompage par la méthode des dérivées dans le Chapitre 3.

- Le forage Puyricard (BSS002LAJE - Figure II.35-A) est implanté dans des formations carbonatées du Barrémien à faciès Urgonien au sud de la série renversée de la Sainte-Baume, à Cuges les pins. Le forage, situé à une altitude de 179,48 mNGF, atteint une profondeur de 204,6m, soit -25,12 mNGF, à travers des calcaires urgoniens et croisant une zone particulièrement fracturée d'après le log géologique. Le niveau piézométrique était de 97,97 mNGF le 03/10/2018 avant le début des essais de pompage. Le forage Puyricard est exploité par la SPL Eau des Collines à un débit de 105 m^3/h pendant environ 10h/jour, par cycle de 4h, soit un volume journalier de 1050 m^3 (Schleich et Pellegrini, 2019b). Le volume annuel moyen exploité est de 262 000 m^3 entre 2012 et 2019.

- Le forage F2017 (BSS002TQOS - Figure II.35-B), creusé à Roquevaire en 2017, atteint une profondeur de 153m soit 11,37 mNGF au fond (altitude de la tête du forage : 164,37 mNGF). Il est implanté dans un réservoir fait d'une alternance de calcaires plus ou moins dolomitisés et fracturés du Jurassique Supérieur. Deux zones de vides sont aussi repérées à 14,17 mNGF de 20cm et à 40,37 mNGF de 30cm. Des mesures au micro-moulinet sur la hauteur du forage ont mis en évidence deux zones de fortes productivités entre 41 et 36 mNGF et entre 87 et 83 mNGF. À ce jour, ce forage n'est pas exploité.
- Le forage Impôts (BSS002KXDK - Figure II.35-C et D) est implanté dans la nappe alluviale de l'Huveaune, à Aubagne, dans un aquifère hétérogène et confiné d'une dizaine de mètres constitué de cailloutis quaternaires plus ou moins grossiers. Le substratum est considéré comme étant de l'Oligocène autour de 40m de profondeur. L'altitude de la tête de forage est à 105,83 mNGF, dans un caisson souterrain en bordure de la route de Beaudinard. Le niveau piézométrique est de 101,32 mNGF le 18/09/2018 avant les essais par palier. Le débit d'exploitation du forage est compris entre 250 et 300 m^3/h, avec des volumes exploités très variables selon les années en fonction des besoins identifiés, allant de 55 600 m^3 en 2014 contre 1 191 600 m^3 en 2015 (chômage du canal de Marseille entre février et mars 2015) (Schleich et Pellegrini, 2019a).

En plus de ces trois forages, le forage Bronzo et le forage Coulin, placés au niveau du contact géologique entre le massif de la Sainte-Baume, l'Unité du Beausset et la plaine d'Aubagne, représentent deux points d'intérêts particulièrement importants pour la caractérisation des mélanges entre masses d'eau à l'échelle régionale :

- Le forage Bronzo (BSS002KZWB - Figure II.35-E et F) est un forage privé pour la carrière Bronzo à Aubagne. Il est placé à l'entrée de la carrière, a une altitude de 165 mNGF, et atteint une profondeur de 180m, soit -15 mNGF. La profondeur de l'eau mesurée le 29/03/2021 est de 141,76 m, soit un niveau piézométrique de 23,24 mNGF. Ce forage est implanté dans des calcaires Valanginien. La carrière Bronzo se caractérise par un jeu de failles important, notamment la faille des Barles (Guieu, 1968), d'orientation Nord-Est – Sud-Ouest, qui se traduit par un rejet important de l'ordre de 200 à 300m mettant en contact les calcaires urgoniens et les formations fracturées et faillées du Valanginien et de l'Hauterivien. Les prélèvements en eau sur ce forage sont réalisés au niveau de l'exhaure du pompage, au niveau d'une cuve sous le bâtiment principal de la carrière. La température de l'eau, de l'ordre de 19°C, présente une anomalie et traduit probablement un écoulement assez profond, et la remontée de l'eau par les failles et fractures. Il n'y a pas de log stratigraphique ou de diagraphies disponibles sur le forage permettant d'identifier les arrivées d'eau. Les volumes d'exploitation sont relativement faibles, avec une moyenne annuelle de 31 682 m^3 entre 2013 et 2019.
- Le forage Coulin (Pignol-F2 – BSS002KZZJ) est un forage AEP implanté sur la commune de Gémenos, au bord de la route RN8 (en direction de Cuges-les-Pins). Le forage est placé à une altitude de 135 mNGF, et atteint une profondeur de 185m soit -50 mNGF. Il est crépiné entre 90 et 150m de profondeur. Le niveau piézométrique varie entre 65 mNGF (en 1987) et 89 mNGF (le 13/06/2014) (Silvestre, 2015). Le forage est implanté dans les calcaires barrémien à faciès urgonien, très fracturés, au niveau d'un couloir de failles d'orientation générale Est –

Ouest (qui se prolonge jusqu'au forage Bronzo, et dans l'axe des fossés d'effondrement de Cuges-les-Pins, Roquefort et Carnoux). Le niveau piézométrique sur la nappe superficielle de l'aquifère alluvial d'Aubagne (Figure II.32-a) (Gandolfi et Imbault, 2014) indique un écoulement de l'eau du dôme piézométrique observé au niveau du Fauge vers les calcaires au sud et à l'est. L'interprétation de l'essai de pompage de 2006 (HGM Environnement, 2006) traduit un aquifère très productif avec une transmissivité de 1,4 $\times 10^{-2}$ m²/s obtenue par l'approximation de Theis-Jacob, un coefficient d'emmagasinement de 16% et un débit d'exploitation de 367 m^3/h. Le rabattement est d'environ 4m pour un débit de pompage de 130 m^3/h. Le débit d'exploitation est de l'ordre de 100 à 120 m3/h (Beterem Infrastructure, 2005), et le volume d'exploitation moyen annuel entre 2012 et 2019 est de 148 812 m^3.

Figure II.35 : A - Forage Puyricard surplombant le poljé de Cuges-les-Pins. B – Forage F2017 à proximité du forage d'exploration F2013 en rive droite de l'Huveaune à Roquevaire. C – Forage Impôts lors des travaux au cours des essais de pompage de septembre 2018. D – Prélèvement d'eau sur le Piézomètre Impôts à proximité du forage Impôts. E et F – Emplacement et tête du forage Bronzo, au bord de la route de la Ciotat.

II.4 Sites de mesures, stratégies d'échantillonnage et protocoles analytiques

Les données acquises s'articulent autour de trois types de mesures : i) les prélèvements d'eau mensuels sur plusieurs points d'accès aux eaux de surface ou souterraines par le biais de forages, sources, rivières et pluviomètres totalisateurs pour leurs analyses chimiques et isotopiques ; ii) l'acquisition de données de température, conductivité électrique et hauteur d'eau sur des sources et des forages par des sondes de mesure automatique ; iii) les données issues des essais de pompage réalisés par différents partenaires du projet Karst-Huveaune.

II.4.1 Sites de mesures

Les données géochimiques acquises au cours du projet Karst-Huveaune entre septembre 2018 et mai 2021 vont faire l'objet d'un « data paper » dont le but est de diffuser les données brutes avec leurs métadonnées (nom, coordonnées, type de point, …). À ces données acquises s'ajoutent des données publiques sur les stations météorologiques gérées par Météo-France, la mesure du débit de

l'Huveaune et de la source Saint-Pons distribuée par la DREAL (Partie II.1.2), ainsi que des données qualité de la banque ADES (https://ades.eaufrance.fr/) pour quelques points d'eau souterraine avec des analyses type première adduction. Des données issues de la bibliographique seront ponctuellement ajoutées à la réflexion pour apporter des informations supplémentaires sur certains processus géochimiques et/ou hydrogéologiques, notamment concernant les isotopes du strontium et les isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates.

La Figure II.36 situent l'ensemble des points pour lesquelles des données ont été acquises ou issues des banques de données publiques. Les numéros concernent uniquement les points de prélèvements pour l'analyse géochimique des eaux souterraines et de surface. Le Tableau II.6 présente les caractéristiques principales des sites de mesures in-situ et des points d'eau souterraine et de surface investiguées au cours de ce travail de thèse. L'Annexe 8 complète ces informations avec les coordonnées X, Y et Z (en Lambert II étendue et en WGS84), ainsi que le débit des sources (ou le débit de pompage des forages), la géologie au niveau de l'émergence des sources ou de la zone crépinée des forages et le nombre d'échantillon effectué par points de prélèvements.

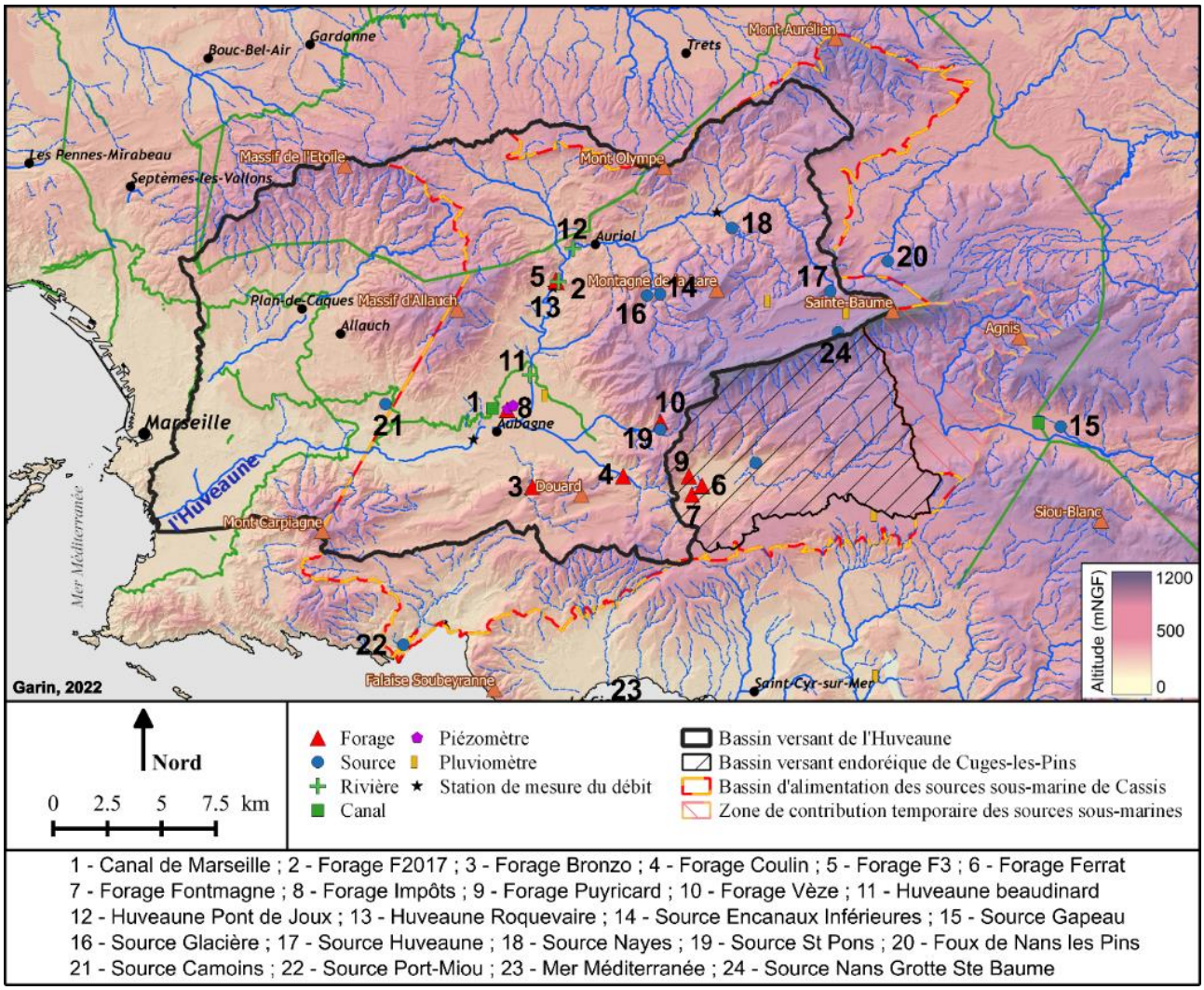


Figure II.36 : Situation géographique des points d'eau souterraine, d'eau de surface et de stations météorologiques ayant fait l'objet de prélèvements ou de suivi hydroclimatique au cours de ces travaux de thèse. Les stations de mesure du débit sur l'Huveaune et les stations Météo-France sont aussi placées. Les numéros concernent uniquement les points de prélèvements mensuels d'eau pour leurs analyses géochimiques.

Code Officiel	Numéro	Nom du point	Commune	Type	Caractéristique	Types de mesures
BSS002 KXDK	8	Impôts	Aubagne	Forage	Forage AEP plaine alluviale d'Aubagne	
BSS002 KXUD		Jeanne d'Arc	Aubagne	Forage	Forage AEP plaine alluviale d'Aubagne	
BSS002 KZZH	4	Coulin	Gémenos	Forage	Forage AEP aquifère carbonaté karstique	
BSS002 KZWB	3	Bronzo	Aubagne	Forage	Signature chimique eau salée – AEP carrière	
BSS002 LAJE	9	Puyricard	Cuges-Les-Pins	Forage	Forage AEP aquifère carbonaté karstique	
BSS003 TQOS	2	F2017	Roquevaire	Forage	Forage aquifère carbonaté karstique	H, T et CE,
BSS002 KXUG	10	Vèze	Gémenos	Forage	Forage AEP aquifère carbonaté karstique	
BSS002 KXTH	5	F3 le Pré	Roquevaire	Forage	Forage AEP mixte alluviale et aquifère carbonaté karstique	H, T et CE
	6	Ferrat	Cuges-les-Pins	Forage	Remplissage détritique poljé de Cuges	
	7	Fontmagne	Cuges-les-Pins	Forage	Remplissage détritique poljé de Cuges	
		Les Béguines	Plan d'Aups	Pluviomètre	Collecteur des précipitations (AMU)	ISO
83093005		Plan d'Aups Météo France	Plan d'Aups	Pluviomètre	Station Météo-France (MF)	Précipitations
13005003		Pluviomètre	Aubagne	Pluviomètre	Station Météo-France (MF)	Précipitations
83035001		Aérodrome	Le Castellet	Pluviomètre	Station Météo-France (MF)	Précipitations
		Le Cas	Le Castellet	Pluviomètre	Collecteur de précipitations (AMU)	ISO

Code Officiel	Numéro	Nom du point	Commune	Type	Caractéristique	Types de mesures
		Pz1	Aubagne	Piézomètre	Suivi CTD – nappe alluviale Aubagne	H, T et CE
		Pz2	Aubagne	Piézomètre	Suivi piézométrie – nappe alluviale Aubagne	H, T et CE
Y4414015		Le Moulin Blanc	Saint Zacharie	Station de mesure du débit	Rivière Huveaune	Q (DREAL)
Y4414030		Roquevaire	Roquevaire	Station de mesure du débit	Rivière Huveaune	Q (DREAL)
Y4424040		Le Charrel	Aubagne	Station de mesure du débit	Rivière Huveaune	Q (DREAL)
Y4425010		Saint Pons	Gémenos	Station de mesure du débit	Source Saint Pons	Q (DREAL)
	11	Huveaune Beaudinard	Aubagne	Rivière	Rivière Huveaune	ESU
	12	Huveaune Pont de Joux	Auriol	Rivière	Rivière Huveaune	ESU
	13	Huveaune Roquevaire	Roquevaire	Rivière	Rivière Huveaune	ESU
BSS002 KXNX	19	St Pons	Gémenos	Source	Exutoire local eau souterraine karstique	T, CE (Univ.), Q (DREAL)
BSS002 LAMZ	20	Foux de Nans	Nans-Les-Pins	Source	Exutoire local eau souterraine karstique	
BSS002 KXNY	14	Encanaux Inferieures	Auriol	Source	Exutoire local eau souterraine karstique	
BSS002 KZNW	22	Port Miou	Cassis	Source	Exutoire régional des eaux souterraines	T et CE (Univ.)
		Vallon de la Serre	Cuges-Les-Pins	Source	Exutoire local eau souterraine karstique	
BSS002 LANE	17	Source Huveaune	Nans-Les-Pins	Source	Exutoire local eau souterraine karstique	

Code Officiel	Numéro	Nom du point	Commune	Type	Caractéristique	Types de mesures
BSS002 KXYY	18	Nayes	Saint Zacharie	Source	Exutoire local eau souterraine karstique	
BSS002 LCJT	15	Gapeau	Signes	Source	Exutoire local eau souterraine karstique	
BSS002 KXVG	16	Glacière	Auriol	Source	Exutoire local eau souterraine karstique	
BSS002 KXFW	21	Camoins	Aubagne	Source	Marqueur eau sulfatée et sulfurée – pôle gypse	
	27	Nans Grotte Ste-Baume	Plan d'Aups	Source	Exutoire local eau souterraine karstique	
	1	Canal Marseille	Aubagne	Canal de Marseille	Amont Usine du Pin Vert	Chimie eau d'irrigation
		Canal Provence	Signes	Canal de Provence		Chimie eau d'irrigation
		Mer Méditerranée	St-Cyr-la-Madrague	Eau de mer		

Tableau II.6 : Informations générales concernant les sites de mesures et de prélèvements répartis sur la zone d'étude

II.4.2 Stratégies et protocoles d'échantillonnages

II.4.2.1 Suivis chimiques et isotopiques des eaux souterraine et de surface

Le contexte d'étude de cette thèse de doctorat implique un suivi qualitatif et quantitatif sur plusieurs types de points d'accès à l'eau. Deux objectifs sont associés à la stratégie d'échantillonnage :

- Le premier est de mesurer l'évolution du signal géochimique au cours du temps, et donc d'étudier sa variabilité temporelle. En effet, le signal géochimique peut varier au cours des saisons par la participation plus ou moins importante des conduits karstiques ou de la matrice carbonatée aux écoulements, ou des mélanges en proportions variables entre masses d'eau. De façon similaire, certaines espèces chimiques peuvent mettre en évidence des processus géochimiques en lien avec les phénomènes d'interaction eau-roche impliquant une modification de la signature géochimique de l'eau en fonction du réservoir drainé.
- Le second objectif concerne l'échelle spatiale de ce travail de thèse, avec un cas d'étude s'étendant sur environ 500km². Avec des points de prélèvements répartis sur une grande partie du territoire, il sera possible de différencier les masses d'eau à partir du signal géochimique puisque l'eau va acquérir la signature du réservoir géologique qu'elle traverse et être également influencée par la zone de recharge plus ou moins en altitude (par exemple pour les

isotopes de l'eau), ou influencée par les activités anthropiques (par exemple les nitrates, utilisés en agriculture).

Le suivi mensuel des eaux souterraines et de surface commence par la mesure in-situ de la conductivité électrique, de la température et du pH pour tous les prélèvements. Elle est faite à l'aide d'une sonde multiparamètre WTW. Une analyse des cations majeurs (NH_4^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, Sr^{2+}) et des anions majeurs (F^-, Cl^-, Br^-, NO_3^-, NO_2^-, PO_4^{2-}, SO_4^{2-}) est effectuée en laboratoire sur l'ensemble des prélèvements ainsi que la concentration en silice (Si et SiO_2). En fonction des besoins identifiés, les isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}O$, δ^2H), le rapport isotopique du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) et les isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates ($\delta^{34}S_{SO4}$, $\delta^{18}O_{SO4}$) sont analysés dans différents laboratoires. En complément du suivi chimique mensuel, trois campagnes de prélèvements annuelles ont été menées (décembre 2018, novembre 2019 et octobre 2020) pour obtenir l'analyse d'éléments typiques d'une analyse de l'eau de type première adduction. Ces prélèvements et analyses ont été supervisés par le Laboratoire de Chimie de l'Environnement (LCE, Aix-Marseille université) dans le cadre du projet Karst-Huveaune. Les éléments suivants ont été recherchés : les métaux (As, Cd, Cu, Cr, Ni, Pb, Se, Zn, Hg), le Carbone Organique Total (COT), l'Azote Total (TN), l'indice phénol, les tensioactifs ioniques et non ioniques, l'indice cyanures, des détergents, les Hydrocarbures Aromatiques Polycycliques (HAP), les Hydrocarbures, les BTEX (Benzène, Toluène, Éthylbenzène et Xylènes), des produits pharmaceutiques (anti-inflammatoires, analgésiques, anti-epileptiques) et une liste de 558 pesticides répartis dans 18 classes (Pesticides azotés, Pesticides organochlorés, Pesticides organophosphorés, Carbamates, Néonicotinoides, Amides, Anilines, Azoles, Benzonitriles, Dicarboxymides, Phénoxyacides, Phénols, Pyréthrinoïdes, Strobilurines, Pesticides divers, Urées substituées, PCB - Polychlorobiphényles). La synthèse des résultats concernant les trois campagnes annuelles sera présentée dans la partie IV.3.2. Le Tableau II.7 synthétise l'ensemble des paramètres ayant fait l'objet d'au moins une analyse au cours de ces travaux de thèse, avec le type d'échantillonnage et de conditionnement et le laboratoire. Lors des campagnes mensuelles et annuelles d'échantillonnage de l'eau (eau souterraine et eau de surface), chaque point a fait l'objet d'un prélèvement d'eau brute. Au total, 265 prélèvements d'eau sur des sources, forages et rivières ont été analysés sur 29 points répartis spatialement sur toute la zone d'étude. La totalité des échantillons a été analysée pour les ions majeurs et le strontium Sr^{2+}. Une sélection de ces prélèvements a été effectuée pour les isotopes du strontium (61 analyses), les isotopes stables de l'eau (103 analyses) et les isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates (12 analyses).

Échantillonnage et analyse des ions majeurs et isotopes du strontium :

Les flacons (neufs ou lavés au préalable) sont rincés trois fois sur le terrain par de l'eau de source, forage ou rivière, avant de faire le prélèvement.

- 1 flacon PEHD de 250 ml d'eau brute pour l'analyse des ions HCO_3^-
- 1 flacon PEHD de 1L d'eau brute pour la préparation des ions majeurs et des isotopes du strontium. L'eau brute est filtrée à l'aide d'un appareil à filtration manuel et d'un filtre de 0,45 µm. Un premier rinçage de l'appareil et du filtre est fait avec environ 150 ml d'eau distillée. Un second rinçage est fait avec un environ 200 ml d'eau de prélèvement. Trois flacons sont remplis : i) un flacon PEHD de 60 ml pour les cations majeurs auquel est ajouté 0,6 ml d'HNO_3^- à 70 % ; ii) un flacon PEHD de 60 ml pour les isotopes du strontium auquel est ajouté

0,6 ml d'HNO_3^- à 70 % ; iii) un flacon PEHD de 30 ml pour les anions majeurs. L'ajout d'acide nitrique HNO_3^- à 70 % permet de stabiliser l'échantillon d'eau filtrée en attaquant les anions dissous dans l'eau.

L'analyse des cations majeurs est faite par ICP-AES et des anions majeurs par HCIP (Tableau II.7) en collaboration avec le LCE (Laboratoire de Chimie de l'Environnement, Aix-Marseille Université). L'analyse des isotopes du strontium se fait par spectromètre de masse en collaboration avec le CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement, Aix-Marseille Université). Le protocole de préparation des échantillons et d'analyse des isotopes du strontium est présenté en Annexe 10.

Échantillonnage et analyse des isotopes stables de l'eau :

Deux flacons en verre ambré de 30 ml sont utilisés pour les isotopes stables de l'eau pour chaque point de prélèvement. Dans tous les cas, il faut éliminer les bulles d'air dans les flacons, le plus simple étant de fermer les flacons sous l'eau. L'utilisation d'un seau aide dans le cas du piézomètre Impôts, du canal de Marseille et des forages.

L'analyse des isotopes stables de l'eau est réalisée par spectromètre laser à absorption (marque Picarro) en collaboration avec le LAMA (LAboratoire Mutualisé d'Analyse des isotopes tables de l'eau, université de Montpellier). Le protocole d'analyse des isotopes stables de l'eau est présenté en Annexe 9.

Échantillonnage pour les isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates :

Les échantillons destinés à l'analyse isotopique des sulfates/sulfures dissous sont prélevés en flacon de polyéthylène préalablement rincés avec de l'eau de prélèvement. Ils sont filtrés à 0.45µm et conditionnés sur site avec une solution d'Acétate de Cadmium - Acide Acétique, à raison de 25ml par litre d'échantillon. S'il y a des sulfures, un précipité jaune vif de CdS apparait. Toute activité bactérienne est également bloquée et les carbonates sont éliminés évitant ainsi la formation ultérieure d'un précipité de $BaCO_3$ lors de l'ajout de $BaCl_2$. La présence de cadmium doit être signalée sur le flacon de façon à éviter tout rejet dans l'environnement. La quantité minimale requise est de 5mg de SO_4 pour les sulfates ; le volume nécessaire est prélevé en fonction de la teneur en sulfates/sulfures de l'eau (si elle est préalablement connue).

L'analyse des isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates se fait par Analyseur Élémentaire (Flash EA) par le laboratoire de géochimie du BRGM (BRGM - Direction Eau, Environnement, Procédés et Analyses, Orléans). Le protocole de préparation des échantillons et d'analyse est présenté en Annexe 11.

Éléments chimiques à analyser	Conditionnement des échantillons	Laboratoire réalisant les analyses	Méthodes d'analyses
Cations majeurs (NH_4^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, Si, SiO_2, Sr^{2+})	Flacons PEHD de 100mL ; Filtré à 0,45 µm et acidifié par ajout de HNO_3^- à 70% à hauteur de 1% du volume de l'échantillon	LCE	Spectromètre d'absorption atomique méthode Flamme ; ICP AES ; microplaques
Métaux (As, Cd, Cu, Cr, Ni, Pb, Se, Zn, Hg)		LCE	HGAAS ; ICP AES
COT ; TN	Verre brun 20 mL	LCE	COTmètre ; CLD
Anions majeurs (F^-, Cl^-, Br^-, NO_3^-, NO_2^-, PO_4^{2-}, SO_4^{2-})	Flacons PELD de 60mL ; Filtré à 0,45 µm	LCE	HPIC
Hydrogénocarbonates (HCO_3^-)	Flacons PEHD de 250 mL ; Eau brute	LCE	Titrimètre automatique
Indice Phénol, Tensioactifs ioniques et non ioniques, Indice cyanures	Verre Brun de 250 mL ; Eau brute	LCE	Aqualytic methode 315 ; NOVA 60 ; Aqualytic methode 51; aqualytic methode 157
Détergents		LCE	NOVA 60 méthodes Merck 101787, 101764, 102552
Hydrocarbures Aromatiques Polycycliques (HAP)	Verre Brun de 1L ; Eau Brute	LCE	SPE-UHPLC/fluo
Hydrocarbures	Verre Brun de 1L ; Eau Brute	LCE	LLE-GC-FID
BTEX		LCE	HS-GC-FID
Produits pharmaceutiques	Verre Brun de 1L ; Eau Brute	Groupe CARSO	HPLC/MS/MS après injection directe
Pesticides	Verre Brun de 1L carbonisé ; Eau Brute	Groupe CARSO	GC/MS/MS après extraction SPE HPLC/MS/MS après injection directe
Isotopes stables de l'eau de la pluie et des eaux souterraines ($\delta^{18}O$ et δ^2H)	Verre Ambré de 30 mL ; Eau Brute	CEREGE (Aix-en-Provence) et LAMA (Montpellier)	Spectromètre Laser Picarro ; mesure par rapport au standard V-SMOW
Isotope du strontium $^{87}Sr/^{86}Sr$	Flacons PEHD/PELD de 60 mL ; Filtré à 0,45 µm et acidifié par ajout de HNO_3^- à 70% à hauteur de 1% du volume de l'échantillon	CEREGE	Séparation sur résine Sr spec ; mesure sur MC-ICMPS ; blanc + standard interne pour validation
Isotope du soufre $^{34}S/^{32}S$ et $^{18}O/^{16}O$ des ions sulfates SO_4^{2-}	Flacons PEHD de 1L ; Filtré à 0,45 µm ; Conditionné avec 25 ml/l d'une solution d'Acétate de cadmium – Acide acétique ($BaCl_2$)	BRGM	EA-CFIRMS ($^{34}S/^{32}S$) par rapport à standard V-CDT – TC/EA-CFIRMS ($^{18}O/^{16}O$) par rapport à standard V-SMOW

Tableau II.7 : Méthodes d'échantillonnages, de conditionnements et d'analyses des traceurs chimiques et isotopiques . LCE – Laboratoire de Chimie de l'Environnement (Aix-Marseille université) ; CEREGE – Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement (Aix-Marseille université) ; LAMA - LAboratoire Mutualisé d'Analyse des isotopes tables de l'eau (université Montpellier) ; Groupe CARSO – Laboratoire d'analyse des eaux sur l'ensemble du territoire national ; BRGM – Bureau de Recherches Géologiques et Minières – service national géologique

II.4.2.2 Suivis isotopiques des précipitations

Dans l'optique de définir la signature en isotopes stables des précipitations, des prélèvements et analyses de la signature isotopique de l'eau de pluie ont été réalisés mensuellement depuis novembre 2018 sur les stations du Castellet Le Cas et depuis mars 2019 sur la station du Plan d'Aups Les Béguines (stations AMU). Le prélèvement d'eau de pluie pour analyses isotopiques est fait à l'aide d'un pluviomètre collecteur (ou pluviomètre totalisateur). L'intérêt principal de posséder un jeu de données sur deux stations est lié à la situation géographique de celles-ci. Ainsi, la station du Castellet Le Cas, placée à une altitude de 103 mNGF, est proche de la mer, tandis que la station du Plan d'Aups Les Béguines, placée à une altitude 682 mNGF est dans les terres, à proximité et au nord de la chaîne de la Sainte-Baume. Il faut remarquer que la station du Castellet Le Cas se place à quelques kilomètres à l'extérieur des bassins versants de l'Huveaune et des sources de Port-Miou, mais elle est tout de même représentative du contexte local : elle est située dans la zone sud de la Sainte-Baume où la topographie est peu accidentée, et elle est à faible altitude et à proximité du littoral. La différence d'altitude marquée entre les deux stations permettra de bien identifier les effets altitudinaux sur la signature isotopique des précipitations. De plus, 88% de la superficie des bassins versants de l'Huveaune et des sources de Port-Miou est compris dans un intervalle d'altitude de 100 à 700 mNGF, correspondant bien à l'altitude des deux stations de collecte des précipitations (Partie II.1.1). L'utilisation des deux stations est donc représentative des conditions météorologiques observées sur la zone d'étude, que ce soit en termes de cumuls de pluie ou de signature isotopique des précipitations. La station du Castellet Le Cas est un observatoire des isotopes stables de l'eau des précipitations, intégrée dans le Service National d'Observation Renoir (SNO Renoir –Figure II.37).

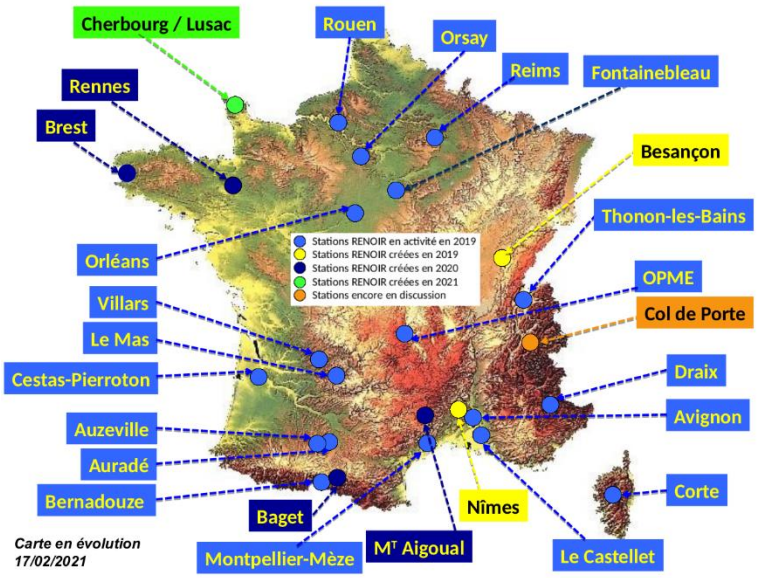


Figure II.37 : Stations de collecte des isotopes stables des précipitations intégrées dans le SNO Renoir (extrait du site web https://osups.universite-paris-saclay.fr/page/services-nationaux-dobservation, plus d'informations sur « https://www.insu.cnrs.fr/fr/les-services-nationaux-dobservation »)

La station de collecte de la pluie du Castellet existe depuis 2012, suivie par B. Arfib. Elle a été utilisée durant la thèse de Cécile Baudement (2018). Elle était située entre 2012 et 2018 sur la localité « Le Brulat ». Seuls les événements de pluie supérieurs à 10mm ont été collectés ; il n'y a pas eu de collecte systématique mensuelle. À partir de novembre 2018, la station de collecte a été déplacée à 2km au sud, sur la localité « Le Cas », toujours au Castellet. La station a été équipée d'un collecteur de pluie

totalisateur. Un opérateur vérifie quotidiennement le fonctionnement de cette station, note manuellement la quantité de pluie journalière, et collecte la pluie à l'aide de deux dispositifs : un pluviomètre totalisateur ouvert (type SPIE) permet de collecter les évènements supérieurs à 10mm, et un collecteur de pluie fermée (sans échange avec l'atmosphère) est relevé mensuellement. La situation géographique de la station du Plan d'Aups Les Béguines permet un contrôle de l'installation mensuellement, lors de la collecte du cumul de pluie. La période de 1ère crise Covid a impliqué la collecte des précipitations sur une période de 2,5 mois allant du 04/03/2020 au 14/05/2020, avec une panne observée sur le pluviomètre à augets.

La méthodologie pour la collecte des isotopes stables de l'eau des précipitations est tirée de Gröning et 3 (Gröning et al., 2012) qui proposent un collecteur de pluie limitant les processus d'évaporation des échantillons jusqu'à 1 an, et permettant une collecte mensuelle pour l'analyse des isotopes stables des précipitations. La Figure II.38 présente le principe du collecteur de pluie pour leur analyse isotopique : i) le tube interne (« internal tube ») de diamètre interne de 4mm qui collecte des précipitations de l'entonnoir (« funnel ») vers la bouteille d'échantillonnage de 3L, et qui limite le contact entre eau collectée et atmosphère ; ii) le tuyau noir (« external tube »), extérieur à la bouteille d'échantillonnage, qui a pour rôle de garder en équilibre la pression atmosphérique avec la pression dans la bouteille et donc éviter que l'eau remonte vers l'entonnoir par le tube interne. La station du Plan d'Aups Les Béguines présente la particularité d'avoir son bidon collecteur enterré à environ 50cm de profondeur sous le sol du fait des conditions météorologiques plus contraignante et pour diminuer le risque de gel de l'eau en hiver si le collecteur reste à l'air libre. L'eau collectée est échantillonnée dans des flacons en verre ambré (2 flacons de 30 ml), conservés à l'abri du soleil et dans une pièce à température ambiante (autour de 20°C) jusqu'à l'analyse. Le protocole analytique est similaire aux eaux souterraines et de surfaces.

En plus de la collecte des précipitations, le cumul des précipitations, de la température et de la pression atmosphérique au pas de temps journalier sont suivis sur ces deux stations. Au Plan d'Aups, la pression et température de l'air sont mesurées à l'aide d'une sonde de marque Reefnet, positionné dans le bac enterré où se trouve le bidon de collecte de l'eau. Les pluviomètres sont des pluviomètres de marque Davis, connectés sur enregistreur Hobo event, et composé de deux augets basculants (0,254mm/basculement).

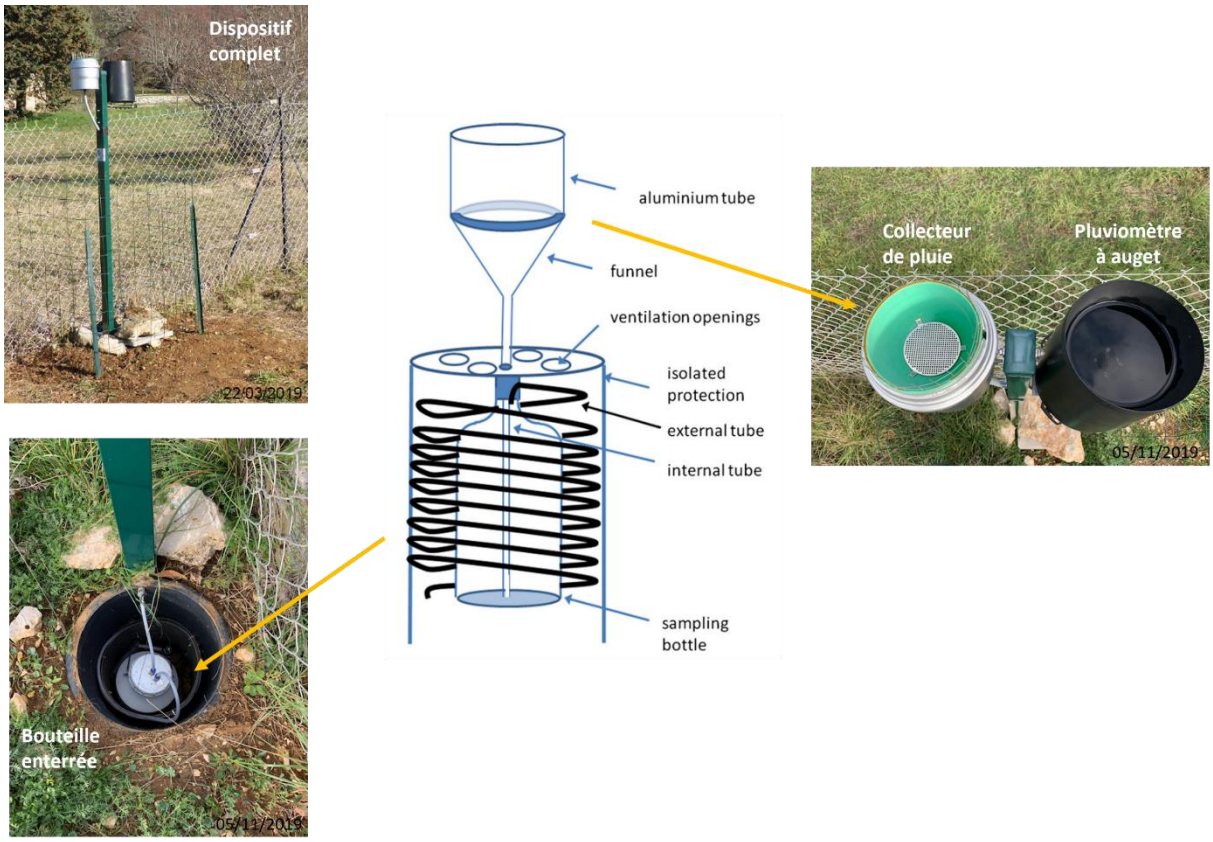


Figure II.38 : Schéma du collecteur de pluie (extrait Görning et al., 2012) et photographie du dispositif de collecte et de mesure des précipitations à la station du Plan d'Aups les Béguines.

II.4.2.3 Essais de pompages

Les essais de pompage ont été réalisés par des bureaux d'études, avec lesquels l'université a collaboré dans la mise en place du suivi, notamment avec la mise à disposition de sondes CTD. En parallèle, des mesures manuelles ont été effectuées pendant les essais (conductivité électrique, température, hauteur d'eau) ainsi que des prélèvements d'eau pour l'analyse des ions majeurs, des isotopes stables de l'eau et des isotopes du strontium. Le Tableau II.8 synthétise les informations générales concernant les essais réalisés en 2018 et 2019, dont ceux qui ont fait l'objet d'une interprétation par la méthode des dérivées au cours de la thèse. Le choix des trois essais interprétés (en fond vert) a l'avantage de considérer trois types d'aquifères caractérisés a priori par une géométrie différente, et par extension par des modalités d'écoulement différent.

Nom/site	Commune	Gestionnaire	Bureau d'étude	Date et temps de pompage	Débit (m^3/h)	Contexte géologique	Remarque
Forage Impôts	Aubagne	SPL	ANTEA	20/09/2018 – 73h	324	Nappe alluviale	
Forage Puyricard	Cuges-les-Pins	SPL	ANTEA	08/10/2018 – 15h	150	Aquifère carbonaté fracturé	
Forage F2017	Roquevaire	SIBAM	Géosynergies	12/06/2018 – 71h	377 puis 352 après 17h	Aquifère carbonaté karstique	Changement de débit au cours de l'essai
Forage Jeanne d'Arc	Aubagne	SPL	ANTEA	26/09/2018 – 98h	374	Nappe alluviale	
Forage F1 Blancherie	Gémenos	SIBAM	ANTEA	10/04/2019 – 24h	40.8	Aquifère carbonaté karstique et fracturé	
Forage F3 Blancherie	Gémenos	SIBAM	ANTEA	25/03/2019 – 42h	24		
Forage F4 Blancherie	Gémenos	SIBAM	ANTEA	03/04/2019 – 23h	30		
Forage F4 Champ Captant	Roquevaire	SIBAM	ANTEA	28/06/2019 – 4h	130	Nappe alluviale – liaison avec aquifère carbonaté F2017	Équivalent au forage F3 du champ captant

Tableau II.8 : Liste des essais de pompages sur forages AEP effectués sur le bassin versant de l'Huveaune en 2018 et 2019. Les trois essais de pompage interprétés au cours de la thèse sont surlignés en vert

III. PARTIE III – APPORT DES ESSAIS DE POMPAGE À LA CARACTÉRISATION DES STRUCTURES D'ÉCOULEMENT EN CONTEXTE CARBONATÉ

III.1 INTRODUCTION

Pour contraindre le fonctionnement hydrogéologique d'un aquifère, il est nécessaire de mieux évaluer la structure et/ou géométrie du réservoir. Ici, la géométrie de l'aquifère est différente selon le type d'aquifère étudié. Dans le cas d'aquifères alluviaux, la géométrie sera caractérisée par la succession de différents types de dépôts avec des variations de faciès lithologiques et en lien avec les processus de formation d'une plaine alluviale. Des limites hydrogéologiques de type flux imposé, charge imposée ou étanche seront aussi souvent associées à ces formations, en tenant compte du rôle de la rivière ou des formations encaissantes de la plaine alluviale. Concernant les aquifères fracturés, la géométrie sera plus généralement associée à la présence de failles et de fractures imbriquées dans un ensemble matriciel. Des limites peuvent aussi apparaître notamment avec des contrastes lithologiques. Pour les aquifères karstiques, ils sont souvent représentés par un ensemble de conduits plus ou moins grands et plus ou moins connectés, et intégrés dans une matrice carbonatée.

Les travaux effectués au cours de cette thèse cherchent à mieux contraindre la géométrie de différents types d'aquifère à l'aide de la réalisation de tests hydrauliques en forages sous forme d'essais de pompage longue durée à débit constant. Les résultats des essais de pompage reposent principalement sur la réinterprétation de ces tests hydrauliques, et le projet de recherche n'a pas permis de mener nous-mêmes ces tests, notamment en domaine karstique. L'interprétation de ces essais de pompage se fait d'abord par un diagnostic de puits guidant vers une ou plusieurs modélisations du rabattement à l'aide de solutions analytiques. Ces modèles permettent de confirmer ou infirmer le schéma conceptuel de l'aquifère, c'est-à-dire sa géométrie, et de caractériser les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère.

Cette partie cible donc trois aquifères : i) un aquifère alluvial dans la plaine d'Aubagne (forage Impôts) ; ii) un aquifère carbonaté au niveau du chevauchement de l'Unité du Beausset sur le massif de la Sainte-Baume (forage Puyricard à Cuges-les-Pins) ; et iii) un aquifère carbonaté karstique à Roquevaire (F2017). Chacun de ces aquifères présente a priori une géométrie spécifique, sollicitant des réservoirs différents (quaternaire, crétacé inférieur et jurassique), et sont représentatifs des formations rencontrées sur le bassin versant de l'Huveaune.

III.2 STRUCTURE D'ÉCOULEMENT AU SEIN D'UN AQUIFÈRE ALLUVIAL EN DOMAINE CARBONATÉ

Ce travail fait l'objet d'un article scientifique publié dans la revue Hydrogeology Journal et s'intitule « *Improving hydrogeological understanding through well-test interpretation by diagnostic plot and modelling: a case study in an alluvial aquifer in France* », DOI : 10.1007/s10040-021-02426-9. L'article est disponible en lecture seule sur le lien https://rdcu.be/cCd8u. Le but principal de cet article est de mettre en valeur une méthodologie d'interprétation des essais de pompages par une approche combinant diagnostic de puits par la méthode des dérivées, modélisation à l'aide de solutions

analytiques et mise en perspective avec le contexte hydrogéologique local. Une traduction de l'article est proposée en Annexe 12.

Hydrogeology Journal
https://doi.org/10.1007/s10040-021-02426-9

REPORT

Improving hydrogeological understanding through well-test interpretation by diagnostic plot and modelling: a case study in an alluvial aquifer in France

Thibaut Garin[1] · Bruno Arfib[1] · Bernard Ladouche[2,3] · Julio Goncalves[1] · Benoit Dewandel[2,3]

Received: 16 February 2021 / Accepted: 4 November 2021
© Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2021

Abstract
The study of groundwater resources using pumping test data is usually carried out with the Theis solution, which enables the hydraulic parameters of porous aquifers such as the transmissivity and storage coefficient, to be estimated from the water-level drawdown. However, the data fitting can fail and provide only an indication that the pumped aquifer has a complex structure. Here, a diagnostic plot on log-derivative drawdown is used to identify flow regimes and thus aquifer heterogeneities, leading to plausible conceptual models. Nevertheless, the diagnostic plot is insufficient and must be accompanied by further modelling because of the nonuniqueness of the drawdown log-derivative signal. The proposed approach is applied to an alluvial plain in France, known to be complex because the deposition processes change over time, resulting in channel belts limited by low-permeability deposits in the floodplain or three-dimensional (3D) interconnected structures. Six analytical models were used to simulate drawdown and its derivatives during a three-day transient pumping test. The diagnostic performed on the pumping well showed that four conceptual models, with highly contrasted hydrodynamic behaviours, may correspond to the diagnostic. The joint use of pumping-well and observation-well data allowed the only appropriate model to be identified—a dual-permeability model characterizing a multilayer aquifer. The conceptual model matched the geological observations in boreholes and corroborates the fluvial sequence stratigraphy of the alluvial plain. The pumping test used here is a tool to explore the 3D architecture of the fluvial reservoir at the scale of the depositional sequence in the floodplain.

Keywords Pumping test · Diagnostic plot · Analytical solutions · Multi-model approach · Heterogenous alluvial aquifer

Introduction

Well testing (or pumping tests) is used to characterize the hydraulic properties of an aquifer. Pumping tests in hydrogeology are still commonly interpreted using the radial Theis solution, which is applicable under confined conditions assuming a homogenous, isotropic and infinite aquifer of constant thickness, and for a fully penetrating well (e.g. Theis 1935). The Theis solution, or its approximate form (Jacob semilog straight lines; Cooper and Jacob 1946), is widely applied to pumping tests in porous aquifers in order to estimate the aquifer transmissivity (T) and storage coefficient (or specific yield, S), and to evaluate the operating flow rate. However, these idealized conditions are obviously rarely met in heterogeneous and likely anisotropic fluvial aquifers, which may lead to erroneous interpretations when using the Theis model.

The diagnostic plot method based on the analysis of both the drawdown [s (m)] and log-derivative time series s' ($\partial s/\partial \ln t$), with $\ln t$ being the natural logarithm of time, is a new approach to interpreting transient well-test data (Bourdet et al. 1983, 1989). Originally developed for petroleum engineering purposes, the method makes it possible to determine the succession of flow regimes, and therefore to identify heterogeneities and boundary conditions, which

✉ Thibaut Garin
garin@cerege.fr; arfib@cerege.fr; goncalves@cerege.fr

Bernard Ladouche
b.ladouche@brgm.fr

Benoit Dewandel
b.dewandel@brgm.fr

1 Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRAE, Coll France, CEREGE, Aix-en-Provence, France

2 BRGM, Univ Montpellier, Montpellier, France

3 G-eau, UMR 183, INRAE, CIRAD, IRD, AgroParisTech, Supagro, BRGM, Montpellier, France

Published online: 29 November 2021

assists in building up a conceptual model for the aquifer (Renard 2005; Renard et al. 2009). It provides additional insight into the structure of the aquifer, which the basic Theis approach cannot achieve. Diagnostic plot analyses have been successfully applied in various heterogeneous aquifers such as karst (Maréchal et al. 2008, 2014; Jazayeri Noushabadi et al. 2011; Spitzberg and Ufrecht 2013; Nassimi and Mohammadi 2017; Giese et al. 2018), alluvial aquifers (Samani et al. 2006; Mijinyawa and Gringarten 2008; Corbett et al. 2012) or fractured aquifers (Illman and Neuman 2000; Beauheim et al. 2004; Maréchal et al. 2004; Hammond and Field 2014; Dewandel et al. 2018). Usually presented in a log-log graph, the decomposition of the log-derivative signal into separate straight lines makes it possible to identify each hydraulic behaviour and eventually computes hydrodynamic properties (T, S) for each hydraulic behaviour. The sequential analysis of the straight lines leads to the definition of a conceptual model (Ehlig-Economides et al. 1994). The recent review by Ferroud et al. (2018) illustrated diagnostic responses and their associated conceptual models. This method is a first step to identify the best mathematical model(s) that will then be used for pumping test simulations and for evaluating the operating flow rate (Bourdet et al. 1983; Ehlig-Economides et al. 1994; Renard et al. 2009).

A major drawback of the diagnostic plot method, however, is its nonuniqueness, whereas hydrogeologists look for a unique model consistent with geological and hydrodynamical data. One flow regime, or a sequence of several flow regimes, may lead to different conceptual models, some of which can be excluded because they are too far from the geological context where the test was performed (Deruyck et al. 1992; Al-Bemani et al. 2003; Ferroud et al. 2018). Moreover, a diagnostic plot that applies to the computed log-derivative signal is usually noisy, and it needs to be smoothed. In this study, the diagnostic plot method is only one stage in the process, and the nonuniqueness will be tackled by forward modelling of the drawdown and derivative on the pumping well and observation wells, which is independent of the initial smoothing algorithm. To reduce erroneous interpretations of well testing, an iterative process is needed to associate the conceptual model with drawdown modelling and available geological data. Here, a back-and-forth approach between direct models and diagnostic plot analysis is proposed to ascertain and confirm the flow regime identification. The appropriate conceptual model and the identified aquifer heterogeneity are described and discussed in the light of geological data. The diagnostic plot analysis was carried out for one pumping test. Then, a multi-model approach (Neuman and Wierenga 2003; Enemark et al. 2019) was applied by sequential testing of the different conceptual models according to the well diagnostic and the geological data. The model simulates the drawdown and its log-derivative at the pumping well (PW) and for three observation wells (OW) screened in the same aquifer. Six analytical models were tested: (1) a confined aquifer (Theis 1935); (2) a confined aquifer with one no-flow boundary (Theis 1935); (3) a confined aquifer with leakage from an aquitard and two no-flow boundaries (Hantush 1956); (4) a vertically compartmented model (Dewandel et al. 2014); (5) a dual-porosity model (Moench 1984); and (6) a dual-permeability model (Hunt and Scott 2007).

The methodological approach was applied to a fluvial geological reservoir. Fluvial reservoirs are of prime interest because they are usually productive aquifers used for drinking water supply (Zektser and Everett 2004), but are also reservoirs for oil and gas (Larue and Friedmann 2005) or for geological storage of CO_2 (Issautier et al. 2014). The three-dimensional (3D) geometry of a fluvial reservoir is unique and relies on its geological history (Blum et al. 2013; Slatt 2013). The reservoir is composed of layers or patches of sedimentary bodies, more or less connected, with various storage capacities and permeabilities, resulting in a 3D heterogeneous medium. It is formed by single or multiple depositional sequences or cycles. The main productive layers are commonly channel belts from a braided river system, consisting of gravel and sand (Slatt 2013). Single channels in a floodplain-meandering river system can lead to restricted aquifers, surrounded by low- to intermediate-permeability shales of floodplain deposits. This report focuses on a fluvial reservoir with sediments deposited in an aggradation phase. The continental depositional sequence reflects a subsidence phenomenon, or transgressive base level, which are consistent with the geological framework of the case study in southeast Provence, France (Bestani et al. 2016). In this context, a typical stratigraphic stacking sequence pattern for fluvial deposits is expected (e.g. Slatt 2013; Issautier et al. 2014). Lateral and vertical connectivity of reservoir bodies or layers result from the depositional sequence and from the erosion, reworking, or preservation of successive sequences. When a borehole is drilled and reaches a permeable body at depth, it is not clear whether it is a closed channel or large channel belts or amalgamated sand bodies at the plain scale (Blum et al. 2013).

Several methods exist to study the architecture of reservoirs, e.g. geophysics (Bowling et al. 2005; Vogelgesang et al. 2020), geological correlation between well stratigraphic logs (Durozoy 1972; Borgomano et al. 2008; Jazayeri Noushabadi et al. 2011) or geostatistical approaches (Meier et al. 1998; de Marsily et al. 2005; Mariethoz et al. 2010). Other methods based on hydraulic tomography provide promising results to describe the heterogeneity of hydraulic conductivity and storage coefficient in fractured rocks, but also require a large amount of field data (Illman 2014; Yeh et al. 2014; Fischer et al. 2017). As already

mentioned, the pumping test is one of the main methods used to characterize hydrodynamic properties, but in-depth analysis of the data is required to identify the reservoir structure. Diagnostic plot analysis and drawdown modelling with a set of adequate models may confirm the geological conceptual model and vice-versa. This provides additional insight compared to the standard characterization of reservoir properties, which depends on the scale of the heterogeneities investigated in an alluvial domain. Issautier et al. (2014) illustrated the four major scales in geosciences and their associated heterogeneity in a fluvial environment: microscopic (grain), macroscopic (intrachannel), mesoscopic (channel belts), and megascopic (depositional sequence in the floodplain) scales. A pumping test is relevant to study in-situ reservoir properties and geometry at the megascopic scale.

The case study is located in the fluvial plain of the Huveaune River, near the town of Aubagne, 15 km east of the city of Marseille (South-East France). This report explores how the aquifer reacted during a 3-day pumping test with constant flow rate (324 m^3/h), through the water-level survey of four wells—one pumping well (PW) and three observation wells (OWs).

The aims of this study are (1) to propose an iterative process to interpret a well test through diagnostic plot on the PW and forward modelling of the drawdown and its log-derivative with six analytical solutions applied to the PW and three OWs; (2) to illustrate the pertinence of the diagnostic plot method on log-derivative drawdown as a practical tool to identify aquifer heterogeneity and to be a first step in pumping test interpretation; and (3) to ascertain the complexity of an alluvial aquifer at the megascopic and wellfield scales and corroborate the geological conceptual model scheme using a well-test analysis.

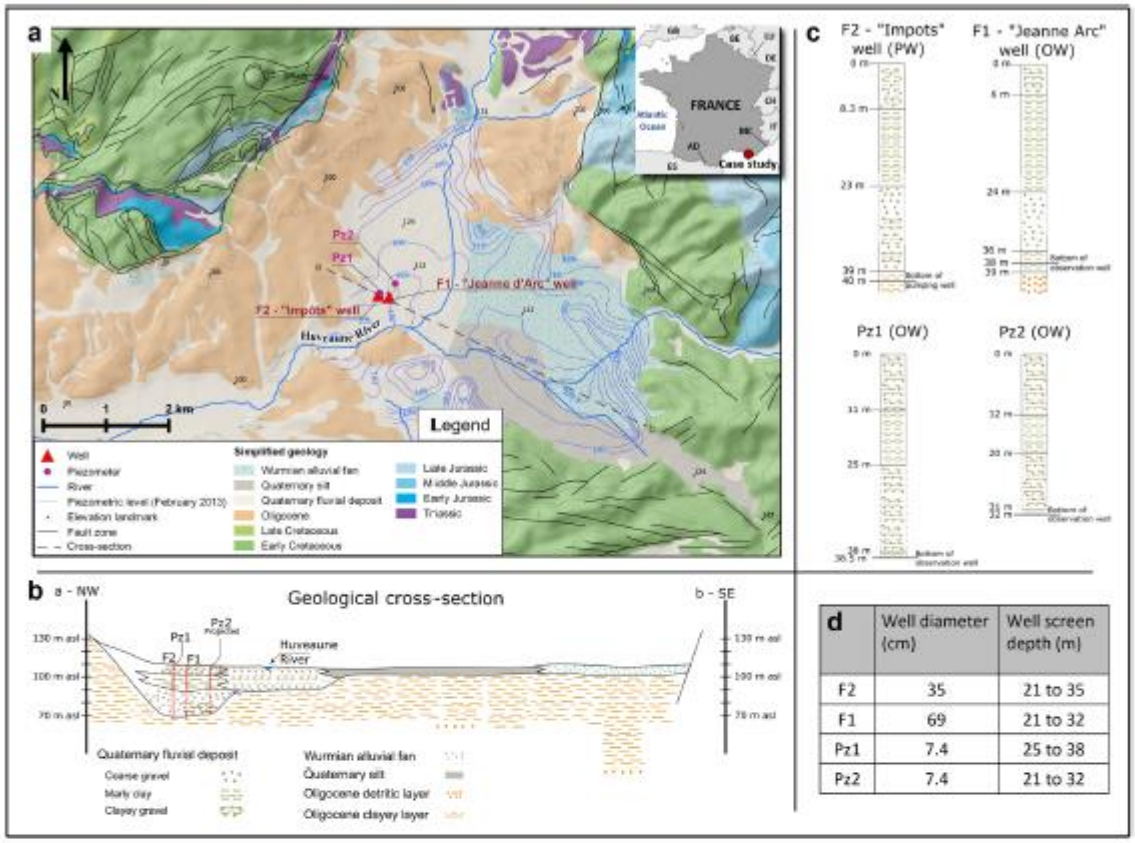
Materials

Hydrogeological context

The well-test site is located in south-eastern France, 15 km east of the city of Marseille, in the fluvial plain of the Huveaune River (Fig. 1) close to the town of Aubagne. The landscape is a large flat plain of elevation around 110 m asl and is 5 km wide in the E–W direction and 3 km long N–S. The plain is surrounded by carbonate (mainly Jurassic and Cretaceous) hills and mountains ranging between 500 and 1,000 m asl. The plain is crossed by the Huveaune River, flowing from North to South and then turning westward downstream to the city of Marseille where it discharges into the Mediterranean Sea. At the regional scale, the hydrology is split in two main outflows: surface water in the Huveaune River and groundwater flow supplying submarine karstic springs to the south of the case study area (Arfib and Charlier 2016; Tamborski et al. 2020). At the local scale, the alluvial plain is mainly composed of three kinds of outcropping Quaternary sediments (Fig. 1a): fluvial deposits in the western part of the plain, silts or clayey sediments in the southern part, and alluvial fans in the north-east part fed by the carbonate massif (Laville et al. 2018; Villeneuve et al. 2018). These Quaternary sediments overlay Oligocene sediments trapped in a W–E subsiding tectonic structure cutting the carbonate massifs. Oligocene sediments are made up of sequences of conglomerate, sandstone, and clay, and form the basement for the Quaternary deposits.

The available piezometric contour map created in February 2013 during a field campaign is provided by Gandolfi and Imbault (2014) but only for the Quaternary aquifer (Fig. 1a). It shows that groundwater flows roughly from north to south, with flux boundary conditions (inflow at the north and west, outflow at the south). More recent data are not available, and there has been no hydraulic head survey. This aquifer was studied in the 1970s in order to identify drinking water resources (Caillol et al. 1968; Durozoy 1972) and for geotechnical investigations (bridges and highway under construction). Two pumping wells were drilled and are still active as emergency drinking water pumping plants (F1 and F2, Fig. 1a). The Huveaune River was diverted by the construction of the highway in the central part of the plain and remains disconnected from the water table (Fig. 1a). A set of stratigraphic descriptions on 20 boreholes, ranging from 10 to 50 m deep, is available (most of them are now sealed). A schematic cross-section drawn with lithofacies at the plain scale is given in Fig. 1b. The Quaternary deposits present lateral and vertical facies variability (Fig. 1a–c). The case study developed in this report focuses on the west side of the Huveaune River, where fluvial deposits are thicker (about 40 m), standing in a paleovalley, overlying the Oligocene bedrock. Fluvial deposits are composed of nonconsolidated sediments, seen in boreholes as an alternation of clayey gravels, marly clays, and coarse gravels.

The pumping test site consists of four wells (Fig. 1): two large drinking water wells, F1 (named "Jeanne d'Arc") and F2 (named "Impôts"), and two small-diameter boreholes used as piezometers (Pz1 and Pz2) and drilled a few days before the pumping test in 2018. The well F2 is the pumping well (PW), and the observation-wells Pz1, F1, Pz2 (OW, no pumping) are located at a distance of 42, 170, and 311 m from the PW, respectively. Stratigraphic logs for wells F1 and F2 show similar profiles, from bottom upward: 12–16 m of coarse gravels, then 15 to 18 m of sandy to silty clay and then 6 to 8 m of clayey gravels (Fig. 1c). The other boreholes in the same area (Pz1, Pz2) exhibit the same profile (Fig. 1c), except for a slightly thicker layer of clayey gravels at the top and a thinner layer of marly clay. The four wells are screened (Fig. 1d) in front of the deepest decametric coarse gravel layer—21–38 m below the ground surface (GS)—acting as



d	Well diameter (cm)	Well screen depth (m)
F2	35	21 to 35
F1	69	21 to 32
Pz1	7.4	25 to 38
Pz2	7.4	21 to 32

Fig. 1 **a** Location of the pumping wells F1 and F2 (red triangle) and the two piezometers (purple pentagon) installed to monitor the pumping test in F2. A simplified geological map is shown in the background. A few elevation landmarks (dark dots and fine grey curve) highlight the location of the pumping test in an alluvial plain with the Huveaune River (blue curve). Piezometric data in February 2013 are also presented (in fine blue curve: from Gandolfi and Imbault 2014). **b** NW–SE geological cross-section highlighting the vertical and lateral heterogeneity of the alluvial plain (dashed grey line on the geological map and modified from Durozoy 1972). **c** Stratigraphic profiles of the PW and OWs surveyed in the wellfield. **d** Well details: diameters and screens

the main aquifer of the area. Field observations during the drilling of wells Pz1 and Pz2 showed that the main aquifer is confined (or semiconfined) and located below the clay layer, but groundwater was also encountered in the first aquifer layer close to the GS. Groundwater levels are equivalent for the main aquifer and the aquifer close to the GS. In September 2018, the groundwater level was close to 101 m asl (Fig. 2), i.e. 5–7 m deep in the boreholes. Unfortunately, there was no piezometric well available to monitor the water-table depth in the shallow aquifer during the pumping test.

Pumping test data

Pumping test data were recorded during a 3-day test (Fig. 2), with a constant discharge rate (324 m^3/h) at pumping-well F2 (20–23 September 2018). The pumped groundwater was discharged to the city's water supply, as the well F2 has a permanent connection to the potable water network of the city of Aubagne, for emergency use. The discharge rate was monitored by the water network installation. Small variations of around 1 m^3/h were expected but were not reported. Greater variations would have been processed as part of the well-test interpretation (Bourdet et al. 1989). Water levels were recorded in the PW and the three OWs (Pz1, Pz2 and F1) with automatic pressure probes (time step of one minute throughout the pumping test). In F1 and F2, pressure probes are vented (OTT sensor) and they monitor the water height. In Pz1 and Pz2, pressure probes are absolute sensors (Schlumberger Diver), and water height is calculated by subtracting the local atmospheric pressure recorded at the test site (Schlumberger BaroDiver).

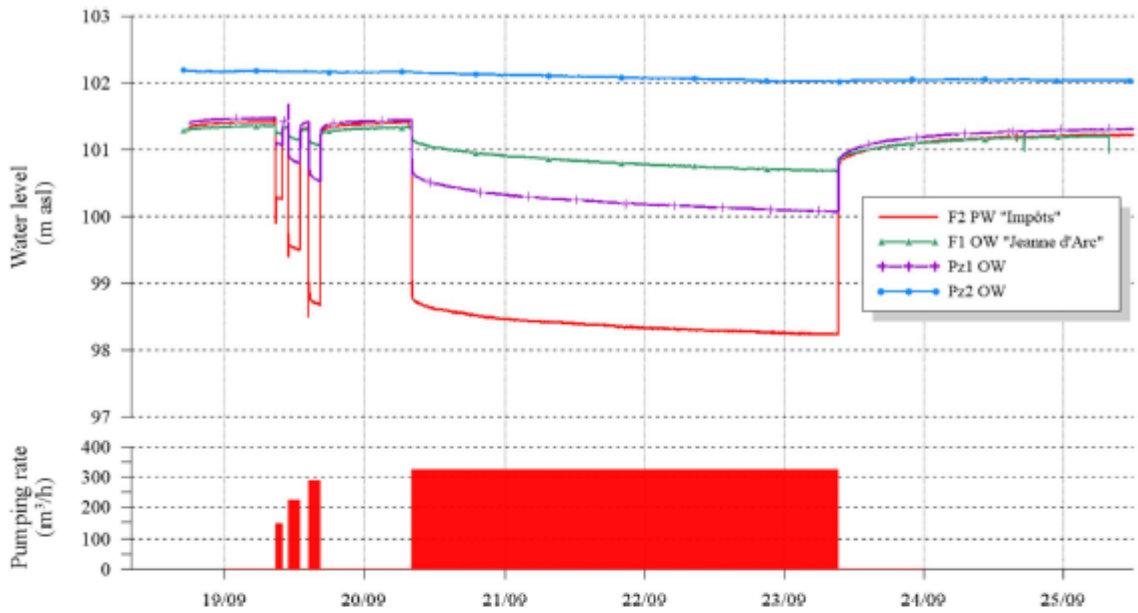


Fig. 2 Pumping rate and water level during the three-steps drawdown test and the pumping test at well F2 (Aubagne case study, SE France), from 19 Sept. to 25 Sept. 2018. Water levels were monitored in four boreholes (F2 PW "Impôts" and three observation boreholes: F1 OW "Jeanne d'Arc", Pz1 OW, Pz2 OW)

Well F1 had not been pumped for many months and was used only as an OW. Before the pumping test, pumping-well F2 (PW) had not been activated for several months, except on 19 September 2018 for a three-step drawdown test (1–2-h tests, Fig. 2). Comparison of the drawdown during the step-drawdown test and the 3-day transient test showed a development of the PW: drawdown was lower during the long-duration test (for equivalent flow rate). Well losses, traditionally deduced from the step-drawdown test, would then be overestimated. A unique and accurate value is then not available, but well losses will be computed during the modelling stage of this work. A value ranging from a few tens to 135 s^2/m^5 is expected, indicating a high- performance well with low nonlinear well losses.

Recovery from the step-drawdown test was complete at the beginning of the long-duration pumping test. The water level was monitored during the 1,769 mins after the pumping stopped to follow the recovery of the drawdown on the F2 PW (and during ~3,220 mins on the three OWs). There was no rainfall during the pumping test.

At the beginning of the pumping test, drawdown was rapid, and the water level dropped by 2.34 m in 3 min in the PW F2. F1 OW and Pz1 OW also had a rapid response during the first 3 min. Then the water level fell during the 3 days of pumping, with a decreasing slope. At the end of the test, the maximum drawdown reached 3.15 m at the PW, and it reached 1.37, 0.65 and 0.14 m respectively in Pz1 OW, F1 OW, and Pz2 OW (Fig. 2).

Methodological approach

Log-derivative signal, diagnostic plot, and sequential interpretation

The main interest in the use of the logarithmic derivative is its sensitivity to small variations in drawdown during a pumping test. This sensitivity is an issue and can lead to a misleading interpretation in the event of a noisy signal (Renard et al. 2009). To avoid such a noisy signal, it is necessary to improve the signal/noise ratio using data sampling (on a log scale) on drawdown data and/or smoothing techniques on the calculated log-derivatives (no smoothing is performed on drawdown data, only on derivatives). The differentiation algorithm from Bourdet et al. (1989) was adopted here to reduce the noise effects. The smoothing of the derivative signal, if applied, must be used carefully to avoid two issues that would not permit one to identify flow regimes: insufficient smoothing leads to a noisy derivative signal, and too much smoothing affects the derivative signal in a significant way. In this study, the diagnostic plot method is only one stage in the process, and the main

goal remains to select the appropriate models in a forward modelling of the drawdown and derivative on a pumping well and observation wells. Moreover, Bourdet's algorithm is easy to compute for common practitioners and still useful for a rapid analysis of the diagnostic plot. Data preprocessing may also be needed in the event of pumping flow-rate variations, barometric pressure fluctuations and rainfall. In the case presented here, pumping flow rates and barometric pressure were constant, and no rainfall occurred during the well test.

From the log-derivative signal, the sequential approach leads to the identification of successive flow regimes, each characterized by straight lines with known slopes. The relationship between the slope of derivatives and the flow regime is given, e.g. by Bourdet et al. (1983), Ehlig-Economides et al. (1994), Schlumberger (2002), Renard et al. (2009). The flow regimes may reflect the aquifer geometry or highlight the 3D structure, and thus the heterogeneities of the aquifer. Theoretical flow regimes were summarized by Ehlig-Economides et al. (1994) and Ferroud et al. (2018). Based on these reviews, a few derivative slope values can be exemplified: (1) a zero slope is associated with a radial flow regime that occurs in a homogeneous aquifer; (2) a 0.25 or 0.5 slope corresponds to a bilinear or a linear flow regime respectively, and therefore to the flow through a planar fracture or a channelized aquifer; (3) a –0.5 slope may lead to a spherical flow regime observed in the case of a partially penetrating well; (4) a 1.0 slope corresponds to a closed-reservoir; (5) when a constant head boundary is reached the derivative slope follows a –1.0 slope (Renard et al. 2009) which tends to zero for a very large amount of time (steady state); (6) a U-shape (or V-shape) is related to a dual-porosity or dual-permeability behaviour. However, to better conceptualize the aquifer, analytical models must be tested based on the well's diagnostic as well as, when available, all the piezometric information at the study site.

Models

Several assumptions are made on the different analytical models tested in this study. In all cases, the PW and OW fully penetrate the aquifer, and the thickness of the layers is constant. Model schemes are presented in Fig. 3 and a list of symbols is presented in Table 1 (see 'Appendix'). The calibration of the models was done graphically on the drawdown data and their derivatives, using BRGM calculation codes (Dewandel et al. 2014), over the whole test and the recovery. The different analytical solutions include wellbore storage and quadratic head losses (well losses) and are calibrated with the transient pumping test data without user-given constraint. There is no reference to the step-drawdown test for calibration. All the models have been chosen because they can be applied to heterogeneous aquifers with vertical or horizontal layers or patches of contrasted storage or permeability, and a priori to fluvial aquifer as described in section 'Materials'.

The first model tested is the Theis (1935) model; therefore, assuming a confined, homogeneous, isotropic, and infinite aquifer. In this model, the aquifer is characterized by two intrinsic parameters: the transmissivity T and the storage coefficient S. Attempting to match the data with the Theis solution, and frequently finding that it is not possible to obtain an internally consistent set of parameters, provides an immediate indication that the pumped aquifer has a complex structure. The second model tested is the Theis model with one no-flow boundary condition (Fig. 3a). It is a first attempt to test a simple model, in an aquifer that is not infinite. The aquifer can be expected close to a zone of highly contrasted hydraulic properties within the fluvial deposits.

The third model is a three-layer aquifer model with leakage from a shallow aquifer to the semiconfined deep aquifer through a semipermeable layer (Hantush 1956; Fig. 3b). In this model, groundwater is withdrawn by pumping only from the deep aquifer. The water level in the upper layer is assumed constant throughout the test, i.e. not affected by the pumping. This model assumes a large difference in hydraulic conductivity values between the pumped confined aquifer and the semipermeable layer, which leads to a radial flow (in the confined aquifer) and a vertical flow (in the semipermeable layer), respectively. The hydrodynamic parameters are T and S for the pumped aquifer. The semipermeable layer is defined by the ratio K'/b' where K' is its hydraulic conductivity and b' its thickness. The model was implemented with two parallel no-flow boundaries (Fig. 3b).

The fourth model, called compartmented, corresponds to a vertically stratified aquifer, as proposed by Dewandel et al. (2014; Fig. 3c). The pumped aquifer consists of an infinite linear strip aquifer D1 impeded by two aquifers, D2 and D3, characterized by a semiinfinite lateral extension and different properties to D1 (Fig. 3c). For the modelling, the same hydraulic properties were applied to the two external compartments D2 and D3. The domain is defined respectively by transmissivity T_1 and storativity S_1 for the pumped aquifer (D1), and by transmissivity T_2 and storativity S_2 for the two external compartments. The pumped compartment (D1) can also be characterized by a horizontal anisotropy ratio of the transmissivity whose principal axes are parallel and normal to the strip aquifer (T_{yy}/T_{xx}). This model can be suitable for a channelized aquifer with a permeability difference between the high transmissivity channel and the remaining parts of the aquifer.

The fifth model is a dual-porosity model (Moench 1984; Fig. 3d) which is based on the concepts proposed by Barenblatt et al. (1960). The original model assumes a fractured rock reservoir consisting of two interacting media: (1) a low-permeability medium with primary porosity blocks; and (2) a

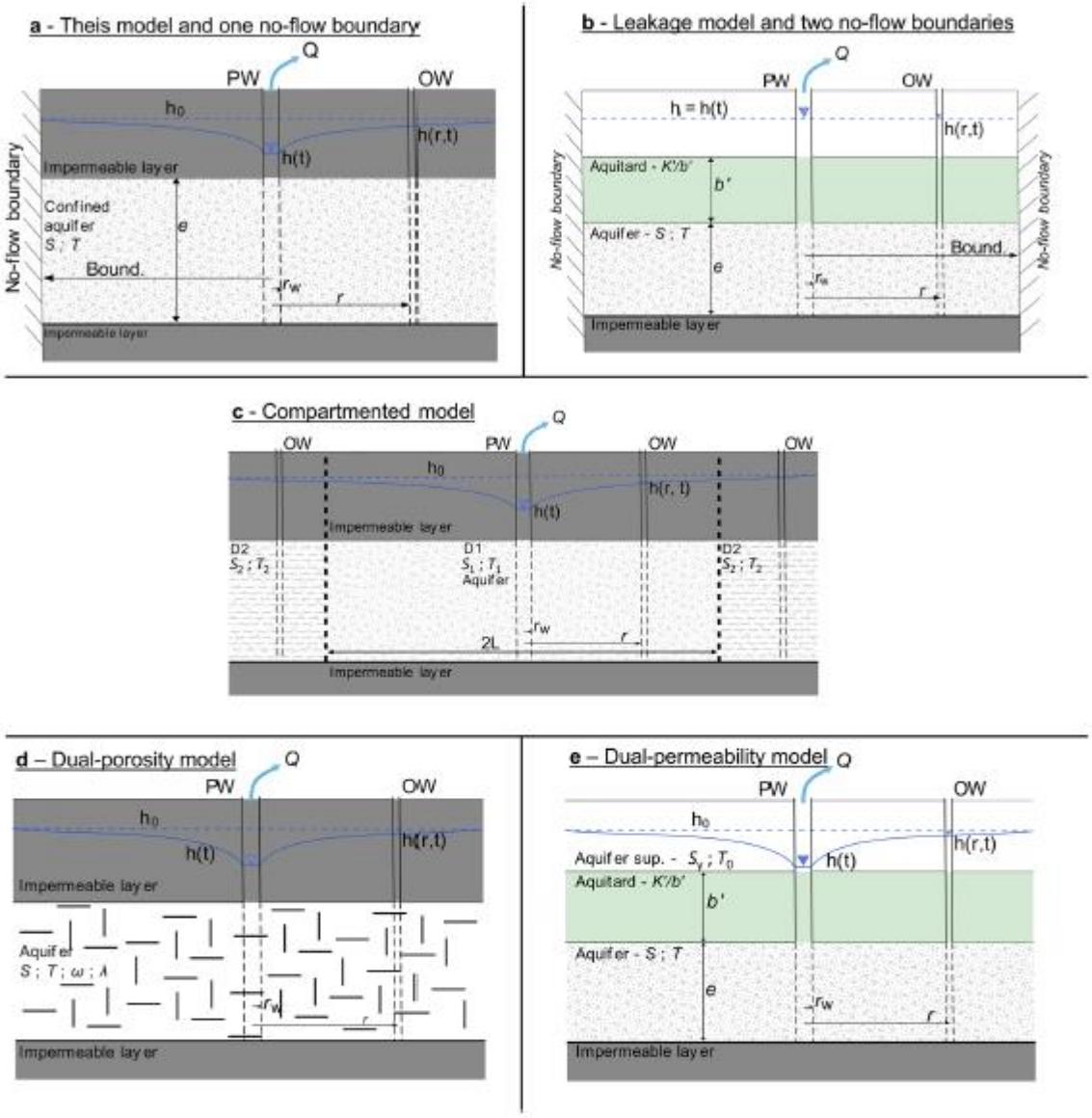


Fig. 3 Five conceptual cross-sections of the five analytical solutions used. Each parameter given in the report is drawn on the five figures, respectively, for each model (modified from **a**–**b** Kruseman and Ridder 1991; **c** Dewandel et al. 2014; **d** Moench 1984; **e** Hunt and Scott 2007)

high-permeability and secondary porosity fissures. In an alluvial plain, the dual-porosity model can be interpreted as thin stratigraphic sequences of differing permeability (Horne 1990; Bourdet 2002). In Moench's model, a fracture skin parameter was implemented to delay the hydraulic responses of the low-permeability matrix to the high-permeability medium ("a thin skin of low-permeability material, deposited on the surface of the blocks and fissures", Moench 1984). The model estimates T and S for the two interacting media and two other specific parameters: (1) a storativity ratio $\omega = \frac{S_f}{S_f+S_m}$ with S_f the specific storage of the high-permeability zone and S_m the specific storage of the matrix; and (2) an interporosity flow coefficient $\lambda = \alpha r_w{}^2 \frac{K_m}{K_f}$ where α is related to the geometry of the high-permeability medium, r_w the radius of the well, and remaining

terms are the ratio of the hydraulic conductivity of the low-permeability zone (K_m) to the high-permeability zone (K_f).

The sixth model is a dual-permeability model, adapted to a multi-layered aquifer composed of three layers, from bottom to the ground surface: a confined aquifer overlaid by a semipermeable layer and then a top unconfined shallow aquifer (Hunt and Scott 2007; Fig. 3e). Pumping applies to the confined aquifer. This model is similar to Hantush's (1956) analytical solution, except that here, the pumping in the deep aquifer causes the water-table decline of the top layer. The flow in the semipermeable layer is still vertical; therefore, a delayed flow from the unconfined aquifer to the pumped aquifer is considered. In this case, each layer is characterized by its own hydrodynamic parameters: (1) T and S for the pumped aquifer; (2) K'/b' for the semipermeable layer; (3) specific yield S_y and transmissivity T_0 for the shallow unconfined aquifer. Considering the geological context, as for Hantush's model, a dual-permeability model could be satisfactory for a fluvial reservoir. Other analytical models exist, for instance unconfined aquifers (Neuman 1972), or a well intercepting fractures (Gringarten and Ramey 1974; Dewandel et al. 2018), but they were not applied since the aquifer is confined, and there were no faults described in the geological survey of the fluvial deposits.

Results

Log-derivative drawdown at the pumping well

Drawdown and its log-derivative for the F2 pumping test are plotted in Fig.4 (black diamond and black empty circle respectively) for data at the PW. The nonuniqueness of the diagnostic plot leads to two interpretations in this study case. The first interpretation of the diagnostic plot shows a sequence of four flow regimes (Fig. 4a): (1) the increase and decrease of the log-derivative from the start to 15 min corresponds to a wellbore storage effect and a short transition period; (2) from 15 to 70 min, a short radial flow regime appears with a near zero slope; (3) from 70 to 1,500 min, a linear flow regime occurs with a 0.5 slope; and (4) from 1,500 min to the end of the test, the log-derivative forms a plateau corresponding to a late radial flow regime (zero slope). This sequence of radial-linear-radial flow regime has been observed for channelized or compartmented aquifers (Corbett et al. 2012; Dewandel et al. 2014). A leaky aquifer model with two no-flow boundaries can also be representative of this sequence, if a semipermeable layer is assumed (Hantush 1956). The second interpretation shows three flow regimes (Fig. 4b): (1) the wellbore storage effect from the beginning to 10 min; (2) from 10 to 1,500 min, a U-shape appears on the drawdown log-derivative; and (3) a late radial flow regime from 1,500 min to the end of the test. Here, the U-shape is characteristic of the dual-porosity or dual-permeability models considered by Moench (1984) and Hunt and Scott (2007) respectively. Conceptually, the multiple readings of the log-derivative drawdown imply that several models need to be tested, and in this case perfectly illustrate the nonuniqueness of the diagnostic plot analysis. An issue must be addressed on the wellbore storage period: the 1-min time-step is insufficient to clearly identify this period, as it should be defined by a straight-line unit slope on a log-log plot on the drawdown and its derivative at early time. Here, the wellbore storage effect is characterized by a hump of the derivative curve following the early-time 1-slope.

Figure 4c shows the results for the six models considered here (previously presented in the section "Models"). Each model considers the well-bore storage properly and reproduces adequately the late radial flow that corresponds to the global aquifer response. The Theis model, with or without one no-flow boundary, does not reproduce the U-shape or the linear behaviour of the log-derivative signal properly. Regarding the calculated drawdown, the Theis solution underestimates the observation at early time and tends to be a good fit at late time. The radial flow regime on the drawdown log-derivative associated with the Theis analytical solution clearly appears on Fig. 4c, with a plateau beginning just after the wellbore storage effect. The transmissivity values identified using the Theis model with or without one no-flow boundary are 9.0×10^{-2} and 5.0×10^{-2} m^2/s, respectively. The last four models also propose a good fit on drawdown and log-derivative for the late radial flow regime of the pumping test. Model calibration gives respectively the following global transmissivity values: (1) 1.4×10^{-1} m^2/s for the leakage model with two no-flow boundaries; (2) $T_1 = 1.5\times10^{-1}$ m^2/s and $T_2 = 2.3\times10^{-2}$ m^2/s for the compartmented model; (3) 4.8×10^{-2} m^2/s for the dual-porosity model; and (4) 4.0×10^{-2} m^2/s for the dual-permeability model. A difference of about a factor of 3 can be noted between the minimum and maximum values, but all these results are suitable for a fluvial aquifer. One main result is that given the good fit of the six models to the late radial flow regime, a basic Theis model leads to a relevant estimation of the global aquifer responses with a calibration of the model focused on the late data. However, it fails to propose a good description of the aquifer geometry relative to the early sequence of flow regimes. The two models using the Theis solution were therefore discarded in the following analyses.

Finally, the last four models (leaky, compartmented, dual-porosity and dual-permeability) explain the whole test at the pumping well, reproducing the two sequences of flow regime presented previously. In addition, each model is realistic from a geological standpoint.

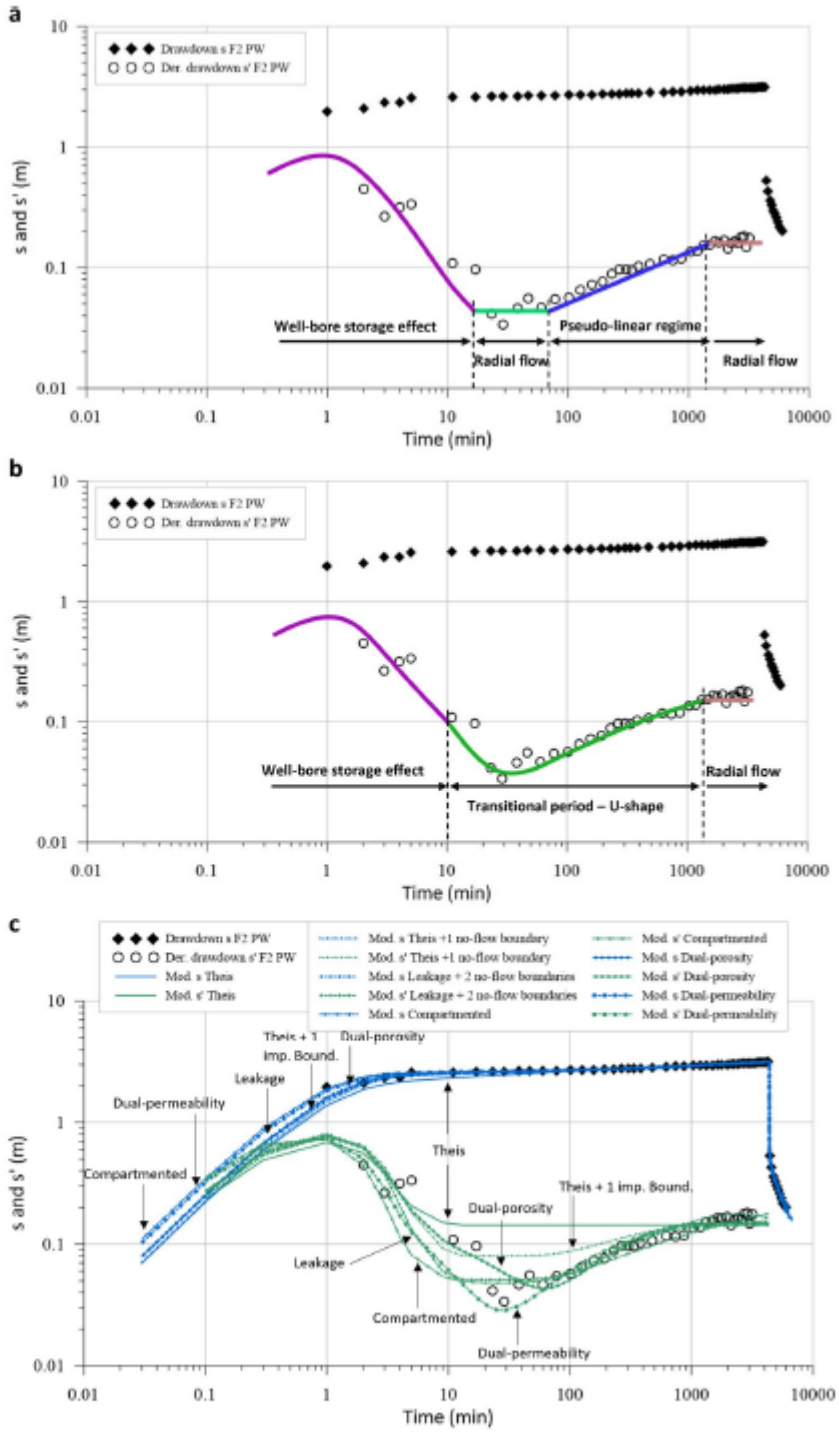
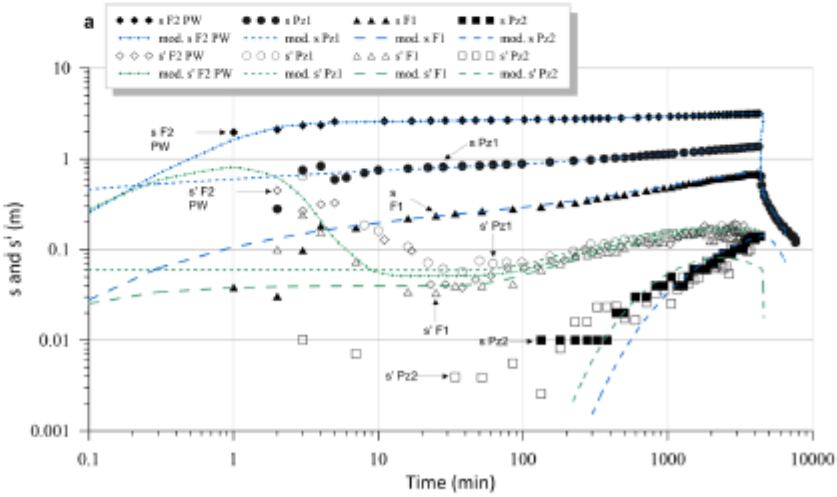


Fig. 4 **a–c** Drawdown (*s*, black diamond) and its derivative (*s'*, black empty circle) for the pumping-test in borehole F2 PW (20–23 September 2018). Two interpretations of the diagnostic plot are presented in Fig. 4a,b. **a** Four flow regimes are described with a well-bore storage effect from 1 to 15 min (purple line), then a first radial flow from 15 to 70 min (green line), then a pseudo-linear regime from 70 to 1500 min (blue line) and a late radial flow regime from 1,500 min to the end of the pumping test (brown line). This flow regime succession implies a vertically compartmented aquifer or a leaky aquifer with two no-flow boundaries. **b** Three flow regimes are described with a well-bore storage effect from 1 to 10 min (purple line), then a U-shape from 10 to 1,500 min (green line) and a late radial flow regime from 1,500 min to the end of the pumping test (brown line). This succession of flow regimes leads to a dual-porosity or a dual-permeability model. **c** The calculated drawdown from six analytical solutions (Theis, Theis + one no-flow boundary, leakage + two no-flow boundaries, compartmented, dual-porosity, dual-permeability) are shown in various blue curves, and the corresponding derivative signals are shown in various green curves. The Theis analytical solution is displayed as an example of a standard interpretation with the assumption of a homogeneous, isotropic, and infinite confined aquifer

Drawdown and modelling in the PW and OWs

To reduce model ambiguities, the drawdown at the three OWs (Pz1, Pz2, F1) was simulated using each of the four models. Results on the PW and the OWs are plotted in Figs. 5, 6, 7 and 8, respectively for each model (leaky, compartmented, dual-porosity and dual-permeability), giving the drawdown and the log-derivative. For each well, the estimated hydrodynamic parameters are displayed in the tables below the graphs on the figures. An inability to match all of the data with a single set of model parameters is a demonstration that either the model is not appropriate or that one or more of the observation wells is located in a zone that has properties that are substantially different from the pumped aquifer. Table 2 (see 'Appendix') summarizes the main hydrodynamics parameters deduced from the six models. The root mean square error (RMSE) is also calculated between modelled and observed data as a common statistical tool to evaluate the accuracy of the fitting (Oehlmann et al. 2015; Giese et al. 2018). RMSE presents a rather small range of values on the pumping well, from 0.01 to 0.17 m, for a total drawdown of 3.15 m. For the observation wells, the RMSE remains between 0.02 and 0.22 m, with the minimum values measured at Pz2 and the maximum at Pz1 (Table 2). These values do not enable choice of one model over another. The observations are as follows:

– *Leaky aquifer model with two no-flow boundaries* (Fig. 5). The model simulates the wellbore storage effect (from the start of pumping to 15 min), followed by a first radial flow regime (15–70 min). Then, a pseudo-linear effect (70–1,500 min) is modelled by two parallel no-flow boundaries. The late-time radial flow regime (1,500 min to the end) includes little leakage effect. The evaluated transmissivity and the storage coefficient value which fit the data show some variation between the PW and the three OWs with values ranging from 1.2×10^{-1} to 1.8×10^{-1} m²/s, and from 3.0×10^{-1} to 4.0×10^{-7} respectively. The evaluation of the storage coefficient appears more complex with a variation within four orders of magnitude between the PW and the Pz2 OW. It was not possible to propose a similar set of values between the PW and the Pz1 OW, although there is only 42 m between both wells. An attempt was made by varying the anisotropy (anisotropy in transmissivity in the x,y plane) to reduce storage coefficient variations (not presented in Fig. 5), to test a more complex aquifer scheme, but the anisotropy factor would have had to be forced to be about 10,000 (ratio T_y/T_x) for Pz1, which corresponds to an unrealistically high value, inconsistent with the hydrogeological context. The highest value of the storage coefficient is simulated at the Pz2 OW with a value of 3.0×10^{-1}, usually interpreted as an unconfined aquifer, which is inconsistent with the geological context (semiconfined aquifer). The log-derivative signal observed in Pz2 shows that the drawdown is still in transient behaviour, even at late-time during the pumping test. It could be explained by (1) a large distance between PW and Pz2 (311 m), or (2) Pz2 could be less connected to the main aquifer and have a slower response. The same type of difference is



b

	r_w and r (m)	T (m²/s)	S (-)	K/b' (s⁻¹)	Bound. 1 (m)	Bound. 2 (m)	Anisotropy T_y/T_x	Well losses (s/(m/s))	Wellbore storage (m)	RMSE (m)
F2 PW	0.17	1.4×10^{-1}	6.0×10^{-5}	2.0×10^{-10}	5790	5790	1	200	0.8	0.17
Pz1	42	1.2×10^{-1}	4.0×10^{-7}	2.0×10^{-11}	620	620	1	-	-	0.22
F1	170	1.8×10^{-1}	6.0×10^{-5}	2.0×10^{-10}	5690	5690	1	-	-	0.03
Pz2	311	1.5×10^{-1}	3.0×10^{-1}	1.8×10^{-7}	91	91	1	-	-	0.02

Fig. 5 **a** Drawdown and derivative in log-log scale of the leaky aquifer model with two no-flow boundaries applied to the pumping well (F2) and the three observation wells (F1, Pz1, Pz2). For each well, the calculated drawdown is shown in the blue-dashed curve, and its derivative in the green-dashed curve. **b** The table displays the model parameters and the RMSE for the PW and OWs

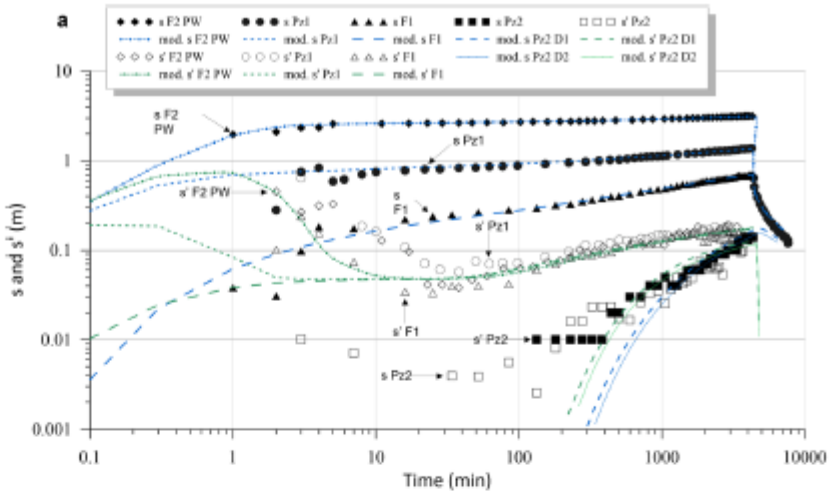


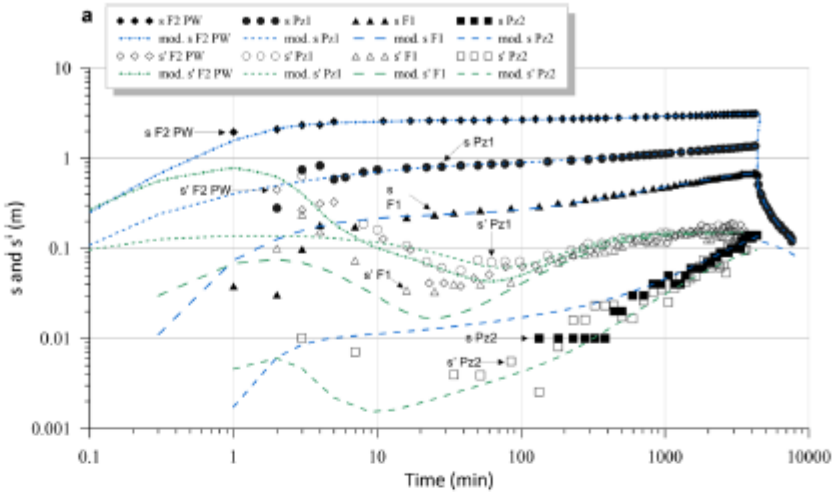
Fig. 6 **a** Drawdown and derivative in log-log scale of the compartmented aquifer model applied to the pumping well (F2) and the three observation wells (F1, Pz1, Pz2). For each well, the calculated drawdown is shown in the blue-dashed curve, and its derivative in the green-dashed curve. **b** The table displays the model parameters and the RMSE for the PW and OWs. Two interpretations are proposed for Pz2 OW, either Pz2 located in D1 or in D2

b	r_w and r (m)	T_1_comp. D1 (m^2/s)	S_1_comp. D1	T_2_comp. D2 (m^2/s)	S_2_comp. D2	2L_comp. D1 (m)	Aniso_T_x/T_y comp. D1	Welllosses (s^2/m^2)	Wellbore storage (m)	RMSE (m)
F2 PW	0.17	1.5×10^{-1}	5.0×10^{-1}	2.3×10^{-2}	1.3×10^{-1}	464	1	135	0.4	0.01
Pz1	42	1.5×10^{-1}	6.0×10^{-4}	2.5×10^{-2}	4.0×10^{-6}	283	8000	-	-	0.22
F1	170	1.5×10^{-1}	6.0×10^{-4}	2.4×10^{-2}	1.8×10^{-4}	1710	6	-	-	0.07
Pz2	311	1.3×10^{-1}	5.0×10^{-1}	7.0×10^{-19}	1.5×10^{-9}	$1.6*10^{6}$	1	-	-	0.13
Pz2 Interpreted as in comp. D2	311	1.5×10^{-1}	2.0×10^{-1}	2.3×10^{-2}	4.0×10^{-3}	276	8	-	-	0.06

observed for the ratio K'/b' with a variation of two orders of magnitude between PW and Pz1. This difference in the K'/b' ratio is up to five orders of magnitude between Pz1 and Pz2. To reproduce the pseudo-linear log-derivative signal with the leakage model, two no-flow boundaries were added. The calibrated models give distances to the boundaries ranging from 91 to 5,790 m, once again inconsistent between one simulation to another, and with the geological context. Based on PW and OW data, the leaky aquifer model is not the appropriate model for the case study.

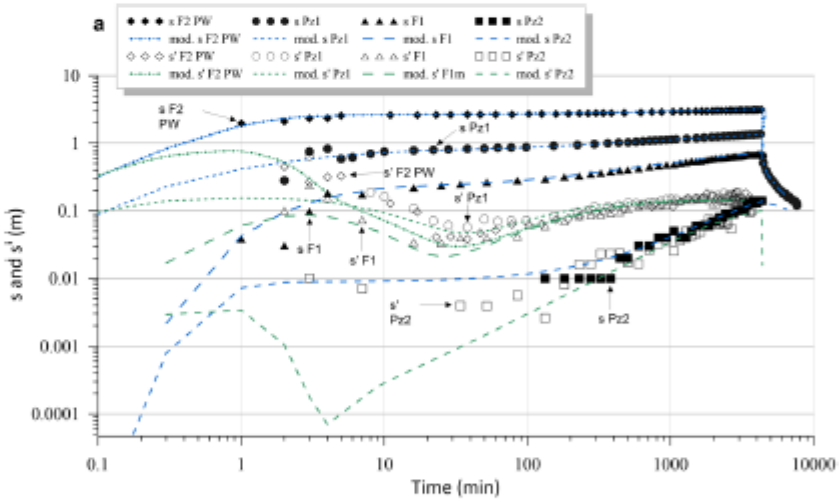
– *Compartmented aquifer* (Fig. 6). The first 15 min are still described by the wellbore storage effect. Then, the first radial flow (15–70 min) corresponds to the properties of compartment D1, the one where the well is sited (Fig. 3). The pseudo-linear behaviour can be interpreted as the propagation of the pressure to two parallel compartments (D2) with properties differing from D1. Finally, the late-time radial flow regime (from 1,500 min to the end) represents the average behaviour of the external aquifers, and thus the average transmissivity of the two external compartments (i.e. D2). The models give similar values of transmissivity for F2 PW, Pz1 OW and F1 OW, which were used to estimate the properties of compartments D1 and D2: $T_1 = 1.5\times10^{-1}$ m²/s and $T_2 = 2.3\times10^{-2}$ m²/s. However, for Pz2 OW, two models were proposed with the well located either in the central compartment (i.e. in D1), or in one of the two external compartments (i.e. in D2). With Pz2 OW located in D1, the calibrated parameters T_1, S_1, T_2 and S_2 were inconsistent (S_1 too high, T_2 too low), whereas results were relevant when Pz2 is located in D2. The remaining parameters are more problematic. The storage coefficients S_1 and S_2 (Fig. 6) show an unexpected large difference of two to four orders of magnitude between the PW and the OWs. In addition, varying the anisotropy ratio in compartment D1 was also tested, without any improvements, similarly to the previous model. Anisotropy variations spanning over several orders of magnitude and unrealistic values (up to 8,000 for Pz1) were obtained. From the combined modelling on PW and OWs, one may conclude that the compartmented model is not appropriate either.

– *Dual-porosity model* (Fig. 7). The first 10 min correctly describes the wellbore storage effect similarly to the other models. Then, the U-shape log-derivative behaviour (10–1,500 min) can be interpreted as the response of the matrix, a low-permeability but porous medium, that feeds the most permeable medium. Note that the early first radial flow corresponding to the properties of the most permeable zones is masked by the wellbore storage effect. Then, the late-time radial flow exhibits the global response of the aquifer; the plateau value gives an estimation of the transmissivity of the most permeable zones. With this model, the whole data set can be reproduced with a constant set of parameter values (T_f, S_f, K_m and S_m, respectively 4.8×10^{-2} m²/s, 2.0×10^{-4}, 1.0×10^{-7} to 2.0×10^{-6} m/s, 1.4 to 9.0×10^{-3}). The parameter set using Pz2 OW



b	r_w and r (m)	T_f (m²/s)	S_f	K_m (m/s)	S_m	α (m⁻²)	Fract. Skin	ω ($S_f/(S_f+S_m)$)	λ ($\alpha r_w^2 \frac{K_m}{K_f}$)	Well losses (s²/m²)	Wellbore storage (m)	RMSE (m)
F2 PW	0.17	4.8×10^{-2}	2.0×10^{-4}	1.1×10^{-7}	2.4×10^{-3}	5	1.5	8.2×10^{-2}	4.2×10^{-6}	45	0.8	0.09
Pz1	42	4.8×10^{-2}	2.5×10^{-4}	1.0×10^{-7}	1.4×10^{-3}	5	2	1.2×10^{-1}	3.9×10^{-6}	-	-	0.15
F1	170	4.8×10^{-2}	2.0×10^{-4}	6.0×10^{-7}	9.0×10^{-3}	5	2	2.2×10^{-2}	2.5×10^{-5}	-	-	0.15
Pz2	311	4.8×10^{-2}	2.0×10^{-4}	2.0×10^{-6}	1.7×10^{-1}	5	1	1.2×10^{-3}	7.8×10^{-5}	-	-	0.02

Fig. 7 **a** Drawdown and derivative in log-log scale of the dual-porosity aquifer model applied to the pumping well (F2) and the three observation wells (F1, Pz1, Pz2). For each well, the calculated drawdown is shown in the blue-dashed curve, and its derivative in the green-dashed curve. **b** The table displays the model parameters and the RMSE for the PW and OWs



b	r_w and r (m)	T (m²/s)	S (-)	K'/b' (s⁻¹)	T_0 (m²/s)	S_y (-)	Well losses (s²/m⁴)	Wellbore storage (m)	RMSE (m)
F2 PW	0.17	4.0×10^{-2}	3.0×10^{-4}	7.5×10^{-7}	8.5×10^{-3}	8.0×10^{-5}	0	0.7	0.11
Pz1	42	4.0×10^{-2}	3.0×10^{-4}	3.5×10^{-7}	8.0×10^{-3}	3.0×10^{-5}	-	-	0.29
F1	170	4.0×10^{-2}	3.0×10^{-4}	7.0×10^{-7}	8.0×10^{-3}	8.0×10^{-5}	-	-	0.04
Pz2	311	4.0×10^{-2}	3.0×10^{-4}	1.0×10^{-8}	8.0×10^{-3}	9.0×10^{-5}	-	-	0.03

Fig. 8 **a** Drawdown and derivative in log-log scale of the dual-permeability aquifer model applied to the pumping well (F2) and the three observation wells (F1, Pz1, Pz2). For each well, the calculated drawdown is shown in the blue-dashed curve, and its derivative in the green-dashed curve. **b** The table displays the model parameters and the RMSE for the PW and OWs

data is the only one that differs slightly, with a large S_m value (1.7×10^{-1}). Conceptually, this would mean that Pz2 is in a low-permeability zone to explain the low measured drawdown (matrix); however, the geological information (stratigraphic logs, Fig. 1c) does not indicate such a difference as compared to PW and the other OWs, and field observation during the drilling of Pz2 showed large influx of water, with the water inlet at about 20 m depth, corresponding to the confined aquifer observed in F1. The parameters ω and λ remain within a very similar range in the PW and the different OWs, except for the Pz2 OW, a difference that is

directly associated with its S_m value. The plausibility of the parameters makes the dual-porosity model a reasonable candidate to represent the behaviour of the whole aquifer.

– *Dual-permeability model* (Fig. 8). The beginning of the test (start to 10 min) also corresponds to the wellbore storage effect. Then, the U-shape (10–1,500 min) shows the effect of leakage from the upper unconfined aquifer to the deep exploited semiconfined aquifer. Similar to the dual-porosity model, the early first radial flow corresponding to the properties of the pumped aquifer layer is masked by the wellbore storage effect. At late time, the radial flow regime shows the global response of the multilayer aquifer. Here, the plateau value gives the sum of the layer's transmissivity ($T+T_0$). The flow in the aquifer is horizontal, whereas the flow through the aquitard is assumed to be vertical. With the dual-permeability model, a fairly homogeneous set of parameters can be proposed for the whole data set (i.e. for PW and OWs) with $T=4.0\times10^{-2}$ m^2/s, $S=3.0\times10^{-4}$ and K'/b' with a variation of ranging from 1.0×10^{-8} to 7.5×10^{-7} s^{-1}. Regarding the top aquifer, a lower transmissivity $T_0=8.0$ to 8.5×10^{-3} m^2/s and a higher specific yield $S_y=3.0$ to 9.0×10^{-3} were obtained. According to the calibrated parameters (i.e. plausible and homogeneous set) and the hydrogeological context, the dual-permeability model appears to be the best model in this case. This conclusion is supported by the combined analysis of the log-derivative signal based on both the PW and the OWs. Based solely on the PW (Fig. 4c), such an identification was impossible given the similar aspect of the derivative curves of the tested models.

Discussion

Iterative approach between diagnostic plot analysis and modelling to give insight into the conceptual model and water flows

In this study, the first step was to apply the Theis model to pumping-well drawdown data (drawdown and its log-derivative, Fig. 4). The results clearly showed that the Theis model is not suitable to reproduce the log-derivative signal and therefore to propose a relevant interpretation for the pumping test. Although a radial model is not acceptable here to describe the entire log-derivative signal, interpreting the late-time signal provides a good estimation of the long-term behaviour of the aquifer, and probably also some valuable information concerning the average aquifer transmissivity. Indeed, whether the aquifer is horizontally stratified, vertically compartmented, or characterized by dual-porosity or dual-permeability properties, at late time all these aquifer systems are characterized by a radial flow corresponding to the global aquifer transmissivity of the system (Theis 1935; Hantush 1956; Moench 1984; Hunt and Scott 2007; Dewandel et al. 2014). However, use of the Theis solution in such a case does not provide relevant information about the type of aquifer investigated by the test, nor about its geometrical structure. The Theis model with one no-flow boundary does not reproduce the log-derivative signal (Fig. 4c), even though the no-flow boundary does reproduce at medium time an increase in the derivative which can be erroneously attributed to a linear flow regime.

Al-Bemani et al. (2003) and Hammond and Field (2014) applied numerous analytical solutions to drawdown and log-derivative data solely at the pumping well. In the present study, the results obtained from the pumping-well data only are not sufficient to discriminate between the tested models, whether from their fits or their evaluated parameters, which appeared realistic whatever the model used. Consequently, each model applied to the PW is an acceptable candidate that may describe the hydrogeological context. Lods et al. (2020) proposed to improve understanding by conducting cross-borehole pumping tests with curve-fitting using several models, but without the use of the log-derivative signal to constrain the tested models. Moreover, only one pumping well is commonly tested in the framework of a water-supply pumping-plant characterization. Consequently, interpretation is limited to one pumping test with drawdown monitored at the pumping well and sometimes at a few observation wells. Bourdet's algorithm was adopted in this study to smooth the log-derivative signal although studies have assessed its limitations regarding noisy signal (Lane et al. 1991; Escobar et al. 2004). The B-spline algorithm presents valuable improvements on the smoothing of the diagnostic plot and the use of the second-derivative response might assess the nonuniqueness problem of the diagnostic plot (Tago and Hernández-Espriú 2018). Here, the nonuniqueness issue is tackled down using four plausible analytical solutions, and the main argument to choose one over the others is a homogeneous and plausible set of hydraulic parameters. The diagnostic plot, with its limitations, remains only a first step in well-test interpretation, and modelling should be performed to conclude on an appropriate model. To better understand the groundwater flows and storage in the fluvial aquifer, models were selected based on their ability to describe the intermediate behaviour (radial-linear-radial or U-shaped) and the late radial flow regime of the log-derivative, and four other models were selected and applied to the PW and OWs. Fluvial deposits (e.g., braided and/or meandering environments) are systems formed by

the transport and deposit of sediments along river channels. Such deposits create layered systems in which the connection between layers controls the flow (Ferroud et al. 2018). For this second step of the procedure, the first model was a leaky aquifer embedded between two parallel no-flow boundaries (Hantush 1956). In this case no-flow boundaries can also characterize facies variation between high- and low-permeability structures. The second model was a vertically stratified, or compartmented aquifer (Dewandel et al. 2014). This kind of model is represented by linear flow, in an elongated aquifer or an aquifer laterally restricted by low-conductivity aquifers, as reported in highly channelized fluvial systems (Zheng et al. 2003; Bowling et al. 2005; Corbett et al. 2012; Ferroud et al. 2018). The third model was a dual-porosity aquifer (Moench 1984), which can be represented by a patchwork of high- and low-permeability deposits, as observed in a floodplain-meandering river system (Slatt 2013). The fourth and last model was a dual-permeability aquifer (Hunt and Scott 2007) usually applied for layered aquifers. This horizontally layered structure occurs in a fluvial deposit sequence at the megascopic scale (Issautier et al. 2014), corresponding to a multilayered sequence of braided-river deposits and flood-plain deposits (Slatt 2013). Dual-property models applied to the case studied gave the best fits on PW and OW data, and between the two models the dual-permeability model gave the most relevant aquifer parameter values. Furthermore, the models gave the calibrated well losses. The well-losses value for the dual-permeability model (0 s^2/m^5) was unexpected and may reveal that the actual radius of the well increased. Enlarging the well radius in the model can be balanced by well losses, without changing other parameters previously calibrated. Going back to the step-drawdown and long-duration pumping test results, it was already observed that the PW developed during the tests. This well was an old well, dug in 1968, and the gravel pack surrounding the screen may have partially collapse or be highly permeable, enlarging the effective radius of the pumping well. Its results present an underestimation of the well losses with the model, but it has no effect on the aquifer parameters calibrated on the observation wells.

In a fluvial context, Corbett et al. (2012) and Corbett and Duarte (2018) showed that well-test responses can produce a specific log-derivative signature, with a sequence of three flow regimes: radial, linear, and late-time radial. The intermediate linear flow, called "ramp effect", may be observed if the communication between layers is laterally and/or vertically restricted, and could be associated with a channelized or multilayer aquifer. Corbett et al. (2012) pointed out that the "ramp effect" may be observed in dual-permeability layered reservoirs when the vertical flow increases due to the hydraulic head decrease in the high-permeability layer. In the well diagnostic presented previously, this "ramp effect" is comparable to the 0.5 slope observed in the transitional period (U-shape, Fig. 4b). Moreover, even if the dual-permeability model was successfully applied, the aquifer is not a simple layered aquifer. Corbett et al. (2012) and Corbett and Duarte (2018) also showed that for a pumping test the drawdown in fact bypasses the lower-permeability regions (usually the inter-channel volumes). Thus, regarding the late radial flow regime observed and simulated here, which is usually associated with a homogeneous medium, one should be aware of the highly heterogeneous structure of this aquifer. It might lead to preferential flow through the 3D network of connected permeable paths. Finally, in fluvial architecture, a wide range of superposed heterogeneity scales may be distinguished. Issautier et al. (2014) studied the impact of fluvial reservoir heterogeneity on connectivity and defined four major scales and their associated heterogeneity. Here, the pumping test explored the megascopic scale, i.e. the heterogeneity and the connectivity of the entire deposits of the alluvial plain. Intra-layer heterogeneity exists either in braided-river deposits, as the presence of some shale beds, and between channels in floodplain meandering river systems. These scales are deduced from stratigraphic observations and correlations between boreholes but are not inferred directly from the pumping test at the aquifer scale. In this study, observation wells were used to investigate an alternative conceptual model and were of primary value in showing the connectivity between permeable layers or lenses in the fluvial reservoir.

Geological structure of the aquifer

A combined approach with hydrodynamical and geological data is essential to propose robust conceptual models of aquifers (Massonnat and Bandiziol 1991; Zheng et al. 2003). A schematic conceptual model of the studied fluvial aquifer is proposed in Fig. 9. This scheme was inferred using previous geological data (Caillol et al. 1968; Durozoy 1972) and information provided by the pumping test conducted in the present study. Several interpretations regarding fluvial deposit processes are proposed here. First, the diagnostic–model approach leads to a multilayer system that confirms the vertical lithology described at the pumping well and in the three observation wells with: (1) a confined gravelly aquifer that may have been formed from divagation of the Huveaune River, and (2) a 20-m thick marly layer corresponding to floodplain deposits, characterized by a low-energy water flow (Melton 1936; Nanson and Croke 1992; Waters and Rivers Commission 2002). Nevertheless, stratigraphic profiles north and east of the F1 and F2 wells show alternations of several gravelly layers, marly and clayey layers, and sandy layers.

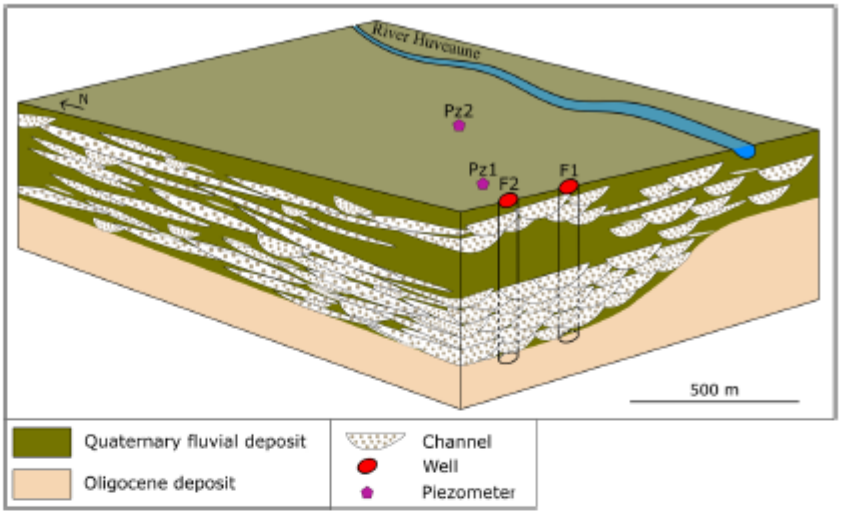


Fig. 9 Conceptual model of the alluvial aquifer using pumping test interpretation by diagnostic plot and modelling, and geological knowledge

These alternations indicate different deposit processes as compared to the confined aquifer area. This could be associated with a lateral migration of the Huveaune River as the result of a meandering behaviour (Waters and Rivers Commission 2002). The Huveaune River plain in the area of the city of Aubagne, which has not been specifically described in terms of geological genesis in the literature, appears to be a typical stratigraphic stacking pattern sequence for fluvial deposits (Slatt 2013; Issautier et al. 2014). From the base upward, it shows that:

- A basal erosion surface incised the Oligocene datum (Fig. 1b, 9).
- A lower braided-river deposit fills the valley, with low accommodation space. These deposits, generally considered as highly laterally continuous over much or all the width of the braidplain, constitute the main confined aquifer tapped by pumping-well F2. The early time of the pumping test (from 10 to 15 to 70 min) investigated this confined aquifer in the vicinity of the pumping well.
- Regarding the genesis of the stratigraphic sequence, as the available space increased with aggradation in the transgressive systems tract, deposits graded from low-wandering sinuous to high-wandering sinuous systems (from a multistory meander belt to a single-story meander belt) in a floodplain-meandering river system. This gave a 3D network of channel belts that are more or less connected to the main aquifer, highlighted by the dual-permeability response of the pumping test ("ramp effect" or U-shape transitional period and late radial).
- In the last stage, previous deposits were capped by high-stand floodplain or meandering-river deposits, depending on the available space and sedimentary supply.

Regarding the alluvial plain, other formations are present at the outcrop scale, as shown on Fig. 1. The eastern part is defined as an alluvial fan on top of fluvial alluvium or on top of the Oligocene deposits (Wurmian alluvial fan, Fig. 1). The southern part of the alluvial plain was once a swampy area that resulted in the accumulation of about 30-m-thick sediments comprising silty marl, clay, sandy clay, or silty sand, on top of Cretaceous materials (Quaternary silts, Fig. 1). This zone could be related to the eastern alluvial fan. These two formations are not represented in the conceptual model (Fig. 9) as they were not investigated by the pumping test. Moreover, the Huveaune River is assumed to be disconnected from its alluvial plain based on the piezometric data (Fig. 1; Gandolfi and Imbault 2014) and due to the deviation of the river in the 1970s. The log-derivative signal analysis does not show evidence of the effect of a fixed-head boundary, suggesting that the river is not connected to the aquifer (Figs. 4 and 9).

Conclusions

Alluvial aquifers are often viewed as homogeneous structures and pumping test drawdowns are commonly interpreted using the Theis solution. While this solution and its associated assumptions might be suitable for long-term interpretations, it is not appropriate to properly characterize the drawdown at early or intermediate times and thus to

define the geometry or the heterogeneity of the aquifer. The use of the drawdown log-derivative s', formalized by Bourdet et al. (1989), improves the interpretation by better constraining the various flow regimes successively observed during a pumping test. From the flow regime succession, conceptual models and analytical solutions are available in the literature to model aquifers, and therefore to define their intrinsic parameters. Based on a 3-day pumping test in an alluvial aquifer, several conclusions, either methodological or local, to improve the knowledge of the tested aquifer, can be drawn. First, the log-derivative signal analysis leads to four adequate models on the PW, showing that the diagnostic can be nonunivocal. To overcome this issue, drawdown, and its log-derivative on three OWs were interpreted for each model to ascertain a unique and suitable model, through curve-fitting and fitted hydrodynamic parameters. A dual-permeability model was selected, which implies a multilayer geometry within a confined exploited aquifer. Geological data underline a more complex system related to alluvial deposit processes with high heterogeneity from the microscopic to macroscopic scales. However, the correlation between the chosen analytical model and geological data led to better knowledge of the geometry and the structure of the alluvial plain, and thus to proposing a 3D conceptual model at the megascopic scale. This contribution is particularly valuable by bringing the approach combining well diagnostic-modelling-geological data to the fore as a means to identify aquifer heterogeneities, and thus to improve water resource management. Other data sources, such as well logging, geophysical and geochemical data, etc., can also be used to achieve this objective. It might also be of interest to promote the use of diagnostic plot analysis and modelling to enhance the pumping test interpretation.

Appendix

Table 1 List of symbols

Symbols	Parameters	Models	Units
r_w or r	Well radius or distance between PW and OWs	All models	m
T	Transmissivity of the aquifer	Theis, Theis + one no-flow boundary, leakage and dual-permeability models	m^2/s
T_1, T_2	Transmissivity of the two compartments D1 and D2	Compartmented model	m^2/s
S	Storage coefficient	Theis, Theis + one no-flow boundary, leakage and dual-permeability models	Dimensionless (–)
S_1, S_2	Storage coefficient of the two compartments D1 and D2	Compartmented model	Dimensionless (–)
K'/b'	Leakage coefficient	Leakage and dual-permeability models	s^{-1}
Bound	Distance between PW and the boundary	Theis + one no-flow boundary and leakage model	m
T_0	Transmissivity of the shallow aquifer	Dual-permeability model	m^2/s
S_y	Specific yield of the shallow aquifer	Dual-permeability model	Dimensionless (–)
$2L$	Width of compartment D1	Compartmented model	m
T_f	Transmissivity of the high-permeability medium	Dual-porosity model	m^2/s
S_f	Specific storage of the high-permeability medium	Dual-porosity model	m^{-1}
K_m	Hydraulic conductivity of the low-permeability medium	Dual-porosity model	m/s
S_m	Specific storage of the low-permeability medium	Dual-porosity model	m^{-1}
α	Parameter related to the geometry of the high-permeability medium	Dual-porosity model	m^{-2}
ω	Storativity ratio	Dual-porosity model	Dimensionless (–)
λ	Interporosity flow coefficient	Dual-porosity model	Dimensionless (–)

Table 2 Table displaying the parameters calibrated for each analytical solution applied to pumping test data performed on pumping-well (PW) F2 and on the three observation wells (OWs) F1, Pz1 and Pz2

Models	Pumping and observation wells	Pumped aquifer		Second aquifer		Aquitard		
		T (m²/s)	S (–)	T (m²/s)	S (–)	K'/b' (s^{-1})	RMSE (m)	Comments (see also section 'Models')
Theis (1935)	F2 PW	5.0×10^{-2}	9.0×10^{-4}	–	–	–	–	–
Theis + one no-flow boundary	F2 PW	9.0×10^{-2}	5.0×10^{-4}	–	–	–	–	–
Leakage model (Hantush 1956)	F2 PW	1.4×10^{-1}	6.0×10^{-5}	–	–	2.0×10^{-10}	0.17	Pumped aquifer is characterized by T and S. Aquitard is defined by K'/b'
	Pz1	1.2×10^{-1}	4.0×10^{-7}	–	–	2.0×10^{-12}	0.22	
	F1	1.8×10^{-1}	6.0×10^{-5}	–	–	2.0×10^{-10}	0.03	
	Pz2	1.5×10^{-1}	3.0×10^{-1}	–	–	1.8×10^{-7}	0.03	
Compartmented model (Dewandel et al. (2014)	F2 PW	1.5×10^{-1}	3.0×10^{-2}	2.3×10^{-2}	1.3×10^{-2}	–	0.01	Pumped aquifer corresponds to the compartment D1 (T_1, S_1). Second corresponds to the compartment D2 (T_2, S_2)
	Pz1	1.5×10^{-1}	6.0×10^{-4}	2.5×10^{-2}	4.0×10^{-6}	–	0.22	
	F1	1.5×10^{-1}	6.0×10^{-4}	2.4×10^{-2}	1.8×10^{-4}	–	0.07	
	Pz2	1.3×10^{-1}	5.0×10^{-1}	7.0×10^{-10}	1.5×10^{-9}	–	0.13	
	Pz2 interpreted as in comp. D2	1.5×10^{-1}	3.0×10^{-2}	2.3×10^{-2}	4.0×10^{-2}	–	0.06	
Dual-porosity model (Moench 1984)	F2 PW	4.8×10^{-2}	2.0×10^{-4}	1.1×10^{-7}	2.3×10^{-3}	–	0.09	Pumped aquifer corresponds to the high-permeability fissures (T_f and S_f). Second aquifer corresponds to the low-permeability medium (T_m and S_m)
	Pz1	4.8×10^{-2}	2.5×10^{-4}	1.0×10^{-7}	1.4×10^{-3}	–	0.15	
	F1	4.8×10^{-2}	2.0×10^{-4}	6.0×10^{-7}	9.0×10^{-3}	–	0.15	
	Pz2	4.8×10^{-2}	2.0×10^{-4}	2.0×10^{-6}	1.7×10^{-1}	–	0.02	
Dual-permeability model (Hunt and Scott 2007)	F2 PW	4.0×10^{-2}	3.0×10^{-4}	8.5×10^{-3}	8.0×10^{-3}	7.5×10^{-7}	0.11	Pumped aquifer corresponds to the confined aquifer (T and S). Second aquifer corresponds to the shallow unconfined aquifer (T_0 and S_y). Aquitard corresponds to the semipermeable layer (K'/b')
	Pz1	4.0×10^{-2}	3.0×10^{-4}	8.0×10^{-3}	3.0×10^{-3}	3.5×10^{-7}	0.29	
	F1	4.0×10^{-2}	3.0×10^{-4}	8.0×10^{-3}	8.0×10^{-3}	7.0×10^{-7}	0.04	
	Pz2	4.0×10^{-2}	3.0×10^{-4}	8.0×10^{-3}	9.0×10^{-3}	1.0×10^{-8}	0.03	

Acknowledgements The authors would like to thank the Antea Group Aubagne, HydroAssistance and the SPL Eau des Collines for field collaboration and access to the data. We are very grateful to the reviewers (two anonymous and C. J. Neville) and the associate editor A. Hernández-Espriú for the valuable criticisms, which substantially improved the quality of the manuscript.

Funding This report is part of the Karst-Huveaune project funded by Agence de l'Eau Rhône Méditerranée Corse, Région Sud-PACA, Conseil Départemental des Bouches-du-Rhône, Aix-Marseille Provence Métropole, BRGM (French Geological Survey), and Aix-Marseille University.

Declarations

Conflict of interest The authors declare no conflict of interest.

References

identification in well test interpretation: a unique build up analysis case study. Pet Sci Technol 21:879–899. https://doi.org/10.1081/LFT-120017455

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). J Hydrol 540:148–161. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.06.010

Barenblatt GI, Zheltov IP, Kochina IN (1960) Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks [strata]. J Appl Math Mech 24:1286–1303. https://doi.org/10.1016/0021-8928(60)90107-6

Beauheim RL, Roberts RM, Avis JD (2004) Well testing in fractured media: flow dimensions and diagnostic plots. J Hydraul Res 42:69–76

Bestani L, Espurt N, Lamarche J, Bellier O, Hollender F (2016) Reconstruction of the Provence Chain evolution, southeastern France. Tectonics 35:1–20. https://doi.org/10.1002/2016TC004115

Blum M, Martin J, Milliken K, Garvin M (2013) Paleovalley systems: insights from Quaternary analogs and experiments. Earth Sci Rev 116:128–169. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.09.003

Borgomano JRF, Fournier F, Viseur S, Rijkels L (2008) Stratigraphic well correlations for 3-D static modeling of carbonate reservoirs. Am Assoc Pet Geol Bull 92:789–824. https://doi.org/10.1306/02210807078

Bourdet D (2002) Well test analysis: the use of advanced interpretation models. In: Handbook of petroleum exploration and production, Elsevier, Amsterdam

Bourdet D, Whittle TM, Douglas AA, Pirard YM (1983) A new set of type curves simplifies well test analysis. World Oil 197, May 1983

Bourdet D, Ayoub JA, Pirard YM (1989) Use of pressure derivative in well-test interpretation. SPE Form Eval 4 (02):293–302

Bowling JC, Rodriguez AB, Harry DL, Zheng C (2005) Delineating alluvial aquifer heterogeneity using resistivity and GPR data. Groundwater 43:890–903. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00103.x

Caillol, Durozoy G, Gouvernet, Potie M (1968) Recherches d'eau dans la nappe alluviale de l'Huveaune en amont d'Aubagne [Water resources prospecting in the River Huveaune alluvial plain upstream Aubagne city]. 69 SGL 156 HYD, BRGM, Orléans, France

Cooper HH, Jacob CE (1946) A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history. Eos Trans Am Geophysl Union 27:526–534. https://doi.org/10.1029/TR027i004p00526

Corbett PWM, Duarte GLB (2018) Understanding subsurface fluvial architecture from a combination of geological well test models and well test data. Geol Soc Spec Publ 488:237–257. https://doi.org/10.1144/SP488.7

Corbett PWM, Hamdi H, Gurav H (2012) Layered fluvial reservoirs with internal fluid cross flow: a well-connected family of well test pressure transient responses. Pet Geosci 18:219–229. https://doi.org/10.1144/1354-079311-008

de Marsily G, Delay F, Gonçalvès J, Renard P, Teles V, Violette S (2005) Dealing with spatial heterogeneity. Hydrogeol J 13:161–183. https://doi.org/10.1007/s10040-004-0432-3

Deruyck B, Ehlig-Economides C, Joseph J (1992) Well testing: testing design and analysis. Oilfield Rev 1:28–45

Dewandel B, Aunay B, Maréchal JC, Roques C, Bour O, Mougin B, Aquilina L (2014) Analytical solutions for analysing pumping tests in a sub-vertical and anisotropic fault zone draining shallow aquifers. J Hydrol 509:115–131. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.014

Dewandel B, Lanini S, Lachassagne P, Maréchal JC (2018) A generic analytical solution for modelling pumping tests in wells intersecting fractures. J Hydrol 559:89–99. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.02.013

Durozoy G (1972) Plaine de Gémenos. Alimentation en eau potable Aubagne - Cassis [Gemenos plain. Drinking water resources supply for Aubagne and Cassis cities] BRGM/72-SGN-226-PRC, BRGM, Orléans, France

Ehlig-Economides CA, Schlumberger PH, Saga SV (1994) Guidelines simplify well test interpretation. Oil Gas J 92:29

Enemark T, Peeters LJM, Mallants D, Batelaan O (2019) Hydrogeological conceptual model building and testing: a review. J Hydrol 569:310–329. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.12.007

Escobar FH, Navarrete JM, Losada HD (2004) Evaluation of pressure derivative algorithms for well-test analysis. In: Proc. of the SPE International Thermal Operations and Heavy Oil Symposium, pp 183–192. https://doi.org/10.2118/86936-ms

Ferroud A, Rafini S, Chesnaux R (2018) Using flow dimension sequences to interpret non-uniform aquifers with constant-rate pumping-tests: a review. J Hydrol X 2:100003. https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2018.100003

Fischer P, Jardani A, Soueid Ahmed A, Abbas M, Wang X, Jourde H, Lecoq N (2017) Application of large-scale inversion algorithms to hydraulic tomography in an alluvial aquifer. Groundwater 55:208–218. https://doi.org/10.1111/GWAT.12457

Gandolfi J, Imbault M (2014) Diagnostic de l'état qualitatif de la nappe alluviale de l'Huveaune: masse d'eau souterraine codifiée FRDG369 dans la version V2 SDAGE 2016-2021 [Diagnostic of the qualitative state of the river Huveaune alluvial aquifer: groundwater body coded FRDG369 in version V2 SDAGE 2016-2021]. Final report, BRGM/RP-62300-FR, BRGM, Orléans, France

Giese M, Reimann T, Bailly-Comte V, Maréchal JC, Sauter M, Geyer T (2018) Turbulent and laminar flow in karst conduits under unsteady flow conditions: interpretation of pumping tests by discrete conduit-continuum modeling. Water Resour Res 54:1918–1933. https://doi.org/10.1002/2017WR020658

Gringarten AC, Ramey HJ (1974) Unsteady-state pressure distributions created by a well with a single infinite-conductivity vertical fracture. In: AIME 47th annual fall meeting, Society of Petroleum Engineering, Richardson, TX, pp 413–426

Hammond PA, Field MS (2014) A reinterpretation of historic aquifer tests of two hydraulically fractured wells by application of inverse analysis, derivative analysis, and diagnostic plots. J Water Resour Prot 6:481–506. https://doi.org/10.4236/jwarp.2014.65048

Hantush MS (1956) Analysis of data from pumping tests in leaky aquifers. Eos Trans Am Geophysl Union 37:702–714. https://doi.org/10.1029/TR037i006p00702

Horne RN (1990) Modern well test analysis: a computer aided approach. Petroway, Edmonton, AB

Hunt B, Scott D (2007) Flow to a well in a two-aquifer system. J Hydrol Eng 12:146–155. https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2007)12:2(146)

Illman WA (2014) Hydraulic tomography offers improved imaging of heterogeneity in fractured rocks. Groundwater 52:659–684. https://doi.org/10.1111/gwat.12119

Illman WA, Neuman SP (2000) Type-curve interpretation of multirate single-hole pneumatic injection tests in unsaturated fractured rock. Ground Water 38:899–911. https://doi.org/10.1111/J.1745-6584.2000.TB00690.X

Issautier B, Viseur S, Audigane P, le Nindre YM (2014) Impacts of fluvial reservoir heterogeneity on connectivity: implications in estimating geological storage capacity for CO2. Int J Greenhouse Gas Control 20:333–349. https://doi.org/10.1016/j.ijggc.2013.11.009

Jazayeri Noushabadi MR, Jourde H, Massonnat G (2011) Influence of the observation scale on permeability estimation at local and regional scales through well tests in a fractured and karstic aquifer (Lez aquifer, southern France). J Hydrol 403:321–336. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.04.013

Kruseman G, Ridder NA (1991) Analysis and evaluation of pumping test data, 2nd edn. ILRI, Nairobi, Kenya, 377 pp

Lane HS, Lee JW, Watson AT (1991) Algorithm for determining smooth, continuous pressure derivatives from well-test data. SPE Form Eval 6:493–499. https://doi.org/10.2118/20112-PA

Larue DK, Friedmann F (2005) The controversy concerning stratigraphic architecture of channelized reservoirs and recovery by waterflooding. Pet Geosci 11:131–146. https://doi.org/10.1144/1354-079304-626

Laville P, Villeneuve M, Monteau R, Argyriadis I, Arlhac P, Blanc J-J, Dubar M, Floquet M, Fournier F, Hennuy J, Masse JP, Monteau R, Nury D, Philip J, Tassy A, Thinon I (2018) Carte géol. France (1/50 000), feuille Aubagne-Marseille, 3ème édition (1044) [Geol map. France (1: 50,000), Aubagne-Marseille sheet, 3rd edition (1044)]. BRGM, Orléans, France

Lods G, Roubinet D, Matter JM, Leprovost R, Gouze P (2020) Groundwater flow characterization of an ophiolitic hard-rock aquifer from cross-borehole multi-level hydraulic experiments. J Hydrol 589:125152. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125152

Maréchal JC, Dewandel B, Subrahmanyam K (2004) Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer. Water Resour Res 40. https://doi.org/10.1029/2004WR003137

Maréchal JC, Ladouche B, Dörfliger N, Lachassagne P (2008) Interpretation of pumping tests in a mixed flow karst system. Water Resour Res. https://doi.org/10.1029/2007WR006288

Maréchal J-C, Ladouche B, Dewandel B, Fleury P, Dörfliger N (2014) Diagnostic plots applied to well-tests in karst systems. H2Karst research in limestone hydrogeology. Environ Earth Sci. https://doi.org/10.1007/978-3-319-06139-9_9

Mariethoz G, Renard P, Straubhaar J (2010) The direct sampling method to perform multiple-point geostatistical simulations. Water Resour Res 46. https://doi.org/10.1029/2008WR007621

Massonnat GJ, Bandiziol D (1991) Interdependence between geology and well test interpretation. Proc. SPE Annual Technical Conference and Exhibition Omega, pp 813–822. https://doi.org/10.2523/22740-ms

Meier PM, Carrera J, Sánchez-Vila X (1998) An evaluation of Jacob's method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous formations. Water Resour Res 34:1011–1025. https://doi.org/10.1029/98WR00008

Melton FA (1936) An empirical classification of flood-plain streams. Am Geograph Soc 26:593–609

Mijinyawa A, Gringarten AC (2008) Influence of geological features on well test behavior. 70th European Association of Geoscientists and Engineers Conference and Exhibition 2008: Leveraging Technology Incorporating SPE EUROPEC 2008 3:1434–1444. https://doi.org/10.2118/59398-ms

Moench AF (1984) Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir. Water Resour Res 20:831–846

Nanson GC, Croke JC (1992) A genetic classification of of floodplains. Geomorphology 4:459–486. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.3.7.611

Nassimi A, Mohammadi Z (2017) Analysis of flow dimension from a pumping test in a karst aquifer. Carbon Evapor 33:651–661. https://doi.org/10.1007/s13146-017-0383-0

Neuman SP (1972) Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the water table. Water Resour Res 8:1031–1045. https://doi.org/10.1029/WR008i004p01031

Neuman SP, Wierenga PJ (2003) A comprehensive strategy of Hydrogeologic modeling and uncertainty analysis for nuclear facilities and sites. US Nuclear Regulatory Commission Office of Nuclear Regulatory Research, Washington, DC, 311 pp

Oehlmann S, Geyer T, Licha T, Sauter M (2015) Reducing the ambiguity of karst aquifer models by pattern matching of flow and transport on catchment scale. Hydrol Earth Syst Sci 19:893–912. https://doi.org/10.5194/hess-19-893-2015

Renard P (2005) The future of hydraulic tests. Hydrogeol J 13:259–262. https://doi.org/10.1007/s10040-004-0406-5

Renard P, Glenz D, Mejias M (2009) Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. Hydrogeol J 17:589–600. https://doi.org/10.1007/s10040-008-0392-0

Samani N, Pasandi M, Barry DA (2006) Characterizing a heterogeneous aquifer by derivative analysis of pumping and recovery test data. J Geol Soc Iran 1:29–41

Schlumberger (2002) Well test interpretation. Schlumberger report 122, Schlumberger, Houston, TX

Slatt RM (2013) Fluvial deposits and reservoirs. Develop Petrol Sci 61:283–369

Spitzberg S, Ufrecht W (2013) Hydraulische Charakterisierung eines urbanen Karstgrundwasserleiters mit Pumpversuchen [Hydraulic characterization of a karst aquifer in an urban environment focusing on pumping tests]. Grundwasser 19:5–16. https://doi.org/10.1007/s00767-013-0241-5

Tago J, Hernández-Espriú A (2018) A B-spline framework for smooth derivative computation in well test analysis using diagnostic plots. Groundwater 56:131–142. https://doi.org/10.1111/gwat.12579

Tamborski J, van Beek P, Conan P, Pujo-Pay M, Odobel C, Ghiglione JF, Seidel JL, Arfib B, Diego-Feliu M, Garcia-Orellana J, Szafran A, Souhaut M (2020) Submarine karstic springs as a source of nutrients and bioactive trace metals for the oligotrophic Northwest Mediterranean Sea. Sci Total Environ 732:1–14. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.139106

Theis CV (1935) The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. Trans Am Geophys Union 2:519–524

Villeneuve M, Blanc J-J, Collina-Girard J, Dubar M, Floquet M, Masse JP, Monteau R, Nury D, Philip J, Villeneuve M, Arfib B, Argyriadis I, Arlhac P, Arnal C, Caron J-P, Fournier F, Jouves J, Hennuy J, Laville P et al (2018) Mémoire explicatif. Carte géol. France (1/50 000), feuille Aubagne-Marseille, 3ème édition (1044) [Explanatory memory. Geol map. France (1: 50,000), Aubagne-Marseille sheet, 3rd edition (1044)]. BRGM, Orléans, France, 333 pp

Vogelgesang JA, Holt N, Schilling KE, Gannon M, Tassier-Surine S (2020) Using high-resolution electrical resistivity to estimate hydraulic conductivity and improve characterization of alluvial aquifers. J Hydrol 580:123992. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.123992

Waters and Rivers Commission (2002) Recognising channel and floodplain forms. River Restoration report no. RR17, Waters and Rivers Commission, Gov Western Australia, Perth

Yeh TCJ, Mao D, Zha Y, Hsu KC, Lee CH, Wen JC, Lu W, Yang J (2014) Why hydraulic tomography works? Groundwater 52:168–172. https://doi.org/10.1111/gwat.12129

Zektser IS, Everett LG (2004) Groundwater resources of the world and their use. UNESCO, Paris

Zheng SY, Corbett PWM, Emery A (2003) Geological interpretation of well test analysis: a case study from a fluvial reservoir in the Gulf of Thailand. J Pet Geol 26:49–64. https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2003.tb00017.x

Publisher's note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

III.3 STRUCTURE D'ÉCOULEMENT AU SEIN D'AQUIFÈRE CARBONATÉ FRACTURÉ ET KARSTIQUE

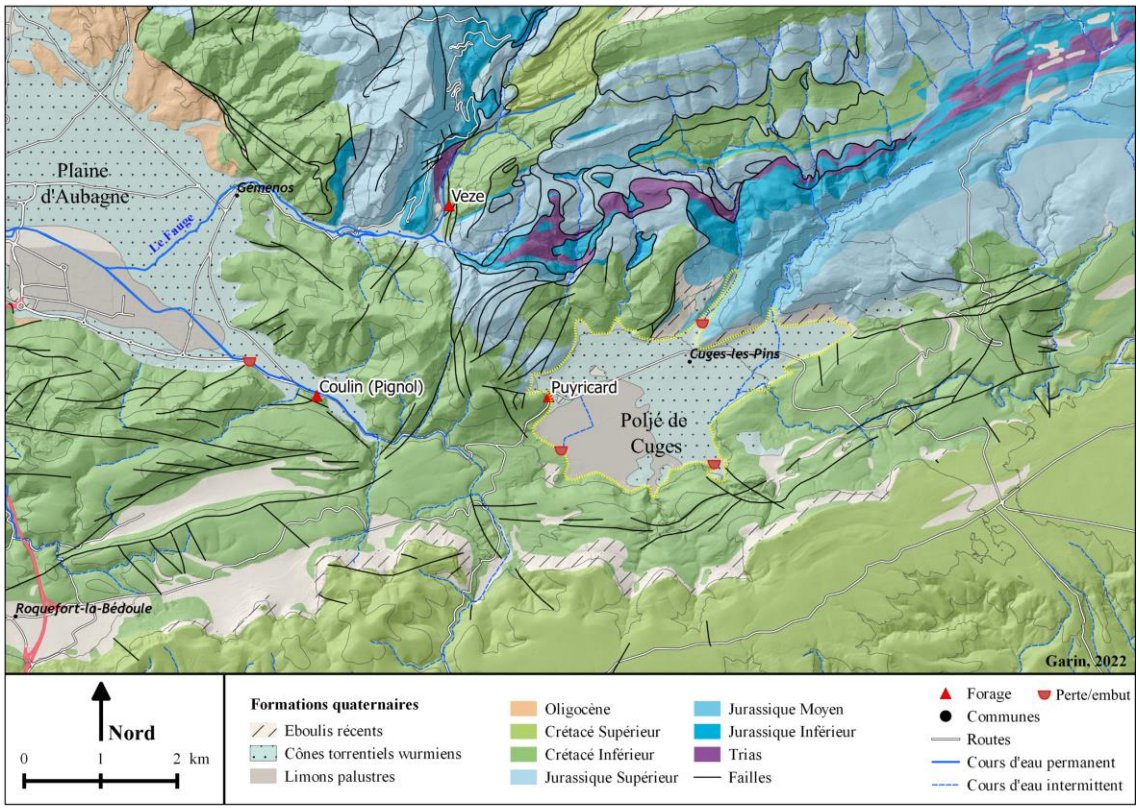
En parallèle de l'article sur l'essai de pompage en aquifère alluvial à Aubagne, ce travail complémentaire est réalisé dans le cadre du partenariat avec les gestionnaires locaux de la ressource en eau qui ont réalisé une série d'essais de pompage sur plusieurs captages différents, dont le forage Puyricard à Cuges-les-Pins et le forage F2017 à Roquevaire. L'intérêt de ce travail est d'appliquer la démarche suivie et mise en valeur dans l'article scientifique dans le cas d'aquifères carbonatés et fracturés. L'écoulement de l'eau au sein de ces aquifères hétérogènes est souvent dictée par une dualité des écoulements, rapide à travers les réseaux karstiques et les grandes fractures, et lent à travers la matrice carbonatée. L'application de la dérivée du rabattement présente a priori une plus-value importante pour l'interprétation d'essai de pompage dans ce type d'aquifère.

III.3.1 Cas d'un aquifère carbonaté fracturé – le Forage Puyricard

Un essai de pompage a été effectué sur le forage Puyricard à Cuges-les-Pins (BSS002LAJE). Cet essai de pompage a été réalisé par HydroAssistance, suivi par l'entreprise ANTEA, pour le compte de la SPL « Eaux des Collines » entre le 03 et 11 Octobre 2018 (essai par paliers et essai de puits). Le rapport d'hydrogéologue agréé (Sylvestre, 2012) précise l'existence de deux forages côte-à-côte, le forage F2 actuellement en exploitation et le forage F1 qualifié de secours. Seul le forage F2 est investigué par l'essai de pompage. Ce forage est implanté dans un aquifère carbonaté fracturé du Barrémien à faciès Urgonien dans la série sédimentaire de l'Unité du Beausset (Figure III.1-A). Ce forage se situe en bordure du poljé de Cuges-les-Pins. Le forage est implanté dans une zone fracturée à proximité de la zone de chevauchement de l'Unité du Beausset sur le massif de la Sainte-Baume identifiable par la forte hétérogénéité lithologique à l'affleurement et en profondeur (des dépôts triasique, jurassique et crétacé s'observent à l'affleurement).

III.3.1.1 Contexte hydrogéologique

A



B

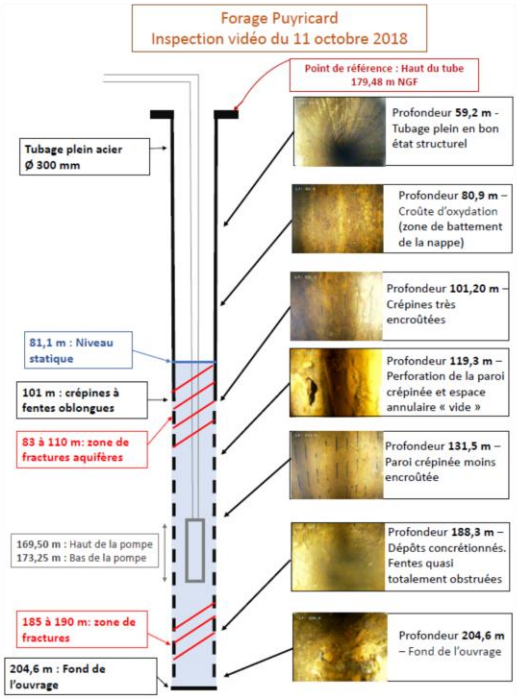


Figure III.1 : A- Contexte hydrogéologique autour du forage Puyricard implanté dans les formations du Crétacé Inférieur avec le poljé de Cuges-les-Pins (délimité par le trait pointillé jaune) rempli par des dépôts du quaternaires à l'affleurement. Des pertes (embuts) sont placées sur les bordures du poljé et de la plaine d'Aubagne B – Log technique du forage d'exploitation réalisé par ANTEA (Schleich et Pellegrini, 2019b) au cours de l'inspection caméra

La Figure III.1-A met en avant les nombreuses zones de failles recensées sur la zone d'étude, que ce soit au nord du forage avec des failles de direction N-S, ou au sud et à l'ouest du poljé avec des failles de direction générale NE-SO. Ces grandes failles jouent un rôle structurant dans la formation du poljé en tant que faille bordière d'une zone de dépression. Trois zones très fracturées sont identifiées par l'hydrogéologue agréé (Sylvestre, 2012) même si seulement les deux les plus profondes sont associées à de fortes arrivées d'eau souterraine (Figure III.1-B), positionnées respectivement de : i) 83 à 100m de profondeur (soit de 96,48 à 69,48 mNGF) ; et ii) 185 à 190m de profondeur (soit de -5,52 à -10,52 mNGF). Un suivi piézométrique a été effectué par la Société des Eaux de Marseille (SEM) et est fournie dans le document de définition du schéma directeur d'alimentation en eau potable de la commune de Cuges-les-Pins (Société des Eaux de Marseille, 2012) (Figure III.2). La variation du niveau piézométrique fournit aussi des informations sur le comportement hydrodynamique de l'aquifère pompé qui est peu sensible aux précipitations. En effet, la recharge de l'aquifère s'observe avec un certain retard et de façon atténuée ou tamponnée par rapport à la dynamique des précipitations, par exemple avec la forte période de recharge durant l'hiver 2008-2009. L'aquifère ne réagit pas comme un système karstique dynamique, avec de fortes mises en charge en parallèle des précipitations, comme c'est observé sur la source Saint-Pons (débit journalier mesuré par la DREAL (Figure III.2) ou encore au niveau du Ragas de Dardennes (Baudement, 2018; Garin et Arfib, 2018).

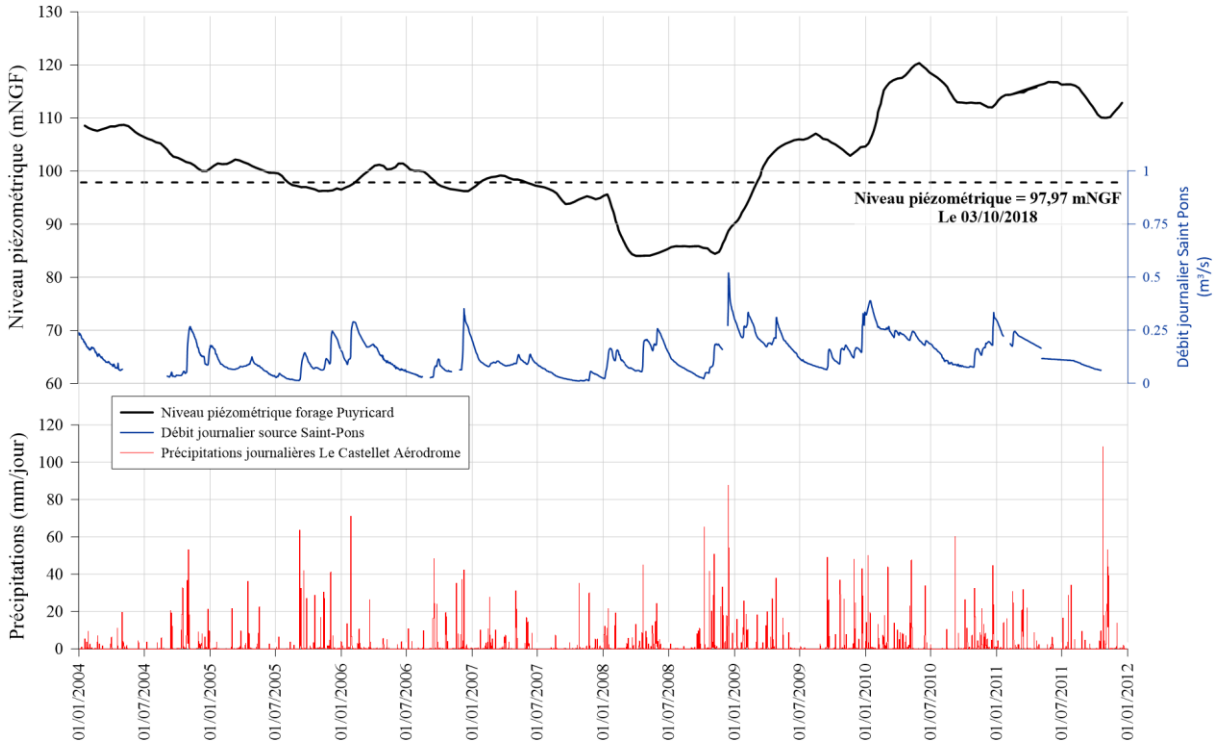


Figure III.2: Évolution du niveau piézométrique mesuré au niveau du forage Puyricard entre 2004 et 2012. Les données de niveau piézométrique sont digitalisées à partir du document de définition du schéma directeur d'alimentation en eau potable de la commune de Cuges-les-Pins (Société des Eaux de Marseille, 2012)

L'interprétation de l'essai par paliers par Antea indique un débit critique de 150 m^3/h (Schleich et Pellegrini, 2019b).

III.3.1.2 Résultats de l'essai de pompage et diagnostic de puits

La Figure III.3 présente les variations du niveau piézométrique observées au cours des essais de pompage sur le forage Puyricard. Les essais de pompage ont consisté en 4 pompages par paliers entre le 3 et 4 octobre 2018 avec des débits de 112, 125, 132 et 150 m^3/h. Deux pompages « longue durée » ont ensuite été menés : i) le 08/10/2018, durée 15h, débit 150 m^3/h ; ii) le 09/10/2018, durée 7h, débit 150 m^3/h. Les conditions de réalisation des essais ont été dépendantes du raccordement au réseau d'alimentation en eau potable et aux besoins de la commune comme le montrent les pompages à un débit d'environ 30 m^3/h autour du 04/10/2018 (Figure III.3). Le niveau piézométrique était de 97,97 mNGF le 03/10/2018, et de 98,38 mNGF le 11/10/2018 au cours de l'inspection caméra, à la suite des essais de paliers et de puits effectués entre le 03 et le 10 octobre. Par rapport au niveau piézométrique mesuré entre 2004 et 2012 (Figure III.2), le niveau d'eau au moment de l'essai de puits d'octobre 2018 est plutôt dans un niveau intermédiaire. De fortes précipitations ont eu lieu au cours de l'été, avec localement des cumuls atteignant 41,2 mm à la station du Castellet Aérodrome le 09/08/2018 tandis que le mois de septembre est sec (3,8 mm sur la même station météo).

L'évolution du niveau piézométrique montre l'effet de capacité du puits. En effet, en s'intéressant à l'essai longue durée de 15h (08 et 09/10/2018), le rabattement total observé est de 1,14m dont 0,56m instantanément au démarrage du pompage. Les données de l'essai de pompage ont été fournies par ANTEA dans le cadre d'une collaboration avec l'université. Le niveau piézométrique est suivi par l'entreprise HydroAssistance tandis que le débit est mesuré par la SPL « Eaux des Collines ».

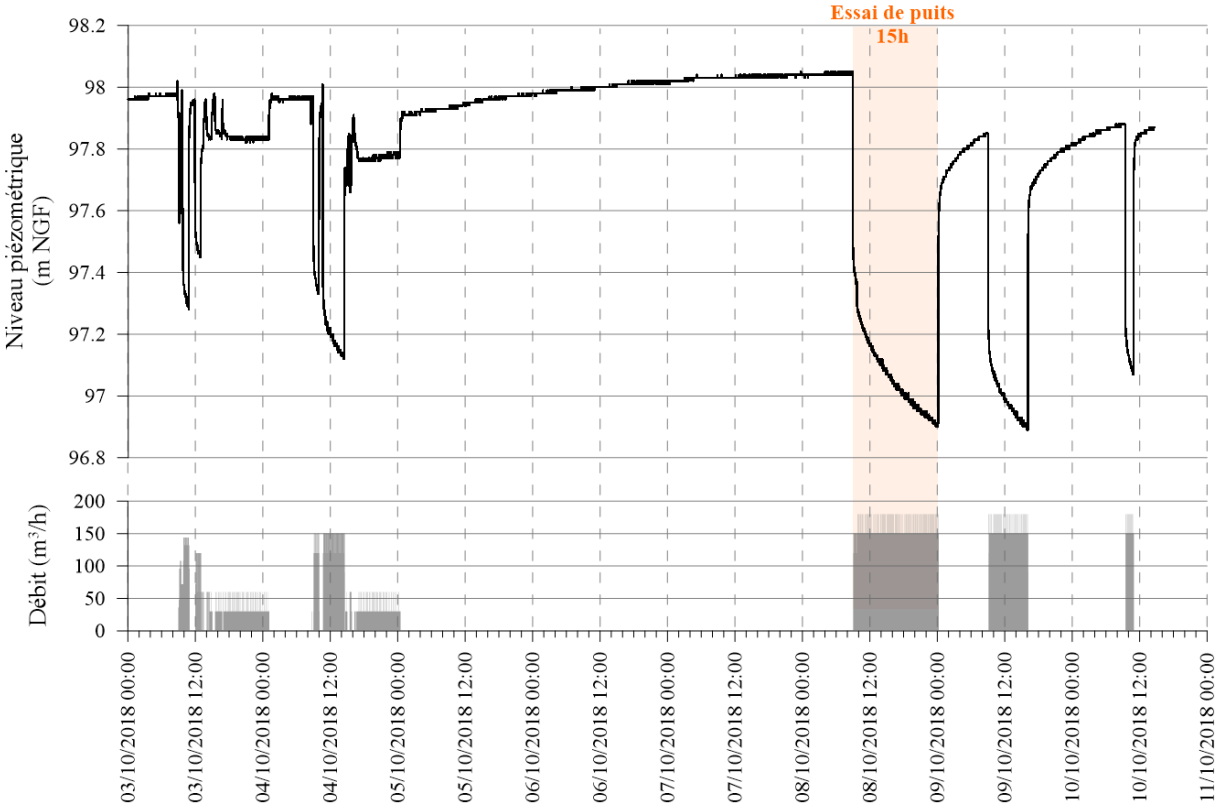


Figure III.3 : Débit de pompage et niveau piézométrique mesuré dans le forage Puyricard. L'essai de pompage le plus long est mis en valeur entre le 08/10/2018 et le 09/10/2018.

De façon similaire à l'essai de pompage sur le forage Impôts (Partie III.2), un diagnostic du forage Puyricard est proposé à partir de la méthode des dérivées. En associant ces résultats avec les régimes

d'écoulements théoriques (Ferroud, 2018; Ferroud et al., 2018) (Figure I.19), la Figure III.4 présente le rabattement normalisé et sa log-dérivée, et amène au diagnostic de puits :

- Du début de l'essai jusqu'à 10min, une période de transition est observée avec une variation importante de la log-dérivée, suivant une forme de cloche. Cette première période peut s'apparenter à un signal observé dans le cas d'effet de capacité du puits mais n'est pas identifiée de façon certaine.
- De 10min à environ 700min, un écoulement pseudo-linéaire est observé avec une pente de 0,5 (Figure III.4 – trait jaune). Ce régime d'écoulement traduit une section constante de la zone sollicitée par le front de pression dû au pompage. Il est souvent interprété comme la réponse hydrodynamique d'une fracture mais aussi observé dans le cas de chenaux en domaine alluvial.
- De 700min jusqu'à la fin de l'essai (environ 1000min), la pente de la log-dérivée est proche de 0 ce qui traduit un écoulement radial (Figure III.4 – trait vert). Ce régime d'écoulement est couramment observé dans tous les contextes hydrogéologiques, en domaine fracturé ou poreux, et remplit les conditions d'application de la solution de Theis (milieu homogène, isotrope, infini, …). Il s'observe souvent en fin d'essai de pompage lorsque le cône de dépression induit par le pompage est suffisament large pour masquer les petites hétérogénéités de l'aquifère (fractures, failles, conduits karstiques, …).

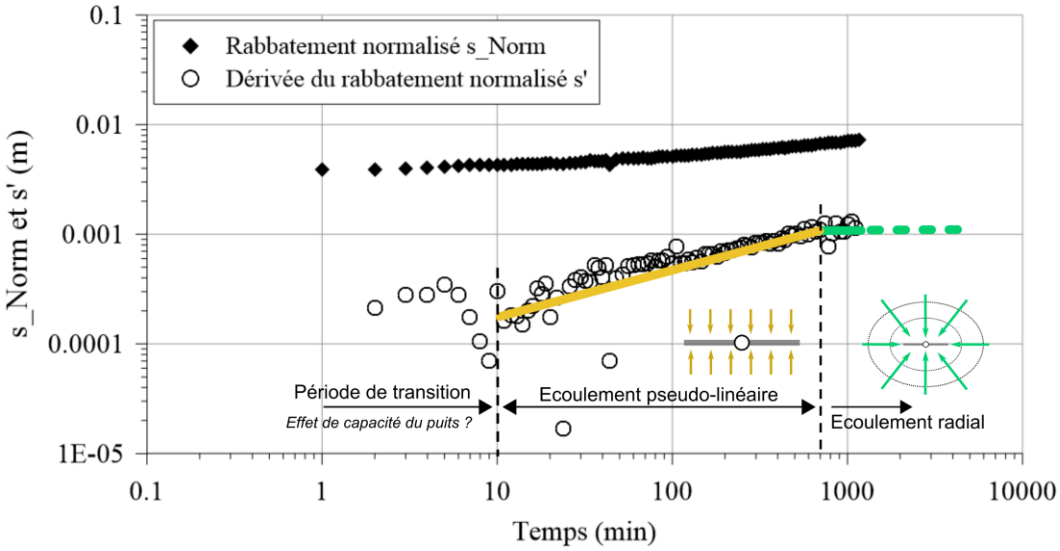


Figure III.4 : Diagnostic de puits à partir de la log- dérivée du rabattement (s') du rabattement mesuré (s) pendant l'essai de pompage de 15h réalisé sur le forage Puyricard (BSS002LAJE). Les valeurs sont normalisées par rapport au débit. Schématisation des deux régimes d'écoulement identifiés par le diagnostic de puits en considérant une fracture verticale recoupée par le puits de pompage. Les flèches jaunes représentent l'écoulement linéaire induit par le pompage sur la matrice carbonatée. Les flèches vertes représentent l'écoulement radial à long terme induit par le pompage sur l'aquifère dans sa globalité

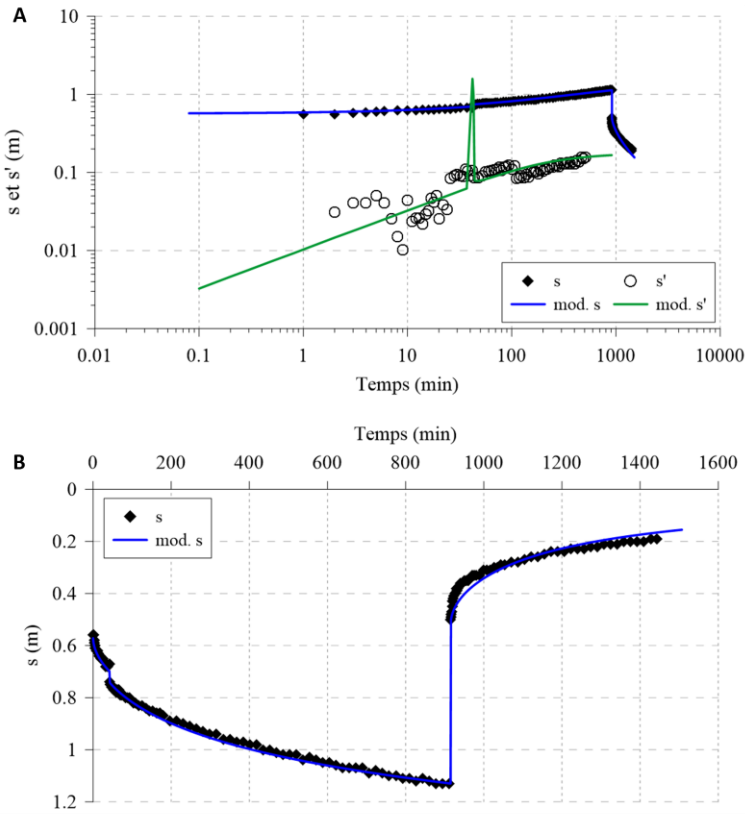
III.3.1.3 Choix du modèle conceptuel et modélisation des écoulements

La succession des régimes d'écoulement se caractérise donc par un écoulement pseudo-linéaire puis radial associé à une faille ou zone fracturée verticale de grande dimension intégrée dans une matrice moins perméable. À partir du diagnostic de puits, du contexte hydrogéologique et de la bibliographie, un modèle géologique conceptuel est proposé avec une représentation des deux régimes d'écoulements observés.

Le régime d'écoulement linéaire alimente la zone de faille dans laquelle est implanté le forage (flèche jaune - Figure III.4). Ce régime d'écoulement peut être représenté de deux façons différentes selon les solutions analytiques développées par Gringarten et Ramey (Gringarten et Ramey, 1974) ou par Cinco-Ley (Cinco L. et al., 1978). Gringarten considère un écoulement linéaire lié à la matrice à partir du pompage dans une fracture verticale de perméabilité infinie tandis que Cinco-Ley considère qu'il existe un régime linéaire au sein même d'une fracture de perméabilité finie, régime qui devient ensuite bilinéaire lorsque la matrice est sollicitée (Ferroud et al., 2018). Dans ce cas d'étude, aucun régime bilinéaire n'est observé sur le diagnostic de puits et tend à sélectionner le modèle proposé par Gringarten. Le régime d'écoulement radial apparaît à environ 1000 min (flèche verte - Figure III.4). Cet écoulement signifie que le cône de rabattement provoqué par le pompage est suffisamment large pour cacher les hétérogénéités de l'aquifère, dans ce cas le plan de faille. L'aquifère carbonaté est sollicité dans sa globalité.

Ce schéma conceptuel est donc justifié par Gringarten et Ramey (Gringarten et Ramey, 1974) qui proposent une solution analytique pour modéliser le comportement hydrodynamique d'une fracture verticale de taille infinitésimal coupant un réservoir horizontal homogène et infini. La charge hydraulique le long de la fracture est constante et uniforme qui implique que la fracture se comporte comme un plan vertical. Le front de pression se développe dans la matrice carbonatée autour du plan vertical et génère l'écoulement linéaire, unidirectionnel, perpendiculaire à la fracture. La solution analytique fait l'hypothèse d'une pression uniforme au sein du plan de faille, que le puits recoupe l'ensemble de l'aquifère, et que la fracture est symétrique de chaque côté du puits. Le recoupement de zones fracturées par le forage Puyricard est aussi un bon indicateur pour sélectionner cette solution analytique.

La solution analytique permet donc de modéliser le rabattement et sa log-dérivée au cours du temps (Figure III.5). Ce modèle donne une valeur de transmissivité T de $1{,}8\times10^{-2}$ m²/s et un coefficient d'emmagasinement de $1{,}0\times10^{-3}$ pour la matrice carbonatée. Il permet enfin de proposer une dimension de faille de l'ordre de 2000m. On est donc en présence d'un forage recoupant un drain karstique ou une faille de grande dimension à l'échelle de l'aquifère et très productifs. L'hypothèse d'une faille semble plus cohérente du fait du contexte géologique (Figure III.1-A), et du fait du log témoignant de zones fracturées très productives (Figure III.1-B). Les données hydrodynamiques disponibles ne permettent pas d'identifier ou de discuter de l'orientation de la zone de faille. Pour cela, il aurait été intéressant d'avoir des puits d'observation du niveau piézométrique au cours de l'essai de pompage, que ce soit dans les formations détritiques ou palustres du poljé ou dans les formations jurassique et crétacé au nord et à l'est du forage Puyricard.



C

Paramètres	T (m²/s)	S (-)	Xf (m)	Effet de capacité (m)	Perte de charge quadratique (s²/m⁵)	RMSE
	$1{,}8\times10^{-2}$	$1{,}0\times10^{-3}$	$2{,}0\times10^{3}$	$1{,}0\times10^{-4}$	$3{,}5\times10^{2}$	0,23

Figure III.5 : A – Modélisation du rabattement et de la log-dérivée du rabattement à partir de la solution analytique de Gringarten et Ramyu (1974) en échelle logarithmique. B – Modélisation du rabattement en échelle normale. C – Paramètres de calibration de la solution analytique. T – transmissivité de l'aquifère, S – coefficient d'emmagasinement de l'aquifère, Xf – longueur de la fracture, RMSE – Root Mean Square Error

III.3.2 Cas d'étude d'un aquifère karstique à l'interface avec une nappe alluviale et une rivière – le forage F2017 de Roquevaire

Un troisième cas d'étude est investigué à Roquevaire à partir de l'essai de pompage réalisé sur le forage F2017 (ou forage Le Gravier répertorié sur la base de données Infoterre – BSS002TQOS). Cet essai de pompage a été suivi par l'entreprise Géosynergie, entre le 12 et le 15 juin 2018, à la suite de la foration du forage au printemps 2017, pour le compte de la commune de Roquevaire.

La Figure III.6 présente une coupe schématique en 2D de la zone d'étude mettant en valeur les informations connues et les questionnements en termes de connaissance hydrogéologique et relation hydraulique. Le forage F2017 se situe en bordure de la RD96, sur la rive droite de l'Huveaune, face au champ captant de la nappe d'accompagnement de l'Huveaune en rive gauche où se situe notamment le Forage F3. Le forage F2017 est à une altitude de 163,5 mNGF et atteint 153m de profondeur (soit 10,5 mNGF). Le champ captant actuel, en rive gauche, capte la nappe d'accompagnement de l'Huveaune, d'une épaisseur d'environ 10 mètres au droit du forage F3 (10m d'épaisseur). Cette nappe alluviale est alimentée à sa base par l'aquifère carbonaté sous-jacent. La formation alluviale présentant une forte vulnérabilité, la recherche d'une nouvelle ressource plus profonde est décidée à la suite de l'identification d'un aquifère a priori très productif au sein des

formations carbonatées, l'objectif étant l'alimentation en eau potable de la commune de Roquevaire (Berthalon, 2018). Ce forage F2017 présente un intérêt scientifique fort puisqu'il se situe dans un aquifère karstique identifié par deux zones de vides karstiques, sous le niveau de base de l'Huveaune. De plus, l'Huveaune n'est pas caractérisé par une incision importante ce qui implique un réservoir calcaire à dolomitique potentiellement de grande dimension qui se prolonge sous l'Huveaune et en rive gauche. La Figure III.6 montre aussi les possibles relations hydrauliques entre les différents compartiments présents dans ce secteur d'étude (alluvions, calcaires et dolomies, rivière). La réinterprétation de l'essai de pompage complète ainsi ces travaux de thèse, dans un contexte hydrogéologique à dominante karstique.

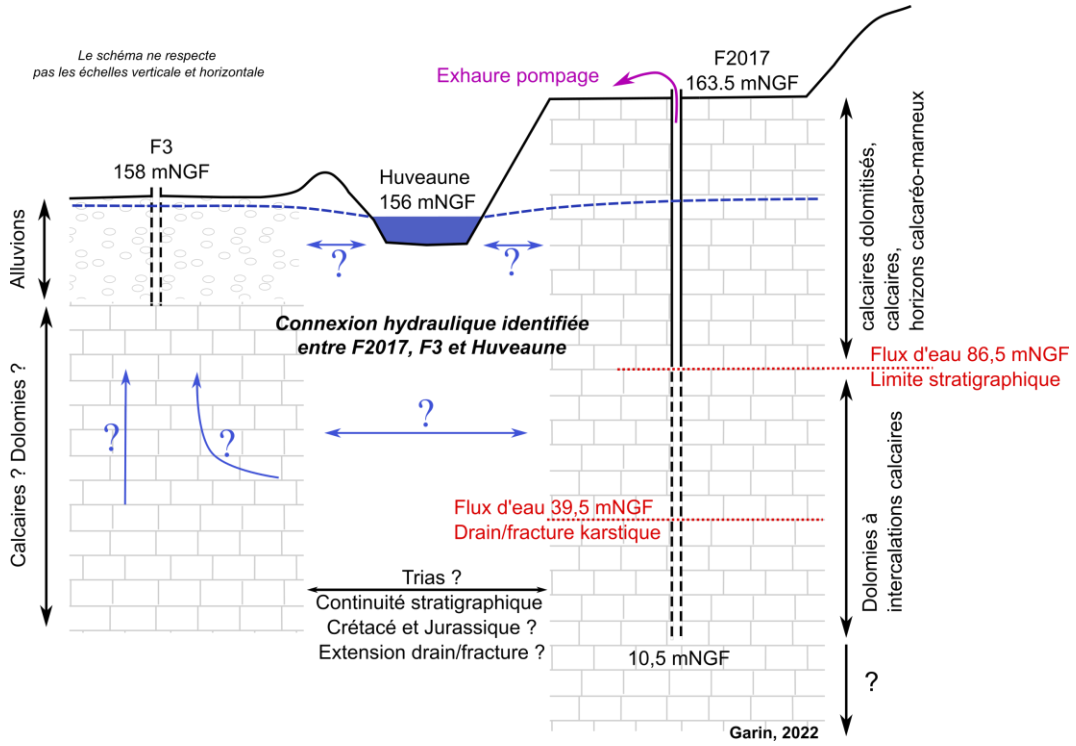


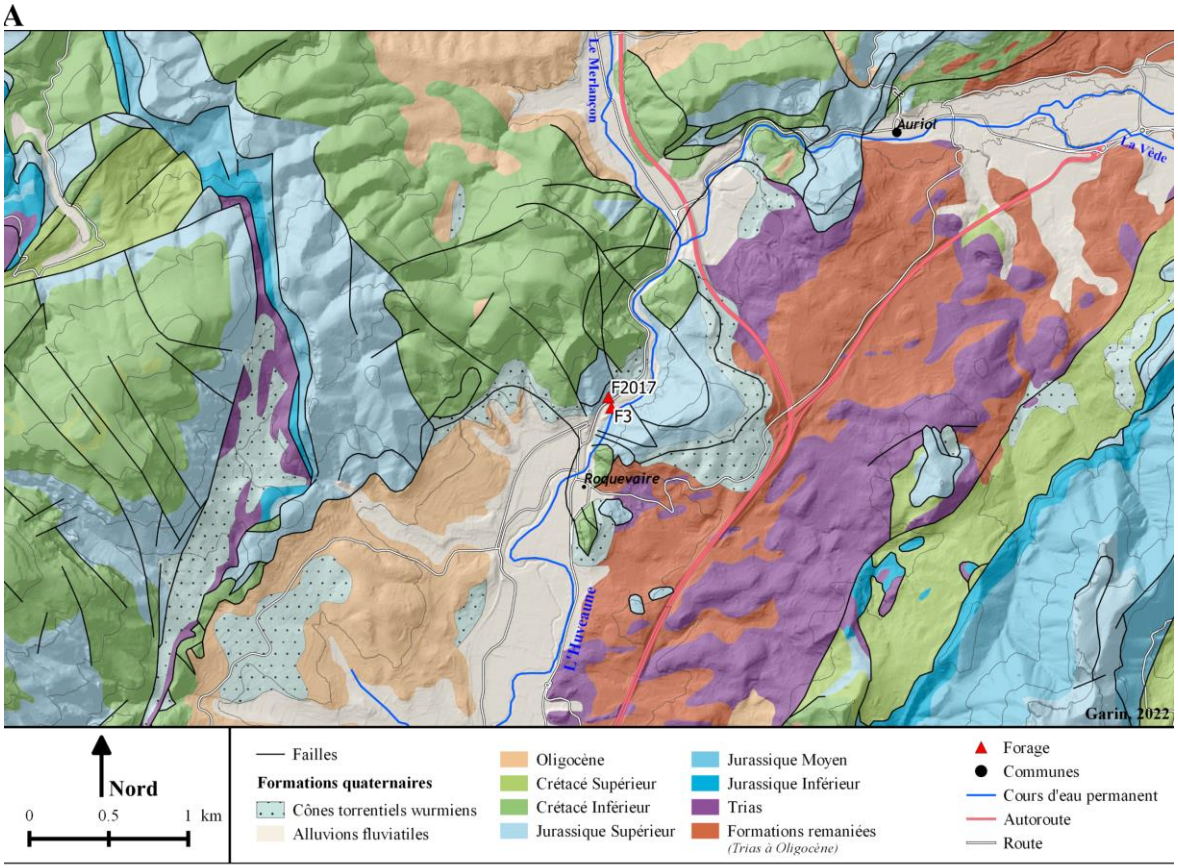
Figure III.6 : Coupe schématique en 2D de la zone investiguée par l'essai de pompage effectué sur le forage F2017. Les flèches bleues représentent les écoulements d'eau souterraine hypothétiques.

III.3.2.1 Contexte hydrogéologique

Le forage F2017 est implanté dans des formations carbonatés calcaires du Crétacé inférieur entre 0 et -42m par rapport au repère et se poursuit dans des formations plutôt dolomitiques du Jurassique supérieur entre -42 et -153m par rapport au repère (Figure III.7-A et B). La carte géologique (Figure III.7-A) met en évidence une zone fortement impactée par l'histoire géodynamique avec des zones de failles importantes suivant une direction quasiment N-S. Un accident met face-à-face les dépôts du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur de chaque côté de l'Huveaune. La Figure III.7-B indique deux zones de productivité importantes identifiées par mesure du débit au micro-moulinet, la première correspondant à la limite stratigraphique entre les formations calcaires à tendances marneuses et les dolomies du Jurassique supérieur à -77m sous le repère (soit 86,5 mNGF), la seconde correspond à un vide karstique de 20cm environ rencontré par le forage à -124m sous le repère (soit 39,5 mNGF), donc bien en-dessous du niveau de base de l'Huveaune actuel. Ces deux zones sont aussi présentées dans le schéma conceptuel en 2D (Figure III.6). L'ouvrage est crépiné à partir de -

77m par rapport au repère. Des formations alluviales quaternaires sont présentes au niveau de Roquevaire.

A



B

Profondeur (m/repère)	Age géologique	Lithologie	Mesure au micro-moulinet	Informations complémentaires
0 à -19	Valanginien	Début des cuttings à -5m: Calcaires plus ou moins dolomitisés	-	-
-19 à -42	Berriasien supérieur	Calcaires	-	-
-42 à -77	Berriasien inférieur et Tithonien	Calcaires plus ou moins dolomitisés + niveaux marno-calcaires	-	-
-77 à -153	Kimméridgien et Oxfordien	Dolomies + intercalations de niveaux calcaires	Débit important de -77 à -81 Débit important de -123 à -128	Deux vides karstiques de 20 à 30 cm à -124m et à -150m

Figure III.7 : A – Contexte hydrogéologique autour du forage F2017 implanté dans les formations du Jurassique Supérieur d'après les formations affleurantes. B – Informations extraites de l'étude des cuttings de forage (Berthalon, 2018).

III.3.2.2 Résultats de l'essai de pompage, diagnostic de puits et proposition d'un modèle conceptuel intégrant le contexte hydrogéologique

L'essai de pompage est réalisé en juin 2018, caractérisé par un printemps plutôt humide, notamment avec une légère crue de l'Huveaune en mai (pic journalier à 3,16 m^3/s le 14/05/2018 à Roquevaire). Le débit de l'Huveaune à Roquevaire le 12/06/2018 est de 0,67 m^3/s, légèrement supérieur à la moyenne mensuelle interannuelle du mois de juin calculée entre 2010 et 2021 (0,58 m^3/s - Partie II.1.2). Une seconde étude réalisée en juin 2019 par ANTEA lors de la foration d'un nouveau forage F4 dans le champ captant, à proximité de F3, montre que le niveau d'eau de l'Huveaune (156,02 mNGF) est proche du niveau piézométrique mesuré sur les forages (F3-155,85 mNGF ; F2017-156,6

mNGF) (Clenet et Pellegrini, 2019). Le débit de l'Huveaune est cependant nettement plus faible en juin 2019 qu'en juin 2018 (0,17 m^3/s contre 0,67 m^3/s), qui impliquerait a priori un niveau d'eau de l'Huveaune supérieur à 156,02 mNGF en juin 2018. Ces données vont dans le sens d'une relation hydrodynamique entre le forage F2017, le champ captant de Roquevaire (F3, F4) et la rivière Huveaune (Figure III.6).

Le niveau piézométrique a été mesuré pendant l'essai de pompage sur les forages F2017 et F3 du champ captant en rive gauche de l'Huveaune ainsi que sur un piézomètre d'observation à 1m du forage F2017 (F2013 – forage d'exploration). Le niveau d'eau de l'Huveaune est aussi suivi au niveau du champ captant. Les données du forage F2013 ne sont pas exploitables car l'ouvrage s'est en partie effondré depuis sa foration. La Figure III.8 présente uniquement les niveaux piézométriques de F2017 et F3. Il faut aussi retenir que le forage F3 est resté en exploitation pour l'AEP au cours de l'essai longue durée. Cela se traduit sur le niveau piézométrique de F2017 par de légères oscillations dépendant du pompage sur le champ captant. La Figure III.8 le met en évidence au cours de l'essai de pompage mais aussi après le 16/06/2018. Le niveau de l'Huveaune est légèrement impacté par le pompage longue durée (installation d'une sonde de pression à proximité du champ captant), avec un abaissement de l'ordre de 4cm jusqu'au changement de débit en cours d'essai qui semble ralentir voire stopper l'influence du pompage sur la rivière. L'exhaure du pompage sur le forage F2017 est fait dans l'Huveaune, en aval du forage F2017.

Un essai par palier a été effectué sur le forage F2017 le 12/06/2018 dans le but d'identifier les pertes de charges et d'évaluer la qualité du puits avant l'essai de pompage longue durée. L'essai par palier entraine des rabattements de 5,32, 7,99, 11,66 et 18,16 m pour des débits respectifs de 215, 277, 343 et 431 m^3/h (Figure III.8). L'interprétation de l'essai par paliers par le logiciel OUAIP (BRGM, 2015) indique des pertes de charges quadratiques importantes, de 1080 s^2/m^5. L'essai de pompage longue durée a débuté le 12/06/2018 à 16h17 et se termine le 15/06/2018 à 15h05, soit 4249 min. le débit de pompage est de 377m^3/h, abaissé à 352m^3/h après 1019 min à la suite d'une baisse de niveau trop importante par rapport au niveau des pompes dans le champ captant en rive gauche (F3). Le niveau statique avant l'essai de pompage est de -6,86 m sous le repère, soit 156,64 mNGF. Le niveau statique sur le forage F3, en rive gauche, est de 155,15 mNGF avant l'essai, montrant donc une charge légèrement supérieure sur le forage F2017. Le rabattement sur le forage F2017 atteint 10,27 m dès la première minute puis suit une tendance décroissante à long terme jusqu'à un rabattement d'environ 15m après environ 1000 min. La modification du débit implique une remontée du niveau piézométrique et un rabattement d'environ 13,5m qui augmente jusqu'à environ 14m à la fin de l'essai. La remontée est quasi immédiate, de 11m dès l'arrêt de la pompe, et revient à son niveau initial après 4747 min. Le pompage a aussi été marqué par l'évacuation de sable dolomitique en grande quantité, qui suggère la présence de fantôme de roche au niveau de l'aquifère exploité.

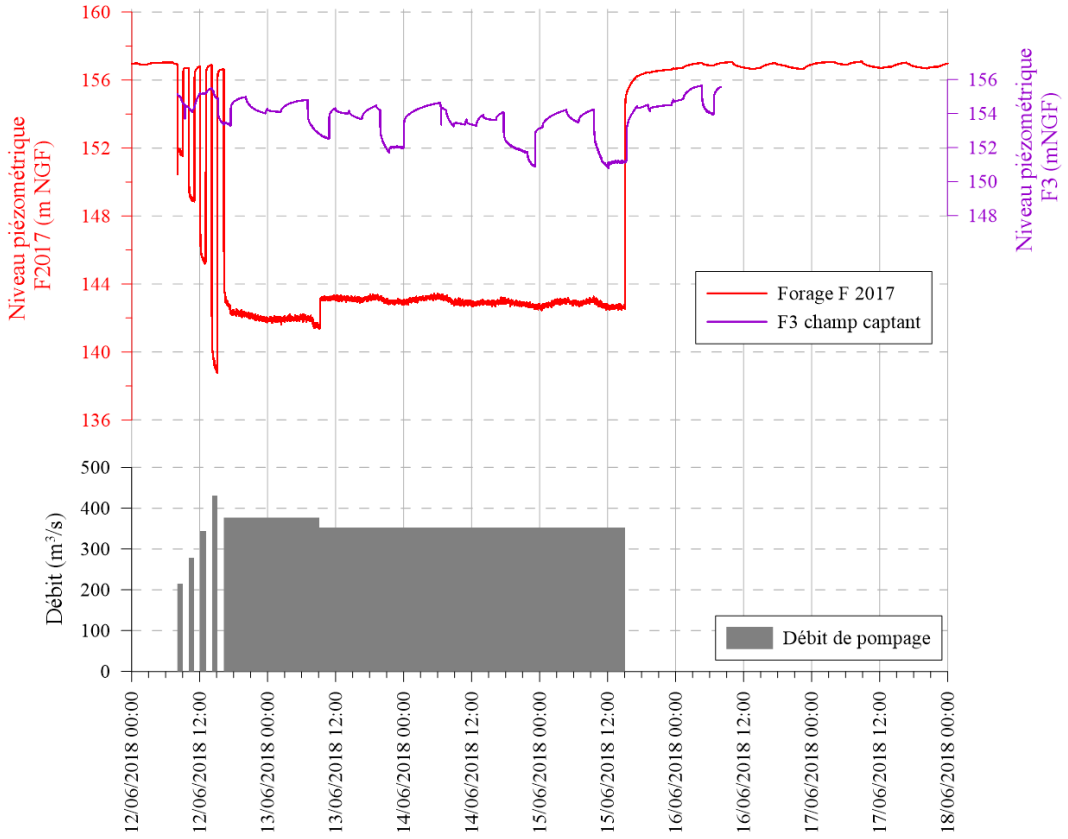


Figure III.8 : Débit de pompage et niveau piézométrique sur le forage F2017 (en rouge) et le forage F3 (en violet) mesuré au cours des essais par paliers et de l'essai de pompage en juin 2018

La Figure III.9 présente deux diagnostics de puits à partir de l'analyse de la log-dérivée du rabattement sur le forage F2017. Dans les deux cas, le diagnostic met en avant une hétérogénéité de la géométrie de l'aquifère avec plusieurs régimes d'écoulement identifiés.

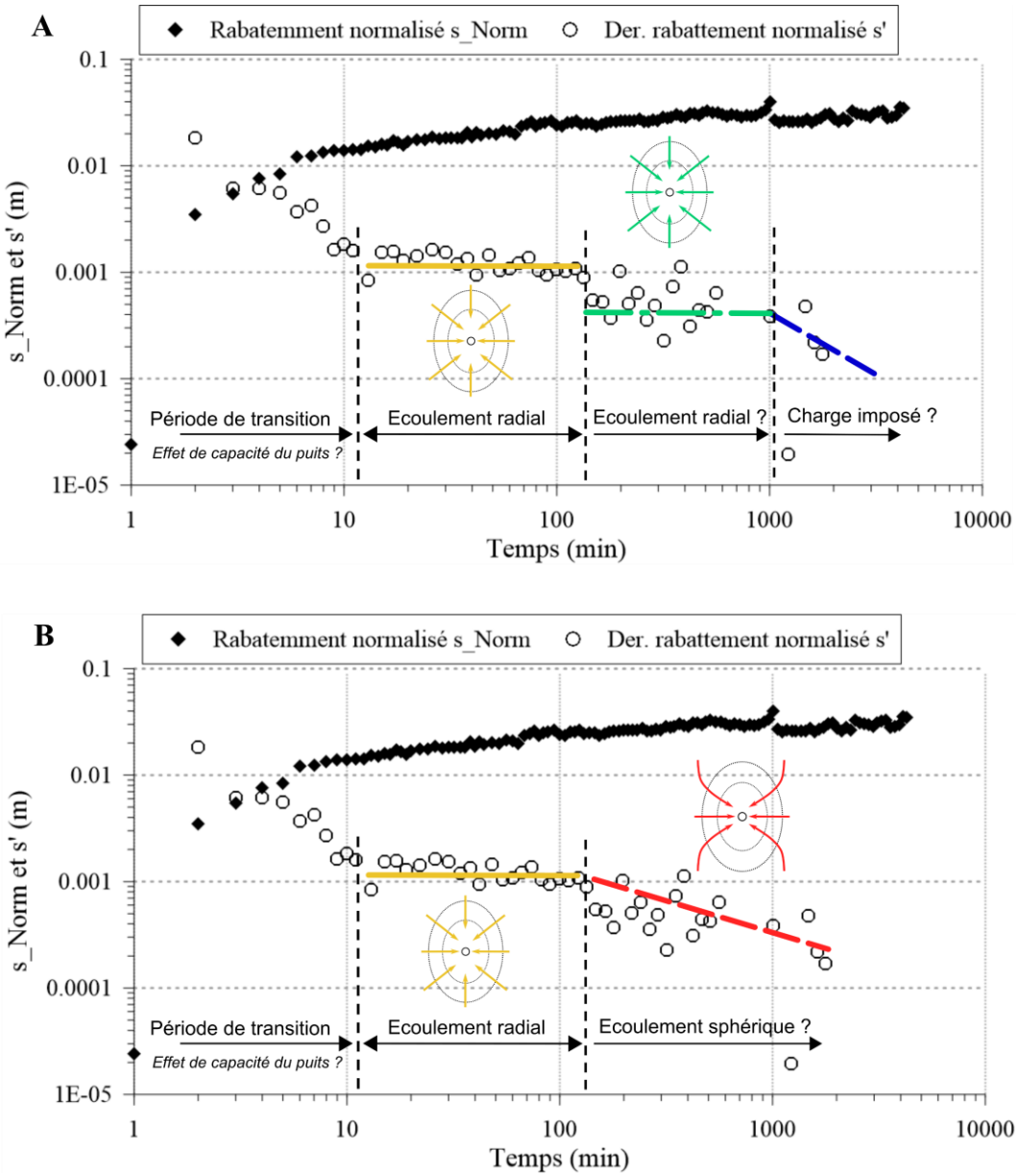


Figure III.9 : A et B – Rabattement s (m) et sa log-dérivée s' (en m) tirés de l'essai de pompage longue durée effectué sur le forage F2017 de Roquevaire en juin 2018. Deux diagnostic de puits sont proposés suivant différents modèles conceptuels tirés de la littérature. Une schématisation des régimes d'écoulement identifiés par les diagnostics de puits est aussi proposée.

Concernant le premier diagnostic (Figure III.9-A), il se décompose avec une première période de transition intégrant probablement un effet de capacité de puits (non tracé sur le graphique) jusqu'à environ 10 min, puis un premier écoulement radial bien identifié (avec une droite de pente 0) jusqu'à environ 120 min. Un second écoulement radial semble se dessiner mais le signal de la log-dérivée présente de fortes variations questionnant cette identification. Enfin, après 1000 min, on observe une diminution de la log-dérivée, suivant une pente de -1 qui traduirait une limite à charge imposée, mais de façon similaire au second régime d'écoulement radial, le signal de la log-dérivée est incertain et s'arrête à environ 2000 min, alors que l'essai se poursuit jusqu'à 4249 min. L'enchaînement de deux régimes radiaux, le second étant inférieur au premier, est produit par plusieurs types d'aquifère mais les schémas conceptuels proposés par Ferroud (Ferroud et al., 2018) ne se retrouvent pas sur ce

diagnostic, notamment par l'absence de période de transition clairement définie entre les deux écoulement radiaux.

Le second diagnostic proposé (Figure III.9-B) se compose lui aussi d'un régime transitoire en début d'essai, puis du premier écoulement radial entre 10 et 120 min. À partir de 120 min et jusqu'à la fin de l'essai, il est possible de tracer une droite de pente -0,5 traduisant un écoulement sphérique. L'enchaînement d'un écoulement radial puis sphérique est observé dans le cas de forage pénétrant partiellement l'aquifère mais est généralement complété par un régime radial à long terme. De façon similaire au premier diagnostic, la droite de pente -0,5 peut être remise en question par rapport au signal de la log-dérivée relativement incertain.

Pour les deux diagnostics, la modification du débit à environ 1000 min modifie considérablement la tendance du rabattement, qui entrait dans une phase descendante importante juste avant la modification du débit (atteinte d'une limite à flux nul ?). Cette abaissement du débit semble impacter fortement le calcul de la log-dérivée du rabattement avec uniquement 5 valeurs de s' calculées après 1000 min, sur un essai de plus de 4200 min. On peut s'interroger sur le rôle du changement de débit sur le calcul de la dérivée dans ce cas d'étude.

Malgré ces incertitudes, l'intégration du contexte hydrogéologique peut aider à l'identification d'un modèle conceptuel. En revenant sur la Figure III.6 (coupe schématique en 2D de la zone d'étude), plusieurs cas peuvent être supposés :

- En considérant le drain ou la fracture karstique à l'origine d'un flux d'eau important à 39,5 mNGF, il peut se traduire théoriquement par un écoulement radial en considérant que le forage recoupe une fracture très perméable dans n'importe quelle direction (Ferroud et al., 2018). En associant ce point avec le premier diagnostic (Figure III.9-A), le second écoulement radial pourrait être lié à la diffusion du front de pression dans la globalité de l'aquifère, jusqu'à atteindre le niveau de la rivière Huveaune, en tant que limite à charge imposée.
- Toujours à partir du premier diagnostic (Figure III.9-A), si on considère maintenant une relation hydraulique entre les dolomies au niveau de la zone crépinée du forage F2017 et la nappe d'accompagnement de l'Huveaune, la perméabilité des dolomies a priori plus faible que celles des alluvions peut se traduire par un diagnostic type radial-radial avec le second radial plus bas que le premier. Le front de pression induit par le pompage va donc d'abord solliciter de façon homogène l'aquifère dolomitique, puis après environ 120 min va atteindre les alluvions, plus perméables (Ferroud et al., 2018). La limite à charge imposée traduit l'atteinte de l'Huveaune par le front de pression.
- Un troisième modèle peut être proposé à partir du premier diagnostic notamment en considérant l'évacuation de sables dolomitiques au cours de l'essai de pompage. La présence de sable dolomitique peut être associée à un fantôme de roche formé sous le niveau de base de l'Huveaune actuel, que ce soit au niveau du drain karstique ou du plan stratigraphique. La fantômisation d'une roche carbonatée est une forme de karstification qui entraîne la dissolution des calcaires dont les minéraux les plus solubles vont être exportés du système. Une partie des minéraux restent sur place du fait d'un gradient hydraulique trop faible pour justifier leurs exports et forment donc le fantôme de roche. Cette hypothèse, associée à l'écoulement radial observé (Figure III.9-A), traduirait la réaction hydraulique d'un milieu

homogène, isotrope, poreux et très perméable, qualifié par la solution de Theis pour le premier écoulement radial. Les hétérogénéités structurales et sédimentaires seraient masquées par la structure pseudo-homogène de l'aquifère à proximité du puits de pompage. Le second écoulement radial serait lié au front de pression affectant l'ensemble du réservoir. La limite à charge imposé traduit une nouvelle fois l'atteinte de l'Huveaune par le front de pression

- En considérant le second diagnostic (Figure III.9-B) décrit par les régimes d'écoulement radial-sphérique, il peut correspondre au modèle conceptuel suivant : un écoulement radial sollicitant l'aquifère dolomitique autour de la zone crépinée puis un écoulement sphérique à cause d'un puits pénétrant partiellement l'aquifère : i) qui ne serait donc pas limité aux formations dolomitiques kimméridgienne et oxfordienne et intégrerait les dépôts tithonien, berriasien et valanginien au-dessus ; ou ii) qui serait plus épais que la zone crépinée, atteignant une épaisseur de l'ordre de 100m (Annexe 3).

III.4 ÉLÉMENTS DE DISCUSSION ET CONCLUSION

Une discussion a été développée pour l'article scientifique, à travers l'approche itérative menant au choix d'une solution analytique et la proposition d'un schéma géologique conceptuel pour l'aquifère alluvial de la plaine d'Aubagne. Cette partie ne va pas revenir sur la méthodologie en elle-même. Elle va être axée sur la plus-value de la méthode des dérivées pour l'interprétation des essais de pompage en aquifère fracturé et/ou karstique. Les deux forages Puyricard et F2017 sont implantés dans des aquifères carbonatés karstiques et/ou fracturés. Ce type de réservoir est classiquement vu comme des ensembles très hétérogènes, dont l'interprétation par la solution analytique de Theis (Theis, 1935) pour reproduire la réponse hydraulique de l'essai de puits est théoriquement peu adaptée (Ferroud et al., 2017; Renard et al., 2009). À partir d'une base de données de 69 essais de pompage, Ferroud et al (Ferroud et al., 2017) mettent en évidence que la majorité des régimes d'écoulement ne relève pas d'un simple régime radial tout au long de l'essai, que ce soit en domaine carbonaté karstique ou dans le cas d'aquifère de socle fracturé. De même, les auteurs rappellent la non-unicité du diagnostic de puits qui implique qu'un régime d'écoulement peut être interprété différemment selon le contexte hydrogéologique.

Tout d'abord, la réinterprétation de l'essai de pompage, relativement court (15h), sur le forage Puyricard par la méthode des dérivées amène à la proposition d'un schéma conceptuel décrit par la succession d'un régime linéaire correspondant à l'alimentation d'une faille plurikilométrique par la matrice carbonatée alentours puis un régime radial masquant l'hétérogénéité de la faille et sollicitant donc tout l'aquifère de façon homogène et isotrope. La transmissivité de l'aquifère calculée à l'aide de la solution analytique de Gringarten et Ramey est de $1{,}8\times10^{-2}$ m^2/s, tandis que la valeur calculée par la solution de Theis est de $6{,}0\times10^{-2}$ m^2/s (Schleich et Pellegrini, 2019b), dans le même ordre de grandeur. L'application de la solution analytique de Theis (Theis, 1935) reste donc possible pour estimer la transmissivité T de l'aquifère à long terme mais ne prend pas en considération la zone de faille. Cette zone de faille représente finalement un drain pour l'écoulement, pouvant solliciter l'aquifère rapidement à une distance considérable du forage. Les implications en termes de fonctionnement hydrogéologique peuvent être faussées si la zone de faille n'est pas considérée, notamment sur l'évaluation de la zone d'influence du pompage et par extension sur la définition du périmètre de protection éloigné. Ces résultats sont cohérents avec le contexte hydrogéologique par la présence de zones fracturées très productives décrites par le log géologique. De même, la carte

géologique indique des failles d'orientation plutôt NE-SO, à proximité du chevauchement de l'Unité géologique du Beausset sur le massif de la Sainte-Baume. Au vu de la position du forage par rapport au poljé (Figure III.1) et aux failles identifiées, la zone de faille captée par le forage suit probablement une orientation similaire NE-SO. Un test hydraulique de plus longue durée (de 72h classiquement pour les essais de pompage contre seulement 15h dans ce cas) serait bénéfique pour confirmer le régime d'écoulement radial identifié après 700 min. Il pourrait aussi renseigner sur l'extension de la zone captée, circonscrite aux formations calcaires ou étendue aux formations détritiques du poljé de Cuges-les-Pins. Ainsi, le suivi du niveau piézométrique sur des forages à proximité amènerait une vision plus précise des écoulements à l'échelle locale, notamment avec le forage Coulin implanté dans le même aquifère calcaire barrémien à 3km à l'ouest de Puyricard, dans l'axe d'écoulement régional des eaux souterraines en direction des sources de Port-Miou, mais aussi des forages privés (Ferrat, Fontmagne, ?) captant une ressource souterraine dans les formations détritiques du poljé. Ces potentielles relations hydrauliques vont être examinées par une approche géochimique en couplant plusieurs traceurs naturels dans la partie IV.4.6.

Concernant le forage F2017, le problème de non-unicité de la log-dérivée est bien mis en évidence, avec finalement l'impossibilité à ce jour de privilégier un modèle conceptuel parmi les 4 proposés à partir des deux diagnostics de puits (drain karstique, aquifère calcaire et alluvial, karst fantôme et aquifère pseudo-homogène, puits captant partiellement l'aquifère). La corrélation entre données de puits et contexte géologique ne permet pas non plus de conclure sur un modèle parmi les autres du fait de nombreuses incertitudes sur l'extension des différentes unités stratigraphiques, le rôle de la nappe alluviale et le rôle de l'Huveaune. En effet, le système étudié est particulièrement complexe avec des interrelations hydrauliques entre les différents aquifères et la rivière. Pour conclure cette réinterprétation de l'essai sur le forage F2017, il reste à modéliser le rabattement et sa dérivée logarithmique à partir de solutions analytiques répondant aux diagnostics et modèles conceptuels, sur le puits de pompage et les puits d'observations (F3 en particulier), en prenant en compte le rôle de l'Huveaune. De plus, des essais de pompages ont été réalisés sur les forages F3 et F4 (puits creusé en 2019, en remplacement du F2 effondré) du champ captant de Roquevaire, dans les alluvions de l'Huveaune. L'interprétation de ces essais par la méthode des dérivées pourrait aider à la compréhension du système rivière-aquifère alluvial-aquifère calcaire, en gardant en tête les relations hydrauliques identifiées auparavant. De façon similaire au forage Puyricard, l'approche géochimique couplant plusieurs traceurs naturels est menée dans la partie IV.4.5 pour contraindre les relations entre les forages F3, F2017 et la rivière Huveaune.

Pour terminer, le Tableau III.1 synthétise les informations tirées de l'étude des essais de puits réalisés sur trois forages AEP situés sur le territoire du bassin versant de l'Huveaune (SMBVH). D'autres essais de pompage ont été menés durant la période 2018-2022 (Tableau II.4) dont l'interprétation par la méthode des dérivées présente un intérêt pour la définition de la géométrie des aquifères sollicités par des forages AEP.

	Aubagne – Forage Impôts	Cuges-Les-Pins – Forage Puyricard	Roquevaire – Forage F2017
Modèle conceptuel/ géométrie de l'aquifère	Aquifère très hétérogène verticalement et horizontalement	Aquifère hétérogène, de type fracturé à grande échelle	Aquifère hétérogène mal défini – drain karstique, puits partiel, karst fantôme, … ?
Solution analytique	Hunt and Scott (2007) – aquifère multicouche au droit du forage	Gringarten (1974) – puits recoupant une faille verticale de grande dimension	À définir en testant différentes solutions analytiques justifiant les diagnostics
Transmissivité (m^2/s)	$4{,}0\times10^{-2}$	$1{,}8\times10^{-2}$	-
Coefficient d'emmagasinement (-)	$3{,}0\times10^{-4}$	$1{,}0\times10^{-3}$	-
Type de ressource en eau	Alluviale - indépendante des karsts alentours	Fracturé/karstique – relation avec le poljé ?	Relation rivière-nappe-karst ?
Limite de l'interprétation	-	Essai de seulement 15h	Correction des données de rabattement influencé par le pompage d'AEP

Tableau III.1 : Synthèse des essais de pompages étudiés au cours des travaux de thèse

IV. PARTIE IV – APPROCHES MULTI—TRACEURS POUR CARACTÉRISER LES MASSES D'EAU ET LES PHÉNOMÈNES DE MÉLANGE AU SEIN D'UN HYDROSYSTÈME COMPLEXE

IV.1 INTRODUCTION

Les outils hydrochimiques et isotopiques sont couramment utilisés pour caractériser les aquifères, que ce soit en termes de processus géochimiques ou de fonctionnements hydrogéologiques (Bear et al., 1999; Cook et Herczeg, 2000; Goldscheider et Drew, 2007). La réponse géochimique mesurée sur les sources, forages et rivières est donc dépendante des modalités d'écoulement au sein d'un aquifère mais aussi des relations hydrogéologiques entre compartiments aquifères. L'utilisation de traceurs naturels est particulièrement intéressante pour identifier les modalités d'écoulements à l'échelle locale et régionale mais aussi pour évaluer l'impact des activités anthropiques agricoles et industrielles, ou encore les phénomènes d'intrusion saline. Ces problématiques ont été identifiées sur les bassins versants de l'Huveaune et de Port-Miou, dans le cadre du projet Karst-Huveaune, en lien avec les études précédentes (Arfib et Charlier, 2016; Cavalera, 2007; Coulier, 1985; Fournillon, 2012a; Gandolfi et Imbault, 2014; Martin, 1986; Tassy, 2012). Plusieurs interrogations ressortent du contexte hydrogéologique régional :

i) Quel est le rôle des formations triasiques dans le transfert des eaux souterraines du massif de la Sainte-Baume vers l'exutoire régional des sources de Port-Miou ?
ii) Quel rôle joue le bassin d'effondrement oligocène dans la structuration des écoulements régionaux au sein du karst ?
iii) Peut-on définir une signature géochimique pour chaque masse d'eau régionale, identifier des mélanges et l'origine de l'eau des sources karstiques et forages ?
iv) Peut-on identifier des zones de circulations préférentielles karstiques, et ainsi faire le lien entre l'information géochimique et le contexte géodynamique local ?

Cette étude repose un suivi spatio-temporel de la qualité chimique et isotopique (ions majeurs, isotopes stables de l'eau, isotopes du strontium, isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates) des principales sources karstiques drainant les aquifères du massif de la Sainte-Baume ainsi que sur quelques forages AEP, situés en aval du massif de la Sainte-Baume. Le suivi des sources permet d'accéder au fonctionnement intégré de sous-systèmes aquifères. Les forages permettent d'accéder aux signatures géochimiques des circulations karstiques profondes qui contribuent potentiellement à l'alimentation de la source sous-marine de Port-Miou. L'approche multi-traceurs couplée aux données hydrogéologiques est mise en œuvre pour identifier la nature lithologique des réservoirs drainées, contraindre les bassins d'alimentations des aquifères karstiques, caractériser les modalités d'écoulement et identifier et quantifier, le cas échéant, les échanges entre masses d'eau.

IV.2 STRATÉGIE D'ÉCHANTILLONNAGE

Des prélèvements d'eau ont été effectués tous les mois ou deux mois pour caractériser la chimie de l'eau. La Figure IV.1 présente la situation géographique des points de suivi des eaux souterraine et de surface. Une des particularités de cette étude est l'utilisation des forages pour avoir accès à l'eau souterraine. Ces forages ont une profondeur allant jusqu'à 200 m. En plus de cet échantillonnage mensuel, trois campagnes annuelles en novembre 2018, décembre 2019 et octobre 2020 ont été

effectuées avec une analyse chimique plus complète, incluant les molécules anthropiques potentiellement polluantes.

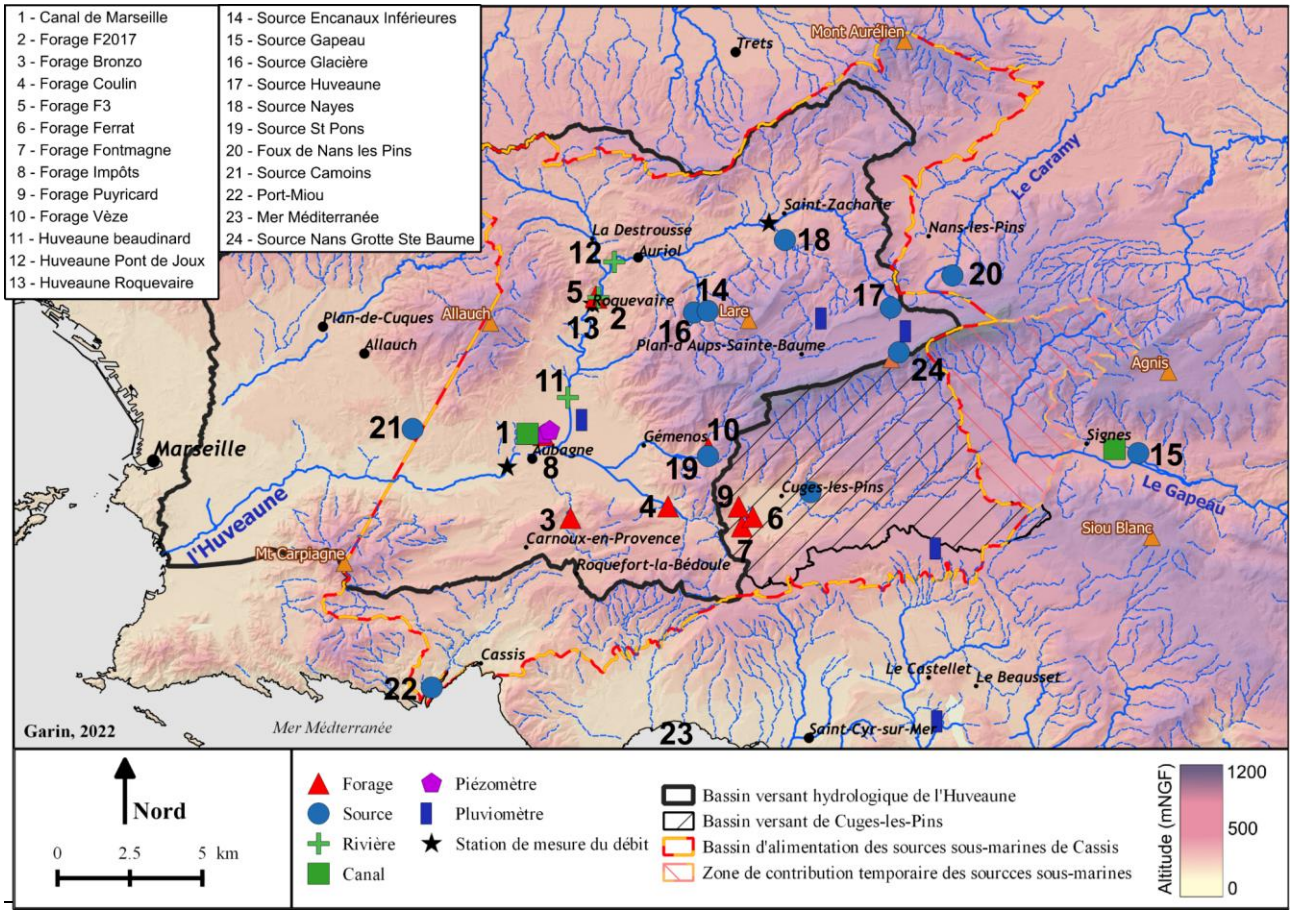


Figure IV.1 : Situation géographique des points de prélèvements d'eau souterraine et de surface pour leurs analyses chimiques et isotopiques.

La Figure IV.2 présente la répartition des analyses géochimiques réalisées au cours de ces travaux de thèse avec les conditions hydrologiques au cours du temps. La liste des paramètres est présentée dans la Partie II.4. Au total, 265 prélèvements d'eau ont été analysés sur 29 points et répartis spatialement sur toute la zone d'étude. Six ensembles de points sont identifiés : i) les sources karstiques drainant principalement le massif de la Sainte-Baume et qui alimentent des cours d'eau affluents de l'Huveaune (Huveaune, Encanaux Inférieures, Glacière, Nayes, St Pons), ainsi que trois autres sources karstiques (Foux de Nans les Pins, Camoins, Nans Grotte Ste Baume) ; ii) les forages dans les calcaires (F2017, Coulin, Puyricard, Bronzo, Vèze) ; iii) les forages dans les alluvions d'Aubagne à Roquevaire (Impôts, F3) ainsi que dans le poljé de Cuges-les-Pins (Ferrat, Fontmagne) ; iv) les sources saumâtres côtières (Port-Miou) ; v) les apports venant de l'extérieur du bassin versant (Canal de Marseille) et vi) les points extérieurs au bassin versant de l'Huveaune et des sources de Port-Miou (source Gapeau). Les caractérisations isotopiques sur les eaux souterraines et de surface ont été réalisées en fonction des besoins et problématiques identifiés au fur et à mesure du travail. Ainsi, le rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ a été analysé 61 fois sur 26 points de prélèvements de la zone d'étude, dans le but d'identifier les phénomènes d'interaction eau-roche. L'analyse des isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$) a été effectuée sur 99 prélèvements concernant 26 points types sources, rivières et forages. Les 265 prélèvements d'eau ont fait l'objet d'un échantillonnage systématique pour les

isotopes stables dans des flacons en verre ambré et stockés en réfrigérateur. Ils pourront donc servir sur d'autres sujets ou projet de recherche en fonction des besoins. Enfin, les isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates ($\delta^{34}S$ et $\delta^{18}O$) ont été analysés 12 fois sur 6 points au total avec pour objectif de définir l'origine des sulfates dans l'eau. Enfin les campagnes annuelles (nov. 2018, déc. 2019, oct. 2020) de type « première adduction » complètent les données avec l'analyse de 577 pesticides, des métaux lourds, de quelques produits pharmaceutiques, des HAP et de paramètres spécifiques.

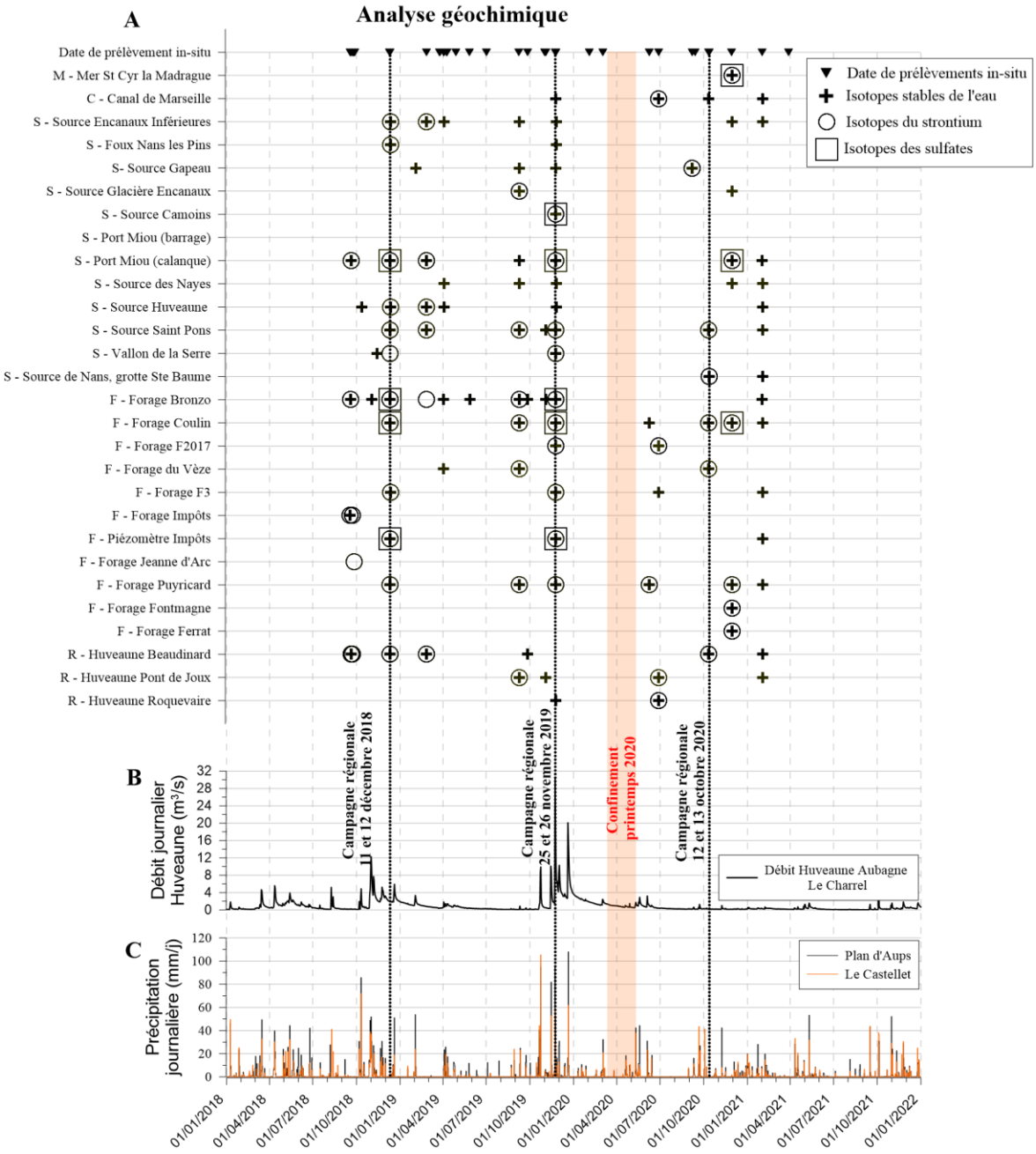


Figure IV.2 : A - Répartition temporelle des analyses géochimiques durant la thèse. Cinq types de point de prélèvement ont été investigués : M – Mer ; C – Canaux ; S – Source ; F – Forage ; R – Rivière. Les triangles noirs représentent les jours de mesures et de prélèvements sur le terrain et pour lesquels l'analyse des ions majeurs est réalisée. Les croix noires représentent les prélèvements analysés pour les isotopes stables de l'eau. Les ronds noirs représentent les analyses des isotopes du strontium. Les carrés noirs représentent les analyses des isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates. B -Débit de l'Huveaune à la station d'Aubagne Le Charrel. C – Précipitations journalières mesurées aux stations Météo-France du Plan d'Aups et du Castellet Aérodrome.

IV.3 CARACTÉRISATION DES TYPES D'EAUX DE LA ZONE D'ÉTUDE

Cette première sous-partie va uniquement présenter les résultats des analyses des ions majeurs et des trois outils isotopiques, sans interpréter ces résultats en termes de processus géochimiques ou hydrogéologiques (interaction eau-roche, mélange, origine de l'eau, …). C'est donc une première approche globale guidant ensuite les interprétations présentées dans les parties IV.4 et IV.5.

IV.3.1 Informations apportées par les éléments majeurs

Le diagramme de Piper (Piper, 1944) est très souvent utilisé pour valoriser les informations des éléments majeurs via un calcul de proportion. Il permet d'identifier des groupes d'eaux selon les faciès hydrochimiques des eaux, et donne un premier aperçu de la variabilité spatiale présents sur les bassins versants de l'Huveaune et de Port-Miou.

La Figure IV.3-A présente le faciès hydrochimique des forages AEP investigués au cours de ce travail. Trois groupes se distinguent :

- un premier pôle carbonaté regroupant les forages placés en bordure des massifs carbonatés karstiques du massif de la Sainte-Baume (Coulin, Fontmagne, Vèze, Puyricard, Ferrat)
- un second groupe, toujours à faciès carbonaté mais marqué par une influence du pôle évaporitique sulfaté, rassemble les forages situés sur la plaine d'Aubagne (Impôts, Jeanne d'Arc) ainsi que les forages de Roquevaire (F3, F2017).
- le forage Bronzo (carrière Bronzo, au sud d'Aubagne) se retrouve à l'interface entre les pôles d'eaux souterraines sulfatés et carbonatés et sous l'influence d'un pôle chloruré-sodique. Ce forage atteint une profondeur de -15 mNGF, sous le niveau de la mer, avec un niveau piézométrique de 23,24 mNGF (le 29/03/2021). Il présente la valeur la plus inattendue par rapport au contexte hydrogéologique, dont la signature hydrochimique résulte soit de l'effet de l'intrusion saline marine, soit par la présence d'halite localement (non reconnu sur le terrain dans la zone d'étude), soit une contamination anthropique par le rejet de STEP.

La Figure IV.3-B présente les sources karstiques, avec une nouvelle fois trois groupes bien distincts :

- le premier faciès d'eau carbonaté calcique ou magnésien regroupe toutes les sources karstiques en bordure du massif de la Sainte-Baume (Foux de Nans les Pins, Encanaux Inférieures, Gapeau, Glacière, Huveaune, Nans Grotte Ste Baume, Nayes, St Pons)
- les prélèvements effectués sur la source de Port-Miou sont caractérisés par un faciès salé, résultat conforme au fonctionnement de cette source sous-marine saumâtre marquée par un mélange avec de l'eau de mer, de l'ordre de 30% en basses eaux
- la source Camoins présente un faciès sulfaté, très particulier par rapport à l'ensemble des sources karstiques régionales, en lien avec le contexte géologique de cette source drainant des dépôts oligocènes lacustres en bordure du massif d'Allauch (Rousset et al., 1996).

La Figure IV.3-C présente les échantillons prélevés sur la rivière Huveaune (Beaudinard, Pont de Joux et Roquevaire ; regroupé sous le terme eau de surface - ESU), ainsi que le canal de Marseille et l'échantillon d'eau de mer à St-Cyr-la-Madrague

- sans surprise, l'échantillon d'eau de mer est bien caractérisé par un faciès salin
- les prélèvements effectués sur la rivière Huveaune présentent un faciès chimique similaire aux forages de la plaine d'Aubagne, influencés par le pôle sulfaté, mais avec une variabilité

temporelle plus importante que les forages. La diminution de la concentration en sulfates dans les eaux de surfaces s'observe en période de crue et hautes eaux, par l'apport d'eau à faciès carbonatés par les sources karstiques.

- l'eau prélevée au niveau du canal de Marseille, servant notamment pour l'irrigation sur la plaine d'Aubagne, a pour origine la Durance et par extension les Alpes. Elle présente un faciès chimique proche du forage Impôts.

L'identification des différents faciès hydrochimiques, par le diagramme de Piper, met donc en évidence deux grands groupes d'eaux souterraine et de surface : un faciès purement carbonaté calcaire et/ou magnésien et un second groupe marqué par l'influence d'un pôle sulfaté.

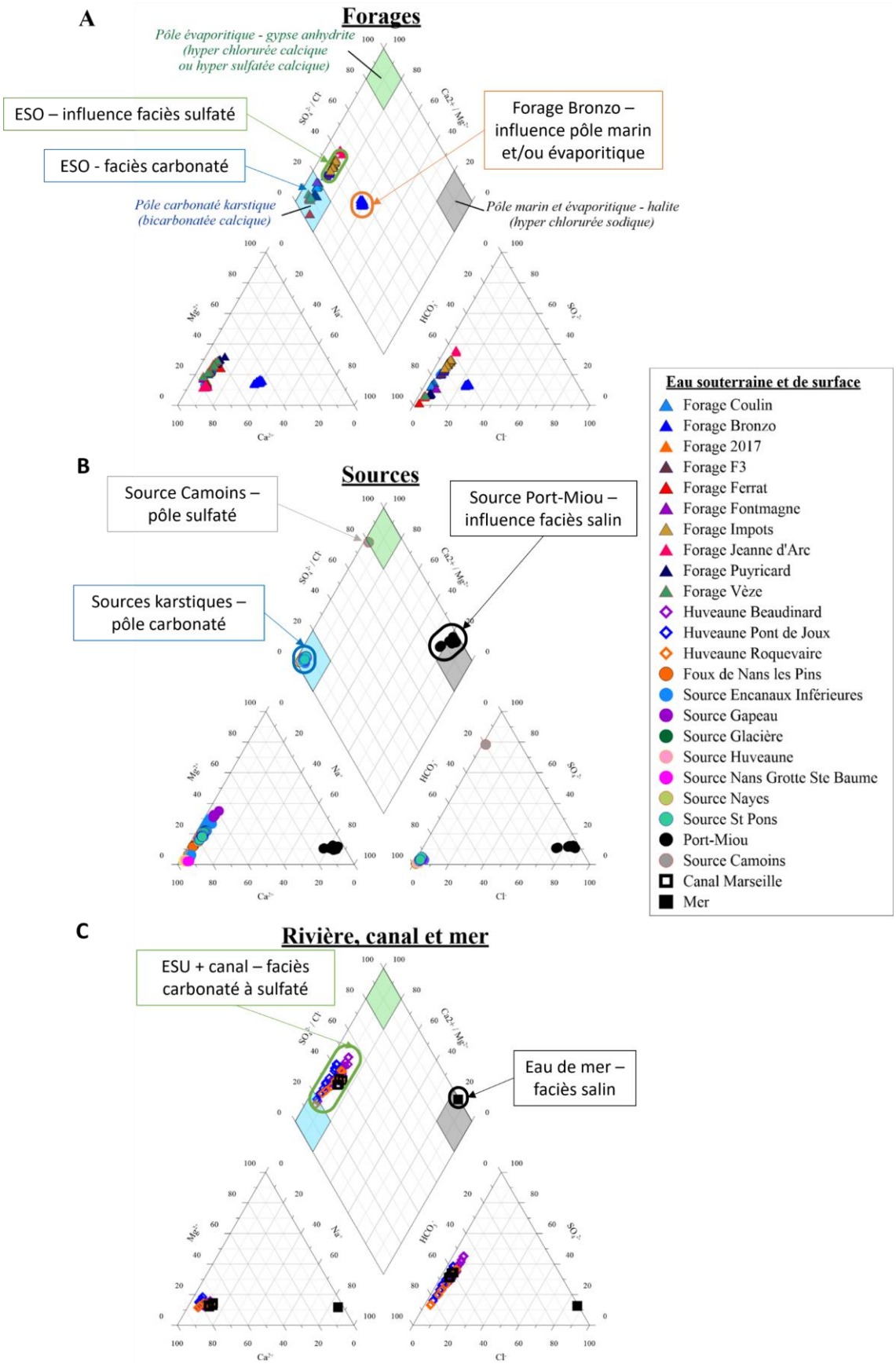


Figure IV.3 : Diagramme de Piper pour identifier les faciès hydrochimique des eaux souterraines (ESO) et de surface (ESU) échantillonnées sur les bassins versants de l'Huveaune et de Port-Miou entre septembre 2018 et mai 2021

Les diagrammes de Stiff déterminés pour les sources et forages permettent de visualiser la répartition spatiale des faciès chimiques qualifiés par le diagramme de Piper tout en présentant les gammes des concentrations. Les Figure IV.4 et Figure IV.5 présentent les résultats pour les contextes de hautes eaux et basses eaux. De manière globale, l'ensemble des échantillons à faciès carbonaté se retrouve associé au massif de la Sainte Baume (diagrammes de Stiff n°4, 6, 9, 10, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20), avec des rapports en calcium et magnésium variable selon les points de prélèvements. La source Huveaune se distingue par la quasi-absence de Mg. Les eaux à faciès sulfaté-calcique se retrouvent associées au bassin de l'Huveaune (forages F2017, F3, Fontmagne et Impôts (n° 2, 5, 7 et 8) et rivière Huveaune à Beaudinard, Pont de Joux et Roquevaire (n°11, 12, 13). Le forage Bronzo (n°3) se distingue une nouvelle fois par des concentrations en Na et Cl singulièrement supérieures aux autres eaux karstiques (de 3.3 meq/l contre environ 0,25 meq/l en moyenne en hautes et basses eaux). Enfin, les points n°22 et 23, correspondant respectivement à la source de Port-Miou et à la mer, présentent logiquement un faciès marqué par de fortes concentrations en NaCl. Dans les diagrammes de Stiff, les résultats en période de basses eaux sont finalement assez similaires aux prélèvements effectués sur la période de hautes eaux, avec uniquement des variations de concentrations plus ou moins marquées, en particulier pour la source de Port-Miou.

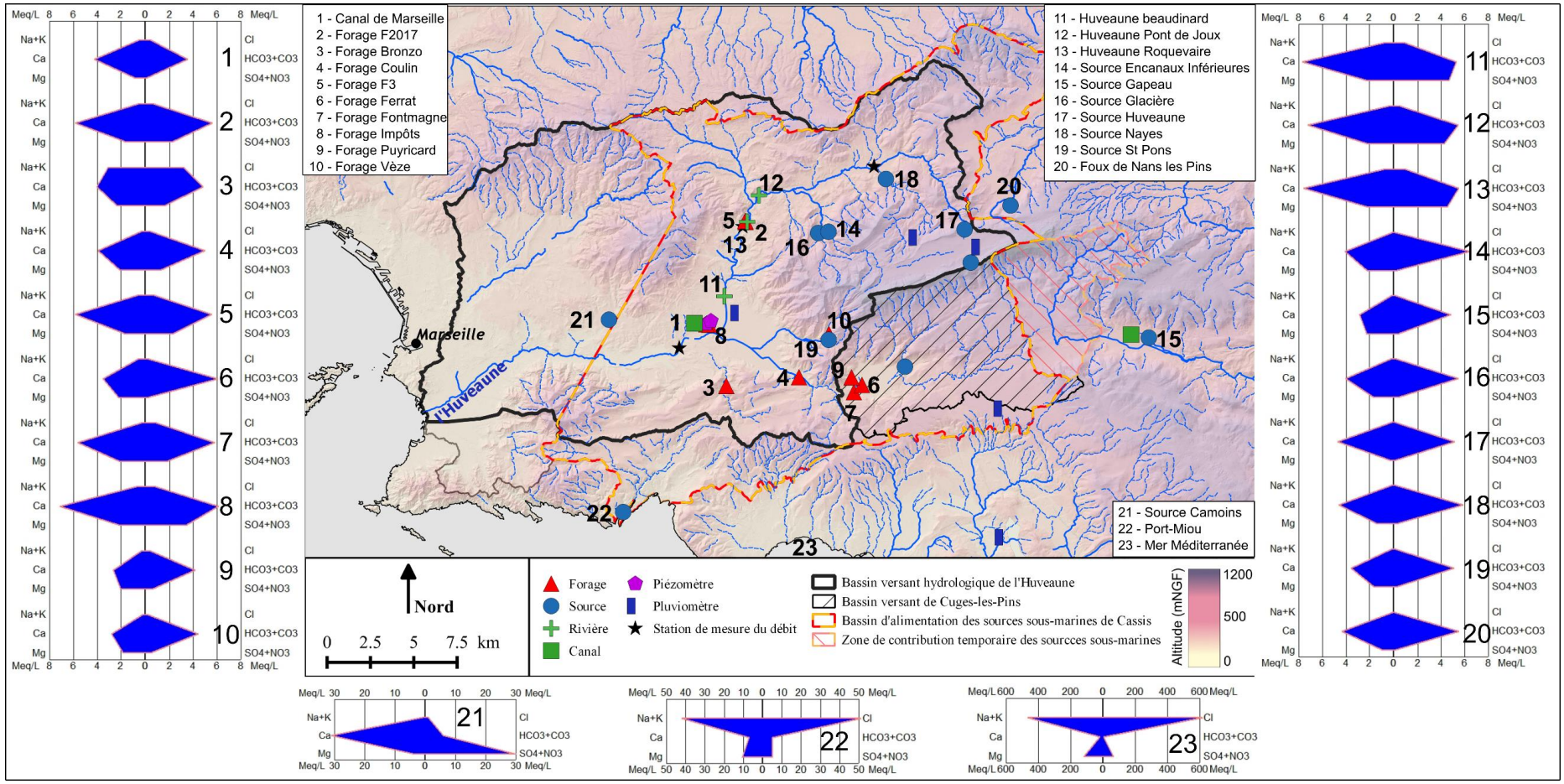


Figure IV.4 : Diagramme de Stiff présentant le faciès hydrochimique d'une série d'échantillon effectué en hautes eaux. Les dates de prélèvements sont variables selon les échantillons (25/11/2019, 26/11/2019, 04/02/2020 et 30/11/2020)

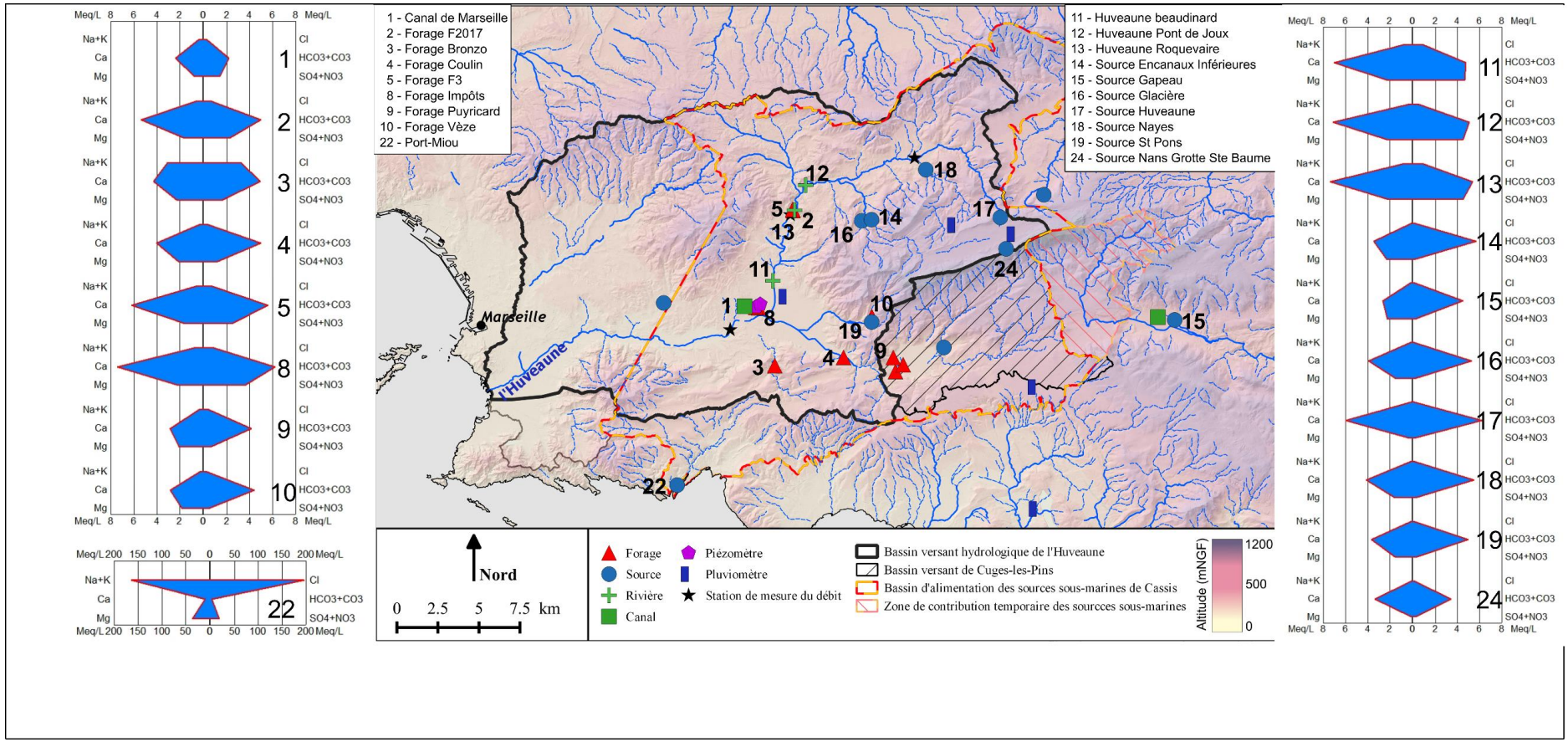


Figure IV.5 : Diagramme de Stiff présentant le faciès hydrochimique d'une série d'échantillon effectué en basses eaux. Les dates de prélèvements sont variables selon les échantillons (29/06/2019, 29/06/2020, 07/09/2020, 12/10/2020)

IV.3.2 Informations sur les éléments traces, les phytosanitaires et traceurs émergents

En parallèle des prélèvements mensuels, trois campagnes d'échantillonnage ont été effectuées en partenariat avec le Laboratoire Chimie et Environnement (LCE) de l'université Aix-Marseille pour évaluer la qualité de l'eau sur les bassins versants de l'Huveaune et de Port-Miou à partir d'une analyse type adduction en eau potable. Ainsi, ces analyses fournissent des résultats sur 558 pesticides, des résidus de produits pharmaceutiques, des métaux (Hg, As, Cd, Cr, Cu, Ni, Pb, Se, Zn) et des paramètres spécifiques (HAP, BTEX, indice phénols, tensioactifs, …). Les résultats de ces analyses sont disponibles sous forme de tableur, en lien avec la restitution des documents du projet Karst-Huveaune.

Concernant les métaux, des traces se retrouvent sur de nombreux points de prélèvements mais les concentrations restent toutes inférieures aux limites guides définies par l'arrêté du 11 janvier 2007 (https://www.legifrance.gouv.fr/loda/id/JORFTEXT000000465574/). Des concentrations plus importantes en cuivre et en zinc sont à noter sur plusieurs points de mesures (forage Impôts, forage Puyricard, forage Coulin, Forage F3 Roquevaire, source Gapeau, source de Nans Grotte Ste-Baume). Les éléments traces métalliques sont présents à l'état naturel dans les roches et le sol, et peuvent aussi témoigner de contaminations anthropiques (fertilisants, boues de STEP, contaminations atmosphériques, lixiviat de centre d'enfouissement). L'origine de ces éléments n'a pas été caractérisée au cours de cette thèse.

Au niveau des pesticides, deux prélèvements effectués sur la Rivière Huveaune Beaudinard et Huveaune Roquevaire en octobre 2020 présentent une concentration en AMPA notables (respectivement de 0,24 et 0,36 µg/l). L'AMPA est soit un métabolite du glyphosate (pesticides agricoles), soit lié aux détergents industriels et domestiques ou lessives et donc issu des rejets de STEP.

L'impact des STEP, notamment celle d'Auriol ((la seule STEP dans le bassin de l'Huveaune en amont d'Aubagne), se retrouve par la présence de plusieurs résidus pharmaceutiques sur la rivière Huveaune Beaudinard. Des traces de paracétamol se retrouvent aussi lors de la campagne d'octobre 2020 sur plusieurs captages AEP (forage du Vèze, forage F3, forage Puyricard) et la source Glacière ainsi que la source Port-Miou. On peut aussi noter la présence de carbamazépine au niveau de l'Huveaune Beaudinard en décembre 2019 et octobre 2020, ainsi qu'au niveau de l'Huveaune Roquevaire en octobre 2020. Cet élément est un excellent traceur des eaux usées et montre l'effet de la STEP d'Auriol sur l'Huveaune en aval.

Enfin, des traces de HAP (Hydrocarbures Aromatiques Polycycliques) se retrouvent sur plusieurs échantillons, en particulier sur l'Huveaune Roquevaire et l'Huveaune Beaudinard, toutefois les concentrations sont très inférieures à la limite de qualité de 0,1µg/l pour la somme des HAP (Phénanthrène, Pyrène, B-a-Anthracène, Chrisene, B-b-Fluoranthène, B-k-Fluoranthène, B-a-Pyrène, Benzo-ghj-perylène). Des traces de phénanthrène, dont l'origine provient essentiellement d'une mauvaise combustion de bois, charbon ou pétrole (échappement de moteur ?), sont aussi mesurées sur le forage Impôts, le forage Coulin et la source Encanaux Inférieures.

IV.3.3 Caractérisation du contexte isotopique (isotopes du soufre, du strontium et de l'eau)

Les résultats des trois outils isotopiques sont présentés indépendamment des données hydrochimiques : les isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates ($\delta^{34}S_{SO_4}$, $\delta^{18}O_{SO_4}$), le ratio

isotopique du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) et les isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$). La Figure IV.2 permet de visualiser les dates de réalisation des analyses isotopiques.

IV.3.3.1 Les isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates

L'objectif de l'analyse de $\delta^{34}S_{SO4}$ et de $\delta^{18}O_{SO4}$ est d'identifier l'origine des sulfates. Au vu du contexte d'étude, les sulfates peuvent provenir des précipitations d'origine marine impliquant des concentrations faibles en SO_4^{2-} dissous dans les eaux souterraines. Dans ce cas, le $\delta^{34}S_{SO4}$ peut être très variable, jusqu'à atteindre le rapport isotopique de la mer (+21‰) du fait de la proximité des points de prélèvement des échantillons à la mer. Cependant, la source principale de SO_4^{2-} dissous est liée à la lithologie des aquifères, en particulier par les formations sédimentaires de type évaporitique (gypse) qu'on retrouve en profondeur sur les chevauchements et à l'affleurement majoritairement au nord de la plaine d'Aubagne, et localement au niveau du contact tectonique entre massif de la Sainte-Baume et Unité du Beausset. Les isotopes des sulfates peuvent aussi être des traceurs d'influence anthropique, que ce soit par des dépôts atmosphériques influencés par des activités industrielles, ou par l'apport de fertilisants agricoles. Ils sont aussi potentiellement soumis à des fractionnements isotopiques par oxydo-réduction bactérienne.

Six points d'eau ont fait l'objet d'analyses des isotopes des sulfates : le forage Impôts, le forage Coulin, le forage Bronzo, la source Camoins, la source Port-Miou et la mer Méditerranée. La Figure IV.6 positionne l'ensemble de ces points de prélèvements par rapport aux signatures théoriques en soufre et oxygène des sulfates. La Figure IV.6 indique aussi des blocs correspondant aux valeurs généralement admises pour représenter les différentes influences sur les isotopes des sulfates, ainsi que quelques valeurs tirées de projets de recherche régionaux (Partie I.3.2.7-Méthodes).

- L'échantillon d'eau de mer présente un $\delta^{34}S_{SO4}$ similaire aux données de la bibliographie (+21,0‰) mais avec un $\delta^{18}O_{SO4}$ de +7,1‰ contre +8,8 à 9,5‰ attendus (Barker et al., 1998; Krouse et Mayer, 2000). Cependant, des gammes de valeurs du $\delta^{18}O_{SO4}$ de l'eau de mer indiquent un large intervalle s'étendant de +4 à +20‰ (Möller et al., 2006). Vernet et Vernet (Vernet et Vernet, 1980) fournissent une valeur de $\delta^{34}S$ sur la mer à la Pointe-Rouge (Marseille) de +20,4‰. La valeur mesurée dans ce travail de thèse est donc cohérente avec les valeurs de la bibliographie
- La source Port-Miou présente une signature en $\delta^{34}S_{SO4}$ comprise entre +19,6 et +20,8‰, et en $\delta^{18}O_{SO4}$ comprise entre +7,3 et +7,5‰, valeurs proches de celle mesurée dans la mer. Cet outil isotopique témoigne de l'origine marine des sulfates présents au niveau de la source Port-Miou et donc d'une intrusion saline actuelle. La Partie IV.5 est dédiée au phénomène d'intrusion saline observé à la source de Port-Miou.
- La source Camoins présente un $\delta^{18}O_{SO4}$ élevé (+20,3‰) et un $\delta^{34}S$ de +15,3‰ correspondant à des sulfates en provenance de roche évaporitique du Trias.
- La signature isotopique du forage Impôts présente une signature intermédiaire en $\delta^{34}S_{SO4}$ entre la signature des gypses du Trias et les influences agricoles, tandis que le $\delta^{18}O_{SO4}$ montre un appauvrissement en oxygène-18 plus notable par rapport au gypse.
- Les échantillons du forage Impôts et du forage Bronzo ne présentent aucune variabilité temporelle, avec un $\delta^{34}S_{SO4}$ compris entre +11,2 et +11,4‰. Ils se différencient par le rapport isotopique $\delta^{18}O_{SO4}$ respectivement de +8,3 et +9,5‰. La proximité isotopique entre forage Impôts et forage Bronzo indique une origine assez similaire des sulfates sur ces deux points.

- Le forage Coulin présente un $\delta^{34}S_{SO4}$ plus faible, entre +8,8 et +9,1‰, et un $\delta^{18}O_{SO4}$ compris entre +9,3‰ et +10,4‰. Ce forage s'individualise par rapport aux autres points de prélèvements.

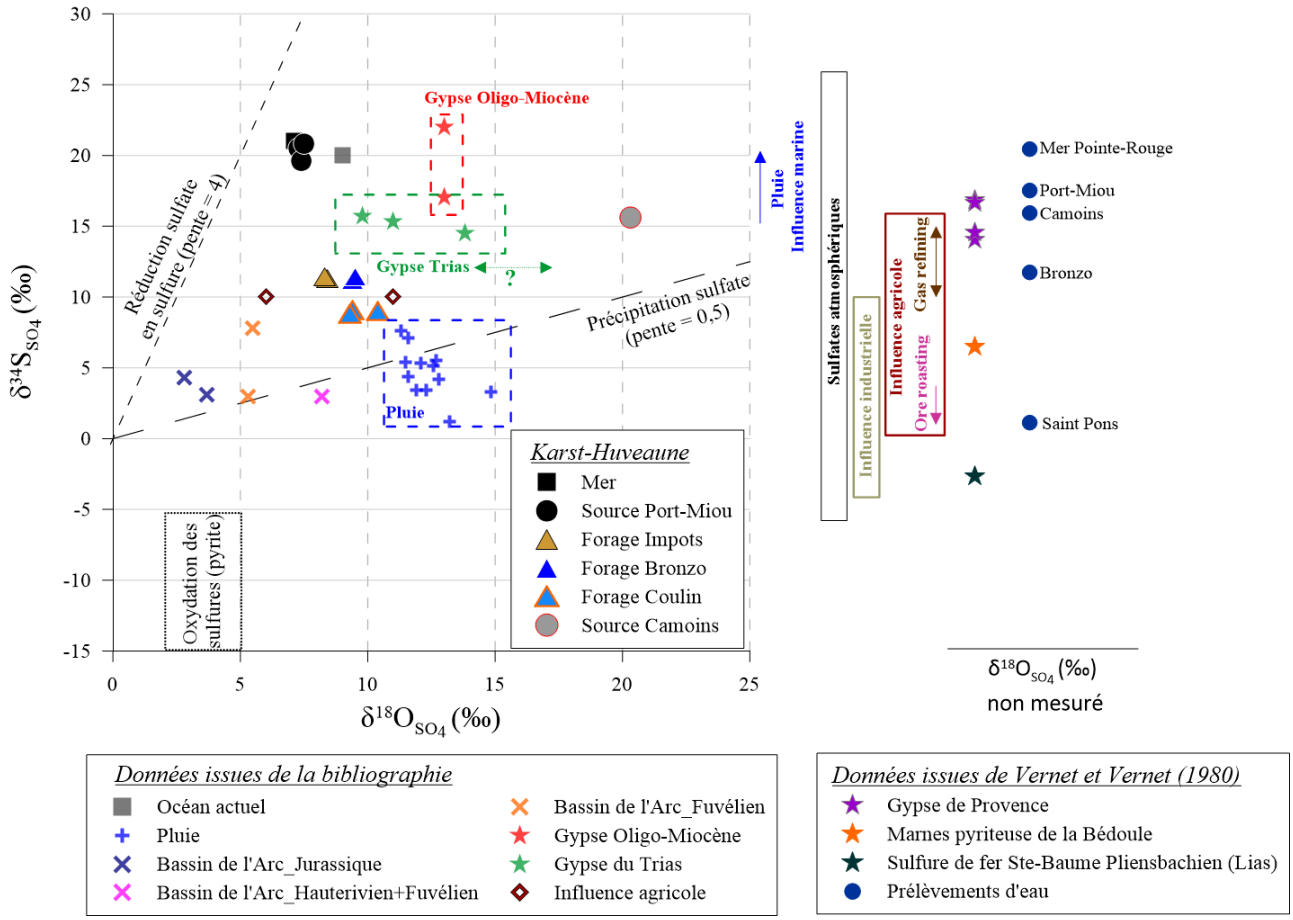


Figure IV.6 : Rapport isotopique du soufre 34 ($\delta^{34}S_{SO4}$) en fonction de l'oxygène 18 ($\delta^{18}O_{SO4}$) des sulfates des eaux analysées durant le projet Karst-Huveaune, comparé avec des données de la littérature sur l'eau et les roches régionales.

IV.3.3.2 les isotopes du strontium

La Figure IV.7 présente le rapport isotopique du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) mesuré dans les eaux souterraines et de surface entre septembre 2018 et mars 2021. Les signatures théoriques des principales formations carbonatées de la zone d'étude sont reportées par des lignes de couleur, issues de la synthèse des données isotopiques du strontium pour l'eau de mer depuis le Cambrien (Veizer et al., 1999). Il faut retenir que l'erreur associée au ratio isotopique est de 2×10^{-5}. Les échantillons ont été analysés avec pour objectif premier d'identifier la signature géochimique d'un pôle carbonaté à l'échelle régionale, et en second lieu de pouvoir caractériser chaque point d'eau souterraine à l'aide de cet outil isotopique. Ils sont ainsi comparés aux ratios isotopiques moyens des périodes géologiques du Trias inférieur au Crétacé Supérieur ainsi qu'au signal de l'eau de mer actuel (Tableau IV.1).

Âge géologique	$^{87}Sr/^{86}Sr$ Moyenne	$^{87}Sr/^{86}Sr$ Minimum	$^{87}Sr/^{86}Sr$ Maximum
Mer actuelle	0.70916	0.70914	0.70919
Crétacé supérieur	0.70749	0.70724	0.70796
Crétacé inférieur	0.70738	0.70720	0.70762
Jurassique Supérieur	0.70694	0.70668	0.70733
Jurassique Moyen	0.70715	0.70684	0.70743
Jurassique Inférieur	0.70747	0.70707	0.70788
Trias supérieur	0.70778	0.70757	0.70818
Trias moyen	0.70796	0.70766	0.70822
Trias inférieur	0.70751	0.70705	0.70836

Tableau IV.1 : Valeur moyenne, minimum et maximum par âge géologique d'après les bases de données extraites de Bralower et al., 1997; Price et Gröcke, 2002; Veizer et al., 1999.

Quatre ensembles de points sont proposés sur la Figure IV.7 selon les rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ et le rapport 1/Sr. Pour commencer, l'échantillon réalisé sur la mer est concordant avec la valeur de la mer issue de la bibliographie (trait rouge). On retrouve ensuite l'effet de l'intrusion saline sur la Source Port-Miou, qui présente des signatures assez radiogéniques, d'autant plus proche de celle de la mer que la source est en basses eaux. Au contraire, en crue, le signal de la source Port-Miou est moins radiogénique et est tiré vers les points d'eau douce ce qui dénote un phénomène de mélange. La source Camoins présente le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ le plus faible (0,70754) avec une concentration importante en Sr^{2+}. Les eaux du canal de Marseille s'individualisent aussi sur ce graphique, avec un rapport isotopique de 0,70824 nettement supérieur aux eaux souterraines et de surface, et un rapport 1/Sr de 1,38. Le Canal de Marseille est alimenté par les eaux de la Durance, ayant donc une origine alpine.

Les échantillons d'eau à faciès carbonaté présentent des rapports isotopiques très significativement supérieurs aux rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ des réservoirs carbonatés du Jurassique et du Crétacé desquels ils émergent ce qui pose la question de l'origine de ces rapports isotopiques élevés. Deux groupes sont mis en valeur :

- « 1/Sr <9 » qui se caractérise par des rapports isotopiques assez stables pour chaque point de prélèvement, et des ratios 1/Sr assez faible (soit des concentrations en Sr^{2+} élevées) traduisant des temps d'interaction eau-roche relativement long
- « 1/Sr>12 » qui est caractérisé par de plus faibles valeurs de strontium (équivalent à une plus forte valeur de 1/Sr) et une forte variabilité du rapport isotopique du strontium entre les points de prélèvements, et entre échantillons pour la source Encanaux Inférieures.

Le groupe « Vallée de l'Huveaune » rassemble les eaux de l'Huveaune, le forage Impôts à Aubagne et les forages F3 et F2017 à Roquevaire. Le rapport isotopique de ces échantillons se rapproche des signatures du Trias moyen et supérieur, et un rapport 1/Sr inférieur à 2. Le forage Bronzo n'est inclus dans aucun groupe mais se rapproche fortement des signatures des eaux de la vallée de l'Huveaune.

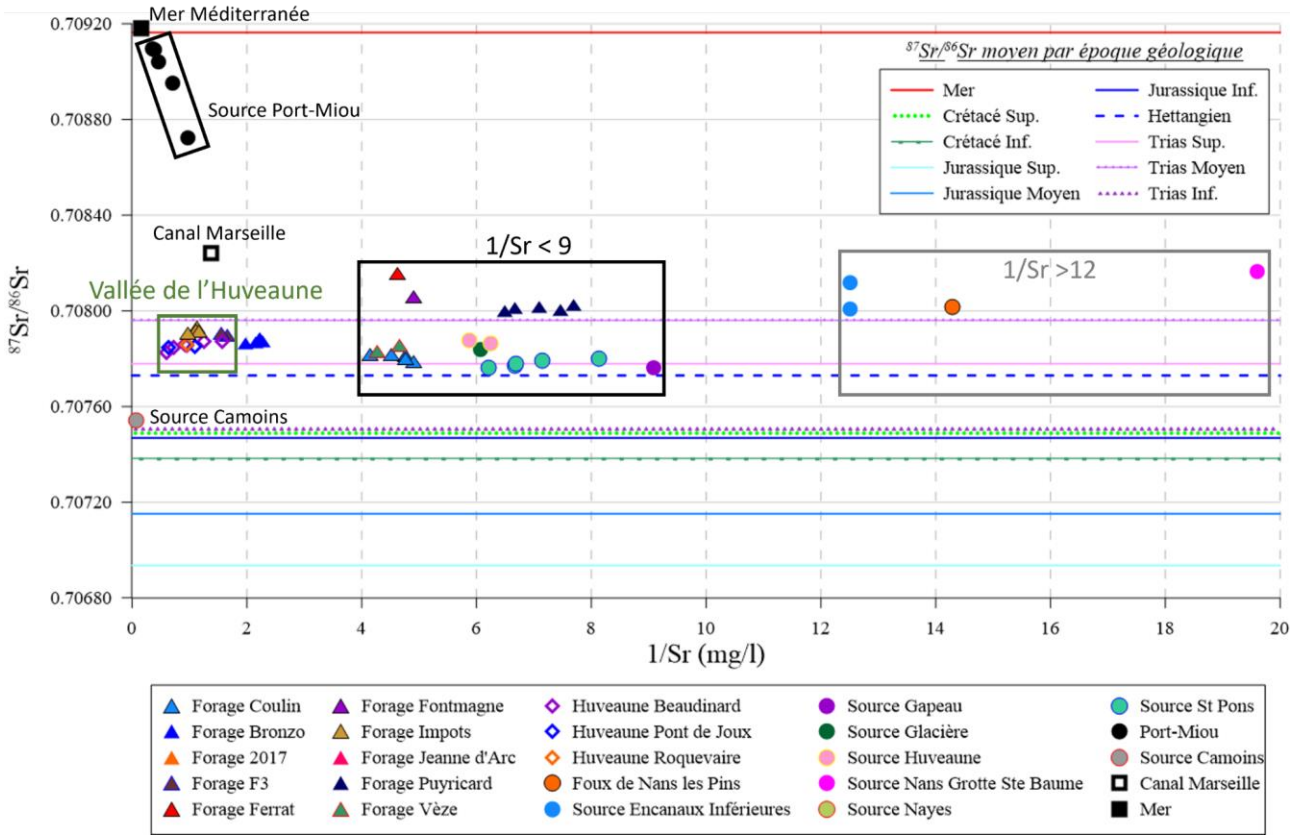


Figure IV.7 ; Rapports isotopiques du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) en fonction du rapport 1/Sr pour les échantillons d'eau prélevés entre septembre 2018 et mai 2021. Les lignes de couleur représentent les valeurs moyennes du rapport isotopique du strontium pour les dépôts sédimentaires du Mésozoïque ainsi que la signature isotopique de l'océan.

IV.3.3.3 Les isotopes stables de l'eau

Un des intérêts majeurs de cet outil isotopique est : i) l'identification des masses d'eau et leurs mélanges ; ii) l'identification de l'altitude de recharge des eaux souterraines, en faisant le lien avec la signature isotopique des précipitations. Cette relation fait l'objet de la partie V dans laquelle nous proposons de travailler sur le signal isotopique de la pluie efficace pour ensuite faire le lien avec les eaux souterraines.

La Figure IV.8-A présente les isotopes stables de l'eau sur les prélèvements effectués entre septembre 2018 et mai 2021. Quatre groupes se distinguent ici aussi :

- trois échantillons du Canal Marseille prélevés à Aubagne (en amont de l'usine AEP Pin Vert) présentent une signature très appauvrie (valeur minimale : $\delta^{18}O$ = - 10,73‰; $\delta^{2}H$ = - 75,33‰), en lien avec l'origine alpine de l'eau alimentant les canaux d'irrigation ;
- un groupe d'eau souterraine et de surface qui correspond aux eaux douces échantillonnées sur les forages, sources karstiques et rivières sur les bassins versants de l'Huveaune et de Port-Miou ;
- un point de prélèvement sur la mer Méditerranée à St-Cyr-la-Madrague, présentant le plus fort enrichissement ($\delta^{18}O$ = 1,25‰; $\delta^{2}H$ = 8,8‰) ;
- les échantillons prélevés sur la source saumâtre de Port-Miou, qui montrent bien un mélange entre eau douce et eau de mer.

La Figure IV.8-B se focalise sur le groupe d'eau souterraine et de surface, dans un intervalle compris entre -8 à – 6‰ en $\delta^{18}O$, et entre -50 à -36‰ en $\delta^{2}H$. Tout d'abord, l'ensemble des points se placent au-dessus de la droite météorique mondiale (GMWL). On remarque ensuite une partie des prélèvements entre la GMWL et la droite météorique de la méditerranée occidentale, et une partie au-dessus de cette dernière. La distribution des échantillons par points de prélèvements présente deux comportements principaux, soit des échantillons très groupés avec une faible variabilité du signal isotopique (forage Bronzo, forage Coulin, source Gapeau, source St-Pons, forage Vèze, forage Puyricard, forage F3, forage F2017), soit des échantillons présentant une forte variabilité du signal isotopique au cours du temps (source Huveaune, source Encanaux Inférieures, source Nayes).

L'évolution de la signature isotopique des points d'eau de surface (Huveaune Beaudinard, Huveaune Roquevaire, Huveaune Pont de Joux) au cours du cycle hydrologique suggère l'existence de phénomènes d'évaporation.

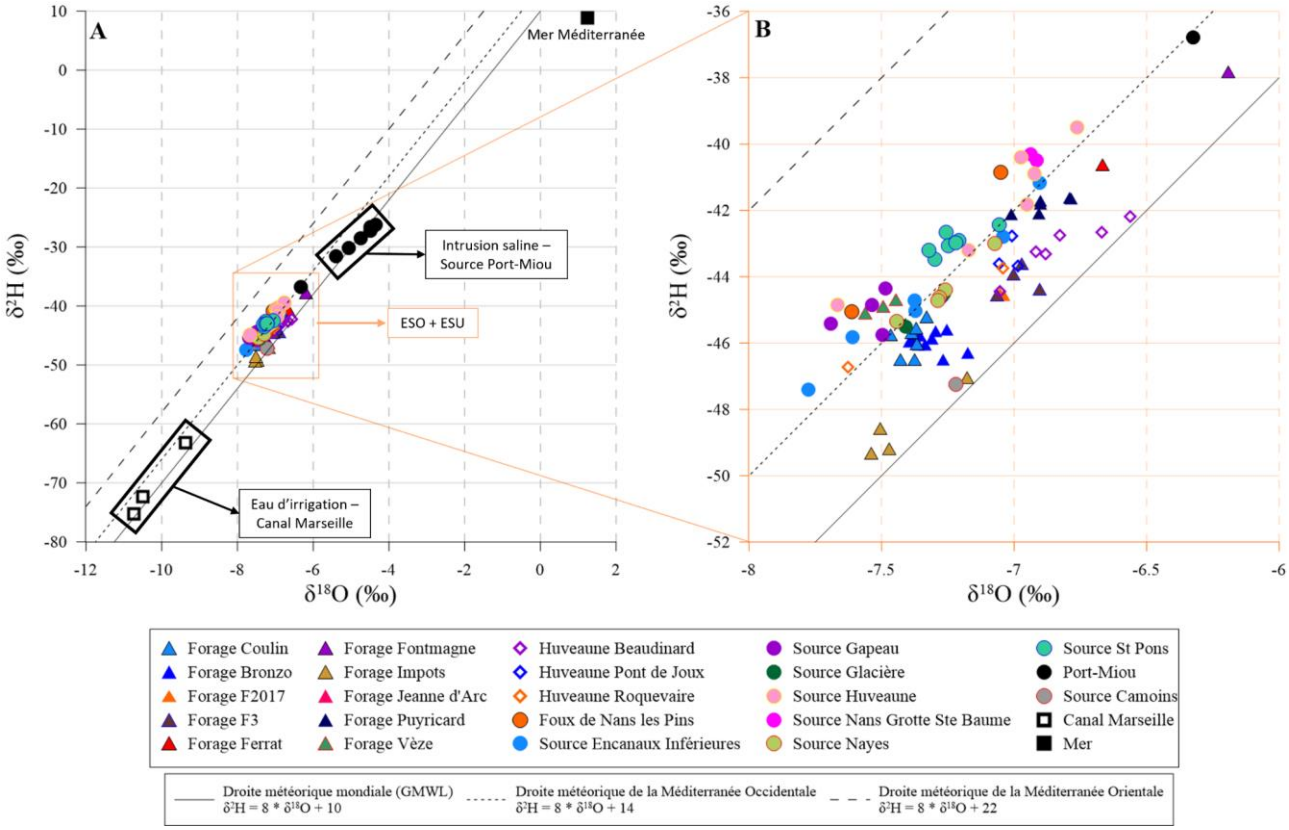


Figure IV.8 : Signature en isotopes stables de l'eau des points d'eau souterraine (ESO), d'eau de surface (ESU) ainsi que les eaux du canal d'irrigation, de la source de Port-Miou et de la Mer Méditerranée à St-Cyr-la-Madrague. Trois droites météoriques sont placées en tant que références mondiales et régionales de la signature isotopique des précipitations (Celle-Jeanton, 2000; Craig, 1961; Gat et Carmi, 1970).

IV.3.4 Évaluation de l'influence anthropique sur les eaux souterraines - Approche qualitative sur les forages AEP

Les effets anthropiques sur les eaux souterraines sont multiples : i) les intrants agricoles vont se traduire par des concentrations en nitrates dans l'eau supérieures au fond géochimique des sources drainant les aquifères karstiques. Localement, le fond géochimique en nitrates (NO_3^-) est de l'ordre de 1 à 3 mg/l, mesuré par exemple sur la Source St-Pons (Annexe 13). Des apports en sulfates peuvent aussi être témoins de fertilisants agricoles ; ii) les influences industrielles qui se répercutent sur les

teneurs en sulfates notamment ; et iii) les rejets de stations d'épuration dont des marqueurs sont les teneurs en potassium, sodium et chlorure.

La Figure IV.9 présente l'occupation du sol centrée sur la plaine d'Aubagne. Elle est dominée soit par des zones agricoles et des zones artificialisées sur les plaines (Aubagne, Auriol/St-Zacharie, Poljé de Cuges-les-Pins), soit par des espaces naturels sur les massifs carbonatés (Ste-Baume, Calanques). Le développement de la zone industrielle des Paluds, entre Aubagne et Gémenos, se fait à partir des années 1970 avec un fort développement à partir de 1985 (Tirone, 2000). En plus des points d'eau investigués depuis septembre 2018 (Canal Marseille-n°1, forage Bronzo-n°3, forage Coulin-n°4, forage Ferrat-n°6, forage Fontmagne-n°7, forage impots-n°8, forage Puyricard-n°9), plusieurs points d'eaux souterraines sont ajoutés à partir des données bibliographiques extraites de la base de données ADES ainsi que de l'étude du BRGM sur la nappe superficielle d'Aubagne (Gandolfi et Imbault, 2014), et de travaux universitaires (Vernet et Vernet, 1980). L'étude du BRGM entre 2012 et 2014 a mis en évidence les effets de l'influence agricole sur la nappe superficielle, avec des teneurs en NO_3^- importantes (Figure II.33) ainsi que la présence de pesticides sur plusieurs points de prélèvements (cf Partie II.3.3).

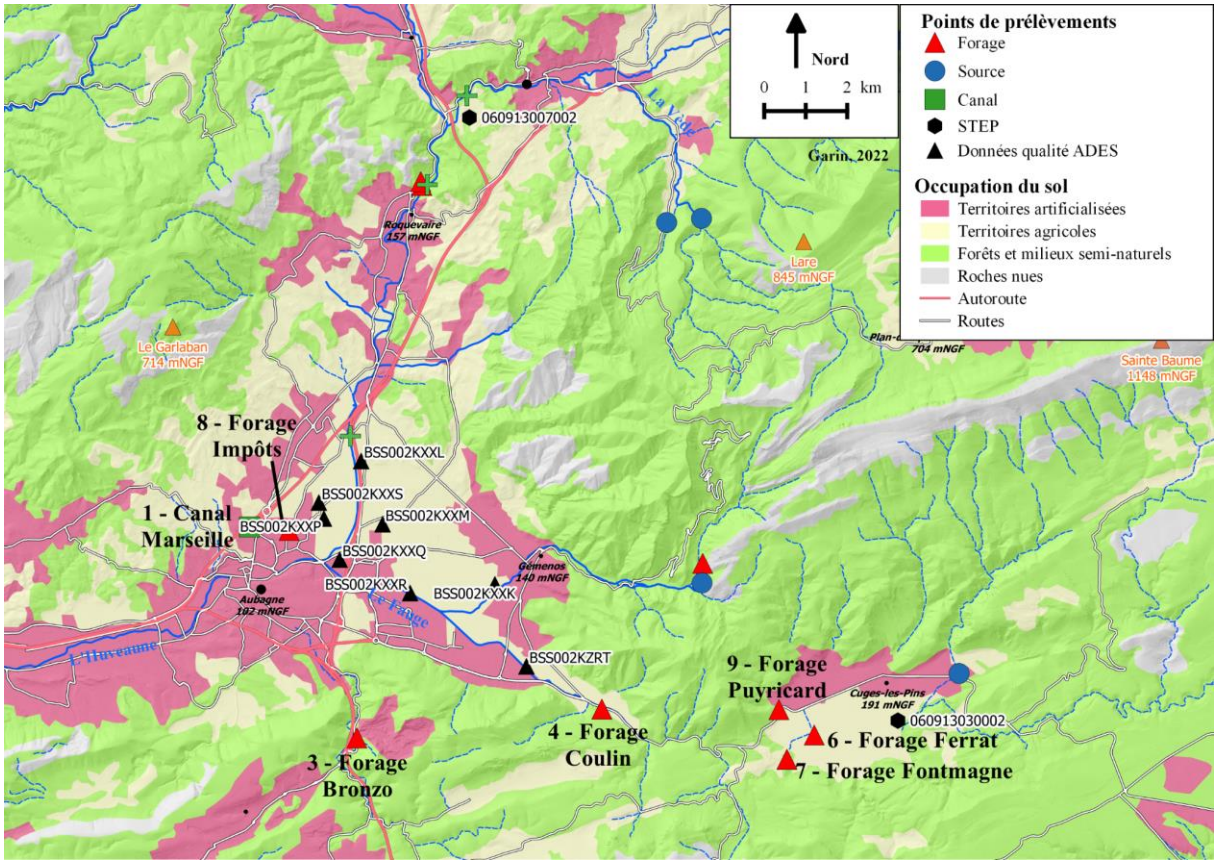


Figure IV.9: Situation des points de prélèvements investigués au cours du projet Karst-Huveaune ainsi que ceux issus de la bibliographie. Fond de carte de l'occupation du sol (Union Européenne - SOeS, 2012)

La Figure IV.10 présente des boites à moustache des points d'eaux souterraines pour les ions nitrates. Plusieurs ont fait l'objet de seulement 1 ou 2 échantillons, dans ce cas la boite à moustache n'a pas de valeur statistique mais est simplement une représentation de données ponctuelles comparées aux points présentant plus d'échantillons. Parmi les données du projet Karst-Huveaune, le forage

Fontmagne (n°7) présente la concentration en nitrates la plus importante, de 50 mg/l. La valeur médiane du forage Impôts (n°8) est de 23 mg/l tandis que celles des forages Bronzo, Coulin et Puyricard (n°3, 4 et 9) avoisinent 10 mg/l. Concernant les points de données qualité ADES, les forages BSS002KXXL et KXXM au centre de la plaine sont remarquables avec des concentrations en nitrates atteignant respectivement 140 et 79 mg/l. Les deux forages BSS002KXXP et KXXQ ont des valeurs médianes respectivement de 44 et 31 mg/l. La profondeur de ces 4 forages est inférieure à 20m, ce qui correspond approximativement à la nappe libre superficielle de l'aquifère quaternaire. Au contraire, le forage Impôts et le forage BSS002KXXS sont implantés dans la nappe « profonde », comprise entre 25 et 35 m de profondeur (Partie II.3.3), et caractérisés par des teneurs plutôt de l'ordre de 20 mg/l. En parallèle, les forages BSS002KXRT, KXXK et KXXR présentent des concentrations relativement faibles en nitrates, inférieures à 10 mg/l. Le contexte hydrogéologique de la nappe alluviale montre un dôme piézométrique au niveau du Fauge (Partie II.3.3), celui-ci étant alimenté par le vallon de St-Pons principalement. Les faibles concentrations en nitrates sur ces trois forages sont probablement liées à des phénomènes de dilution par les apports d'eau non-influencés par les activités agricoles venant du massif de la Sainte-Baume via le Fauge (lui-même alimenté en partie par la source de Saint Pons).

Enfin, les deux forages implantés dans le poljé de Cuges-les-Pins permettent aussi d'avoir une estimation de l'impact des apports en nitrates, avec une concentration atteignant 50 mg/l pour le forage Fontmagne et peut donc traduire l'influence d'intrants agricoles. La quasi-absence de nitrates pour le forage Ferrat pose question et peut être dû à des processus de dénitrification impliquant la transformation des nitrates en nitrites gazeux par action bactérienne en milieu anaérobie. Une dénitrification de l'eau est en général accompagnée d'une augmentation de la concentration en sulfates par réduction du soufre S^{2-}. Ce point de prélèvement serait à investiguer plus en détails pour tenter d'identifier ce type de processus. Ces deux forages présentent un intérêt fort pour contraindre les relations entre poljé et le forage Puyricard. La limite de la représentativité des deux prélèvements sur le poljé est tout de même à prendre en compte et les résultats doivent être considérés avec prudence.

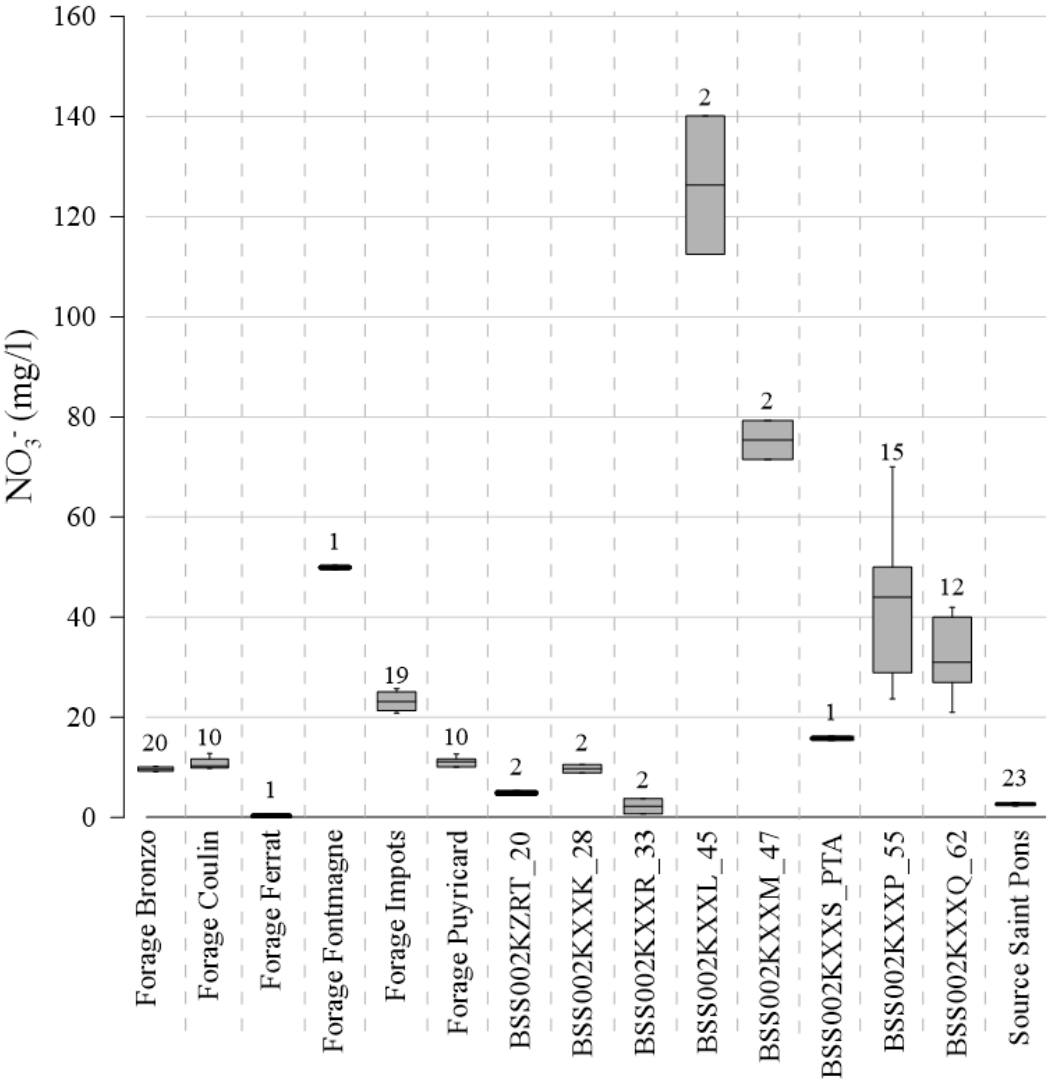


Figure IV.10 : Boites à moustaches basées sur les valeurs de concentration en nitrates observées sur les points investigués. Le nombre indiqué correspond au nombre d'échantillon. Une boite à moustache est un outil statistique représentant les valeurs minimales, médianes, maximales et les 1er et 3e quartiles d'une série quantitative

La Figure IV.11 reprend plusieurs graphiques binaires, ciblant donc les traceurs d'influence anthropique : NO_3^-, K^+, Na^+ et Cl^-. La Figure IV.11-A montre des excès en potassium sur le forage BSS002KXXL-45. On remarque aussi la signature hydrochimique similaire entre le Forage Impôts et BSS002KXXM-47, KXXP-55 et KXXS-PTA. Les forages Puyricard et Coulin sont peu marqués par le potassium. Enfin, le forage Bronzo se distingue avec un enrichissement en potassium et chlorure et se rapproche du forage BSS002KXXQ-62 (Camp de Sarlier). L'ajout d'une donnée ponctuelle extrait des travaux de Vernet et Vernet (Vernet et Vernet, 1980) montre l'absence d'évolution de la signature géochimique du Forage Bronzo entre 1980 et aujourd'hui sur le potassium K^+, mais aussi sur les ions Na^+ et SO_4^{2-} (respectivement Figure IV.11-C et D). Cela tend à exclure l'influence industrielle sur le forage Bronzo puisque l'analyse de 1980 date d'avant le développement de la zone des Paluds. La Figure IV.11-B présente des informations similaires, où on retrouve notamment des excès en nitrates sur le forage Fontmagne. La Figure IV.11-C permet d'identifier des excès en sodium pour plusieurs points de la nappe alluviale d'Aubagne (KZRT-20, KXXP-55, KXXL-45) et le forage Ferrat, et un excès en chlorure sur le forage Fontmagne par rapport à la droite

de dilution de l'eau de mer. On retrouve aussi une proximité du signal hydrochimique entre le forage Bronzo et BSS002KXXQ-62. Les teneurs en K^+ sur le forage BSS002KXXL-45 pourraient aussi être reliées à des rejets de STEP en amont de ce point, avec des échanges nappe-Huveaune et des rejets d'eaux usées au niveau de la station d'épuration d'Auriol.

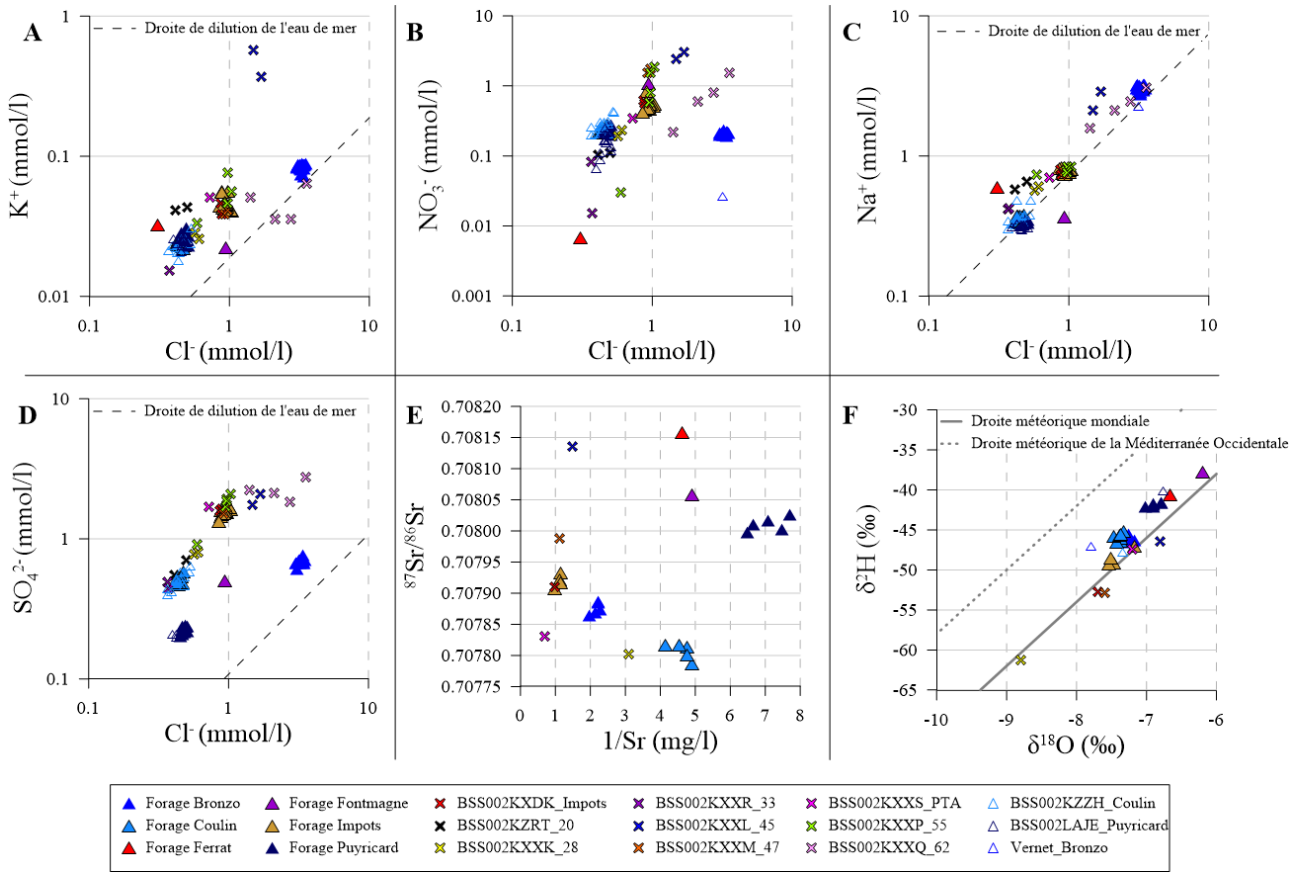


Figure IV.11 : Diagrammes binaires basés sur des traceurs naturels de l'influence anthropique sur les eaux souterraines

Les Figure IV.11-A, B, C et D permettent aussi d'associer des points de mesures entre eux, en se focalisant principalement sur les trois forages Bronzo, Coulin et Puyricard, situés sur le contact tectonique entre Unité du Beausset, massif de la Sainte-Baume et plaine d'Aubagne. L'utilisation des sulfates en tant que traceurs des masses d'eau est particulièrement utile ici pour différencier les forages Coulin et Puyricard (Figure IV.11-D). De plus, il permet d'associer d'un point de vue hydrochimique les forages BSS002KZRT-20 et KXXR-33 avec le forage Coulin. Cela est concordant avec le contexte hydrogéologique, notamment avec les zones de perte reconnues au sud de la plaine d'Aubagne. Pour finir, l'intégration des outils isotopiques montre la forte variabilité entre les points investigués en 2012-2013 sur la nappe superficielle, en particulier sur le ratio isotopique du strontium (Figure IV.11-E). Cet outil va dans le sens d'une relation entre le forage BSS002KZRT-20 et le forage Coulin, qu'on retrouve avec la relation SO_4^{2-} vs Cl^-. Cependant, les isotopes stables de l'eau ne confirment pas cette relation, avec un appauvrissement particulièrement important sur le forage KZRT-20 (Figure IV.11-F). Il faut retenir que la signature en isotopes stables est fortement dépendante de la signature de la recharge (période de hautes ou basses eaux, …). Les données acquises en 2012 et 2013 (Gandolfi et Imbault, 2014) sont donc potentiellement influencées par une valeur d'entrée dans l'hydrosystème différente de celle observée depuis 2018, et dans des conditions

hydrologiques différentes. En restant sur les isotopes stables, quatre échantillons prélevés sur l'aquifère quaternaire se placent en-dessous de la droite météorique mondiale, seul le point BSS002KXXS-PTA se place dessus cette droite. Des phénomènes évaporatoires au niveau du sol peuvent être à l'origine de ce shift par rapport à la droite météorique mondiale (Partie I.3.2.5). L'influence de l'eau d'irrigation est aussi une hypothèse plausible pour expliquer l'appauvrissement en isotopes stables des points de prélèvements sur la nappe superficielle de la plaine d'Aubagne.

Finalement, ces données qualitatives mettent en évidence la forte influence agricole sur les teneurs en nitrates sur la nappe superficielle d'Aubagne mais aussi l'impact de ces activités sur la qualité de la nappe profonde dans une moindre mesure, celle-ci étant utilisée comme ressource AEP de secours actuellement. Ces résultats impliquent une certaine vulnérabilité de la ressource en eau souterraine sur les formations quaternaires de la plaine d'Aubagne et du poljé de Cuges, mais aussi indirectement sur les ressources en eau plus profonde des aquifères carbonatés captées à travers les forages Bronzo et Coulin.

IV.4 CARACTÉRISATION DE LA SIGNATURE GÉOCHIMIQUE DES AQUIFÈRES ET DES PHÉNOMÈNES DE MÉLANGE

IV.4.1 Informations apportées par les ACP

L'utilisation d'outils statistiques complète cette approche globale, notamment avec les ACP (Analyse par Composante Principale) (Partie I.3.2.2). Une première ACP est réalisée sur l'ensemble des échantillons puis une seconde ACP est focalisée sur les eaux souterraines, en excluant les eaux de Port-Miou, la mer et la source Camoins.

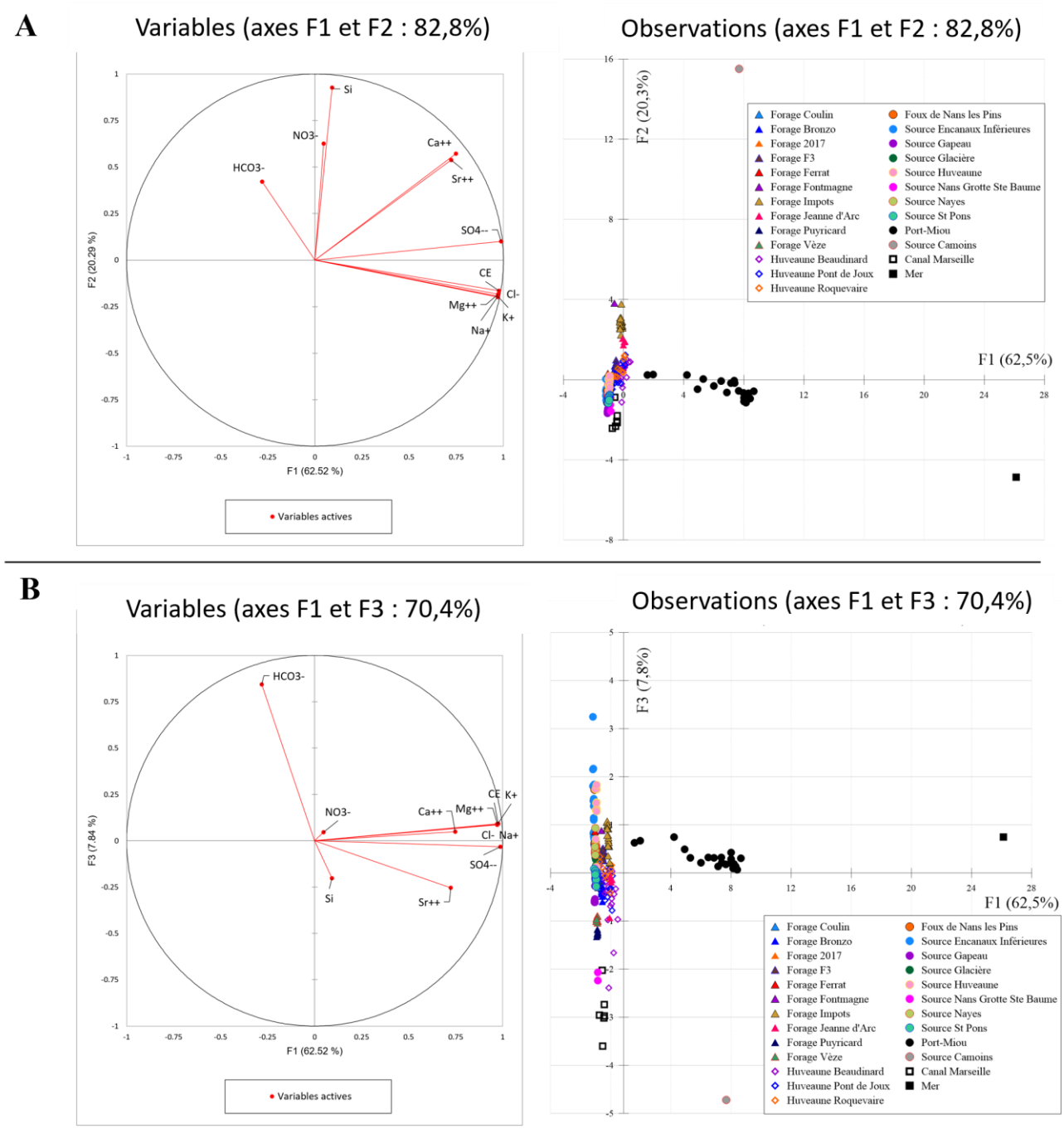


Figure IV.12 : ACP n°1 réalisé à partir de l'ensemble du jeu de données acquis au cours du projet Karst-Huveaune.

L'ACP n°1 est réalisée à partir de l'ensemble du jeu de données hydrochimiques acquis au cours de cette thèse, entre septembre 2018 et mars 2021 (265 analyses des ions majeurs). Les pourcentages exprimés pour chaque axe sur la Figure IV.12-A représentent la part de ces axes par rapport à la variance totale. Ainsi, l'axe F1 représente 62,5% de la variance totale, tandis que l'axe F2 en représente 20,3%. Ces deux axes représentent donc 82,8% de la variance totale ce qui implique que les observations peuvent être représentées sur un graphique à 2 dimensions en conservant la majorité de l'information. L'axe F3 est caractérisé quasiment exclusivement par les ions HCO_3^- (Figure IV.12-B).

Le tableau des cosinus carrés des variables, basé sur les axes F1 à F5, rappelle la relation respective des variables selon les différentes composantes principales (Tableau IV.2). Une valeur de cosinus carré proche de 1 implique une bonne représentation de la variable sur le plan de projection (F1, F2, …). Ainsi, les informations visibles graphiquement sur la Figure IV.12-A sont explicitées à l'aide des cosinus carrés. L'axe F1 est dominé par un groupe de variables incluant la conductivité électrique (CE), les ions Cl^-, SO_4^{2-}, Mg^{2+}, Na^+ et K^+, présentant des cosinus carrés supérieurs à 0,94. L'axe F2 est positivement corrélé à la silice (Si) et dans une moindre mesure aux ions NO_3^- (Figure IV.12-A).

	F1	F2	F3	F4	F5
CE	**0.954**	0.027	0.008	0.005	0.002
HCO3-	0.079	0.177	**0.712**	0.030	0.001
Cl-	**0.943**	0.040	0.008	0.005	0.003
NO3-	0.002	0.392	0.002	**0.592**	0.011
SO4--	**0.976**	0.010	0.001	0.002	0.002
Ca++	**0.559**	0.327	0.002	0.052	0.044
Mg++	**0.946**	0.034	0.008	0.006	0.004
Na+	**0.943**	0.038	0.008	0.005	0.003
K+	**0.943**	0.038	0.007	0.006	0.002
Sr++	**0.523**	0.290	0.065	0.100	0.009
Si	0.008	**0.859**	0.041	0.001	0.089

Tableau IV.2 : Cosinus carrés des variables calculés pour l'ACP n°1. Les valeurs en gras correspondent pour chaque variable au facteur pour lequel le cosinus carré est le plus grand

En s'intéressant au graphique des observations (Figure IV.12-A), les échantillons d'eau de mer et de la source de Port-Miou contribuent fortement à l'axe F1, et sont associés aux variables Na^+, Cl^- et à la minéralisation totale (CE) de ces échantillons. Cela s'observe bien sur le graphique présentant les observations, correspondant donc à des données qualitatives montrant la distribution des échantillons sur les axes F1 et F2 et la valeur propre du point d'eau de mer d'environ 25% sur l'axe F1. La Source Camoins présente aussi des valeurs particulières, lié à l'axe F2 avec une valeur propre d'environ 16%, associée à la silice (Si). L'axe F3 permet de distinguer les différents points d'eau selon leurs concentrations en HCO_3^- (Figure IV.12-B) en retenant que cet axe représente uniquement 7,8% de la variance totale.

L'ACP n°2 est réalisée en contraignant les points de prélèvements utilisés dans le calcul de l'ACP n°1 sur la base d'argument qualitatif, comprenant finalement 232 échantillons. Plusieurs points sont donc exclus de la seconde ACP pour éviter d'avoir un axe F1 fortement impacté par les signatures chimiques marines et saumâtres des points de prélèvement de la mer à St Cyr La Madrague et de la source saumâtre de Port-Miou. La source Camoins est aussi exclue de cette analyse, puisqu'elle présente une signature sulfatée et sulfurée très particulière par rapport à la majorité des eaux souterraines et de surface de la zone d'étude (Tableau IV.3).

Points exclus	Type	Commune	Raison
Mer	Mer	St Cyr La Madrague	Signal chimique marin, variance tirée par les variables Na^+ et Cl^-
Port-Miou	Source	Cassis	Signal chimique saumâtre, variance tirée par les variables Na^+ et Cl^- selon les conditions hydrologiques
Camoins	Source	Aubagne	Suivi ponctuel (1 valeur) d'une source sulfatée et sulfurée, présente un faciès chimique particulier, riche en silice

Tableau IV.3 : Motif d'exclusion des points de prélèvements pour la réalisation de l'ACP n°2

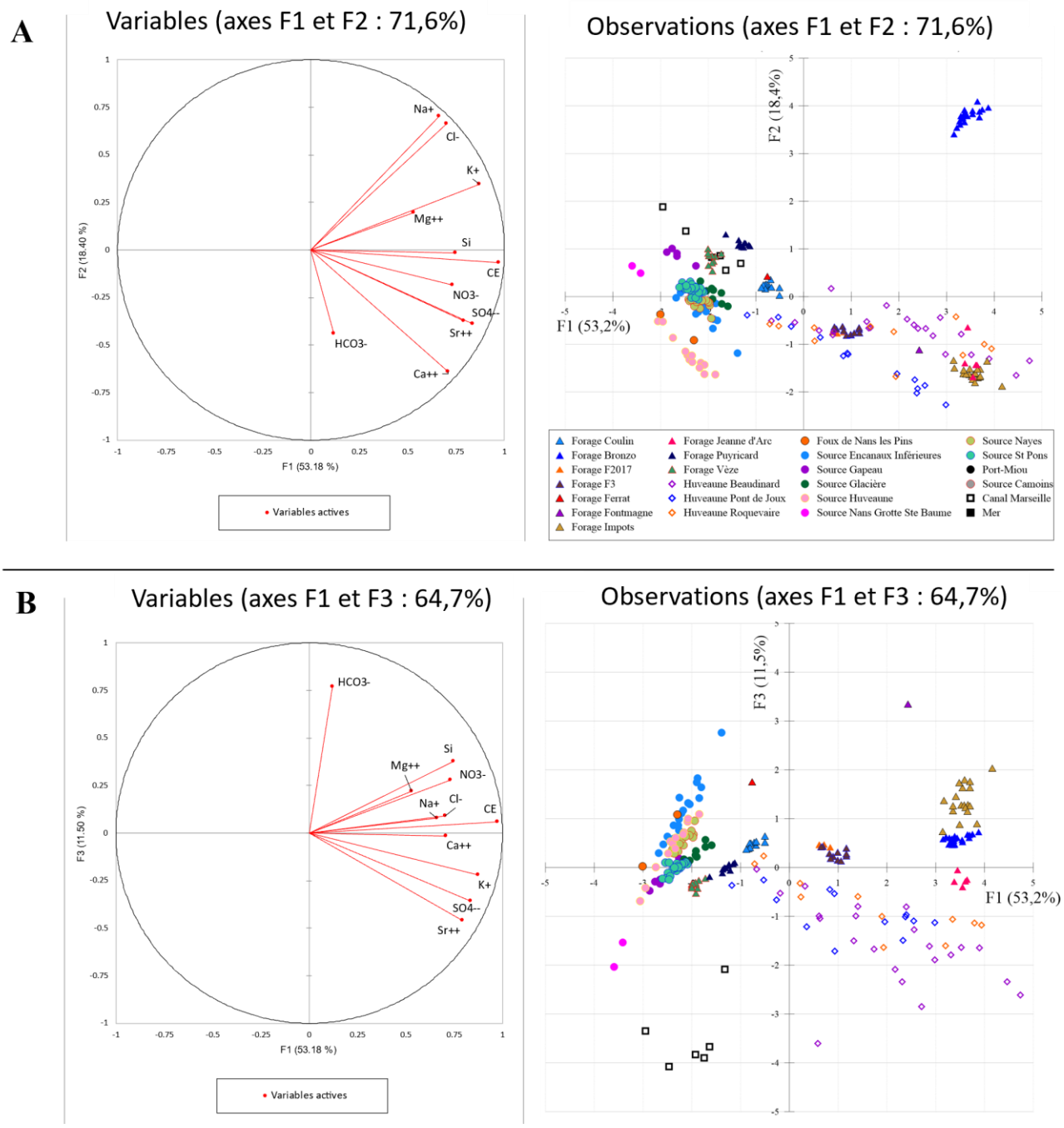


Figure IV.13 : ACP n°2 réalisé à partir d'un jeu de données réduit excluant les points de prélèvements décrits dans le tableau VI.2 (mer, Port-Miou et Camoins).

De façon similaire à la première ACP, les axes F1 et F2 représentent 71,6% de la variance totale (respectivement 53,2% et 18,4%). Les axes F1 et F3 représentent 64,7% de la variance totale (respectivement de 53,2% et 11,5%). Ces résultats impliquent une ACP à la limite de la représentativité. La Figure IV.13-A présente les variables et observations sur les axes F1 et F2. L'axe F1 est corrélé principalement à la conductivité électrique (CE), comme le montre aussi la valeur du cosinus carré de 0,945 (Tableau IV.4). Les ions Na^+ et Cl^- sont légèrement corrélés à la fois aux axes F1 et F2. L'axe F3 permet une nouvelle fois de distinguer les échantillons selon leurs concentrations en HCO_3^-.

	F1	F2	F3	F4	F5
CE	**0.945**	0.004	0.003	0.034	0.004
HCO3-	0.014	0.194	**0.593**	0.162	0.033
Cl-	**0.494**	0.441	0.008	0.041	0.005
NO3-	**0.533**	0.034	0.077	0.202	0.083
SO4--	**0.700**	0.150	0.127	0.002	0.009
Ca++	**0.501**	0.412	0.000	0.067	0.005
Mg++	0.280	0.039	0.048	0.166	**0.465**
Na+	0.439	**0.493**	0.006	0.050	0.004
K+	**0.760**	0.118	0.049	0.016	0.000
Si	**0.556**	0.000	0.142	0.104	0.117
Sr++	**0.626**	0.138	0.211	0.000	0.007

Tableau IV.4 : Cosinus carrés des variables calculés pour l'ACP n°2. Les valeurs en gras correspondent pour chaque variable au facteur pour lequel le cosinus carré est le plus grand

Les ions majeurs se regroupent différemment par rapport à l'ACP n°1 avec une dispersion plus marquée des variables selon l'axe F2. De plus, on observe des regroupements précis de variables, notamment entre Na^+ et Cl^- ainsi que Sr^{2+} et SO_4^{2-}. Le graphique des observations permet de discriminer très nettement le forage Bronzo (triangle bleu clair) par rapport aux autres points d'eau souterraine et de surface, avec une corrélation avec le couple d'ions Na^+ et Cl^- (Figure IV.13-A). Sur ces observations, il est aussi possible de distinguer les groupes identifiés sur le diagramme de Piper : les eaux souterraines drainant les réservoirs carbonatés du massif de la Sainte-Baume se plaçant à gauche de l'axe F2, sauf le forage Fontmagne. En opposition, les points d'eaux souterraines correspondant aux forages sur la plaine d'Aubagne et à Roquevaire se placent sous l'axe F1 et à droite de l'axe F2, et se rapprochent finalement des variables Sr^{2+} et SO_4^{2-} majoritairement. Les trois points de prélèvements sur la rivière Huveaune sont caractérisés par une forte dispersion des valeurs propres, faisant le lien entre un pôle carbonaté et un pôle sulfaté. La Figure IV.13-B présente les mêmes données selon les axes F1 et F3. Cet assemblage met en évidence le comportement particulier du forage Fontmagne qui se retrouve isolé mais qui permet d'expliquer la position du forage Ferrat en tant que mélange entre les eaux du poljé de Cuges et un pôle carbonaté karstique. Enfin, il existe une relation forte entre les forages Impôts et Bronzo, en lien avec les variables NO_3^-, Si et Mg^{2+}.

En termes d'écoulement à l'échelle régionale, l'ACP n°1 met en évidence le mélange entre eau douce et eau de mer observé sur la source de Port-Miou. L'ACP n°2 fait ressortir que les deux forages AEP de Roquevaire (F3 et F2017) et le forage Coulin sont caractérisés par un mélange entre eau à faciès carbonaté et sulfaté.

IV.4.2 Informations apportées par les diagrammes binaires

Les graphiques binaires fournissent des informations préliminaires sur les processus géochimiques et hydrogéologiques observés sur les eaux souterraines et de surface. La Figure IV.14 représente six graphiques binaires, avec les ions chlorures (Cl^-) en abscisse qui sert de référentiel commun du fait de son caractère conservatif. La droite de dilution de l'eau de mer, par de l'eau « pure », est présentée en tiret noir pour chaque graphique, puisque la pluie présente de faibles teneurs en Cl^- et les rapports chimiques (Na/Cl, SO_4/Cl, …) des eaux de pluies sont supposés identiques à ceux de l'eau de mer. Ces graphiques reposent donc sur le lien entre eaux souterraines et de surface avec les précipitations. Un enrichissement ou appauvrissement en ions majeurs (Na^+, K^+, SO_4^{2-}, Sr^{2+}, Ca^{2+}, Mg^{2+}) traduit notamment des interactions eau-roche impliquant une modification du signal hydrochimique par rapport au signal théorique de l'eau des précipitations.

Pour commencer, le contexte de cette étude implique deux sources principales de NaCl dans les eaux souterraines et de surface, le rapport Na/Cl étant un indicateur discriminant pour identifier l'origine de la salinité des eaux souterraines et de surface :

- un phénomène d'intrusion saline mis en évidence sur les sources des Calanques (Arfib et Charlier, 2016; Cavalera et al., 2010; Fournillon, 2012a) qui sera détaillé dans la partie IV.5.
- la dissolution d'halite (NaCl), identifiée localement par la signature chimique de la source hydrothermale du Labus (ou source du Mascaron - BSS002LTJR) caractérisée par une température d'environ 21°C et située dans les gorges d'Ollioules à l'est de l'unité du Beausset dans le bassin versant voisin de la zone d'étude (Fournillon, 2012a; Vernet et Vernet, 1980). Les concentrations en Na^+ et Cl^+ (respectivement de 78,2 mg/l et 132,6 mg/l le 28/10/2009) et le rapport Br/Cl confirment l'halite comme origine des ions Na^+ et Cl^-.

La Figure IV.14-A montre que la majorité des eaux souterraines et de surface est distribuée autour de la droite de dilution de l'eau de mer, impliquant une alimentation par les précipitations de façon majoritaire. En effet, la présence de la mer Méditerranée à proximité (< 30 km) implique une origine principalement marine des précipitations (Celle-Jeanton, 2000; Chalumeau, 2000). Cependant, le signal géochimique de la pluie est aussi reconnu comme étant très variable et dépendant de plusieurs facteurs :

- les conditions météorologiques avec des influences plus ou moins océaniques, méditerranéennes ou continentales des précipitations (Bertrand et al., 2008; Celle-Jeanton, 2000) ; ii) la distance à la mer (Ladouche et al., 2009) ;
- l'impact des activités anthropiques (combustion, rejets atmosphériques industriels, gaz d'échappement) (exemple du plomb dans la vallée du Var - Potot, 2011) ;
- les apports terrigènes naturels par la présence de poussières (par l'érosion éolienne des formations carbonatées notamment).

Les légères variations observées sur les échantillons sont probablement dues à la variation de la composition chimique de la pluie au cours de temps, selon les apports terrigènes et anthropiques variables au cours du temps, mais cela ne fait pas l'objet de cette étude. Les travaux de Chalumeau ou de Ladouche et al. (Chalumeau, 2000; Ladouche et al., 2009) mettent en évidence cette variabilité de la signature géochimique de la pluie à l'échelle de la Provence et de l'Occitanie. Les eaux du canal de Marseille s'individualisent légèrement ce qui traduit l'origine alpine des précipitations alimentant le canal de la Durance.

La source de Port-Miou est bien identifiable, à proximité de l'échantillon d'eau de mer et sur la droite de dilution de l'eau de mer, avec des concentrations en sodium (Na^+) et chlorures (Cl^-) dont l'origine est liée au phénomène d'intrusion saline. Les échantillons du forage Bronzo s'alignent aussi sur cette droite, avec des concentrations en Na et Cl respectivement de l'ordre de 70 et 100 mg/l, l'origine de ces concentrations sera discutée dans la suite de ce travail de thèse.

Les forages implantés dans le poljé de Cuges-les-Pins (forage Ferrat et forage Fontmagne) présentent des signatures chimiques particulières, liées respectivement à un enrichissement en sodium et en chlorure. La Figure IV.14-B montre un léger enrichissement en potassium (K^+) des points d'eau douce (pour les échantillons avec Cl^- < 50 mg/l) par rapport à la droite de dilution de l'eau de mer.

La teneur en K^+ peut être associée à un lessivage de terrains argileux mais aussi à des influences anthropiques par l'agriculture et les eaux usées. Il faut tout de même remarquer des concentrations très faibles en K^+ pour les eaux carbonatées ($K^+ \leq 1$mg/l).

Les Figure IV.14-C, D, E et F montrent un enrichissement respectivement en sulfate (SO_4^{2-}), strontium (Sr^{2+}), calcium (Ca^{2+}) et magnésium (Mg^{2+}) par rapport à la droite de dilution de l'eau de mer ce qui traduit des interactions eau-roche impliquant une dissolution de roche évaporitique sulfatée (gypse), calcaire et dolomitique.

Les Figure IV.14-C et D rappellent les pôles carbonatés et sulfatés identifiés précédemment sur les diagrammes de Piper et l'ACP, ainsi que les trois forages AEP (forage Bronzo, forage Puyricard, forage Coulin) marqués par des mélanges entre masses d'eau qui s'individualisent bien des pôles carbonatés et sulfatés.

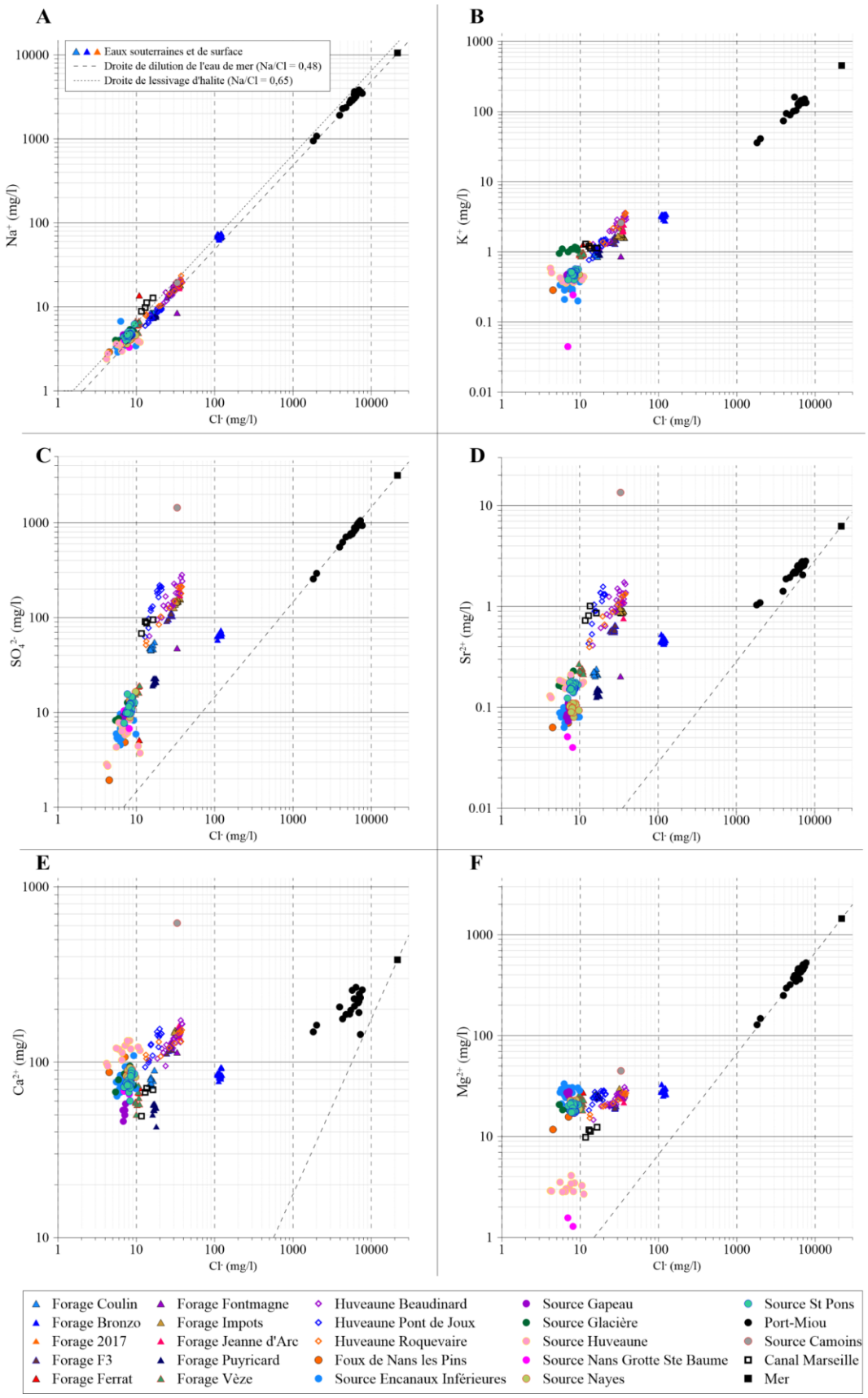


Figure IV.14 : Corrélation entre les ions Na^+, K^+, SO_4^{2-}, Sr^{2+}, Ca^{2+} et Mg^{2+} et les ions Cl^- (en mg/l) des échantillons d'eaux souterraine et de surface prélevés entre septembre 2018 et mars 2021. Les traits pointillés représentent les droites de dilution de l'eau de mer. La droite de lessivage de l'halite est ajoutée au graphique A (Na vs Cl – en trait fin).

IV.4.3 Définition des masses d'eau régionales

L'ensemble des représentations graphiques a permis de distinguer quatre groupes d'eau à faciès hydrochimiques différents : carbonaté, saumâtre marin, sulfaté gypseux, sulfaté et sulfuré. Plusieurs forages AEP sont caractérisés par un mélange d'eau de différents faciès (sulfaté, carbonaté et salé). Le canal de Marseille s'individualise par un faciès d'eau plutôt sulfatée provenant des Alpes, et un excès notable en sodium (Figure IV.14-A). L'identification de ces groupes d'eau à faciès différents, grâce à l'utilisation du jeu de données hydrochimiques, et par une approche spatialisée à l'échelle des bassins versants de l'Huveaune et de Port-Miou, est donc une première approche dans la caractérisation des masses d'eau et des modalités d'écoulement à l'échelle des bassins versants.

La Figure IV.15 met bien en évidence la répartition spatiale distincte des points d'eau souterraine marqués par un faciès carbonaté au niveau des sources et forages autour du massif de la Sainte-Baume et un faciès sulfaté sur la plaine d'Aubagne jusqu'à Auriol. De plus, une zone de mélange entre ces deux masses d'eau se dessine au niveau des forages Coulin et Puyricard (n°4 et n°9), qui correspond au contact entre l'unité géologique du Beausset au sud, la plaine d'Aubagne à l'ouest et l'unité de la Sainte-Baume au nord.

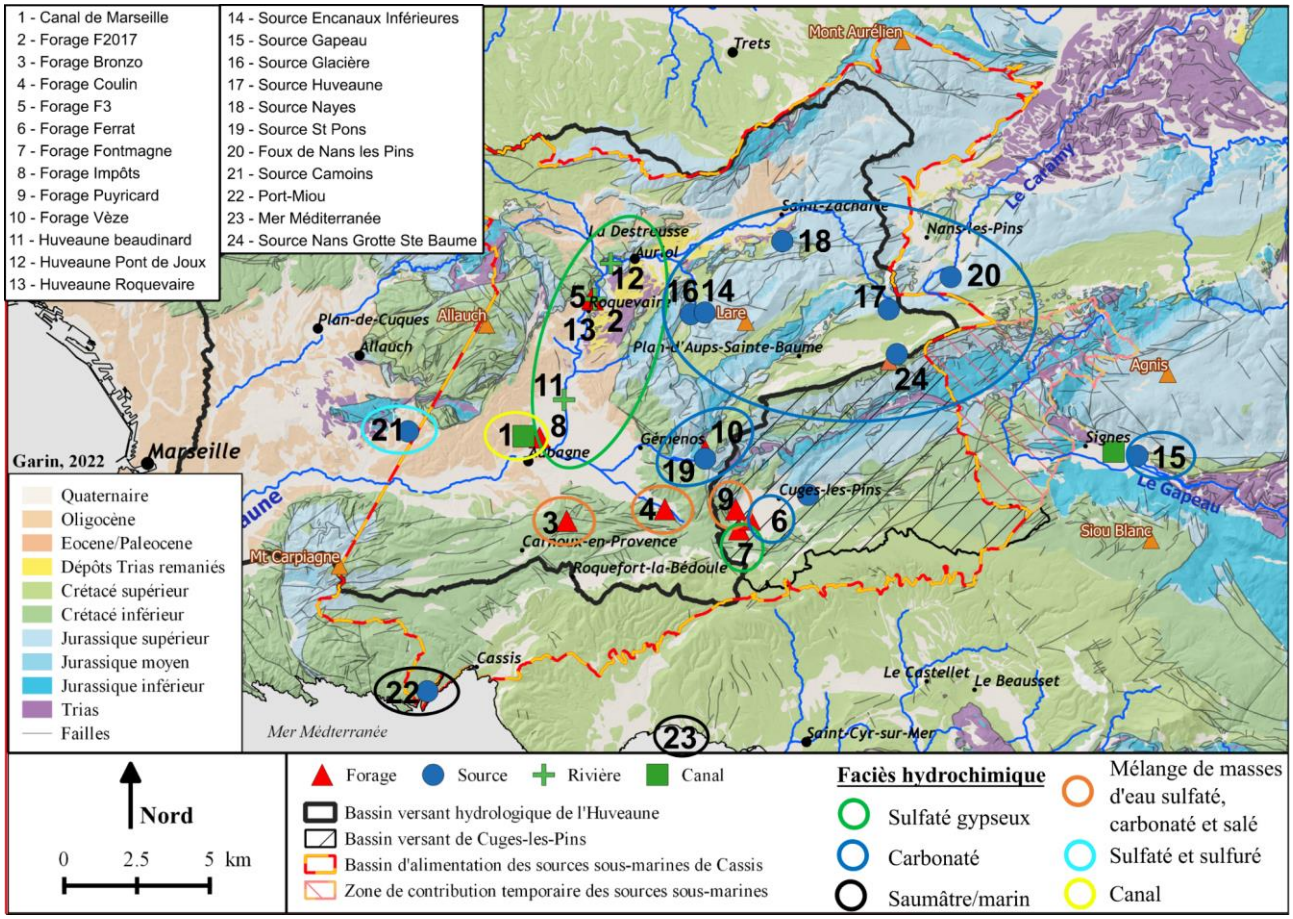


Figure IV.15 : Identification des faciès hydrochimiques selon la situation géographique des eaux souterraines et de surfaces

IV.4.4 Les réservoirs calcaires et dolomitiques du massif de la Sainte-Baume

Cette partie cible spécifiquement les sources karstiques (eau à faciès carbonaté) en pied de versant du massif de la Sainte-Baume, en incluant le forage du Vèze au niveau du vallon de St-Pons.

L'objectif est d'identifier la nature du ou des réservoirs aquifères de la zone d'étude, en faisant le lien entre le signal hydrogéochimique et la lithologie du bassin d'alimentation et au niveau de la zone d'émergence. La Figure IV.16 reprend la situation des points d'eaux souterraines sur le fond de carte géologique simplifié, montrant la prédominance des formations jurassiques et crétacé.

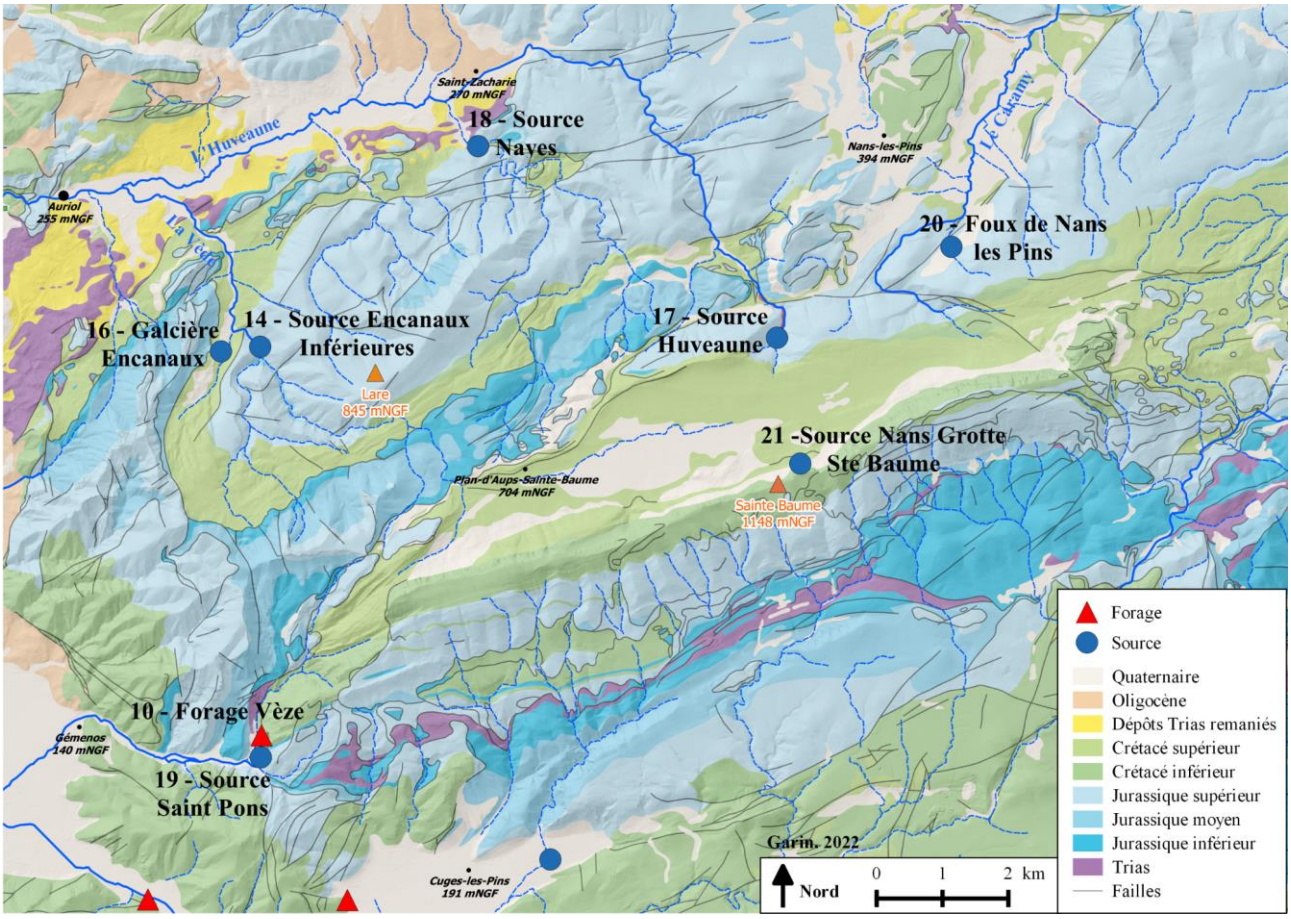


Figure IV.16 : Contexte géologique ciblé sur le massif de la Sainte-Baume et le massif de la Lare, et situation des échantillons d'eau souterraine à faciès carbonaté.

IV.4.4.1 Les outils géochimiques pour caractériser les masses d'eau du massif de la Sainte-Baume

Le contexte géologique aux alentours des sources karstiques du massif de la Sainte-Baume oriente le choix des traceurs naturels présentant un intérêt pour la caractérisation des aquifères. Les ions Ca^{2+}, Mg^{2+}, Sr^{2+} et HCO_3^- vont théoriquement représenter la signature hydrochimique des eaux souterraines drainant ces terrains crétacés et jurassiques.

La Figure IV.17-A confirme les résultats obtenus par l'utilisation des diagrammes de Piper (Figure IV.3) par l'alignement de l'ensemble des échantillons de ce secteur sur la droite de dissolution des carbonates. La comparaison des ions Ca^{2+} et Mg^{2+} met en évidence deux points de prélèvements marqués par des interactions avec de la calcite uniquement (17-Source Huveaune, 21-Source Nans Grotte Ste Baume) (Figure IV.17-B). Cela est concordant avec la source Nans Grotte Ste Baume qui draine une petite zone d'éboulis de crétacé inférieur. La résurgence de la source Huveaune s'aligne avec la source de Nans Grotte Ste-Baume mais avec des concentrations en Ca^{2+} plus importantes. Malgré sa résurgence au niveau d'un réservoirs dolomitique du jurassique supérieur, la source

Huveaune contient très peu de magnésium (Mg^{2+} < 4,1 mg/l). L'aquifère alimentant la source Huveaune est donc plutôt associé au réservoir crétacé du plateau de Plan d'Aups et du versant nord de la Sainte-Baume, les formations dolomitiques ne jouant probablement qu'un rôle de transfert.

La Foux de Nans les Pins, la source St Pons, la Source Nayes et la source Glacière des Encanaux (n°20, 19, 18, 16) sont au-dessus de la droite Ca/Mg = 5 ce qui implique des interactions principalement avec de la calcite, mais avec une légère influence d'un faciès dolomitique. Au contraire, la source Encanaux Inférieures, le Forage du Vèze et la Source Gapeau (n°14, 10, 15) présentent un rapport Ca/Mg qui se rapproche de 1 et sont clairement influencés par le pôle dolomitique. Ces faciès hydrochimiques sont assez concordants avec la lithologie, même si on aurait pu s'attendre à une signature chimique assez similaire entre le Forage Vèze et la source St Pons a priori (ces deux points sont situés à quelques centaines de mètres d'un de l'autre).

Les Figure IV.17-C et D utilisent les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} normalisés aux ions Cl^{-} et aux ions Sr^{2+}. L'avantage des rapports ioniques est de mettre en évidence des mélanges entre masses d'eau ou des processus géochimiques. Ainsi, la source Encanaux Inférieures présente des apports variables au cours du temps en Mg^{2+}, qui pourraient témoigner d'un apport variable du réservoir dolomitique ou être marqueurs d'une variation du temps de résidence de l'eau au sein de l'aquifère (augmentation du rapport Ca/Mg avec le temps de résidence - Fleury et al., 2012). La Figure IV.17-D permet de bien individualiser l'ensemble des points de prélèvements en considérant trois traceurs naturels de réservoirs carbonatés. L'utilisation du Sr^{2+} a pour objectif de mieux distinguer l'influence des différents réservoirs carbonatés, en complément de la Figure IV.17-B et de montrer la variabilité temporelle de la signature en ions majeurs. La source St Pons et la source Glacière présentent peu de variation des rapports Ca^{2+}/Sr^{2+} et Mg^{2+}/Sr^{2+}, et sont proches sur ce graphique ce qui impliquerait des interactions avec un réservoir de même nature (Figure IV.17-D). La source des Nayes s'individualise par rapport à la source St-Pons et la source Glacière impliquant un réservoir différent malgré un bassin d'alimentation a priori représenté par les mêmes formations jurassiques du massif de la Lare.

Enfin, pour évaluer les phénomènes d'échange cationique, le rapport Ca/Cl est comparé au rapport K/Cl et Na/Cl (Figure IV.17-E et F). Les échanges cationiques se font lors d'interaction eau-roche avec des dépôts argileux et marneux, qui se retrouvent localement dans les dépôts du jurassique moyen et potentiellement dans les remplissages karstiques. Ils impliquent un échange entre Ca^{2+} dissous dans l'eau et K^{+} ou Na^{+} des minéraux argileux, avec une fixation de Ca^{2+} et un relargage des deux autres cations. Cela doit donc se traduire par une diminution de Ca^{2+} dissous et augmentation de K^{+} et/ou Na^{+}. La source Huveaune et la source Glacière présentent des comportements particuliers avec une augmentation des rapports Ca/Cl et K/Cl (Figure IV.17-E). Il faut rappeler que le potassium K^{+} peut aussi être marqueur d'influence anthropique agricole. Les rapports Ca/Cl en fonction de Na/Cl ne montrent pas de relation inverse entre les concentrations en Ca^{2+} et Na^{+} (Figure IV.17-F). Ces deux graphiques ne mettent pas en évidence de phénomènes d'échange cationique pour ces sources karstiques.

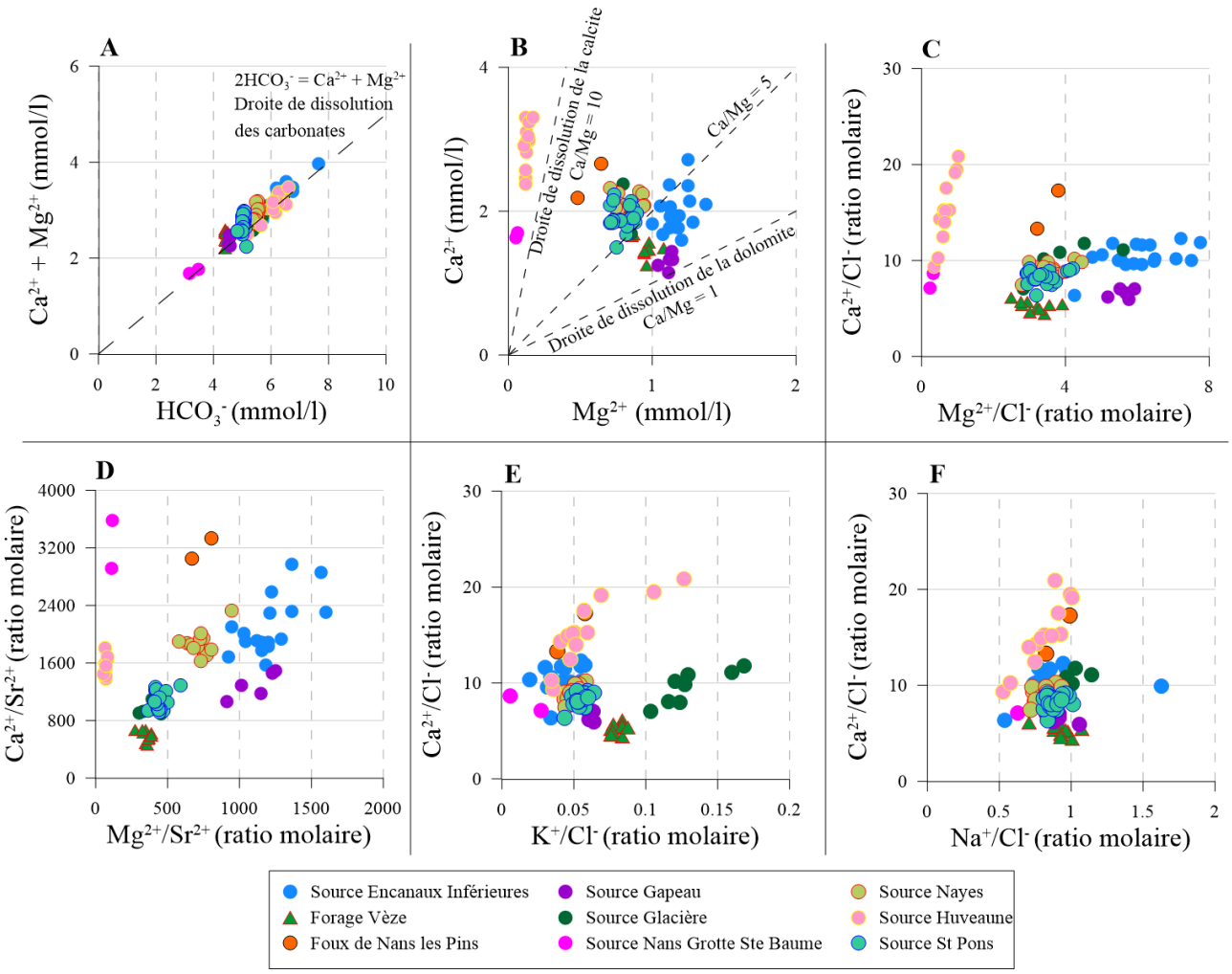


Figure IV.17 :A, B, C et D – Diagrammes binaires présentant des traceurs naturels témoignant d'interaction eau-roche avec des formations carbonatées. E et F – Diagrammes binaires pour identifier les processus d'échange cationique.

La Figure IV.18 présente quatre indices de saturation (IS) sur ces mêmes échantillons : A-IS calcite, B- IS dolomite, C-IS gypse et D-IS calcédoine. Tous les prélèvements de ce secteur sont soit en équilibre soit sursaturés par rapport à la calcite. La source Huveaune et la source Nans Grotte Ste Baume sont clairement sous-saturées par rapport à la dolomite, au contraire des autres points d'eaux souterraines. Cela s'explique par l'absence d'interaction entre ces deux points et des formations dolomitiques. L'IS du gypse, avec les faibles concentrations en SO_4^{2-}, permet de voir la faible voire l'absence d'interaction avec des dépôts gypseux ce qui est conforme aux très faibles concentrations en sulfates mesurées sur la majorité de ces échantillons L'IS calcédoine, avec la concentration en SiO_2, est utilisé pour marquer des interactions avec des dépôts marneux ou argileux, qui apparaissent très limités ici, et donc concordants avec les informations précédentes (Figure IV.17-E et F).

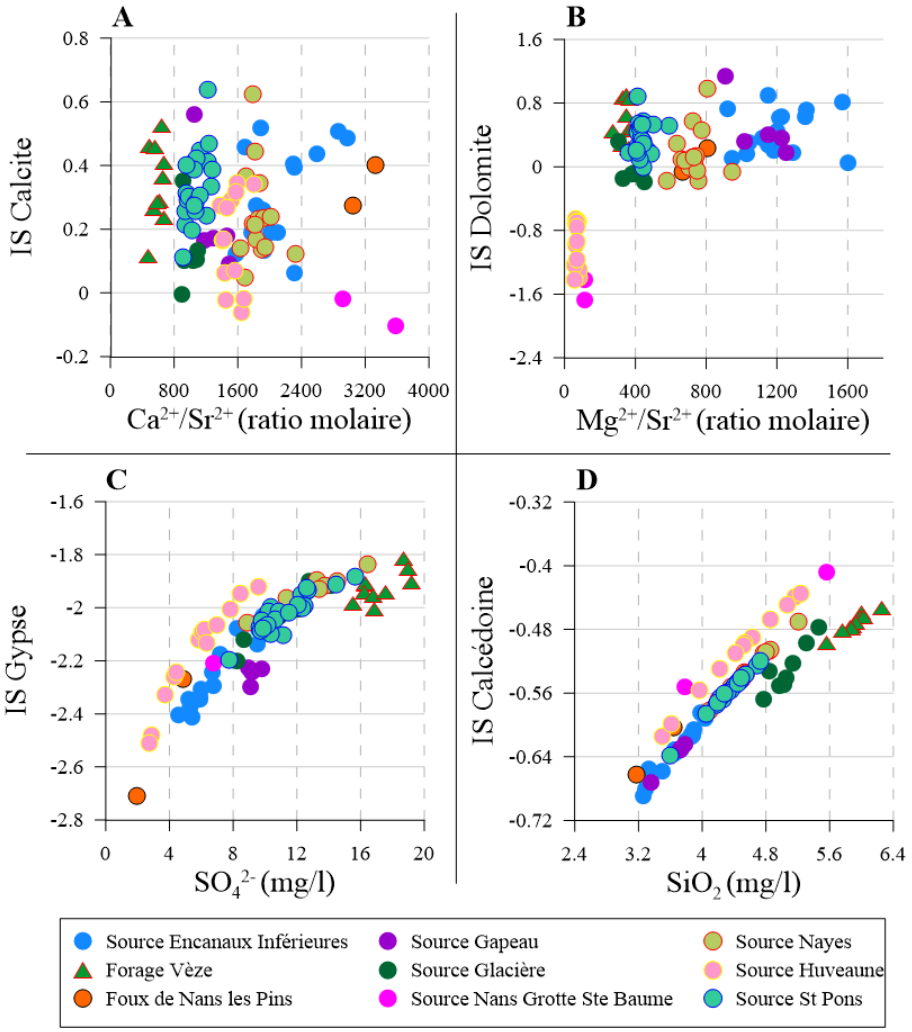


Figure IV.18 : Indice de saturation des points de prélèvements drainant le massif de la Sainte-Baume

Les analyses des isotopes du strontium (rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$), introduits dans la partie IV.3.3.2, apportent des informations complémentaires aux ions majeurs (Figure IV.19) :

- suivant les rapports $1/Sr^{2+}$ (Figure IV.19-A), Ca^{2+}/Sr^{2+} (Figure IV.19-B) et Mg^{2+}/Sr^{2+} (Figure IV.19-C), la source St Pons, la source Gapeau, la source Huveaune, la source Glacière et le forage Vèze s'individualisent ce qui traduit soit une interaction eau-roche avec des réservoirs différents, soit des phénomènes de mélanges entre masses d'eau. Les échantillons se rapprochent plutôt des ratios isotopiques moyens de l'Hettangien (calcaire dolomitique du Jurassique inférieur) et du Trias supérieur (alternances de calcaires, dolomies, marnes et gypse) (Tableau IV.1). Le rapport Mg^{2+}/Sr^{2+} plus élevé observé sur la source Gapeau est concordant avec le réservoir dolomitique du massif d'Agnis (jurassique supérieur). Le faible rapport Mg^{2+}/Sr^{2+} mesuré sur la source Huveaune (Figure IV.19-C) implique soit un temps de résidence court soit l'absence d'interaction avec un réservoir dolomitique. Une différence importante s'observe aussi entre la Foux de Nans les Pins et la source Huveaune malgré leur proximité géographique. L'échantillon de la Foux de Nans les Pins a été effectué en crue, au niveau d'une source fille de trop plein d'un aquifère dolomitique en profondeur mais pouvant intéger le réservoir crétacé du Plan d'Aups. La rapport $1/Sr^{2+}$ suggère un temps d'intéraction eau-roche relativement faible et donc l'influence probable d'une eau d'infiltration rapide.

- la source Encanaux Inférieures, la Foux de Nans les Pins et la source Nans Grotte Ste Baume présentent des rapports 1/Sr et $^{87}Sr/^{86}Sr$ plus élevés que le groupe précédent, qui permet de bien distinguer les trois sources karstiques. Les deux échantillons analysées sur la source Encanaux Inférieures montrent un ratio isotopique significativement différent (0,70801 contre 0,70812) et appuient la variabilité temporelle observée à l'aide des ions majeurs (Figure IV.17-C et D). La Figure IV.19-A et C met en évidence la quasi absence de Sr^{2+} et le faible rapport Mg^{2+}/Sr^{2+} pour la source Nans Grotte Ste-Baume avec le ratio isotopique le plus fort (0,70784). Cela suggère un faible temps d'interaction eau-roche et l'influence possible de la pluie sur cet échantillon, ce qui est assez concordant au vu de la situation géographique de cette source, au pied du sommet de la Sainte-Baume à 818 mNGF.

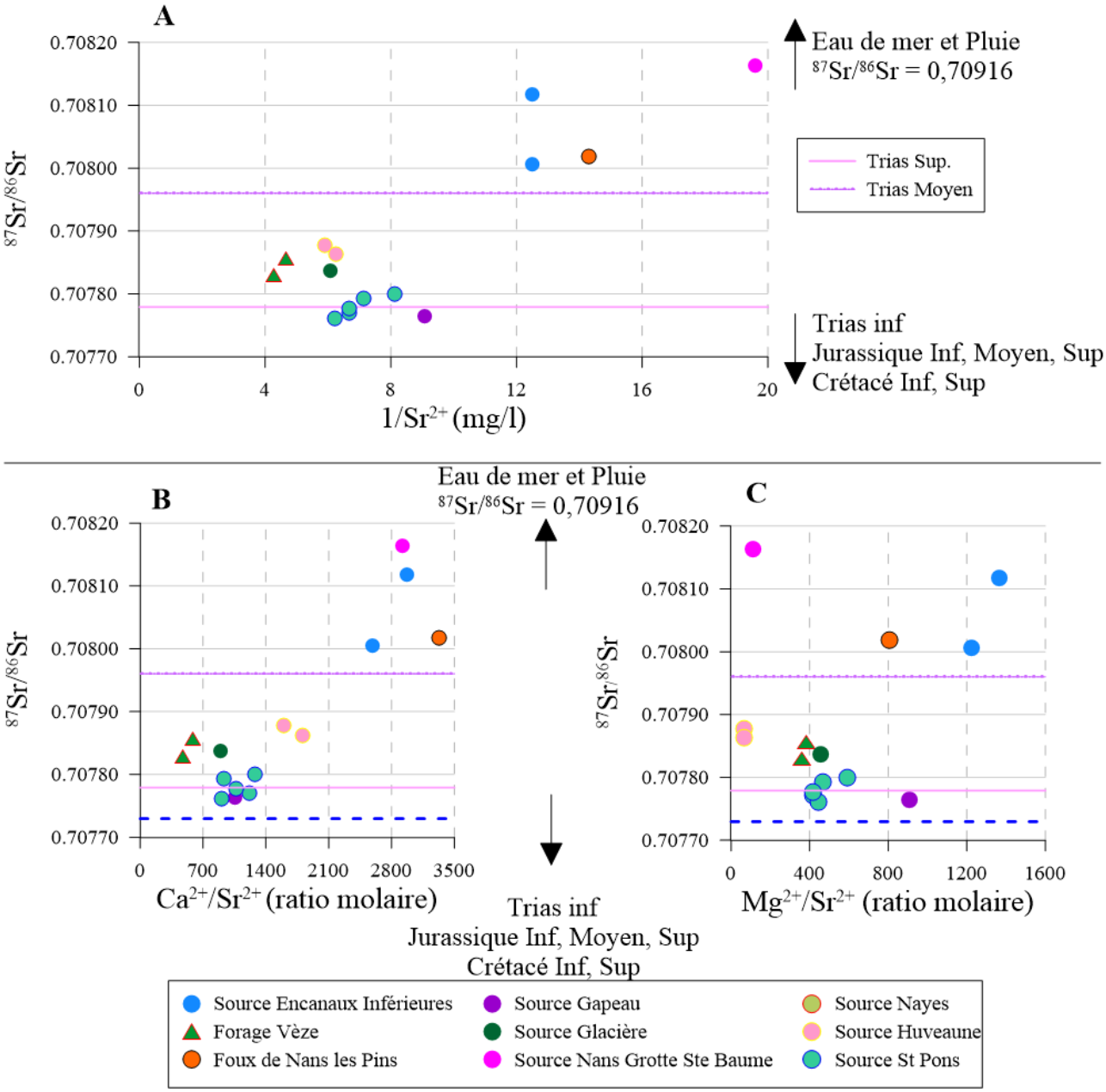


Figure IV.19 : Rapport isotopique du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) en fonction de trois rapports molaires pour les sources et forages drainant le massif de la Sainte-Baume

La Figure IV.20 présente les isotopes stables de l'eau pour les sources et le forage du Vèze drainant le massif de la Sainte-Baume. Tout d'abord, la distribution des échantillons se fait clairement à proximité de la droite météorique de la Méditerranée Occidentale (Celle-Jeanton, 2000; Ladouche et al., 2009), avec plusieurs points montrant un excès en deutérium supérieur à 14‰, légèrement au-dessus de cette droite. Ce traceur met une nouvelle fois en évidence la variabilité spatiale de la signature géochimique des points d'eau souterraine mais aussi la variabilité temporelle, en particulier au niveau de trois sources karstiques de la vallée de l'Huveaune (source Huveaune, Foux de Nans les Pins et source Encanaux Inférieures). Cette variabilité a déjà été observée à partir des isotopes du strontium (Figure IV.19) et des ions majeurs (Figure IV.17). Ces trois sources karstiques sont donc caractérisées soit par des phénomènes de mélange important (la source Encanaux Inférieures notamment) soit un fonctionnement assez dynamique du karst avec une connexion relativement rapide entre précipitations et exutoires.

Les sources de St Pons et du Gapeau ainsi que le forage du Vèze présentent une signature isotopique relativement stable (Figure IV.20) qui s'observe aussi à partir des isotopes du strontium (Figure IV.19) et des ions majeurs (Figure IV.17). Cela implique que les aquifères moyennent le signal isotopique au cours du temps et traduit des réservoirs de grande dimension où l'eau d'infiltration se mélange avec la masse d'eau souterraine avant de ressortir au point de captage. La distinction en isotopes stables entre la source St Pons et le forage du Vèze implique une différence d'altitude moyenne de recharge de ces deux points d'eau souterraine, et donc une différence d'aire d'alimentation. Le signal plus appauvri au forage du Vèze s'explique par une aire de recharge plus haute en altitude. De plus, le rapport $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ du forage du Vèze se rapproche de celui de la source Gapeau, suggérant une altitude moyenne de recharge similaire. Avec une seule valeur, la source Glacière ne peut pas être clairement caractérisée à l'aide des isotopes stables même si son signal se rapproche de celui du forage du Vèze.

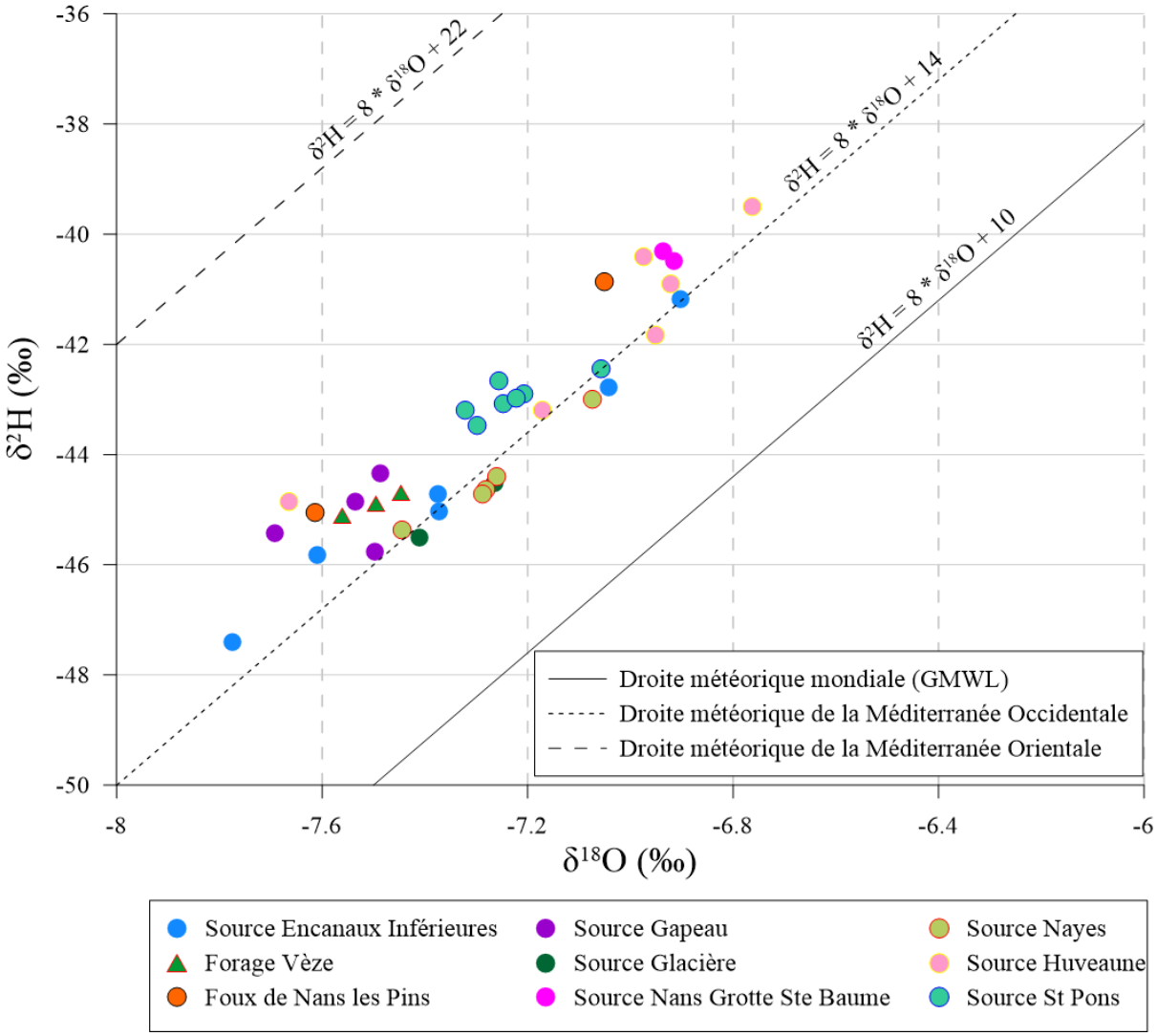


Figure IV.20 : δ^2H en fonction de $\delta^{18}O$ des sources karstiques et du forage du Vèze drainant le massif de la Sainte-Baume

IV.4.4.2 Influence des remplissages sédimentaires sur le rapport isotopique du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$)

Le rapport isotopique du strontium est dépendant des phénomènes d'interaction eau-roche , l'eau devant théoriquement prendre la signature isotopique de la roche (McNutt, 2000; Shand et al., 2007). De plus, l'évolution du rapport isotopique dans les roches sédimentaires d'origine marine du Mésozoïque et Cénozoïque est connue (Hess et al., 1986; Veizer, 1989). Par exemple, l'utilisation de ce traceur sur la source du Lez (Hérault) montre un ratio isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ de l'eau, drainant un aquifère Valanginien, compris entre 0,7073 et 0,7075, et donc représentatif des formations crétacées (Bicalho et al., 2017). En parallèle, le ratio isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ est dépendant des temps de résidence de l'eau au contact de la roche, et peut être témoin de processus géochimiques particuliers tels que des phénomènes de dissolution congruente et incongruente de la calcite ou de la dolomite, ce qui modifie la concentration en Sr^{2+} dans l'eau (Dogramaci et Herczeg, 2002).

Les valeurs moyennes des rapports isotopiques des roches du Trias, du Jurassique et du Crétacé sont présentées dans la Figure IV.7 et montrent de façon globale des roches triasiques plus radiogéniques que les roches jurassiques et crétacées. Les résultats tirés des parties précédentes mettent en évidence

la différence entre les signatures isotopiques théoriques des encaissants et la signature isotopique des eaux souterraines, en particulier pour les points d'eau souterraine drainant les aquifères majoritairement jurassiques et crétacés du massif de la Sainte-Baume (source St-Pons, forage du Vèze, source Encanaux Inférieurs, source Nayes, source Huveaune, source de Nans Grotte Ste Baume, Foux de Nans les Pins, forage Puyricard). L'interprétation de la signature hydrochimique de l'eau représentée par les ions majeurs indique bien des formations carbonatées calcaires et dolomitiques et permettent d'exclure l'influence des formations évaporitiques du Trias sur la signature géochimique de ces points d'eau souterraine.

L'hypothèse suivante est avancée pour expliquer cette signature radiogénique : l'érosion du massif Méridional cristallin (actuel massif des Maures formées de roches métamorphiques), au sud-est de la zone d'étude s'est traduit par un transport des minéraux silicatés très radiogéniques vers le massif de la Sainte-Baume au cours de l'Oligocène. Cette période est caractérisée par un fort taux d'érosion, de dissolution et de dénudation avec des écoulements de surface importants suivant une direction du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Ces derniers ont donc charrié des sédiments issus de l'érosion de roches du socle, composées majoritairement de minéraux silicatés. Des formations à sédiments silicatés très radiogéniques se retrouvent d'ailleurs dès la fin du Crétacé Supérieur sur les collines d'Auriol, la haute vallée de l'Huveaune et la plateau du Plan d'Aups, sédiments constitués de calcaires lacustres à galets de quartz et quartzites (Campanien) et d'alternance entre argilites rouges, bancs de grès, poundignues à galets de socles, galets calcaires Jurassique et Crétacé Inférieur et galets de cargneules du Trias (Maastrichien) (Villeneuve et al., 2018). De plus, des conglomérats fluviatiles à éléments de quartz ont été retrouvés dans des remplissages karstiques sur le massif du Siou-Blanc à environ 600 mNGF, ainsi que sur le plateau du Camp (Jouves, 2018). Les points d'eau souterraine du nord et sud Sainte-Baume (excepté la source de Nans Grotte Ste Baume) se trouvent à une altitude inférieure à 600 mNGF, ce qui soutient l'hypothèse d'un charriage de matériaux silicatés sur l'ensemble du bassin versant de l'Huveaune. Plusieurs autres cas d'études tendent à aller dans le sens de cette hypothèse. En effet, la présence de dépôts fluviatiles fortement radiogéniques dans l'endokarst des Causses Méjean s'est traduite par un ratio isotopique des eaux karstiques plus radiogénique que la signature théorique des formations sédimentaires jurassiques (Bailly-Comte et al., 2021b)(Partie I.3.2.6). Dans ce cas, les dépôts fluviatiles proviennent de l'érosion des formations cristallines du massif des Cévennes. De même, la Fontaine de l'Eure (Gard) présente aussi un ratio $^{87}Sr/^{86}Sr$ plus élevé que le ratio isotopique théorique de l'aquifère urgonien drainé (B. Ladouche, communication personelle).

Pour la source de Nans Grotte Ste Baume, l'influence de l'eau de pluie peut être supposée avec un faible rapport 1/Sr important et la quasi-absence de Mg^{2+} indiquant un temps de résidence de l'eau faible et donc un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ influencé par celui de la pluie (en faisant l'hypothèse qu'il se rapproche de celui de la mer méditerranée).

Ces travaux mettent en avant une limite d'interprétation de ce traceur isotopique naturel. En effet, dans ce cas d'étude, le rapport isotopique du strontium ne permet en aucun cas d'identifier la nature de la roche encaissante du fait de l'impact des épisodes géodynamique et karstologique sur cette zone d'étude. L'intégration de matériaux plus radiogéniques que les sédiments jurassiques et crétacés « purs » implique des interactions entre les eaux souterraines et ces minéraux, et entraîne donc un shift du ratio isotopique théoriquement attendu. Malgré cette limite, ce traceur permet d'identifier les différentes masses d'eau retrouvées sur les bassins versants de l'Huveaune et des sources de Port-

Miou, et leurs mélanges, grâce à un couplage avec les résultats des ions majeurs en particulier. Cela montre bien la nécessité de se reposer sur une approche multi-traceurs pour discriminer les modalités d'écoulement à l'échelle locale et régionale.

IV.4.4.3 Les géothermomètres pour identifier la profondeur de circulation de l'eau

Deux points d'eaux souterraines présentent des températures autour de 18°C, impliquant une circulation de l'eau en profondeur et une résurgence de ces eaux à la surface par l'intermédiaire de zones de faille et/ou fractures. Ainsi, le forage du Vèze (n°10 – forage artésien) et la source Glacière Encanaux (n°16) sont caractérisés par des températures moyennes respectivement de 18,1°C (8 mesures ponctuelles) et 18,2°C (5 mesures ponctuelles), et se situent sur des zones de failles (Figure IV.16).

La Figure IV.21 présente la variabilité de la température mesurée mensuellement sur les sources karstiques du massif de la Sainte-Baume. Le forage du Vèze et la source Glacière se démarquent bien des autres sources avec des températures globalement supérieures à 17,5°C. Les prélèvements effectués sur la source Glacière doivent faire l'objet d'une sélection (5 valeurs sélectionnées sur les 8 prélevées, les trois non sélectionnées sont barrés en rouge) puisque la situation de cette source, dans le lit du ruisseau de la Vède, implique des arrivées d'eau karstique de l'amont en période de hautes eaux et de crues. Même si les prélèvements ont été effectués en l'absence d'écoulement de surface venant de l'amont, il existe potentiellement des écoulements de subsurface non identifiés entrainant un mélange entre masse d'eau au niveau de la source Glacière.

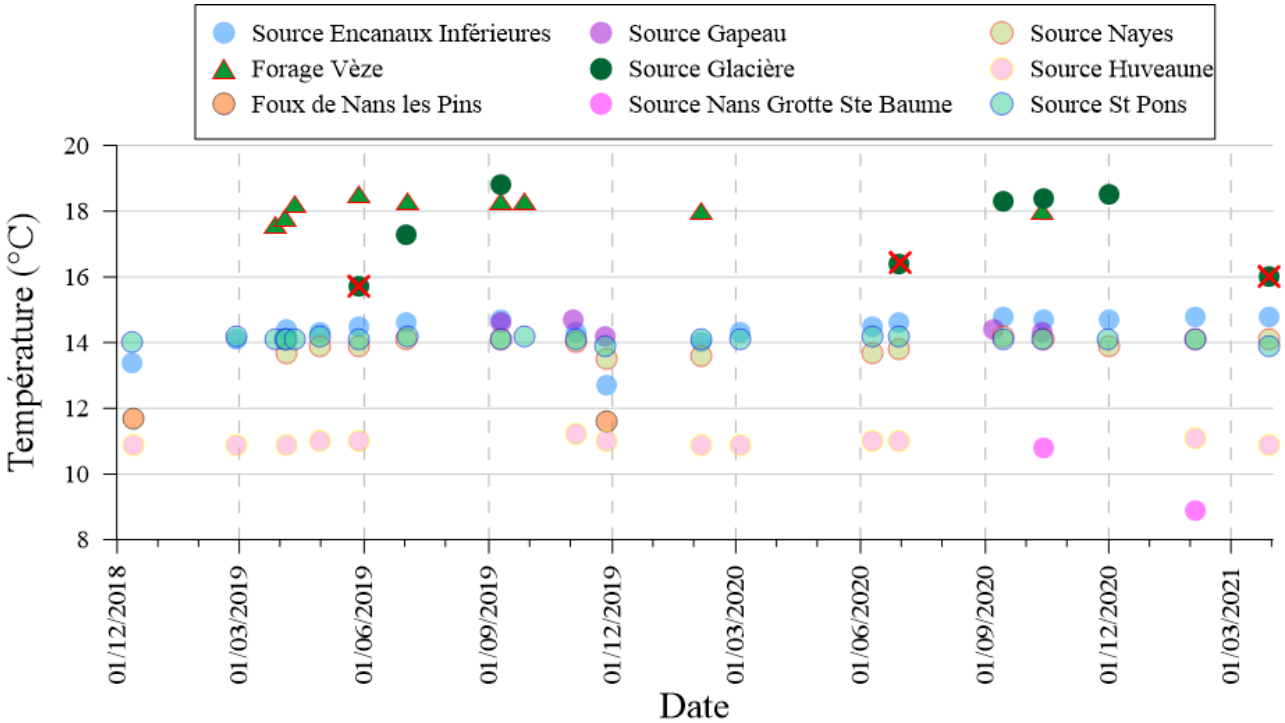


Figure IV.21 : Température in-situ mesurée sur les sources karstiques du massif de la Sainte-Baume. Les trois points barrés par une croix rouge sont des prélèvements d'eau de la source Glacière influencés par un apport d'eau de surface

Les géothermomètres sont des outils géochimiques, se basant sur les concentrations en SiO_2 ou encore en considérant le trio Na/K/Ca dans les aquifères de socle, qui permettent de calculer la température

maximale de l'eau au sein du réservoir profond, avant la remontée du fluide par les zones de failles et fractures. En contexte carbonaté, seuls les géothermomètres à silice sont envisageables. Plusieurs équations empiriques permettent de calculer la température de l'eau en profondeur, en fonction des différents minéraux ou roches contenant de la silice (quartz, calcédoine, cristobalite) (Fournier et Truesdell, 1973; Ladouche et Dörfliger, 2004; Temovski et al., 2021). La température calculée doit être considérée comme la température maximale atteinte par l'eau en profondeur.

Cinq conditions sont à vérifier pour l'utilisation de ces outils (Fournier, 1977) :

- 1 – les réactions thermo-dépendantes se produisent en profondeur. Cette hypothèse est assumée du fait de la température mesurée sur ces deux points de prélèvements, supérieure à la température moyenne annuelle de 14°C.
- 2 – les éléments utilisés se trouvent dans les formations géologiques traversées par l'eau. Les formations sédimentaires incluent des minéraux silicatés.
- 3 – le temps de séjour de l'eau est suffisamment long pour que les réactions thermodynamiques se produisent. Pour vérifier cette hypothèse, l'indice de saturation de six formes de la silice est calculé à l'aide du logiciel PHREEQC (Figure IV.22). Seul l'indice de saturation du quartz alpha (Figure IV.22-A) présente des valeurs proches de 0, c'est-à-dire que l'eau se rapproche de l'équilibre avec ce minéral. Les autres indices montrent une sous-saturation de l'eau face au quartz beta, à la calcédoine, à la coésite et à la cristobalite (Figure IV.22-B, C, D, E et F). Cela traduit un temps de séjour insuffisant pour permettre un échange entre eau et minéraux, et ne permet pas l'application des géothermomètres avec ces cinq dernières formes de la silice.
- 4 – la remontée de l'eau vers la surface est rapide afin d'éviter les ré-équilibrage. Cette hypothèse repose sur la structuration des aquifères fracturés et karstiques. La source Glacière et le forage du Vèze se situent sur des zones de failles/fractures dans lesquelles on peut considérer une remontée du fluide rapide.
- 5 – il ne faut pas qu'il se produise de mélange avec les eaux superficielles lors de la remontée des eaux profondes. La signature géochimique du forage du Vèze se traduit par un signal stable au cours du temps, avec l'absence de mélange entre deux masses d'eau. Les prélèvements effectués sur la source Glacière font l'objet d'une sélection (5 valeurs sélectionnées sur les 8 mesurées) pour respecter l'hypothèse d'absence de mélange.

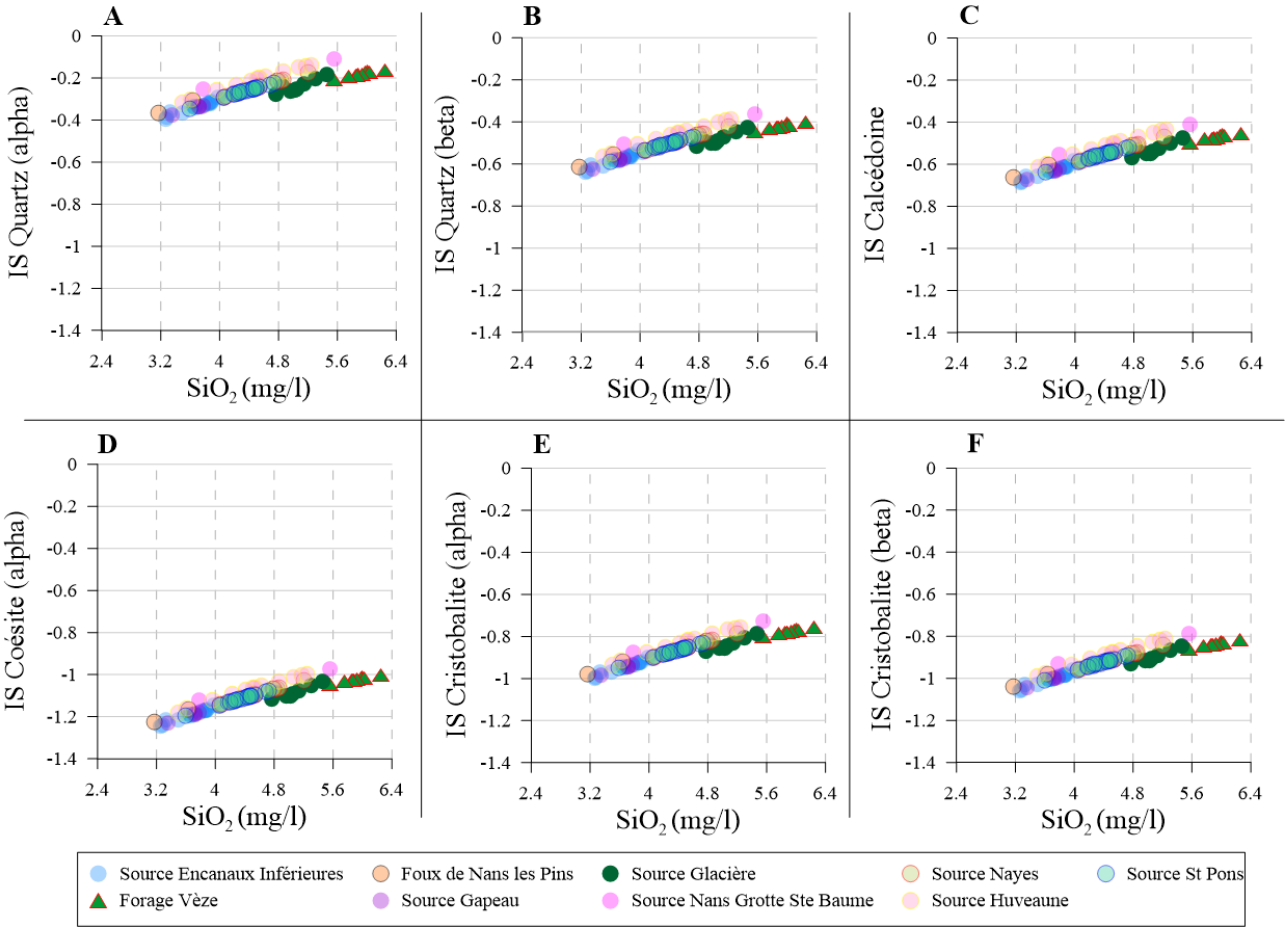


Figure IV.22 : Indice de saturation de six minéraux composés majoritairement de silice (SiO_2).

Ainsi, seule la relation empirique pour le quartz doit être considéré ici, et s'écrit :

$$T = \frac{1309}{5{,}19 - log(SiO_2)} - 273{,}15 \qquad (1)$$

Avec SiO_2 : la concentration en silice, en mg/l.

La Figure IV.23 présente la température calculée en fonction de la température mesurée sur le forage du Vèze et la source Glacière. La température calculée de l'eau en profondeur varie dans une gamme de 21,3°C à 24,7°C pour le forage du Vèze et 17,0°C à 19,1°C pour la source Glacière. Les valeurs calculées pour la source Glacière ne sont pas cohérentes à cause des valeurs calculées inférieures à celles mesurées, et donc invalidées.

Pour le forage du Vèze, les températures sont donc sensiblement plus élevées que la température habituellement rencontrée sur les sources du secteur (autour de 14°C). L'utilisation d'un gradient géothermique moyen (3° C/ 100 m) donne une estimation très approximative de la profondeur atteinte par l'eau souterraine, étant donné qu'il peut être localement modifié. Sans valeur locale du gradient géothermique, un essai est proposé en prenant 3°C / 100m (Aquilina et al., 1997; Ladouche et Dörfliger, 2004) : la profondeur maximale de circulation de l'eau alimentant le Forage Vèze serait comprise entre 111 et 208m de profondeur. Ces valeurs impliquent donc un écoulement en profondeur relativement limité, qui resterait donc dans les formations calcaires crétacées et/ou jurassiques.

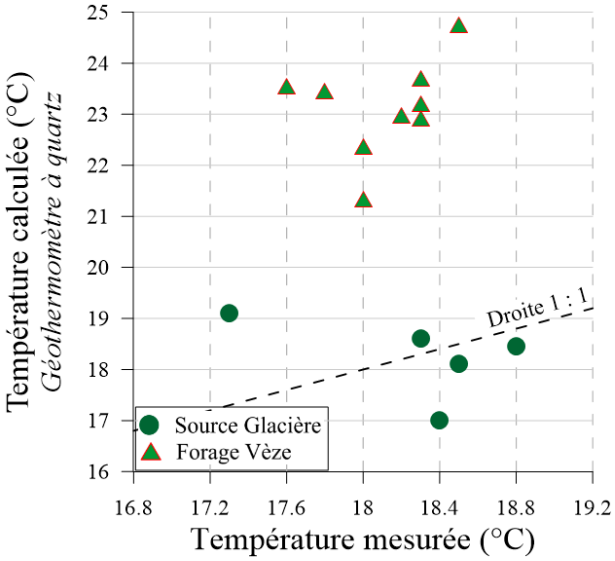


Figure IV.23 : Température calculée en fonction de la température mesurée à partir du géothermomètre à quartz

IV.4.4.4 Synthèse

Pour conclure sur cette approche multitraceurs couplée au contexte géologique, les résultats permettent de contraindre les interactions eau-roche au sein des aquifères karstiques du massif de la Sainte-Baume :

- En se recentrant sur le contexte géographique et géologique (Figure IV.16), la source Huveaune et la Foux de Nans les Pins semblent présenter des signatures géochimiques différentes. Cependant, les deux échantillons de la Foux de Nans les Pins sont prélevés en crues et ne représentent pas l'eau stockée dans l'aquifère. Ils reflètent probablement un mélange entre l'aquifère dolomitique, les formations crétacées du Plan d'Aups et les effets d'une infiltration rapide des précipitations. La source Huveaune draine les formations uniquement calcaires crétacés du Plan d'Aups comme le montre l'absence de Mg^{2+} et les rapports Ca^{2+}/Sr^{2+} et Mg^{2+}/Sr^{2+}. Les formations dolomiques observées au niveau de la résurgence sont le siège d'un transfert de l'eau venant du plateau du Plan d'Aups.
- L'influence des précipitations sur la signature géochimique de la source Nans Grotte Ste Baume apparaît avec des concentrations en Ca^{2+}, Mg^{2+} et HCO_3^- nettement inférieures aux autres sources karstiques. De plus, le rapport 1/Sr important (concentration faible en Sr^{2+} = 0,051 mg/l), le ratio isotopique important (0,70816) et le faible rapport Mg/Sr impliquent un faible temps d'interaction eau-roche.
- La source Encanaux Inférieures présente la plus forte variabilité temporelle (Figure IV.17-C et D) liée à un mélange de plusieurs masses d'eau dans des proportions variables, dont une masse d'eau marqueur d'un réservoir dolomitique.
- la source St Pons et le forage du Vèze, malgré une proximité géographique et un bassin d'alimentation a priori similaire, présentent des différences en terme de signature isotopique ($^{87}Sr/^{86}Sr$ et isotopes stables de l'eau). Ces résultats se retrouvent sur les traceurs hydrochimiques, qui mettent en évidence des bassins d'alimentation ou des processus différents, notamment vérifiés sur les rapports Ca/Cl vs K/Cl, Ca/Sr vs Mg/Sr (Figure IV.17). De plus, les températures mesurées au forage du Vèze ainsi que le caractère artésien du forage impliquent un fonctionnement hydrogéologique spécifique avec une circulation de l'eau en

profondeur par rapport à la source St Pons. Le fonctionnement hydrogéologique de la source St Pons est probablement aussi relié à une remontée d'eau souterraine au niveau d'une faille.

- Aucune signature sulfatée n'est finalement observée sur ces sources karstiques et le forage du Vèze. Cela traduit l'absence d'interaction entre les eaux souterraines et le trias gypseux présent ponctuellement à l'affleurement au sud du massif de la Sainte-Baume, et similairement, l'absence d'un mélange avec une masse d'eau à faciès sulfaté.

Un des objectifs de la qualification hydrogéochimique des réservoirs est d'identifier un pôle carbonaté représentant l'écoulement régional des eaux souterraines. Le fonctionnement hydrogéologique des sources karstiques du nord du massif de la Sainte-Baume présente une forte variabilité en terme de signature hydrogéochimique. Au contraire, la source St Pons, la source Glacière et le forage du Vèze présentent un signal chimique plus tamponné au cours du temps (Figure IV.17-C,D et F), excepté au niveau des ions potassium (K^+) pour la source Glacière (Figure IV.17-E). Ces trois points d'eaux souterraines sont des représentants acceptables d'un écoulement de type carbonaté, même si la source Glacière et le forage du Vèze sont potentiellement plus représentatif d'un drainage profond d'une part par leur signal hydrogéochimique très stable, d'autre part par leur anomalie de température par rapport à la source St Pons.

IV.4.5 Les eaux sulfatées de la plaine d'Aubagne et de la vallée de l'Huveaune

La démarche méthodologique précédemment mise en œuvre pour caractériser les aquifères du massif de la Sainte-Baume a été également appliquée pour mieux caractériser les eaux sulfatées de la plaine d'Aubagne et de la vallée de l'Huveaune

IV.4.5.1 Les outils géochimiques pour caractériser les masses d'eaux à faciès sulfaté

La Figure IV.24 reprend le contexte géologique des points suivants : canal de Marseille (n°1), forage Impôts (n°8), forage F2017 Roquevaire (n°2), forage F3 Roquevaire (n°5), rivière Huveaune Beaudinard (n°11), rivière Huveaune Roquevaire (n°13), rivière Huveaune Pont de Joux (n°12) et source Camoins (n°21).

Plusieurs traceurs vont être utilisés pour caractériser la signature géochimique des réservoirs des points d'eaux souterraines et de surface et du canal, tels que : Ca^{2+}, Mg^{2+}, HCO_3^-, SO_4^{2-}, SiO_2, Na^+ et NO_3^-. Les ions SO_4^{2-} sont directement liés à la présence de gypse ($CaSO_4$) et permettront donc de tracer l'effet des formations triasiques sur la signature géochimique de l'eau.

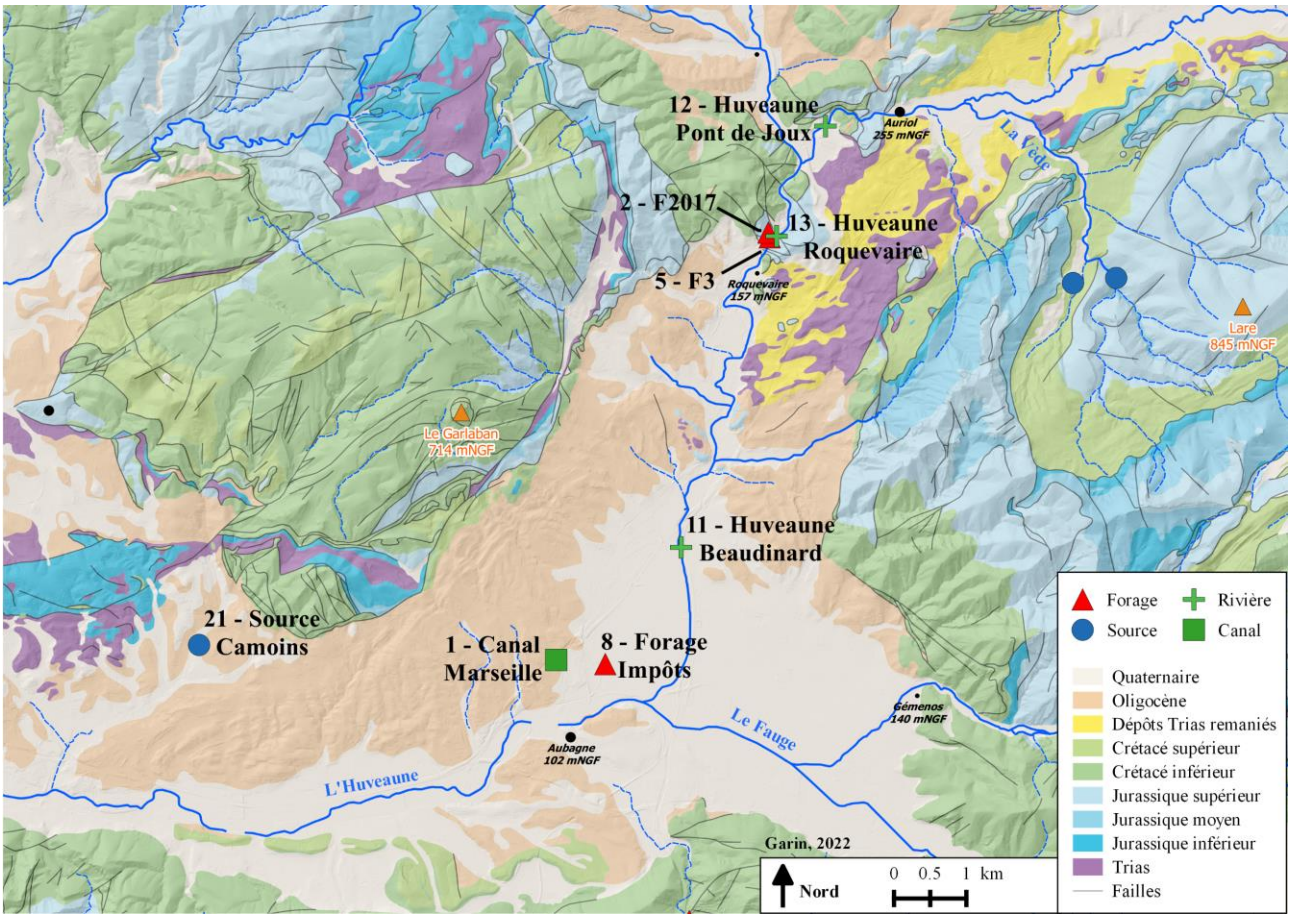


Figure IV.24 : Contexte géologique ciblée sur la vallée de l'Huveaune et la plaine d'Aubagne, et situation des points d'échantillonnage d'eau souterraine, d'eau de surface (rivière) et du canal influencés par un pôle sulfaté.

La Figure IV.25 propose six graphiques binaires pour évaluer l'origine ainsi que les mélanges ou les processus pouvant modifier le signal hydrochimique de l'eau.

Pour commencer, au contraire des masses d'eaux drainant le massif de la Sainte-Baume (Partie IV.4.4), les échantillons prélevés sur la plaine d'Aubagne jusqu'à Auriol se placent tous au-dessus de la droite de dissolution des carbonates avec l'absence de relation entre Ca^{2+} + Mg^{2+} et HCO_3^- pour les eaux souterraines et de surface (Figure IV.25-A). Le Canal Marseille (n°1) présente une signature légèrement différente avec une relation linéaire entre Ca^{2+} + Mg^{2+} et HCO_3^-. L'origine de l'eau de ce canal d'irrigation n'est pas à relier avec les formations géologiques locales puisque cela correspond à de l'eau en provenance des Alpes via le barrage de Serre Ponçon et la Durance.

La Figure IV.25-B représente cette fois le lien entre eaux souterraines, eaux de surface et droite de dissolution du gypse. Une nouvelle fois, les échantillons d'eau ne se placent pas directement sur la droite, mais suivent une relation linéaire entre calcium et sulfates. Ces résultats sont concordants avec le diagramme de Piper (Figure IV.3), et indiquent donc une origine des eaux partagée entre un faciès carbonaté et un faciès sulfaté, les sulfates ayant pour origine les gypses présents dans la vallée de l'Huveaune. Les trois forages (F2017 et F3 à Roquevaire, forage Impôts à Aubagne) ont une concentration en sulfate et calcium très stable au cours du temps, tandis que les trois points de mesure dans la rivière Huveaune (de l'amont vers l'aval : Pont de Joux, Roquevaire, Beaudinard) sont

marqués par une forte variabilité temporelle. Enfin, la source Camoins se distingue en s'alignant parfaitement avec la droite de lessivage du gypse.

Sachant que les ions sulfates sont discriminant pour identifier le pôle évaporitique gypseux, le rapport molaire SO_4/Cl est utilisé en déterminant commun pour la Figure IV.25-C, D, E et F. La Figure IV.25-C montre la part variable du pôle carbonaté principalement sur les eaux de surface (Huveaune Beaudinard – en losange violet, Huveaune Roquevaire - en losange orange et Huveaune Pont de Joux - en losange bleu), ainsi qu'une variation du rapport SO_4/Cl pour l'Huveaune Pont de Joux. Cette variation du pôle carbonaté est associée aux apports des sources karstiques qui alimentent les affluents de l'Huveaune en période de hautes eaux et de crues (vallon de la Vède, du Peyruis).

L'utilisation du rapport Na/Cl (Figure IV.25-D) est faite ici pour individualiser le Canal Marseille mais a peu d'influence sur les eaux souterraines et de surface.

La Figure IV.25-E introduit les ions nitrates NO_3^- puisqu'ils représentent un traceur d'activité agricole reconnu en hydrogéologie (Böhlke et Denver, 1995; Dörfliger et al., 2010; Salquèbre et al., 2008). Ici, les ions nitrates individualisent le forage Impôts de manière évidente. L'Huveaune Pont de Joux est aussi légèrement impactée par une augmentation du rapport NO_3/Cl indiquant les effets d'un apport en nitrates variable au cours du temps. C'est concordant avec la variation des ions SO_4^{2-} et du rapport SO4/Cl, et témoigne de l'effet des sources karstiques en amont qui vont diluer, via l'Huveaune, les apports en nitrates en provenance de la plaine d'Auriol/St-Zacharie.

Enfin, la Figure IV.25-F utilise les ions SiO_2 comme marqueurs de formations ou minéraux silicatés, qu'on retrouve classiquement dans les argiles et marnes ainsi que dans les formations détritiques issues de l'érosion du massif cristallin. Le forage Impôts ressort de ce graphique, ce qui est concordant avec l'aire d'alimentation de ce forage, drainant l'aquifère quaternaire très hétérogène de la plaine d'Aubagne.

Ces six graphiques mettent en évidence une caractéristique supplémentaire sur les deux forages de Roquevaire (F3 en rive gauche de l'Huveaune, F2017 en rive droite) : ils ont une signature chimique très similaire pour l'ensemble des ions majeurs investigués. La Figure IV.25-E et F rapproche aussi ces forages de la signature de l'Huveaune Roquevaire, particulièrement en période de crues sur la rivière (les 25-26/11/2019), lorsque l'eau a un faciès principalement carbonaté.

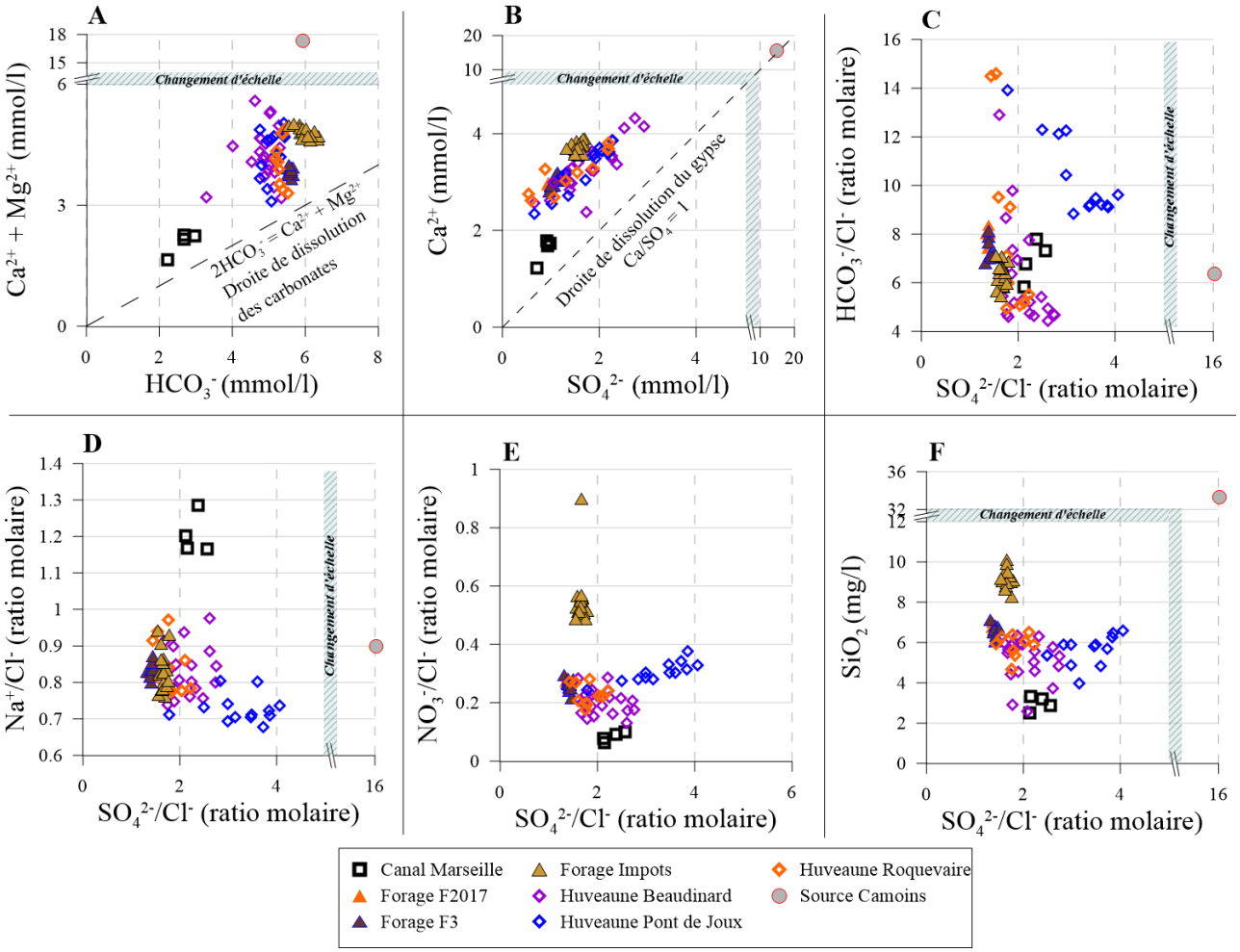


Figure IV.25 : Diagrammes binaires permettant d'identifier les interactions eau-roche avec les formations sulfatées, l'influence agricole et les minéraux silicatés.

La Figure IV.26 représente quatre indices de saturation : A- IS calcite, B- IS dolomite, C- IS Gypse et D-IS calcédoine.

- Les indices de saturation de la calcite et de la dolomite montrent une sursaturation des trois points d'eau de surface de l'Huveaune tandis que les forages F2017 et Impôts sont à l'équilibre vis-à-vis de la calcite. Le forage F3 montre une forte variabilité de ces deux indices, témoignant probablement d'un mélange entre l'eau profonde de l'aquifère carbonaté et l'eau plus superficielle de la nappe des alluvions et de la rivière.
- L'indice de saturation du gypse montre une sous-saturation des points d'eaux souterraines, d'eaux de surfaces et du canal, impliquant donc un pouvoir de dissolution du gypse pour l'ensemble de ces points d'eau.
- L'indice de saturation de la calcédoine donne des résultats proches de celui du gypse avec le forage Impôts qui se distingue en étant relativement proche de l'équilibre avec SiO_2.
- Enfin, la source Camoins est à l'équilibre avec la calcite et le gypse, sous-saturée en dolomite et sursaturée en silice.

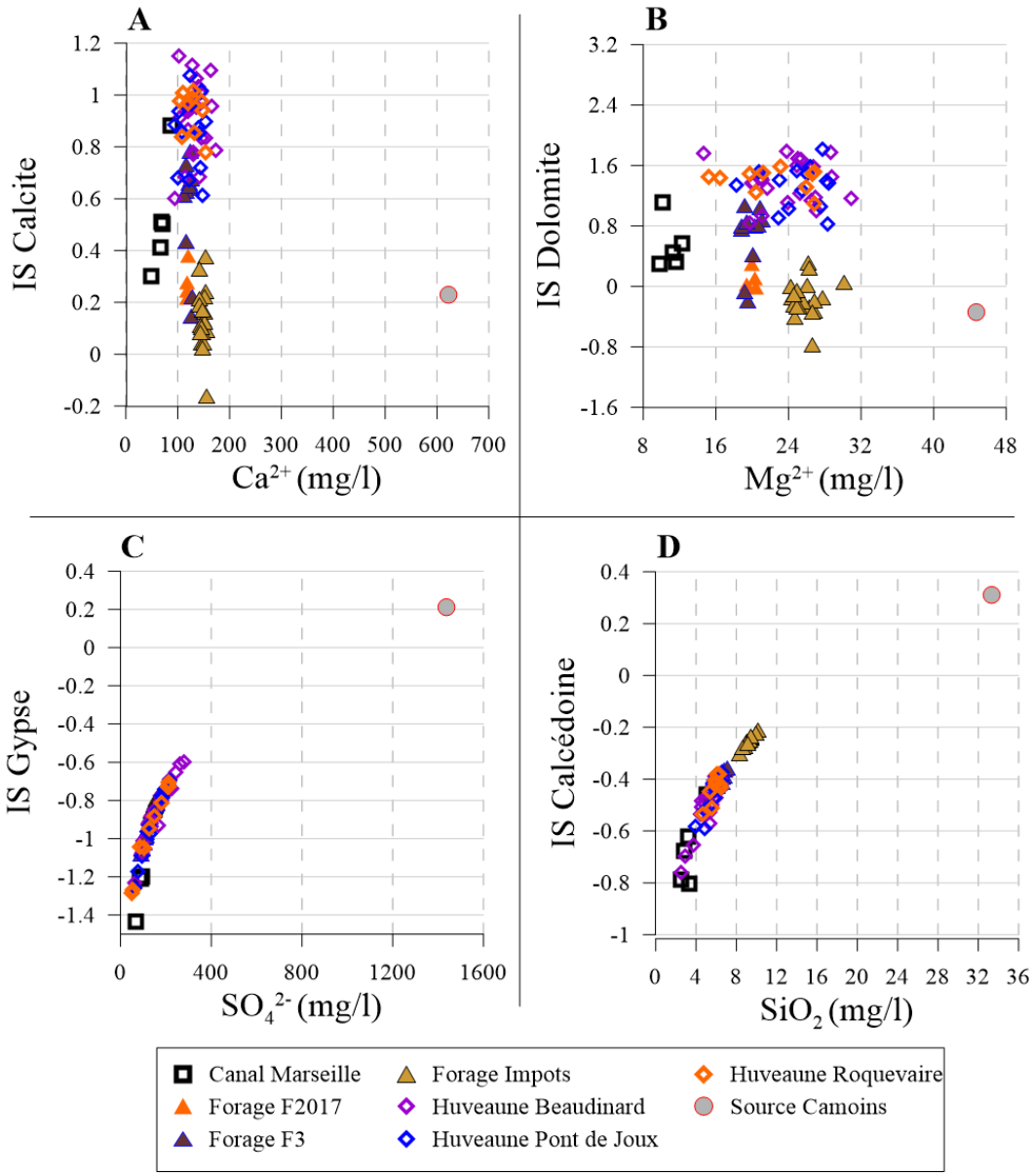


Figure IV.26 : Indice de saturation des points de prélèvements des eaux sulfatées

Les analyses des isotopes du strontium (rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$) apportent des informations complémentaires aux ions majeurs (Figure IV.27) :

- La signature isotopique des points d'eau de surface (Huveaune Beaudinard, Huveaune Roquevaire, Huveaune Pont de Joux) est cohérente avec la présence de matériaux du Trias à l'affleurement le long de la vallée de l'Huveaune. Les analyses réalisées sur l'Huveaune Beaudinard présentent un ratio isotopique qui tend à augmenter légèrement en même temps que le rapport 1/Sr. Ce rapport 1/Sr est dépendant des phénomènes d'interaction eau-roche, et implique ici une variation des apports en Sr^{2+} au cours du temps, du fait de l'apport d'eau à faciès carbonaté mais aussi par la présence potentielle de minéraux chargés en strontium (type célestite-$SrSO_4$). L'augmentation du rapport HCO_3/Cl (Figure IV.25-C) va dans le sens d'une arrivée d'eau à faciès carbonaté.

- Les forages de Roquevaire (forage F2017 et forage F3) (Figure IV.27) présentent une signature isotopique et un rapport 1/Sr relativement stable. Cette signature isotopique est probablement influencée par un mélange entre la rivière, une masse d'eau à faciès sulfaté et des apports d'eau à faciès carbonaté. Les eaux à faciès carbonaté peuvent avoir pour origine les sources karstiques en amont ou des circulations souterraines en profondeur venant du massif de l'Aurélien notamment (fort débit identifié dans les vides karstiques du forage F2017 – Partie III.3.2)
- Le canal de Marseille est caractérisé par une signature très radiogénique par rapport aux eaux souterraines et de surface locales (Figure IV.27) et est probablement lié à son bassin d'alimentation marqué par la présence de roches silicatées très radiogéniques dans les Alpes (Nevers, 2022 - échantillon de micaschiste de 0,7351). L'échantillon du canal n'atteint tout de même pas le signal radiogénique d'une eau drainant uniquement des roches silicatées.
- Le forage Impôts, implanté dans l'aquifère quaternaire de la plaine d'Aubagne, présente peu de variabilité du signal isotopique et du rapport 1/Sr (Figure IV.27). De plus, la signature isotopique du forage Impôts présente une signature intermédiaire en $\delta^{34}S_{SO4}$ entre la signature des gypses du Trias et les influences agricoles, tandis que le $\delta^{18}O_{SO4}$ montre un appauvrissement plus notable par rapport au gypse (Figure IV.6). La présence de minéraux radiogéniques dans les formations quaternaires, oligocènes et triasiques de la vallée de l'Huveaune à Aubagne justifie la signature isotopique observée sur le forage Impôts.
- Les outils isotopiques apportent des informations supplémentaires pour contraindre la nature du réservoir alimentant la source Camoins. Rousset et al (Rousset et al., 1996) montrent une alimentation de la source par un aquifère formé à l'Oligocène d'un massif à laminites à gypse, carbonates, matière organiques et soufre natif (formation de type laguno-lacustre sans influence marine) avec des apports détritiques d'origine local (érosion des dépôts sédimentaires Mésozoïque alentours) et plus lointain (massif cristallin du Sud-Est ?). La source présente un signal en isotopes du strontium relativement peu radiogénique et se rapproche du signal moyen du Trias Inférieur (Figure IV.27). Cette source est aussi caractérisée par une signature sulfurée. La source Camoins présente un $\delta^{18}O_{SO4}$ élevé (+20,3‰) et un $\delta^{34}S$ de +15,3‰ (proche de la valeur mesurée par Vernet et Vernet 1980)) correspondant à des sulfates en provenance de gypse du Trias (Figure IV.6). Il existe une similitude entre le ratio isotopique du strontium entre l'Hettangien et le Trias Supérieur, ou potentiellement un signal moyen du Trias dans son ensemble. **L'utilisation couplée des isotopes du strontium et du soufre et oxygène des sulfates indiquent donc une aire d'alimentation de la source Camoins caractérisée par des formations gypseuses triasiques.** Ces deux traceurs sont en accord avec l'interprétation proposée par Rousset et al. (Rousset et al., 1996) qui concluent sur la formation du réservoir évaporitique au cours de l'Oligocène, dont la formation provient du remaniement du gypse du Trias.

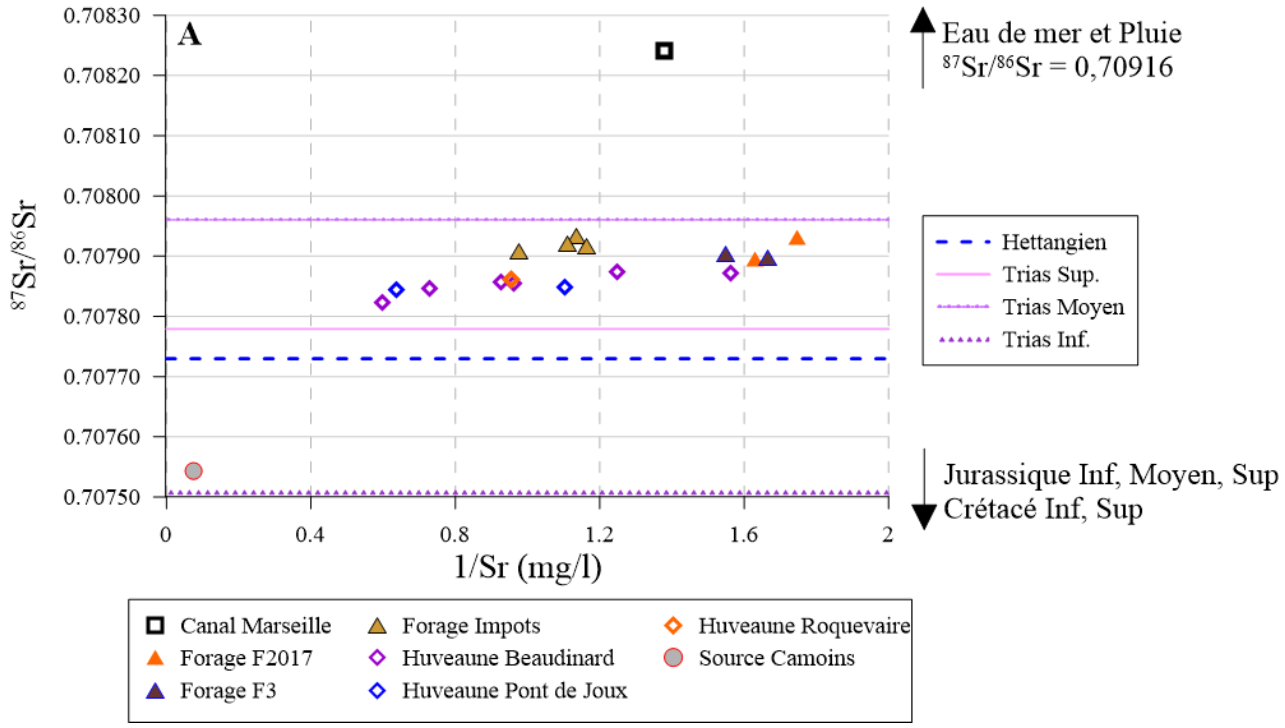


Figure IV.27 : Rapport isotopique ($^{87}Sr/^{86}Sr$) du strontium en fonction du rapport 1/Sr pour les eaux à faciès sulfatées

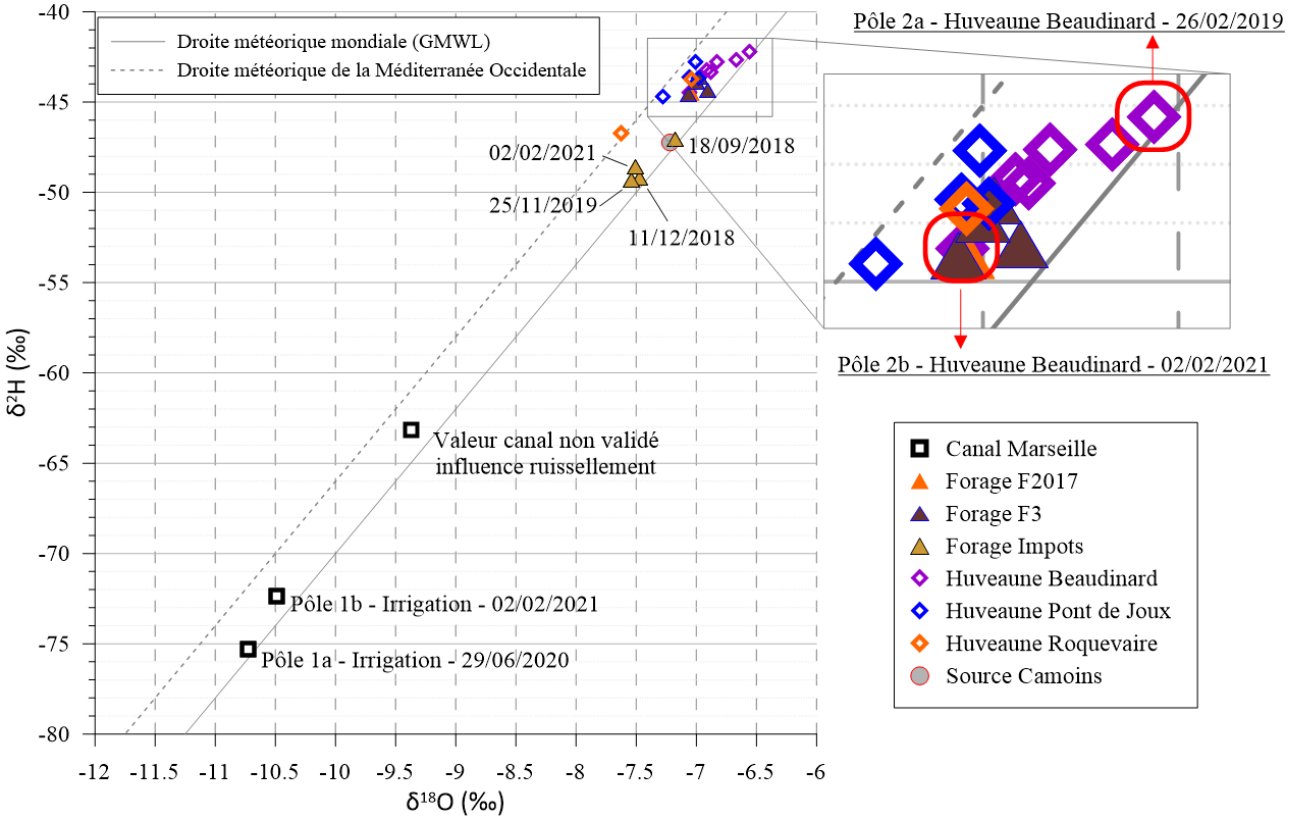


Figure IV.28 : δ^2H en fonction de $\delta^{18}O$ des sources, forages, rivières et canal caractérisés par une eau à faciès sulfaté. L'identification des pôles Canal (1a et 1b) et Huveaune Beaudinard (2a, 2b) pour le calcul de mélange d'eau alimentant le forage Impôts est indiqué pour l'approche quantitative

Enfin, les isotopes stables complètent l'identification des masses d'eau et en particulier des phénomènes de mélange observés régionalement (Figure IV.28).

L'ensemble des échantillons se placent entre la GMWL et la droite météorique de la Méditerranée Occidentale, ce qui montre un enrichissement en isotopes stables de l'eau par rapport aux échantillons des eaux à faciès carbonaté.

- Le signal de la rivière présente une forte variabilité qu'il est possible d'évaluer grâce au point de mesure Huveaune Beaudinard qui se trouve en amont de la plaine alluviale d'Aubagne. Cette variabilité est liée à l'évolution de l'eau suivant les saisons : en hautes-eaux la rivière est alimentée principalement par les sources karstiques via les affluents de l'Huveaune (le signal est alors proche de celui des forages de Roquevaire), tandis qu'en étiage l'eau présente un signal enrichi marqué par des processus d'évaporation dans la rivière. On remarque aussi un échantillon de l'Huveaune Roquevaire ($\delta^{18}O$ = - 7,62 ‰ et $\delta^{2}H$ = -46,73‰) correspondant à un prélèvement en crue (25/11/2019), et donc fortement influencé par les arrivées d'eaux karstiques des sources en amont de l'Huveaune. En parallèle des eaux de surface, les deux forages AEP de Roquevaire (F3 et F2017) présentent une signature isotopique peu variable et proche de l'Huveaune Pont de Joux ou Huveaune Roquevaire.
- La source Camoins se place sur la GMWL, et présente un appauvrissement par rapport aux eaux de surface, et aux forages F3 et F2017, induisant soit une aire d'alimentation moyenne plus élevée, probablement à associer avec le massif d'Allauch, soit une contamination par de l'eau du canal de Marseille qui se trouve en amont hydraulique de la source Camoins (Figure II.1).
- Le forage Impôts est caractérisé par un appauvrissement important, et se rapproche de la GMWL. Les trois échantillons du canal de Marseille se distinguent, très appauvris par rapport aux signatures géochimiques locales, ce qui s'explique par l'origine alpine des eaux de canal (avec des effets de latitude et d'altitude entrainant un appauvrissement en oxygène 18 – Partie I.3.2.5). Le contexte hydrogéologique et d'occupation des sols est rappelé ici. La plaine d'Aubagne est marquée par une activité agricole importante comme le montrent les résultats sur les ions nitrates (Partie IV.3.4 et Annexe 13), impliquant les eaux du canal de Marseille pour irriguer. De plus, l'aire d'alimentation du forage Impôts correspond bien à cette zone agricole entre Aubagne et Roquevaire. Les rapports isotopiques $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ mesurés sur le forage Impôts (Aubagne) témoignent de l'influence de l'irrigation par l'eau du canal de Marseille (information de l'ASAMIA) sur la recharge de la nappe alluviale de la plaine. On peut faire l'hypothèse que l'anomalie observée sur les isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates de ce forage AEP est liée à des apports en SO_4^{2-} via le canal d'irrigation. Cependant, il n'y a pas d'analyse de ces isotopes sur le canal de Marseille.

IV.4.5.2 Quantification de l'apport d'eau d'irrigation par les isotopes stables sur la plaine d'Aubagne

Une approche quantitative est proposée pour évaluer les effets de l'irrigation sur la signature géochimique mesurée au niveau du forage Impôts (nappe alluviale de l'Huveaune). La difficulté est de déterminer les pôles d'eau (ou end-member) qui se mélangent, et de leur attribuer une valeur caractéristique en traceurs géochimiques (ici les isotopes stables de l'eau). Ces pôles sont définis à

l'aide des données hydrochimiques et géochimiques précédemment décrites, ainsi que par la connaissance hydrogéologique de l'hydrosystème.

La Figure IV.28 illustre la position de l'eau du forage Impôts, située entre le pôle constitué par l'eau du canal de Marseille et le pôle local constitué par l'eau de la rivière Huveaune et les forages de Roquevaire. La carte piézométrique de référence du secteur d'étude (Figure II.32) (Gandolfi et Imbault, 2014), montre une alimentation de l'Huveaune par les alluvions de la plaine d'Aubagne. De même, les mesures de débit aux stations hydrométriques de Roquevaire et d'Aubagne Le Charrel montrent une perte d'eau de la rivière de l'amont vers l'aval, en corrélation avec l'alimentation de la nappe captée au forage Impôts. Pour le canal de Marseille, seules des données en basses-eaux sont utilisées. En effet, l'irrigation susceptible d'apporter l'eau à la nappe a lieu durant la période estivale. Un deuxième point pris durant un étiage hivernal exceptionnel (février 2021) est utilisé pour évaluer la variabilité saisonnière. Pour le pôle Huveaune Beaudinard, les deux valeurs extrêmes mesurées ont été retenues (Figure IV.28), correspondant à une valeur en hautes eaux (février 2019) et une valeur très enrichie en basses eaux (étiage hivernal février 2021). Ces valeurs sont regroupées dans le Tableau IV.5. Elles sont considérées représentatives du signal moyen rencontré dans les eaux participant au mélange pompé au forage Impôts, et sont donc utilisées pour les calculs sans discernement de leur date de mesure.

Nom	Pole	Date	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	Conditions hydrologiques
Canal Marseille	Pole 1a	29/06/2020	-10.73	-75.3	Basses Eaux
	Pole 1b	02/02/2021	-10.49	-72.4	Basses Eaux (étiage)
Huveaune Beaudinard	Pole 2a	26/02/2019	-6.56	-42.2	Hautes Eaux
	Pole 2b	02/02/2021	-7.05	-44.4	Basses Eaux (étiage)

Tableau IV.5 : Signature isotopique des pôles Canal et Huveaune pour le calcul de fraction d'eau provenant du Canal Marseille et alimentant l'aquifère quaternaire d'Aubagne

Le Tableau IV.6 présente les calculs de mélange pour quatre analyses des isotopes stables effectuées sur le forage Impôts, les résultats sont similaires entre l'oxygène 18 ou le deutérium en tant que traceurs conservatifs. L'utilisation du pôle 1a ou 1b (Canal de Marseille) n'apporte qu'une très faible différence dans les résultats. En utilisant le pôle 2a (Huveaune Beaudinard en hautes eaux), la proportion d'eau du canal de Marseille participant au mélange alimentant l'eau de la nappe captée au forage des Impôts varie entre 15% et 25% suivant les dates d'échantillonnage (1 date à environ 15% et 3 dates à environ 20 à 25%). En utilisant le pôle 2b (Huveaune Beaudinard en basses eaux), la proportion d'eau du canal de Marseille dans la nappe passe de 3% à 17% suivant les dates d'échantillonnage. Il n'est pour l'instant pas possible de valider un pôle 2 parmi les deux utilisés.

		18/09/2018	11/12/2018	25/11/2019	02/02/2021
Données Forage Impôts	$\delta^{18}O$	-7.18	-7.47	-7.54	-7.51
	$\delta^{2}H$	-47.0	-49.2	-49.3	-48.6
f_{canal} selon pôle 1a - pôle 2a	$\delta^{18}O$	14.8%	21.8%	23.4%	22.6%
	$\delta^{2}H$	14.7%	21.1%	21.5%	19.3%
f_{canal} selon pôle 1a – pôle 2b	$\delta^{18}O$	3.3%	11.4%	13.2%	12.3%
	$\delta^{2}H$	8.4%	15.4%	15.8%	13.4%
f_{canal} selon pôle 1b – pôle 2a	$\delta^{18}O$	15.6%	23.2%	24.9%	24.0%
	$\delta^{2}H$	16.1%	23.2%	23.6%	21.2%
f_{canal} selon pôle 1b - pôle 2b	$\delta^{18}O$	3.6%	12.2%	14.1%	13.1%
	$\delta^{2}H$	9.3%	17.0%	17.5%	14.8%

Tableau IV.6 : Fractions d'eau provenant du Canal Marseille en fonction des pôles de mélanges et pour chaque prélèvement effectué sur le Forage Impôts

IV.4.5.3 Synthèse

L'ensemble des eaux souterraines et de surface de la plaine d'Aubagne et de la vallée de l'Huveaune jusqu'à Auriol drainent des aquifères identifiables par la présence de gypse ce qui se traduit par une concentration importante en sulfate dans l'eau. L'Huveaune Roquevaire et l'Huveaune Pont de Joux sont aussi influencées par le pôle carbonaté suivant les conditions hydrologiques, lors des périodes de hautes eaux. Il faut aussi voir les forages AEP de Roquevaire (F3 et F2017) comme étant à l'interface entre le pôle sulfaté et le pôle carbonaté. Au niveau de la plaine d'Aubagne, le forage Impôts est aussi fortement influencé par le pôle sulfaté mais l'utilisation des isotopes stables de l'eau ainsi que les nitrates (NO_3^-) met en évidence des influences anthropiques sur la signature géochimique de la nappe alluviale. La signature en isotopes du strontium confirme l'influence des gypses du Trias sur le signal géochimique des forages et de la rivière.

Les résultats obtenus avec les isotopes stables de l'eau ont permis l'identification et la quantification des apports d'eau d'irrigation du canal à la recharge de la nappe alluviale de la plaine d'Aubagne (contribution évaluée entre 9 et 23%). Bien que les estimations soient entachées d'incertitudes, les résultats apportent des informations à la question d'une modification des pratiques d'irrigation de la zone d'étude. Un changement de pratique d'irrigation, par une réduction voire un arrêt d'apport d'eau par le canal au profit de l'utilisation de forages implantés dans la nappe superficielle provoquera une diminution de la recharge, associée à une exploitation plus forte de la ressource souterraine locale. En parallèle, la modification de l'occupation du sol, notamment par l'expansion des zones urbanisées, présente un risque en termes de recharge de la nappe alluviale puisque les zones agricoles actuelles jouent un rôle non négligeable dans cette recharge. Ces résultats mettent donc en évidence le besoin de mener une réflexion sur la gestion de l'eau au niveau de la plaine alluviale, notamment de l'eau agricole, qui peut donc avoir une incidence sur les forages de secours en eau potable d'Aubagne.

IV.4.6 Les mélanges de masses d'eau souterraines entre le massif de la Sainte-Baume, Unité du Beausset – Calanques et plaine alluviale d'Aubagne

Les parties précédentes ainsi que le contexte hydrogéologique montrent que les forages Puyricard (n°9), Coulin (n°4) et Bronzo (n°3) sont caractérisés par des mélanges d'eau à faciès carbonaté et sulfaté, ainsi qu'un apport d'eau salée (type NaCl) pour le forage Bronzo. Les influences anthropiques ont été également mises en évidence. La Figure IV.29 rappelle le contexte géologique de ces points

de prélèvements. La particularité de cette zone est le contact tectonique entre Unité du Beausset et Massif de la Sainte-Baume qui se traduit par la remontée de dépôts sulfatés et carbonatés du Trias, qu'on retrouve à l'affleurement au nord de Cuges-les-Pins mais aussi en profondeur. Un réseau important de failles et fractures se développe sur ce contact (Figure IV.29– trait gris), d'orientation générale Nord-Est – Sud-Ouest, et s'étend jusqu'à Cassis.

Les caractérisations géochimiques réalisées précédemment ont permis de définir les points d'eau intéressants à considérer dans la définition des pôles de mélange. Quatre points d'eau souterraine sont donc inclus dans la réflexion, respectivement en tant que représentant des pôles des eaux carbonatées drainant les aquifères karstiques du massif de la Sainte-Baume (forage du Vèze-n°10, source St-Pons-n°19, source Glacière Encanaux-n°16) et des eaux sulfatées témoignant des flux d'eau régionale en provenance de la plaine d'Aubagne (forage Impots-n°8). Enfin, les forages Ferrat (n°6) et Fontmagne (n°7) ont été également pris en compte pour apporter des informations complémentaires sur le fonctionnement hydrogéologique du poljé de Cuges-les-Pins, et des potentiels interactions avec le forage Puyricard. La quantification des proportions de mélange d'eau entre aquifères permettra de mieux contraindre le fonctionnement hydrogéologique au niveau de ce contact hydrogéologique régional suivant les conditions hydrologiques.

1

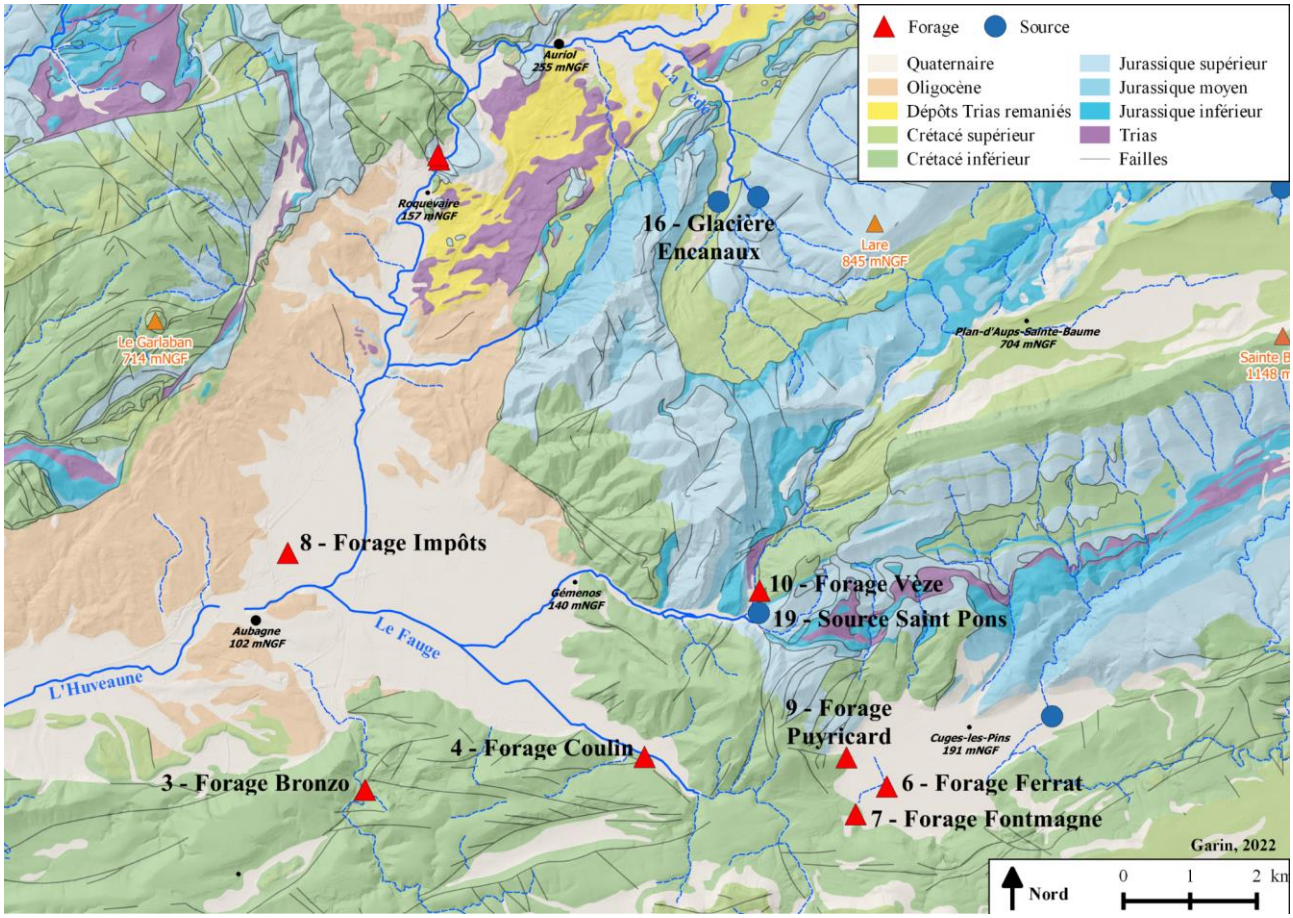


Figure IV.29 : Contexte géologique de la zone de contact entre massif de la Sainte-Baume et Unité du Beausset et situation géographique des points de prélèvements en eaux souterraines.

IV.4.6.1 Approche multi-traceurs pour qualifier la signature géochimique des forages Bronzo, Coulin et Puyricard

La Figure IV.30 présente plusieurs graphiques binaires pour évaluer la signature hydrochimique de eaux de la zone de mélange (forages Bronzo, Coulin et Puyricard). Il faut retenir que ces trois forages captent des lignes d'écoulements potentiellement assez restreintes par rapport à la dimension des aquifères drainés par l'exutoire régional (Port-Miou), et ne représentent pas nécessairement un signal géochimique intégrant la globalité du réservoir sollicité par l'ouvrage.

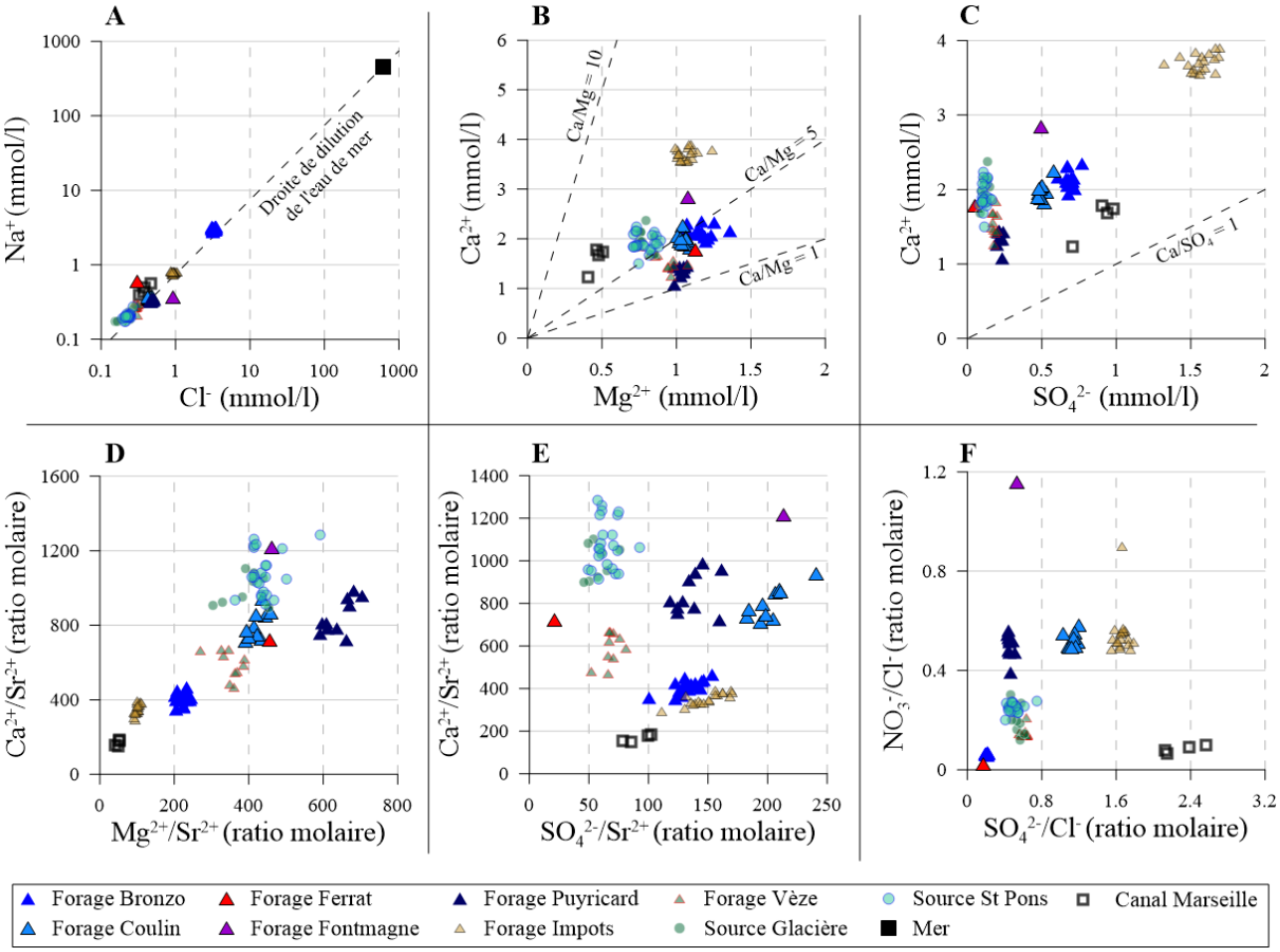


Figure IV.30 : A – Diagramme binaire Na en fonciton de Cl avec la droite de dilution de l'eau de mer.B, C – Diagrammes binaires présentant des traceurs naturels en fonction des droites de dissolution des minéraux carbonatées (calcaire, dolomite, et gypse). D, E – Rapports molaires obtenus à partir des traceurs naturels des roches carbonatées et sulfatées présents sur le bassin versant de l'Huveaune. F – Rapport molaire intégrant les nitrates pour évaluer l'effet des apports anthropiques sur les forages Bronzo, Coulin et Puyricard

La Figure IV.30-A montre l'alignement des forages Coulin et Puyricard sur la droite de dilution de l'eau de mer, impliquant une alimentation de ces forages par de l'eau météorique. Le forage Bronzo s'aligne aussi sur cette droite avec des concentrations en Na^+ et Cl^- plus forte. Dans ce diagramme les eaux dans le secteur du poljé de Cuges les Pins présentent un léger enrichissement en Cl^-(forage Fontmagne) ou au contraire un enrichissement en Na^+ (forage Ferrat). Les informations géologiques concernant ces deux forages sont peu précises, mise à part une foration dans les formations détritiques et/ou lacustres du poljé pour le forage Ferrat, et a priori l'atteinte des formations calcaires du Crétacé inférieur pour le forage Fontmagne.

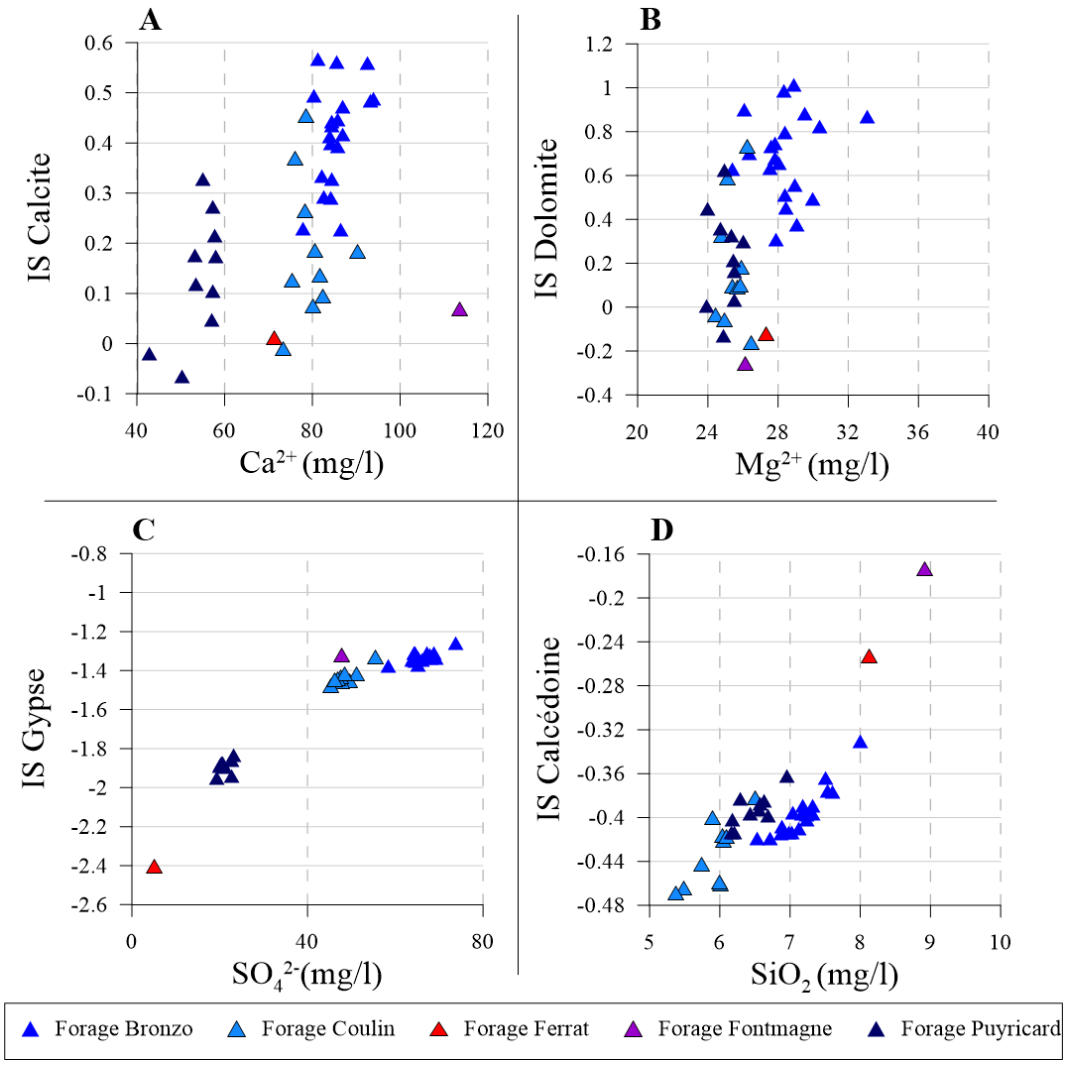


Figure IV.31 : Indices de saturation de la calcite, dolomite, gypse et calcédoine calculés sur les forages de la zone de contact entre massif de la Sainte-Baume et Unité du Beausset

Les indices de saturation des eaux vis-à-vis des phases minérales (Figure IV.31) mettent en évidence une tendance à la sursaturation des forages Bronzo, Coulin et Puyricard par rapport à la calcite et à la dolomite, rejoignant les informations des diagrammes binaires avec un drainage de réservoirs calcaires à dolomitiques. La sous-saturation des eaux vis-à-vis du gypse implique aussi des interactions assez faibles avec le gypse. La sous-saturation en calcédoine traduit des interactions assez faibles avec des minéraux argileux et est concordant avec le contexte géologique. Il faut remarquer une tendance à l'équilibre du forage Fontmagne et du forage Ferrat face à la calcédoine, qui s'explique par la présence de niveau argileux dans le poljé, dont la géométrie et les faciès lithologiques sont considérés comme très hétérogènes.

La Figure IV.32 couple les outils isotopiques avec les ions majeurs. Les informations tirées de ces figures permettent d'identifier l'origine et les mélanges de masses d'eau observés au niveau des trois forages :

- Le forage Puyricard est tiré vers un signal hydrochimique dominé par une influence dolomitique, se rapprochant de la signature du forage du Vèze (Figure IV.30-B) et peu influencé par des eaux à faciès sulfatée (Figure IV.30-C). Il s'individualise sur les rapports

Ca/Sr vs Mg/Sr (Figure IV.30-D), impliquant soit une interaction avec un réservoir dolomitique, soit un temps de résidence suffisamment important pour entrainer une augmentation de la concentration en Mg^{2+}. Le rapport NO_3/Cl (Figure IV.30-F) mesuré sur le forage Puyricard est supérieur aux source St Pons, source Glacière et forage du Vèze, ce qui implique des apports de nitrates par rapport au fond géochimique régional. Dans ce cas, le prélèvement effectué sur le forage Fontmagne montre aussi un enrichissement en nitrates par rapport au fond géochimique régional. Le forage Fontmagne est caractérisé par une influence de roche calcaire et sulfatée tandis que l'eau du forage Ferrat est uniquement à faciès carbonaté. Le forage Puyricard présente un signal nettement enrichi en isotopes stables de l'eau par rapport à la source St Pons, au forage du Vèze ou encore la source Glacière, indiquant un bassin d'alimentation de plus faible altitude (Figure IV.32-A). L'enrichissement en isotopes stables de l'eau observé sur les forages Ferrat et le forage Fontmagne traduit aussi une altitude moyenne de bassin d'alimentation relativement faible. Le forage Puyricard présente un enrichissement très net du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ par rapport aux autres points d'eaux souterraines drainant les aquifères carbonatés du Mésozoïque (Figure IV.32-C et D). De plus, les deux prélèvements effectués sur le poljé de Cuges-les-Pins (Fontmagne et Ferrat) présentent des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ particulièrement importants. Cet enrichissement est à relier avec l'intégration de minéraux très radiogéniques au sein des formations détritiques et/ou lacustres du poljé. Des temps d'interactions eau-roche importants avec des matériaux argileux peuvent aussi se traduire par une augmentation du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$, les argiles étant caractérisés par des minéraux silicatés plus radiogéniques. L'augmentation du rapport Na/Sr du forage Puyricard et des forages Ferrat et Fontmagne (Figure IV.32-F) par rapport au forage Coulin ou au forage du Vèze appuie l'hypothèse d'interactions eau-roche avec des minéraux silicatés ce qui est concordant avec la présence de ce type de matériel dans le poljé**. L'hypothèse d'une relation hydraulique entre poljé et aquifère drainé par le forage Puyricard est possible, en retenant que les informations disponibles sur la géométrie et le fonctionnement hydrogéologique du poljé sont très parcellaires**. Le forage Puyricard représente un mélange entre un aquifère à tendance dolomitique et de l'eau en provenance du poljé de Cuges-les-Pins, comme le montrent en particulier les ions nitrates, les isotopes stables de l'eau et le rapport isotopique du strontium. Les deux forages du poljé de Cuges-les-Pins (Ferrat et Fontmagne) ont apporté des informations complémentaires sur le forage Puyricard mais ne seront pas utilisés dans la suite du travail du fait de la limite de ces données (1 prélèvement chacun, profondeur du forage hypothétique, géométrie et lithologie du poljé très hétérogène).

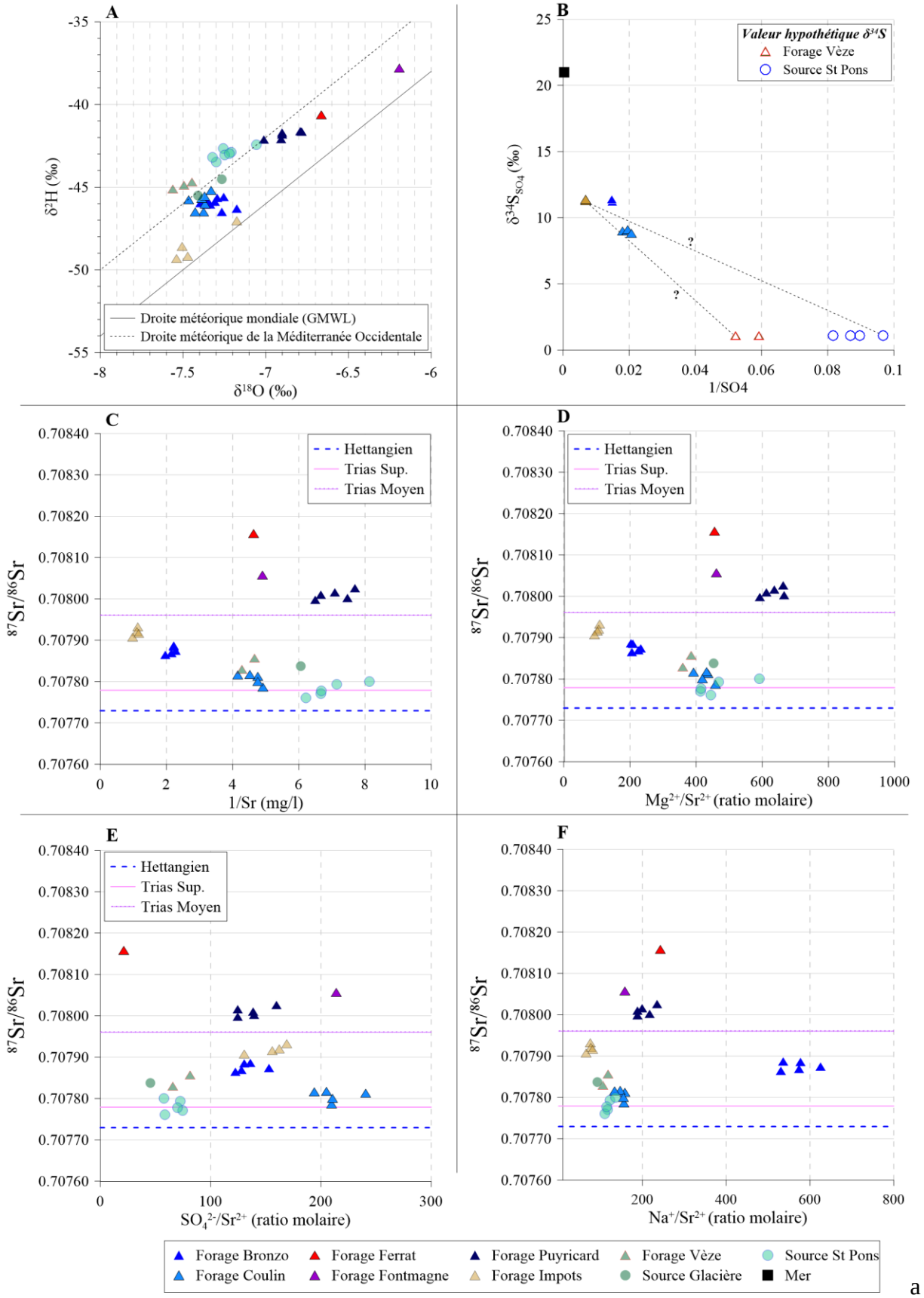
- Le forage Coulin présente peu de variabilité du signal géochimique avec une faible dispersion des rapports molaires. Cela s'explique soit par un aquifère de grande dimension qui moyenne la signature géochimique au cours du temps, soit par l'absence de variation de la signature géochimique alimentant l'aquifère (Figure IV.30 et Figure IV.32). Il se place sur la droite Ca/Mg = 5, impliquant une interaction avec des roches calcaires et dolomitiques (Figure IV.30-B) et marqué par une légère influence d'eau à faciès sulfaté (Figure IV.30-C). Le forage Coulin se distingue clairement du forage Bronzo sur les Figure IV.30-D, E et F, et est mis en relation à l'interface entre la source St-Pons et le forage du Vèze en ce qui concerne le pôle carbonaté. Pour le pôle sulfaté, le forage Coulin présente un rapport SO_4/Sr plus important

que l'ensemble des autres eaux souterraines. L'influence de minéraux type célestite ($SrSO_4$) pourrait impliquer cette signature spécifique mais l'indice de saturation de la célestite (inférieur à -2,8) ne va pas dans ce sens. Une seconde hypothèse peut être des phénomènes de dissolution incongruente ou de dolomitisation et dédolomitisation, qui se traduisent théoriquement par des modifications des concentrations en Ca^{2+} à l'opposé des concentrations en Mg^{2+} et Sr^{2+}. Cependant la Figure IV.30-B, D et E n'indique pas d'évolution dans le sens de ce type de processus. On remarque aussi le rapprochement entre forage Coulin et forage Impôts sur le rapport NO_3/Cl vs SO_4/Cl. Enfin, les isotopes du strontium et les rapports 1/Sr et Mg/Sr et Na/Sr rapprochent la signature géochimique du forage Coulin à celle du forage du Vèze ou de la source St Pons (Figure IV.32-C, D et F), excepté pour le rapport SO_4^{2-}/Sr^{2+} (Figure IV.32-E). Le rapport isotopique $\delta^{34}S$ permet de discuter de l'origine des sulfates mesurés au forage Coulin. Plusieurs hypothèses peuvent être posées pour tenter de justifier le signal isotopique mesuré au forage Coulin. Les sulfates présents dans ce forage peuvent avoir pour origine : i) les précipitations avec des valeurs se rapprochant de la pluie mesurée notamment en Angleterre (Bottrell et al., 2008) mais il semble difficile de confirmer une relation à partir de ces données historiques ayant une origine différente des précipitations méditerranéennes, à une latitude différente. Il serait nécessaire de connaître le rapport $\delta^{34}S$ des précipitations localement. De plus la variabilité du signal isotopique de la pluie est mise en évidence avec le rectangle « sulfates atmosphériques », les pluies pouvant être « contaminées » par des apports terrigènes et/ou anthropiques. De même, étant à quelques kilomètres de la mer, on peut supposer que le signal isotopique des sulfates de la pluie est proche de celui de la mer ; ou ii) être le siège d'un mélange de deux masses d'eau : une masse d'eau caractérisée par un faciès sulfaté très radiogénique avec pour origine la plaine d'Aubagne (comme le forage Impôts) et une masse d'eau caractérisée par un faciès carbonaté peu radiogénique avec pour origine le massif de la Sainte-Baume (comme le forage du Vèze ou source St-Pons). La valeur mesurée sur la source Saint Pons par Vernet et Vernet (1980) indique un $\delta^{34}S$ de l'ordre de 1‰ (Figure IV.32-B). **Finalement, le forage Coulin représente un point de mélange entre les deux grandes masses d'eau souterraine régionale : l'ensemble carbonaté du Massif de la Sainte-Baume et les eaux souterraines sulfatées de la plaine alluviale d'Aubagne.**

- Le forage Bronzo est marqué par l'influence d'un pôle salé (Figure IV.30-A) déjà identifié par le diagramme de Piper (Figure IV.3). Trois hypothèses peuvent expliquer cette influence : i) un phénomène d'intrusion saline (rapport molaire de l'eau de mer Na/Cl=0.86) remontant à travers le réseau karstique, en retenant que le niveau piézométrique observé au Forage Bronzo est compris entre 20 et 33 mNGF et que la base de zone crépinée se situe à -15 m NGF ; et ii) un bassin d'alimentation marqué théoriquement par des dépôts évaporitiques de type halite, caractérisé par un rapport molaire Na/Cl de 0,75. Cependant, aucun dépôt d'halite n'a été observé localement d'après le contexte géologique ; et iii) un rejet d'eaux usées même si les seules stations d'épuration alentours sont celles de Cuges-les-Pins ou de Roquefort-la-Bédoule.

  La concentration en ions bromures est très faible, avec une forte imprécision qui ne permet donc pas d'utiliser le rapport Br/Cl pour identifier l'origine de la salinité de l'eau sur ce forage. De plus, une très faible participation de l'intrusion saline (de l'ordre de 0,5%) suffirait à

augmenter significativement la concentration en NaCl observée sur le forage Bronzo (Bear et al., 1999). En parallèle de cette influence saline, le forage Bronzo présente une signature géochimique stable au cours du temps, avec une faible dispersion des rapports molaires. Cela s'explique soit par un aquifère de grande dimension qui moyenne la signature géochimique au cours du temps, soit par l'absence de variation de la signature géochimique alimentant l'aquifère. Il présente une signature calcaire à dolomitique proche du forage Coulin en s'alignant sur la droite Ca/Mg = 5 (Figure IV.30-B). De plus, sa signature isotopique du strontium se rapproche aussi du forage Impôts, impliquant une relation hydraulique probable entre ces deux points d'eau souterraine, et donc l'influence de la plaine alluviale sur les aquifères carbonatés du massif des Calanques (Figure IV.30-D et E). La Figure IV.32-A montre que la signature en isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$) du forage Bronzo et du forage Coulin sont proches et présentent une faible dispersion au cours du temps. Les résultats suggèrent une altitude moyenne de bassin d'alimentation dans le même ordre de grandeur. On remarque également que la signature en isotopes stables de ces deux forages est légèrement tirée vers la GMWL, en particulier sur deux points du forage Bronzo (20/09/2019 et 03/11/2018). Cela est à relier avec l'influence des apports en provenance de la plaine alluviale d'Aubagne (forage Impôts), caractérisés par un signal plus appauvri lié aux apports d'eau d'irrigation du Canal Marseille. La Figure IV.32-E confirme la similitude du signal géochimique entre le forage Bronzo et le forage Impôts, avec les sulfates comme traceur de l'influence des eaux de la plaine alluviale sur les massifs carbonatés des Calanques. Le forage Bronzo présente un rapport Na/Sr (Figure IV.32-F) plus important que les autres points d'eau souterraine, témoignant toujours de l'influence d'un pôle salé en termes de mélange de masse d'eau, sans pour autant aider à l'identification de l'origine de la salinité. Le forage Bronzo présente une signature géochimique proche du forage Impôts pour le $\delta^{34}S$ (Figure IV.32-B). **En résumé, le forage Bronzo s'explique comme le résultat d'un mélange à 3 composantes, deux pôles d'eau douce définis par les forages Impôts (plaine d'Aubagne) et du Vèze (massif de la Sainte-Baume) et de la faible contribution d'un pôle marin (de l'ordre de 0,5%)** (Figure IV.32-C et D). Il représente un point d'eau souterraine d'intérêt pour la compréhension des écoulements d'eau à l'interface entre massif de la Sainte-Baume, Unité du Beausset et aussi plaine alluviale d'Aubagne, en étant un forage assez profond et le plus en aval par rapport aux massifs carbonatés des bassins versants de l'Huveaune et de Port-Miou. Ce forage permet de capter une ligne d'écoulement marquée par une influence salée, unique sur cette zone d'étude. L'origine de la salinité n'a pas pu être affirmée au cours de ce travail de thèse. Pour tenter de différencier l'origine géologique (halite), l'intrusion saline ou l'influence anthropique, il est nécessaire de valider la concentration en ions bromures (faible concentration attendue – risque d'incertitude élevée) et d'utiliser d'autres traceurs naturels de l'eau (bore, lithium, …).



a

Figure IV.32 : Diagrammes binaires couplant isotopes stables de l'eau, les isotopes du soufre des sulfates et les isotopes du strontium avec les ions majeurs. Les valeurs de $\delta^{34}S$ attribuées au forage du Vèze et à la source St-Pons viennent de Vernet et Vernet (1980).

IV.4.6.2 Quantification des mélanges de masses d'eau identifiés au droit des forages Bronzo et Coulin

Les caractérisations géochimiques ont permis d'identifier le forage Impôts en tant que pôle sulfaté représentatif de la masse d'eau de la plaine alluviale, tandis que le forage Vèze reste un bon candidat pour représenter le pôle carbonaté profond, drainant un écoulement souterrain en profondeur venant du Massif de la Sainte-Baume et/ou de l'Unité du Beausset. La situation hydraulique de ces deux points soutient un écoulement du nord vers le sud, et est en accord avec le contexte hydrogéologique et les études antérieures. De plus, pour quantifier les effets d'une supposée intrusion saline sur le forage Bronzo, le point d'eau de mer est sélectionné même si l'impact du pôle salé est faible sur les concentrations en ions majeurs, excepté en Na^+ et Cl^-. On pourrait également considérer la signature de l'eau de la source de Port-Miou en basses eaux pour représenter le pôle salé.

La Figure IV.33 présente les proportions de mélanges des trois masses d'eau à faciès carbonaté, sulfaté et salé pour le forage Bronzo suivant six traceurs naturels. La première remarque concerne les proportions du pôle salé, qui représentent toujours moins de 0,5% de la signature géochimique de ce forage, ce qui implique donc une influence d'un pôle salé très faible. L'ensemble des traceurs présente des résultats relativement similaires pour les proportions des pôles carbonaté et sulfaté au cours du temps, en étant finalement assez indépendant des conditions hydrologiques observées. En effet, les proportions de mélange varient relativement peu selon les périodes de hautes et basses eaux (HE et BE), identifiables avec la variation du niveau piézométrique du Forage Bronzo (Figure IV.33-G). Le pôle salé participe pour moins de 0,5%, le pôle carbonaté pour 60 à 80% et le pôle sulfaté pour 20 à 40%. Ces résultats sont concordants avec la carte piézométrique qui montre un drainage de la plaine alluviale vers les formations carbonatées au sud.

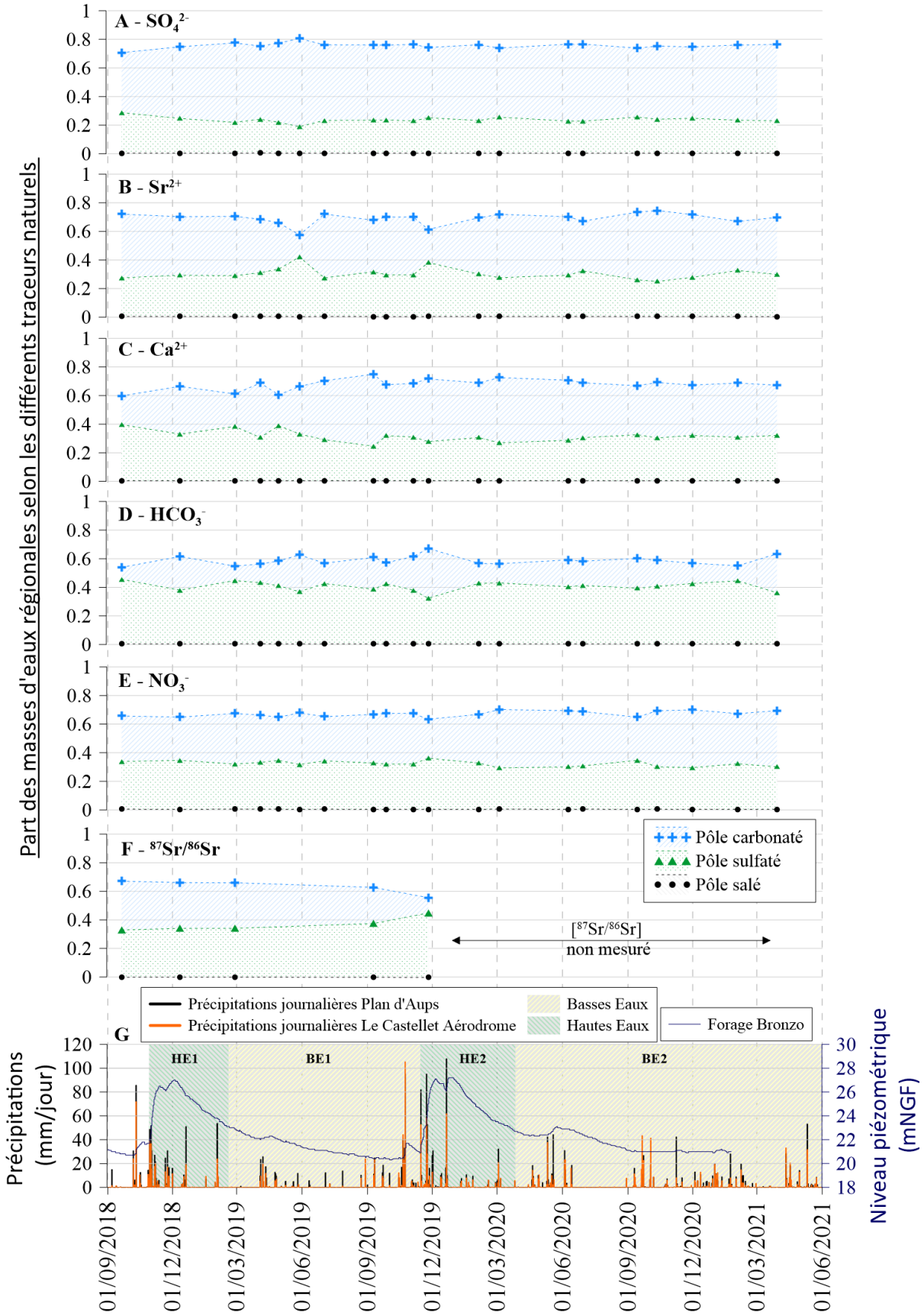


Figure IV.33 : Proportions de mélanges calculées pour chaque prélèvement du Forage Bronzo selon plusieurs traceurs géochimiques en fonction des conditions hydrologiques

La Figure IV.34 présente les proportions de mélange calculées pour le forage Coulin, en considérant cette fois un mélange à deux pôles : sulfaté et carbonaté. Les résultats sont relativement cohérents pour tous les traceurs naturels, excepté pour les ions Sr^{2+} (Figure IV.34-B). Le choix du forage du Vèze en tant que représentant du pôle carbonaté ne permet pas de calculer les proportions de mélange pour le rapport isotopique du strontium, puisque la signature isotopique et le rapport 1/Sr du forage Coulin sont très similaires au forage du Vèze (Figure IV.34-C). Le forage Coulin est donc le résultat d'un mélange pour lequel la masse d'eau à faciès carbonaté est largement dominante, avec une proportion comprise entre 75 et 91% (tous traceurs sauf Sr^{2+}). Le pôle sulfaté est ainsi compris entre 9 et 25% selon les traceurs, en excluant Sr^{2+}. De façon similaire au forage Bronzo, il n'apparaît pas de variation des proportions de mélange des masses d'eau à faciès carbonaté et sulfaté selon les conditions hydrologiques. Les forages Bronzo et Coulin sont tous les deux situés dans les calcaires du crétacé inférieur au sud de la plaine d'Aubagne, le forage Coulin est en amont hydraulique de Bronzo. Ils sont séparés de seulement 4 km mais caractérisés par des niveaux piézométriques différents (H_{Bronzo} = 20 à 33 mNGF; H_{Coulin} = 65 à 89 mNGF – gradient hydraulique compris entre 0,011% et 0,014%). La proportion d'eau provenant de la plaine d'Aubagne augmente vers l'aval, au forage Bronzo

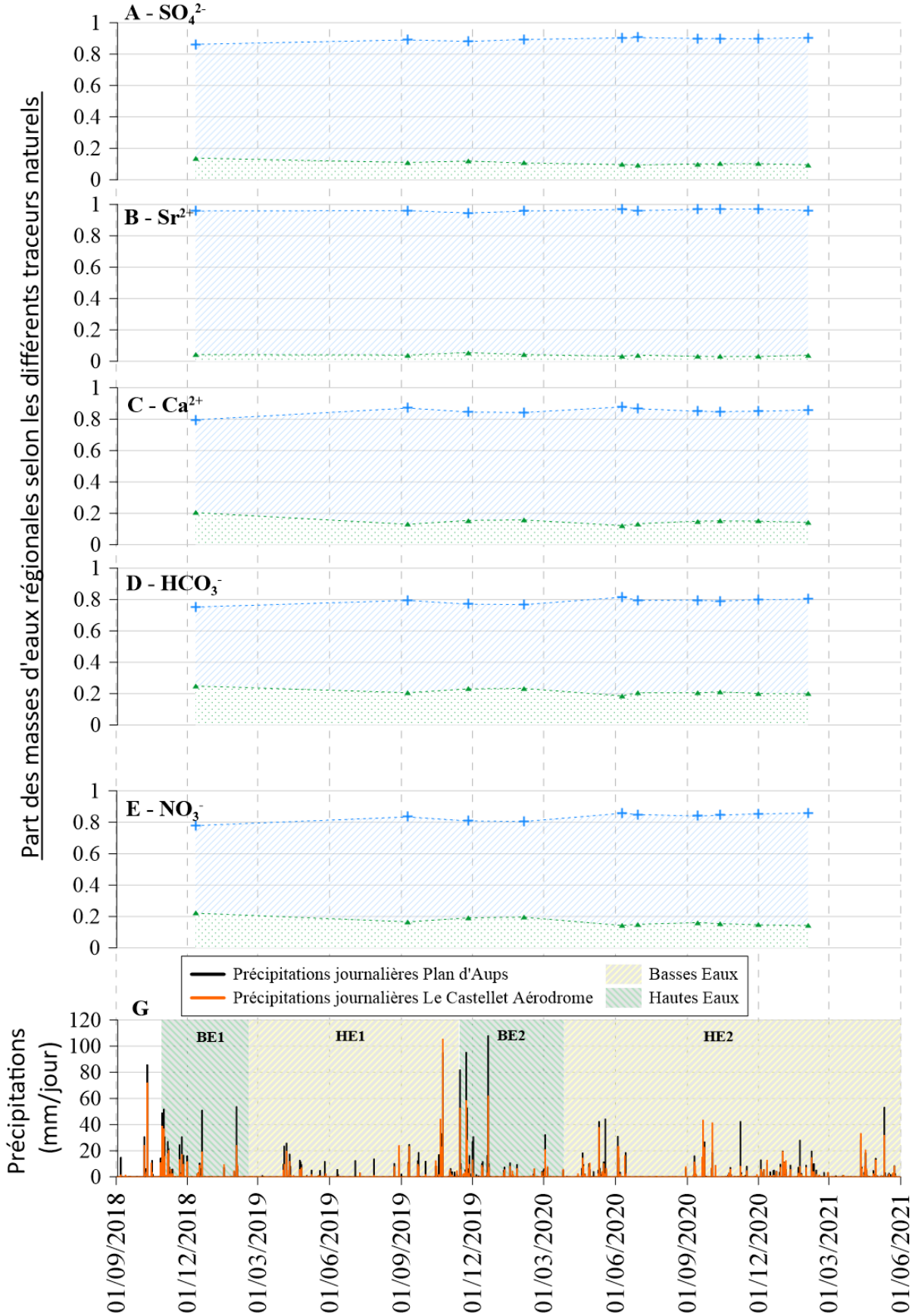


Figure IV.34 : Proportions de mélanges calculées pour chaque prélèvement du Forage Coulin selon plusieurs traceurs géochimiques en fonction des conditions hydrologiques

IV.5 Les phénomènes d'intrusion saline en domaine carbonaté méditerranéen : la source saumâtre de Port-Miou

Les phénomènes d'intrusion saline sur les aquifères côtiers sont étudiés depuis de nombreuses années (Bear et al., 1999), notamment en domaine carbonaté karstique méditerranéen (Arfib et al., 2007; De Filippis et al., 2016; Martínez-Pérez et al., 2022; Pétré et al., 2020; Tsakiris et al., 2009), et sur la source de Port-Miou (Arfib et Charlier, 2016; Cavalera et al., 2010, 2009; Coulier, 1985). Ce phénomène présente un risque important en terme de contamination de la ressource en eau en zones côtières (Klassen et Allen, 2017), dans lesquelles la demande en eau potable est particulièrement forte (Bakalowicz et Dörfliger, 2005). Dans cette partie, une approche multi-traceurs est proposée pour identifier et quantifier les apports en eau douce et eau de mer au niveau de la source Port-Miou, en fonction des conditions hydrologiques locales marquées par des épisodes de hautes eaux et de crue impliquant une baisse importante de la salinité au niveau de la source saumâtre sous-marine de Port-Miou. De façon similaire aux parties précédentes, la réflexion repose principalement sur des graphiques binaires, avec plusieurs objectifs : i) identifier un ou plusieurs pôles d'eau douce représentatifs des écoulements en direction de la source de Port-Miou pour en quantifier les apports ; et ii) identifier l'origine de la salinité de l'eau de Port-Miou.

IV.5.1 Quantification de la part d'eau marine de la source de Port-Miou à partir de la conductivité électrique

La Figure IV.35 présente l'évolution de la conductivité électrique (CE) de la Source Port-Miou mesurée au barrage souterrain situé à 500 mètres de la mer dans les terres. Ici, la CE est un proxy de la salinité totale de l'eau. La Figure IV.35 montre aussi deux points d'eau douce : le forage Impôts et la source Saint Pons. Un échantillon d'eau de mer prélevé à St-Cyr-la-Madrague a aussi été analysé en novembre 2020. En parallèle, les précipitations mesurées sur deux stations Météo-France sont présentées avec les périodes de hautes et basses eaux définies dans le contexte de cette étude (Partie II.1.3.3). L'information principale à retenir ici est la variation marquée de la conductivité électrique mesurée sur la Source Port-Miou en fonction des conditions climatiques (Figure IV.35-A et B). La source est saumâtre, mais avec une salinité variable au cours du temps. Ainsi, la période BE1 se caractérise par une augmentation constante de la CE au cours du temps (de 12557 µS/cm le 11/12/2018 à 21900 µS/cm le 27/09/2019 ; mesure ponctuelle lors des campagnes d'échantillonnage). Ensuite, l'effet des fortes précipitations au cours de la période HE2, et donc l'augmentation de la contribution en eau douce au niveau de la source Port-Miou s'observe avec une chute de la CE à 7210 µS/cm puis 6380 (les 24/11/2019 et 25/11/2019). On observe ensuite une augmentation progressive de la CE tout au long de la période BE2, jusqu'à atteindre la valeur maximale de 22400 µS/cm le 29/03/2021 au cours de l'étiage hivernal exceptionnel 2020-2021.

Une première quantification de mélange a pour but d'estimer la part d'eau de mer au niveau de la source Port-Miou à partir de la salinité et en fonction des conditions hydrologiques. Pour cela, un pôle d'eau douce va être testé avec la valeur d'eau de mer mesurée à St-Cyr-la-Madrague : Eau douce - forage du Vèze, le 09/09/2019, CE = 467 µS/cm, Sal = 0,26 psu ; Mer, le 30/11/2020, CE = 57800 µS/cm, Sal = 38,5 psu. Le contraste de salinité entre eau douce et eau salée implique que la variation de salinité du pôle d'eau douce ne modifie qu'à la marge le résultat du calcul du mélange. La différence de pourcentage d'eau de mer calculée à la source Port-Miou est compris entre 0,5 et 0,7% en fonction du pôle d'eau douce du groupe d'eau à faciès carbonaté (forage du Vèze) et celui à

faciès sulfaté (forage Impôts). Les valeurs de salinité sont déduites de la conductivité électrique et de la température à partir de l'équation fournie par l'IFREMER (Aminot et Kérouel, 2004). La Figure IV.35 présente les résultats du calcul de mélange à deux pôles en considérant donc la mer et le forage du Vèze en tant que pôle de mélange, pour chaque prélèvement effectué sur la source Port-Miou. La variabilité observée sur la conductivité électrique à la source Port-Miou se traduit par une part d'eau de mer allant de 8,2% en crue (le 25/11/2019) à 34,3% en étiage (le 29/03/2021). La valeur moyenne calculée sur 21 échantillons est de 26,2%. En considérant les 4 valeurs dans la période de hautes eaux HE2, la variabilité est très importante, allant de 8,2% d'eau de mer à 23,4% le 04/03/2020.

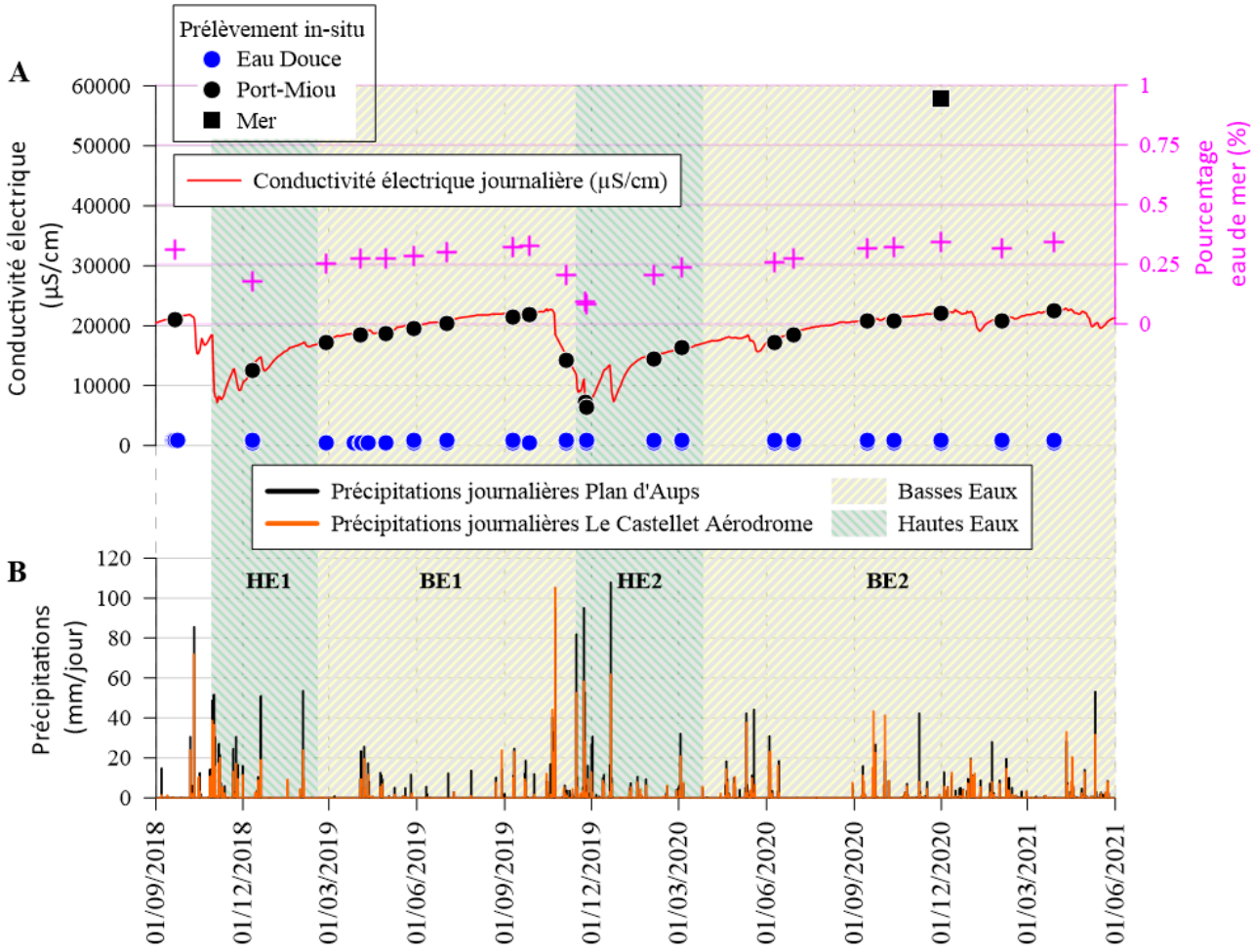


Figure IV.35 : A - Conductivité électrique mesurée ponctuellement au niveau de la Source Port-Miou (rond noir), de la mer Méditerranée (carré noir) et de deux points d'eau douce (source Saint-Pons et forage Impôts) regroupés sous un même symbole (rond bleu). La conductivité électrique moyenne journalière est mesurée au niveau du barrage de Port-Miou avec une sonde CTD (trait rouge). B -Précipitations journalières de la station du Plan d'Aups et du Castellet Aérodrome (Météo-France) avec les périodes de hautes et basses eaux définies dans le contexte d'étude. Le pourcentage d'eau de mer calculé sur les échantillons prélevés mensuellement à la source de Port-Miou est indiqué en croix violette.

IV.5.2 Identification de l'origine de la salinité et des pôles d'eau douce alimentant la source de Port-Miou

L'objectif de cette sous-partie est d'identifier un ou plusieurs pôles d'eau douce représentatifs de l'eau drainée en direction de la Source Port-Miou, mais aussi d'appuyer les résultats tirés de la variation de la conductivité électrique au cours du temps à partir de plusieurs traceurs géochimiques naturels. La Figure IV.36 représente cinq graphiques binaires représentant plusieurs ions majeurs en

fonction des chlorures. Pour compléter les résultats basés sur les ions majeurs, les différents outils isotopiques sont inclus dans la réflexion (Figure IV.37). Quatre points d'eau souterraine douce du bassin versant sont représentés en complément de la source saumâtre de Port-Miou. Ces quatre points sont représentatifs de la diversité des eaux douces trouvés dans le bassin versant, et précédemment décrits.

Le rapport Na/Cl (Figure IV.36-A) montre que la source de Port-Miou se placent sur la droite de dilution de l'eau de mer, et est concordant avec la droite de mélange entre eau de mer (signal très enrichi) et eau souterraine (signal appauvri) tracé à partir des isotopes stables de l'eau (Figure IV.37-A). De façon similaire, la Figure IV.36-B et C place la source Port-Miou sur la droite de dilution de l'eau de mer pour les sulfates et le strontium, avec un léger enrichissement en strontium observable en particulier pour les deux points de Port-Miou prélevés lors de la crue du 24 et 25/11/2019, attribuable à l'augmentation de la proportion d'eau carbonatée en crue (baisse de la salinité visible sur la Figure IV.35).

La Figure IV.37-B montre un résultat similaire, en considérant les ions chlorure en tant que traceur conservatif. Cet outil permet aussi de mettre en évidence la variation du signal isotopique mesurée à Port-Miou, avec un appauvrissement de la signature isotopique de Port-Miou en hautes eaux, liée aux apports en eau souterraine douce.

La Figure IV.36-D rappelle la distinction entre les deux pôles d'eau douce à faciès carbonaté (forage du Vèze, source Saint Pons, source Glacière) et à faciès sulfaté (forage Impôts) à partir des ions nitrates. De plus, on ne retrouve pas de nitrates dans l'eau de mer naturellement. La concentration observée en nitrates au niveau de la source Port-Miou se place à l'intermédiaire entre les deux pôles d'eau douce.

Enfin, la Figure IV.36-E présente le rapport Cl^-/Br^- pour la source Port-Miou et la Mer, les ions bromures (Br^-) étant reconnus comme marqueurs de l'origine de la salinité dans l'eau (mer, halite)(Alcalá et Custodio, 2008; Hem, 1985). L'utilisation de ce rapport montre qu'une partie des prélèvements de la source Port-Miou se placent sur ou à proximité du ratio de l'eau de mer. En revanche, plusieurs échantillons s'éloignent de cette droite, notamment deux points présentant la concentration en chlorures la plus faible (échantillon en crue les 24 et 25/11/2019). Ainsi, la salinité de la source Port-Miou est guidée par l'eau de mer, et par dilution de cette dernière par les arrivées d'eau douce en période de hautes eaux et de crues.

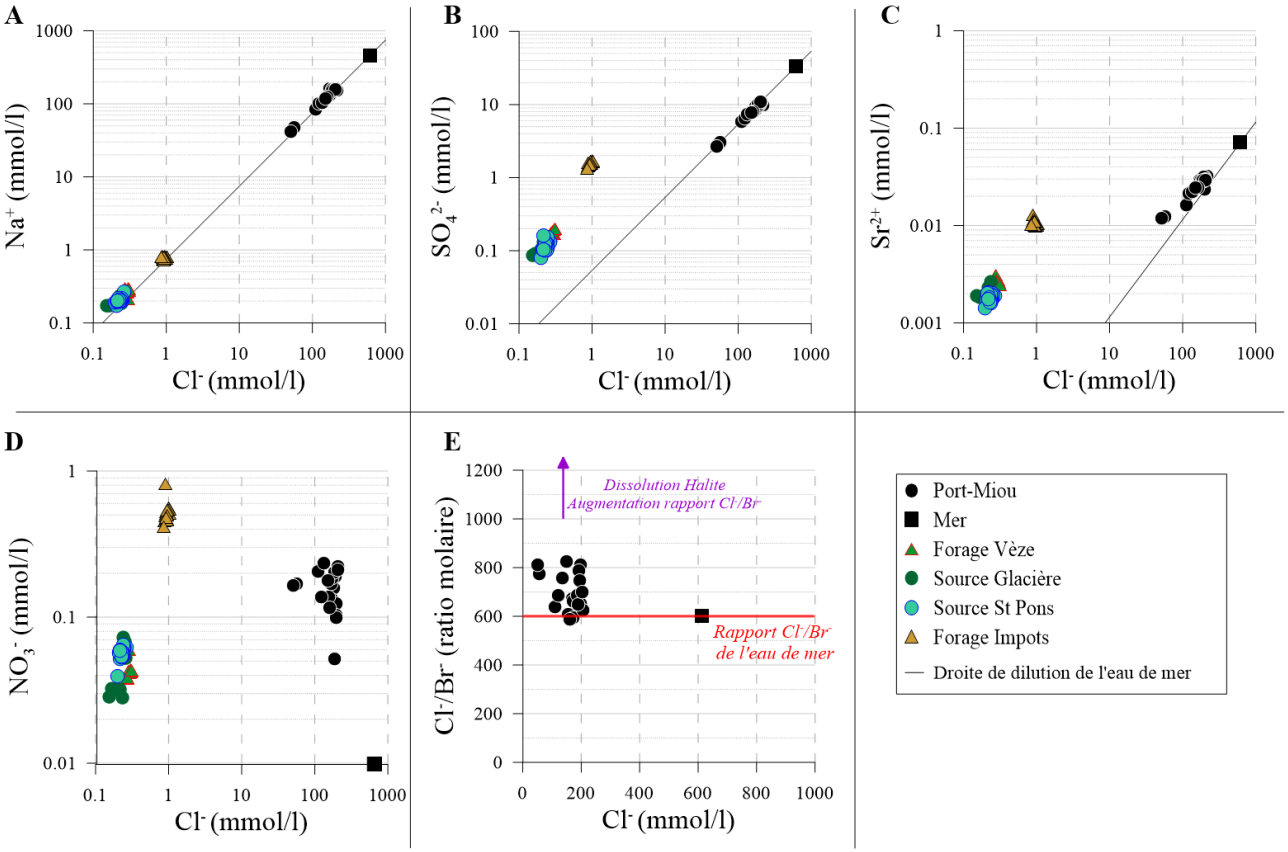


Figure IV.36 : Graphiques binaires représentant les ions majeurs discriminant les pôles carbonatés et sulfatés en fonction des ions chlorures. F- les ions nitrates complètent les traceurs en identifiant l'influence du Groupe B (eaux souterraines à faciès sulfaté) sur les écoulements régionaux. I – le rapport Cl^-/Br^- pour identifier l'origine de la salinité mesurée au niveau de la source Port-Miou

L'utilisation des isotopes du strontium apporte des informations complémentaires aux ions majeurs en distinguant les eaux souterraines selon les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et 1/Sr (Figure IV.37-C). L'influence de l'eau de mer est évidente sur la Source Port-Miou, notamment sur les périodes de basses eaux (salinité élevée et forte contribution du pôle d'eau de mer). Au contraire, on remarque l'effet des périodes de hautes eaux sur la signature en strontium avec une diminution importante du rapport isotopique à 0,70872 sur l'échantillon pris sur la Source Port-Miou le 25/11/2019 (crue la plus douce échantillonnée sur la période d'étude). Cet outil permet aussi de bien discriminer les deux pôles d'eau douce, et de placer la Source Port-Miou dans un triangle de mélange à trois pôles : la mer, le forage Impôts pour représenter les eaux à faciès sulfaté et le forage du Vèze pour représenter les eaux à faciès carbonaté. L'ajustement de la droite de mélange entre Mer et le forage du Vèze peut être encore discuté et la valeur du pôle d'eau à faciès carbonaté reste incertaine. En effet, les valeurs des isotopes du strontium sur les eaux à faciès carbonaté présentent une forte variabilité, que ce soit sur le rapport 1/Sr ou les isotopes du strontium (Figure IV.37). Une seconde droite de mélange est ainsi proposée entre la Mer et la source Saint Pons qui impliquerait donc une légère modification des calculs de mélanges (Figure IV.37-C). Trois droites de mélanges sont donc proposées entre le forage Impôts (pôle 1), le forage du Vèze ou la source Saint Pons (pôle 2) et la mer (pôle 3). La Figure IV.37-D associe isotopes du strontium et isotopes stables de l'eau mais ne permet pas de différencier nettement les deux pôles d'eau douce, du fait d'une signature en isotopes stables de l'eau relativement similaire.

Enfin, la Figure IV.37-E et F intègre les isotopes du soufre des sulfates ($\delta^{34}S$) pour discriminer l'origine des sulfates, et confirme l'influence de l'eau de mer sur la signature géochimique de Port-Miou, avec un rapport isotopique $\delta^{34}S$ de l'ordre de celui de la mer. Cela est particulièrement visible pour l'échantillon d'eau moins saumâtre prélevé sur la source de Port-Miou le 25/11/2019 (en crue) pour lequel le $\delta^{34}S$ est de 19,6‰ contre 21‰ dans la mer. L'utilisation du rapport $1/SO_4$ a pour but d'identifier le mélange entre eau de mer et eau souterraine. La thèse de Vernet et Vernet (1980) fournit une valeur de $\delta^{34}S$ de +1,1‰ pour la Source St Pons (*cf isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates* – Figure IV.6). Cette valeur est attribuée hypothétiquement aux prélèvements effectués depuis 2018 à la source St-Pons et au forage du Vèze pour lesquels le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ est connu. Il est difficile d'identifier clairement l'origine de l'eau douce à partir du $\delta^{34}S$ même si l'utilisation du forage du Vèze en tant que représentant du pôle carbonaté semble plus adaptée avec un alignement des échantillons de la source de Port-Miou sur la droite de mélange.

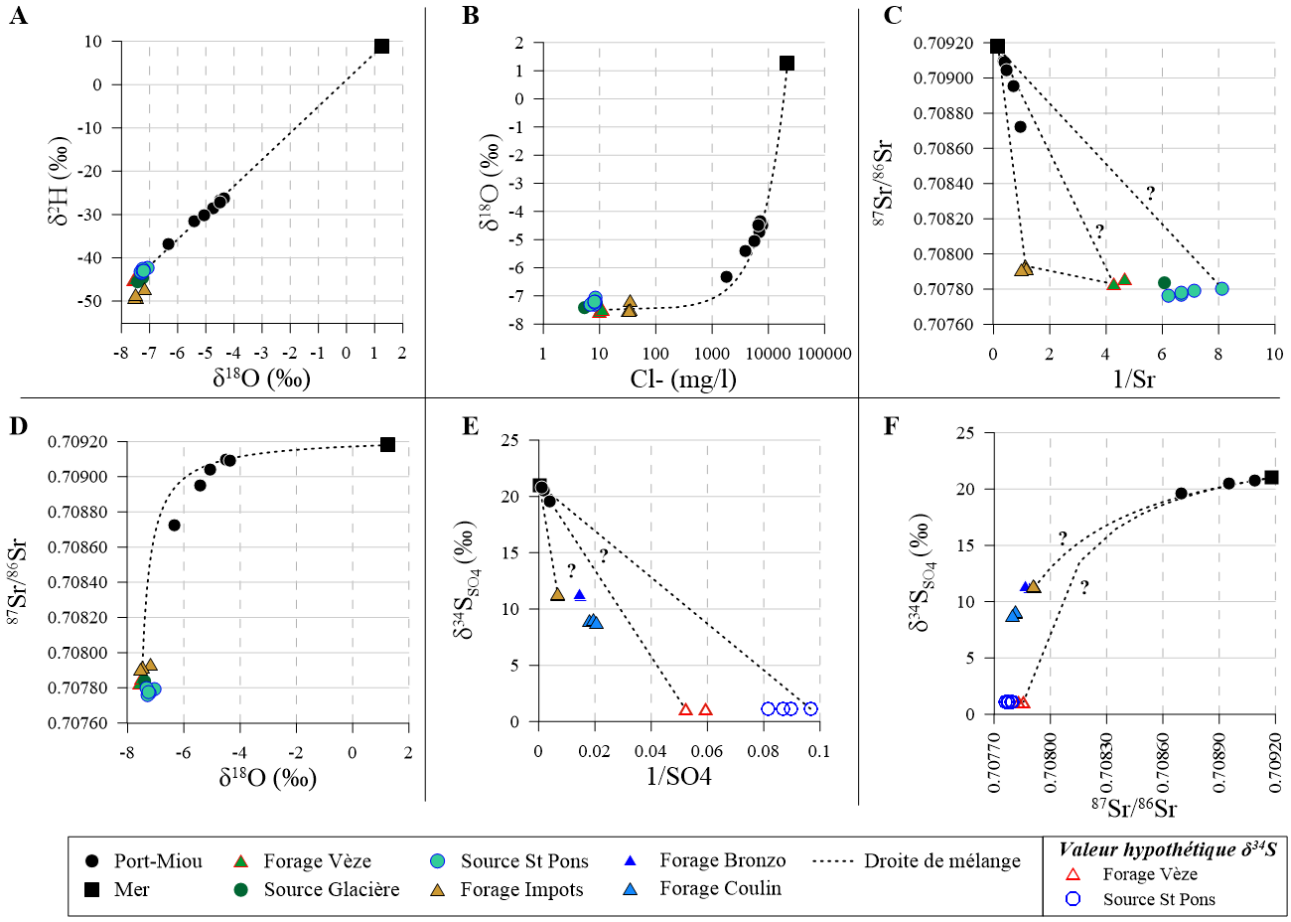


Figure IV.37 : Couplage des outils isotopiques pour identifier l'origine de la salinité de l'eau de la Source Port-Miou et caractériser le mélange entre eau souterraine et eau de mer

L'utilisation de données géochimiques mettent en évidence l'origine marine de la salinité observée au niveau de la Source Port-Miou, que ce soit par les ions majeurs (Na^+, Cl^-, SO_4^{2-}, Sr^{2+}) ou par les outils isotopiques. Le rapport $\delta^{34}S$ et le rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ le démontrent bien tout en mettant en évidence la variabilité du signal géochimique mesuré à Port-Miou selon les conditions hydrologiques. Les périodes de basses eaux/étiages sont marquées par une signature marine importante tandis que l'influence des eaux souterraines douces est plus marquée lors des crues, notamment celle de fin novembre 2019. Pour aller plus loin dans l'utilisation de l'information

contenue dans les isotopes stables de l'eau saumâtre de Port-Miou, un travail complémentaire est nécessaire sur la déconvolution du signal isotopique apporté par chacun des pôles. Ce travail complémentaire sera traité à la suite du projet Karst-Huveaune, sur la base des résultats préliminaires obtenus par A. Zappelli, B. Arfib et C. Vallet-Coulomb (com. personnelle).

IV.5.3 Évaluation du caractère conservatif des traceurs du mélange de masse d'eau à la source de Port-Miou

L'identification de deux pôles d'eau douce (à faciès sulfaté et carbonaté) et l'influence du pôle marin est de nouveau mis en évidence à partir des 6 traceurs présentés ici (SO_4^{2-}, Sr^{2+}, Ca^{2+}, HCO_3^-, NO_3^-, $^{87}Sr/^{86}Sr$). Sur chaque graphique de la Figure IV.38, les triangles de mélange à 3 pôles sont représentés. Les ions sulfates, strontium et calcium posent question pour qualifier le mélange avec de nombreux prélèvements sur la source Port-Miou se plaçant à l'extérieur du triangle de mélange (Figure IV.38-A, B et C). L'utilisation d'un autre pôle carbonaté (source St Pons ou source Glacière) ne permet pas de résoudre ce problème. De plus, selon les graphiques, la source de Port-Miou se place plutôt sur la droite de mélange reliant le pôle 1 (faciès sulfaté) et le pôle 3 (mer) (Figure IV.38-B, C et D), ou plutôt sur le mélange reliant pôle 2 (faciès carbonaté) et pôle 3 (Figure IV.38-A). La Figure IV.38-E montre que la concentration en ions nitrates NO_3^- est dans la gamme des concentrations mesurées sur les eaux douces à faciès sulfaté et carbonaté. Sachant qu'il n'y pas de nitrates dans l'eau de mer, les valeurs mesurées à Port-Miou sont cohérentes avec le caractère saumâtre de la source sous-marine.

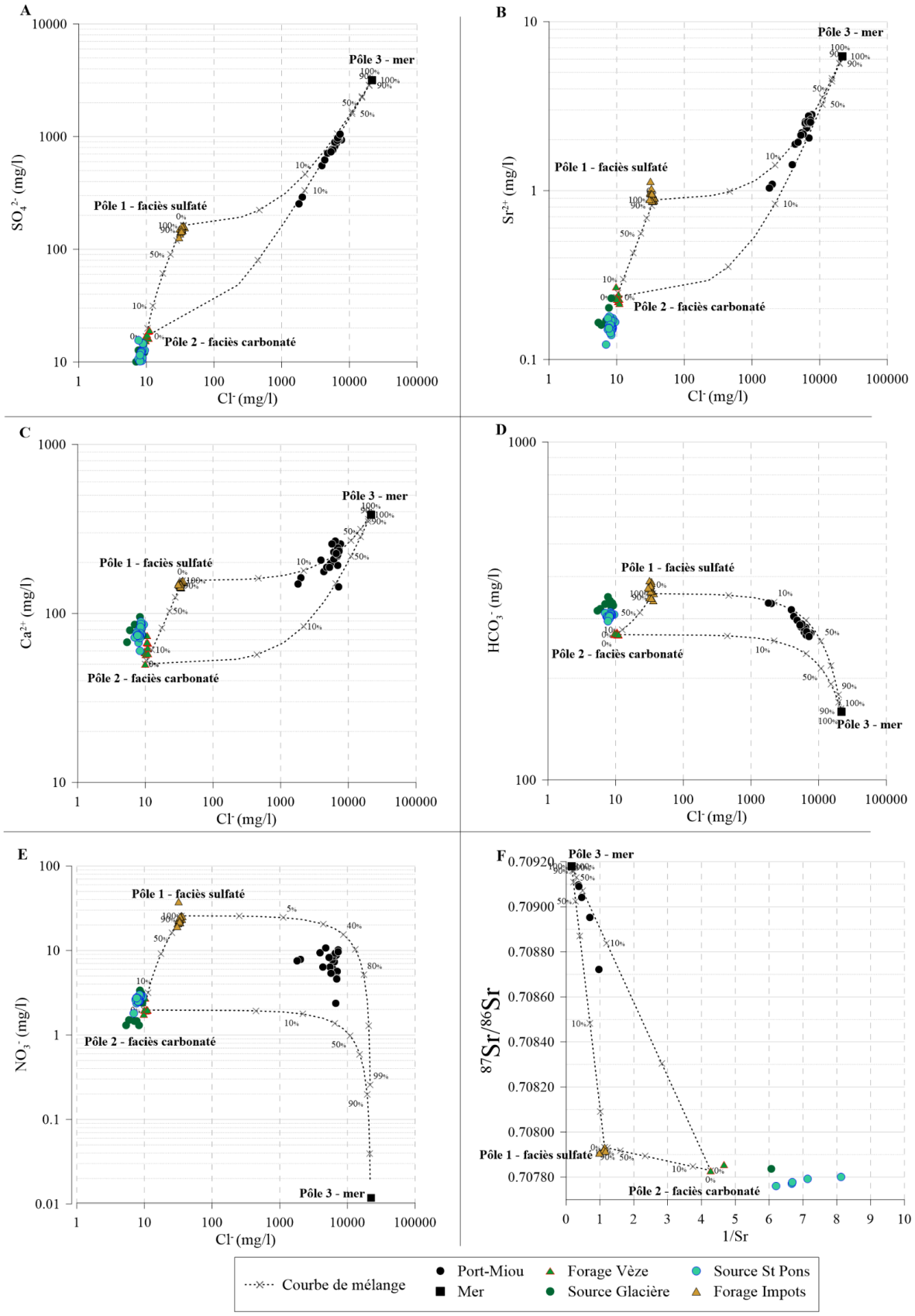


Figure IV.38 : Triangle des mélanges à trois pôles observés sur la Source Port-Miou selon les ions majeurs et les isotopes du strontium. Les pourcentages indiqués sur les courbes de mélanges sont dans l'ordre croissant du pôle 1 vers 3, du pôle 2 vers 3 et du pôle 2 vers 1.

La difficulté et le problème d'identification des pôles de mélange selon les traceurs sont probablement liés au caractère non conservatif des traceurs géochimiques représentant les roches carbonatées rencontrées sur le bassin versant de Port-Miou. Cela soulève un point lié aux processus géochimiques rencontrés lors du phénomène d'intrusion saline. Bear et al (Bear et al., 1999) proposent une revue des réactions géochimiques possibles lors du mélange d'eau douce et d'eau salée avec quatre réactions principales :i) le mélange de masse d'eau ; ii) des phénomènes de précipitation/dissolution des ions tel que la dolomitisation ou la recristallisation de calcite ; iii) des échanges cationiques avec des formations argileuses ; et iv) des réactions rédox. Ces processus impliquent finalement que les traceurs peuvent être non-conservatifs, et rend obsolète l'hypothèse de traceurs conservatifs pour quantifier les mélanges. Pour identifier ces phénomènes, la Figure IV.39 fournit plusieurs graphiques binaires avec des rapports molaires permettant de comparer l'évolution des différents ions entre eux en ciblant les données de la source Port-Miou et de la mer.

Plusieurs équations chimiques guident les évolutions des ions suivant les processus cités et permettent ainsi de placer ces évolutions théoriques sur la Figure IV.39.

Dissolution incongruente de la calcite impure (Cook et Herczeg, 2000) *:*

$$XCa^{2+} + Ca_{(1-X)}Mg_XCO_3 \leftrightarrow CaCO_3XMg^{2+} \qquad (8)$$

Dolomitisation (Bear et al., 1999) *:*

$$2CaCO_3 + Mg^{2+} \rightarrow CaMg(CO_3)_2 + Ca^{2+} \qquad (9)$$

Échange cationique par arrivée d'eau douce en milieu saumâtre (Bear et al., 1999) *:*

$$0{,}5Ca^{2+} + NaX \rightarrow 0{,}5CaX_2 + Na^{+} \qquad (10)$$

Les différents outils graphiques indiquent l'absence d'échange cationique entre les ions Ca^{2+}, Mg^{2+} et Na^{+} au niveau de la Source Port-Miou (Figure IV.39-A et B), la dispersion des points de prélèvements tend plutôt à montrer une signature géochimique guidée par un mélange entre eau de mer et eau douce (Figure IV.39-B). Aucun processus de dolomitisation n'apparait suivant les variations de la signature chimique de la Source Port-Miou (Figure IV.39-C et D). La dissolution incongruente de la calcite est un facteur potentiel de modification de la signature géochimique de Port-Miou en considérant les ions Sr^{2+} (Figure IV.39-E), mais n'est pas concordant avec la comparaison des ions Ca^{2+} et Mg^{2+} (Figure IV.39-D). De même, la comparaison des rapports molaires Sr/Ca vs Mg/Ca ne différencie pas dissolution incongruente et mélange entre eau salée et eau douce.

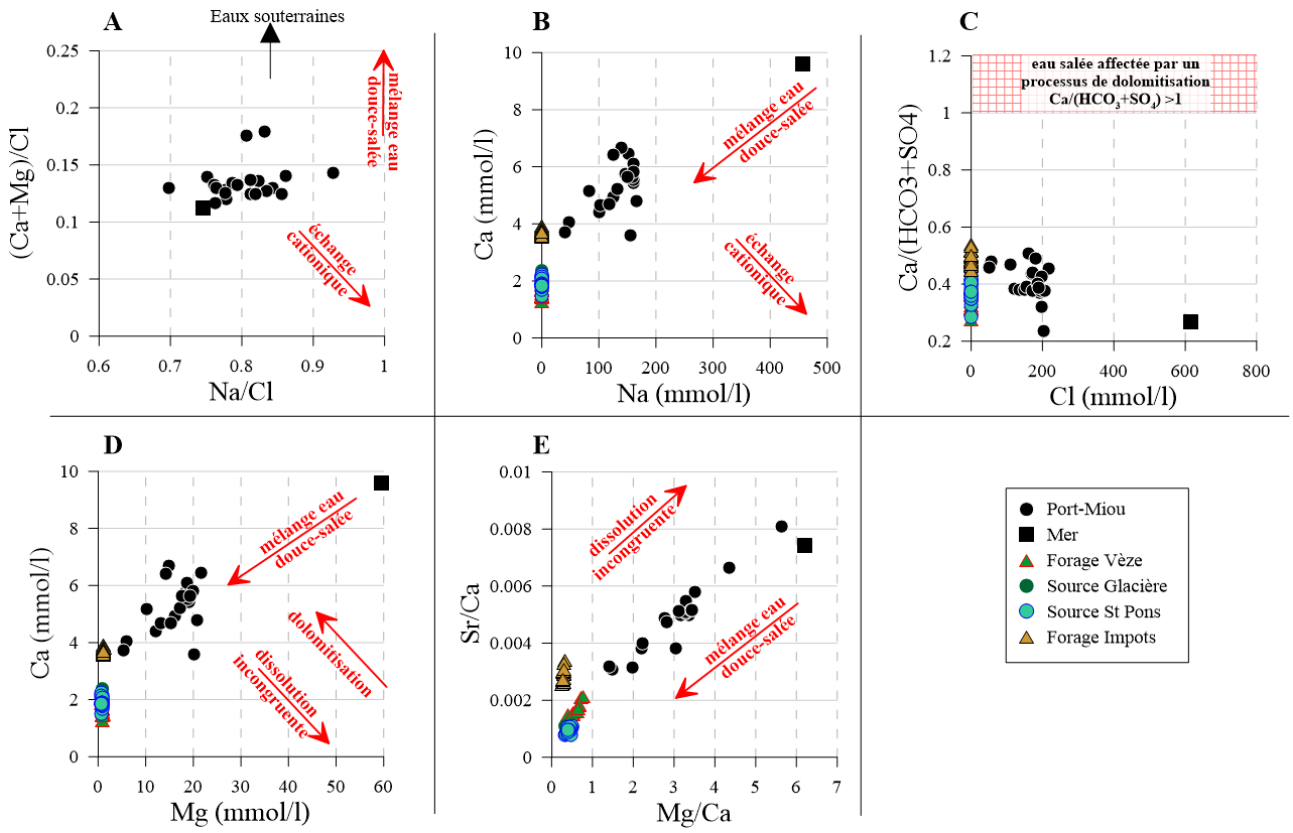


Figure IV.39 : Diagrammes binaires d'identification des processus géochimiques modifiant la signature chimique de l'eau lors du phénomène d'intrusion saline

IV.5.4 Synthèse

Pour conclure, l'approche multi-traceurs confirme bien l'origine marine actuelle de la salinité de la source Port-Miou, traduisant un phénomène d'intrusion saline caractérisé lors d'études précédentes par des approches basées sur des données hydrodynamiques et de salinité en tant que traceurs d'eau de mer (Arfib et Charlier, 2016; Cavalera, 2007; Fournillon, 2012a). Les données mensuelles mettent en évidence la variation du caractère saumâtre de la source au cours du temps, et notamment l'influence des apports d'eau douce lors des épisodes pluvieux, en provenance du bassin d'alimentation. Les deux périodes de hautes eaux observées depuis septembre 2018 se traduisent ainsi par une diminution marquée de la salinité, avec une part d'eau de mer chutant à 8 et 11% suivant les traceurs en novembre 2019, contre une valeur moyenne de 26,2%.

L'évaluation du caractère non-conservatif des traceurs ne permet pas d'identifier précisément les processus géochimiques modifiant la signature géochimique de l'eau alimentant la source de Port-Miou. Ici, les ions majeurs ne peuvent pas être considérés comme conservatifs. La quantification des mélanges de masses d'eau repose sur l'hypothèse que la modification du signal géochimique est uniquement dépendante du mélange et qu'aucun processus géochimique n'intervient. Il n'est donc pas possible de se baser sur ces traceurs naturels pour quantifier la part des deux pôles d'eau douce régionaux alimentant la source de Port-Miou.

IV.6 SYNTHÈSE DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE RÉGIONAL

En conclusion de ce chapitre, une carte hydrogéologique simplifiée synthétise les écoulements d'eau souterraine identifiés à l'échelle régionale (Figure IV.40).

Les flèches en vert foncé représentent le drainage des aquifères calcaires et dolomitiques de l'Unité du Beausset et du massif de la Sainte-Baume (faciès carbonaté), tandis que les flèches violettes (centrée sur la plaine d'Aubagne) permettent de représenter le drainage des eaux de la nappe alluviale (faciès sulfaté-calcique). Le mélange entre ces deux masses d'eau est mis en évidence au niveau du contact entre Unité du Beausset, massif de la Sainte-Baume et plaine d'Aubagne (flèche bleu) (Partie IV.4.6). L'identification de cette zone de mélange repose sur l'investigation des forages Bronzo (n°3) et Coulin (n°4) qui ont permis de capter une ligne d'écoulement représentative d'une circulation de l'eau plus profonde que les sources karstiques. Une quantification du mélange par plusieurs traceurs montre que la masse d'eau à faciès sulfaté-calcique représente en moyenne entre 23 et 40% de l'eau retrouvée au niveau du forage Bronzo, témoignant de l'impact de l'eau souterraine en provenance de la plaine alluviale. Cette part d'eau à faciès sulfaté est plus limitée au niveau du forage Coulin, compris en moyenne entre 10 et 21%. Enfin, l'organisation des écoulements se fait en direction de la source de Port-Miou, reconnue comme exutoire régional des eaux souterraines. Les effets de l'intrusion saline sur la source de Port-Miou permettent de confirmer l'origine marine de l'eau à l'aide des isotopes du strontium et des isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates. La part d'eau marine oscille entre 8 et 31% selon les conditions hydrologiques entre septembre 2018 et mars 2021, celle-ci chutant lors des périodes de hautes eaux par l'arrivée d'eau douce souterraine. La quantification de la part d'eau à faciès carbonaté et à faciès sulfaté reste à confirmer à l'aide de traceurs conservatifs de ces deux masses d'eau.

Une relation hydrogéologique est proposée entre le remplissage détritique du poljé de Cuges-les-Pins et le forage Puyricard (n°9) comme le montre la signature en isotopes du strontium similaire entre le forage Puyricard et les deux forages implantés dans le poljé.

L'influence anthropique sur la qualité des eaux souterraines a été reconnue par l'utilisation des nitrates en tant que traceurs des intrants agricoles en particulier sur la plaine d'Aubagne (forage Impôts – n°8), et par extension sur les aquifères carbonatés au sud de la plaine (forage Bronzo notamment).

D'un point de vue quantitatif, l'effet du canal d'irrigation a été estimé au cours de ce travail à l'aide des isotopes stables de l'eau (Partie IV.4.5.2) et est mis en valeur sur la Figure IV.40 (flèche jaune). La contribution de l'eau d'irrigation sur la nappe alluviale est comprise entre 9 et 23%, selon les dates et le choix des pôles de mélanges.

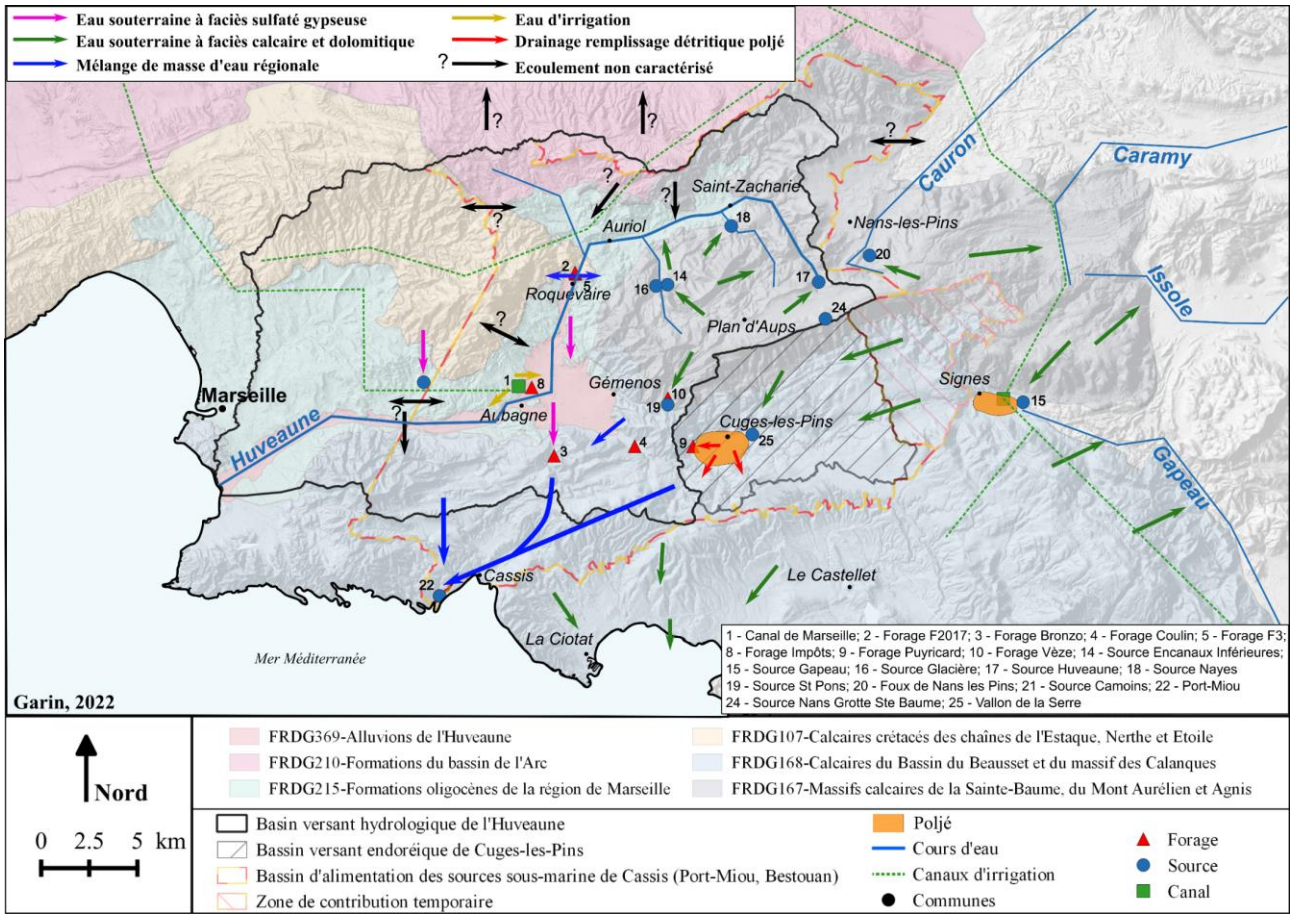


Figure IV.40 : Carte hydrogéologique régionale simplifiée proposée à partir de l'approche géochimique

Plusieurs zones d'études restent à investiguer pour mieux comprendre la circulation des eaux souterraines (Figure IV.40 – flèche noire) notamment entre le massif de l'Aurélien et les formations détritiques de la vallée de l'Huveaune. La signature géochimique des forages AEP de Roquevaire (n°2 et 5) témoigne d'un mélange d'eau à faciès carbonaté et à faciès sulfaté dont l'origine reste à confirmer. Une relation hydrogéologique est probable entre les formations jurassiques du massif de l'Aurélien et le karst identifié en dessous du niveau de base de l'Huveaune actuel au niveau du forage F2017 à Roquevaire (n°2), montrant une circulation de l'eau en profondeur. Cette eau est marquée par des sulfates et donc une interaction avec les formations triasiques présentes à l'affleurement et en profondeur entre Roquevaire et Auriol.

V. PARTIE V – CARACTÉRISATION DE LA SIGNATURE ISOTOPIQUE DE LA PLUIE EFFICACE – IMPLICATIONS POUR L'IDENTIFICATION DES ZONES DE RECHARGES DES EAUX SOUTERRAINES

V.1 INTRODUCTION

Les isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$) sont des traceurs conservatifs dans des conditions habituelles de pression et de température, c'est-à-dire des conditions retrouvées classiquement dans l'étude des eaux souterraines et de surface. Le terme conservatif est associé à l'absence de fractionnement isotopique lors de la circulation de l'eau dans le sol et au contact de la roche. Ainsi, en hydrogéologie, l'utilisation de cet outil géochimique est déterminante dans la caractérisation des zones de recharges des eaux souterraines ainsi que pour la mise en valeur de processus de mélange entre masses d'eau. Les précipitations représentent ici le signal d'entrée de l'eau dans l'hydrosystème tandis les eaux souterraines et de surface représentent le signal de sortie. L'utilisation des isotopes stables comme traceurs naturels de la recharge est mis en évidence dans différents contextes hydrogéologiques (Calligaris et al., 2018; Clark et Fritz, 1997; González-Trinidad et al., 2017; IAEA, 2005; Kendall et Doctor, 2003; Zhu et al., 2007). Cependant, la définition d'un signal d'entrée représentatif des eaux souterraines est dépendante de nombreux facteurs climatiques et hydrogéologiques. En effet, toute l'eau précipitée sur un bassin versant ne va pas participer à la recharge des eaux souterraines, notamment du fait de la captation par la végétation, de l'évaporation ou du ruissellement. De plus, le signal isotopique des eaux souterraines est fortement dépendant de la rapidité du transfert de la pluie vers les exutoires, en particulier en domaine carbonaté karstique avec l'existence de chemins d'écoulement préférentiels. Des mélanges entre masses d'eau impactent aussi ce signal d'entrée. Le signal isotopique des eaux souterraines pourra donc être différent de celui des évènements pluvieux ou de la signature moyenne des précipitations.

La Figure V.1 donne le signal isotopique moyen de la pluie pondérée sur la période 2019-2021 pour les deux stations de collecte des précipitations représentatives des conditions météorologiques et géographiques locales et comparées avec le signal isotopique ponctuel des eaux souterraines sur la même période. La description détaillée de cette figure et l'interprétation complète seront proposées dans la partie V.4.1 de ce chapitre. On peut toutefois observer la différence significative existante entre le signal moyen de la pluie et le signal des eaux souterraines, ainsi que la variabilité plus ou moins forte de la signature isotopique des eaux souterraines. La majorité des eaux souterraines présente un signal isotopique systématiquement plus appauvri que la pluie moyenne mesurée en altitude dans le bassin versant (station Plan d'Aups Les Béguines – 682 mNGF). Les caractéristiques et l'interprétation détaillée de la variabilité du signal géochimique des eaux souterraines sont présentées dans le chapitre précédent (Partie IV). Pourtant dans le contexte de cette étude (partie I, Figure II.2 et Figure II.29), l'analyse de la répartition des altitudes dans les bassins versants de l'Huveaune et des sources de Port-Miou a montré que l'intervalle d'altitude entre les stations du Castellet Le Cas et au Plan d'Aups Les Béguines, situées respectivement à 103 mNGF à 682 mNGF, comprend 86% de la superficie du bassin versant de l'Huveaune, et une proportion similaire sur le

bassin d'alimentation des sources de Port-Miou (80%). La petite part de zone en altitude supérieure qui pourrait apporter un signal isotopique des pluies plus appauvri, ne suffit pas pour expliquer les résultats de la Figure V.1 étant donné sa faible contribution surfacique. L'explication est à chercher ailleurs. Ce chapitre de thèse va s'intéresser à comprendre comment le signal isotopique de la pluie peut être comparé au signal isotopique des eaux souterraines, notamment à travers les processus hydrologiques (transfert, évapotranspiration, …) qui conduisent à une transformation du signal de la pluie en pluie efficace. Parmi ces processus synthétisés par Ollivier (Ollivier, 2019), les modalités de calcul d'un signal isotopique moyen de la pluie efficace vont être explorées pour évaluer le lien entre signal d'entrée (recharge et/ou pluie efficace) et signal de sortie (eau souterraine).

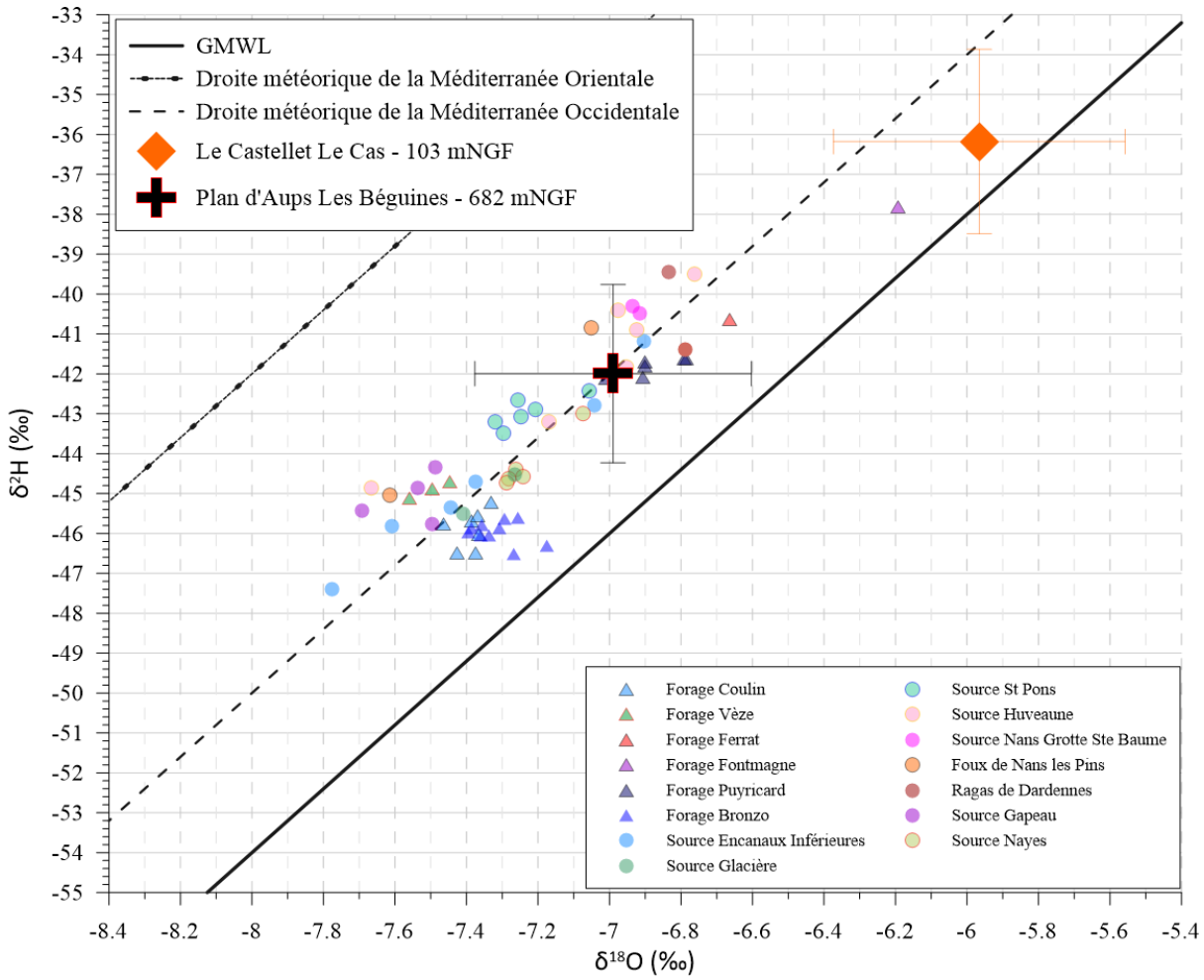


Figure V.1 : Signature isotopique (δ2H en fonction de δ18O) des eaux souterraines comparées à la signature isotopique des précipitations pondérée entre avril 2019 et mars 2021. Le losange orange et la croix noire représentent respectivement les stations météorologiques du Castellet Le Cas et du Plan d'Aups Les Béguines.

Deux objectifs sont donc associés à cette problématique :

i) la caractérisation de la signature isotopique des précipitations et de la pluie efficace et sa variation au cours du temps selon des critères quantitatifs et qualitatifs

ii) la mise en relation entre signal d'entrée et signal de sortie pour valider la méthodologie appliquée pour caractériser le signal isotopique de la pluie efficace et à terme identifier les zones d'alimentation des sources et forages karstiques.

Ce chapitre commence par rappeler le contexte et les données disponibles sur les stations météorologiques du Castellet Le Cas et du Plan d'Aups les Béguines, avec la composition en isotopes stables de l'eau des pluies collectées mensuellement. Plusieurs modèles de bilans climatiques permettent ensuite d'évaluer la variabilité des précipitations et de la pluie efficace. À partir des données géochimiques, la caractérisation isotopique des précipitations est proposée pour avoir un aperçu des processus de modification de la signature isotopique de la pluie. Enfin, basé sur les deux sous-parties précédentes, une approche par modélisation du bilan hydrologique va associer signature isotopique de la pluie et cumul de pluie efficace dans le but de comparer signal isotopique d'entrée (précipitations) et de sortie (eau souterraine).

V.2 DONNÉES DISPONIBLES

La Figure V.2 présente la situation géographique des stations gérées par l'Université (AMU) de collecte des isotopes des précipitations (Le Castellet Le Cas et le Plan d'Aups Les Béguines – encadré sur la figure), en parallèle des stations météorologiques gérées par Météo-France (MF). Le suivi isotopique des précipitations repose sur le contraste d'altitude marqué entre la station du Castellet Le Cas (103 mNGF) et la station du Plan d'Aups Les Béguines (682 mNGF), bien visible sur le profil altitudinal (Figure V.2), et qui mettra en évidence l'effet altitudinal sur la signature en isotopes stables des précipitations (Partie I.3.2.5-Méthodes).

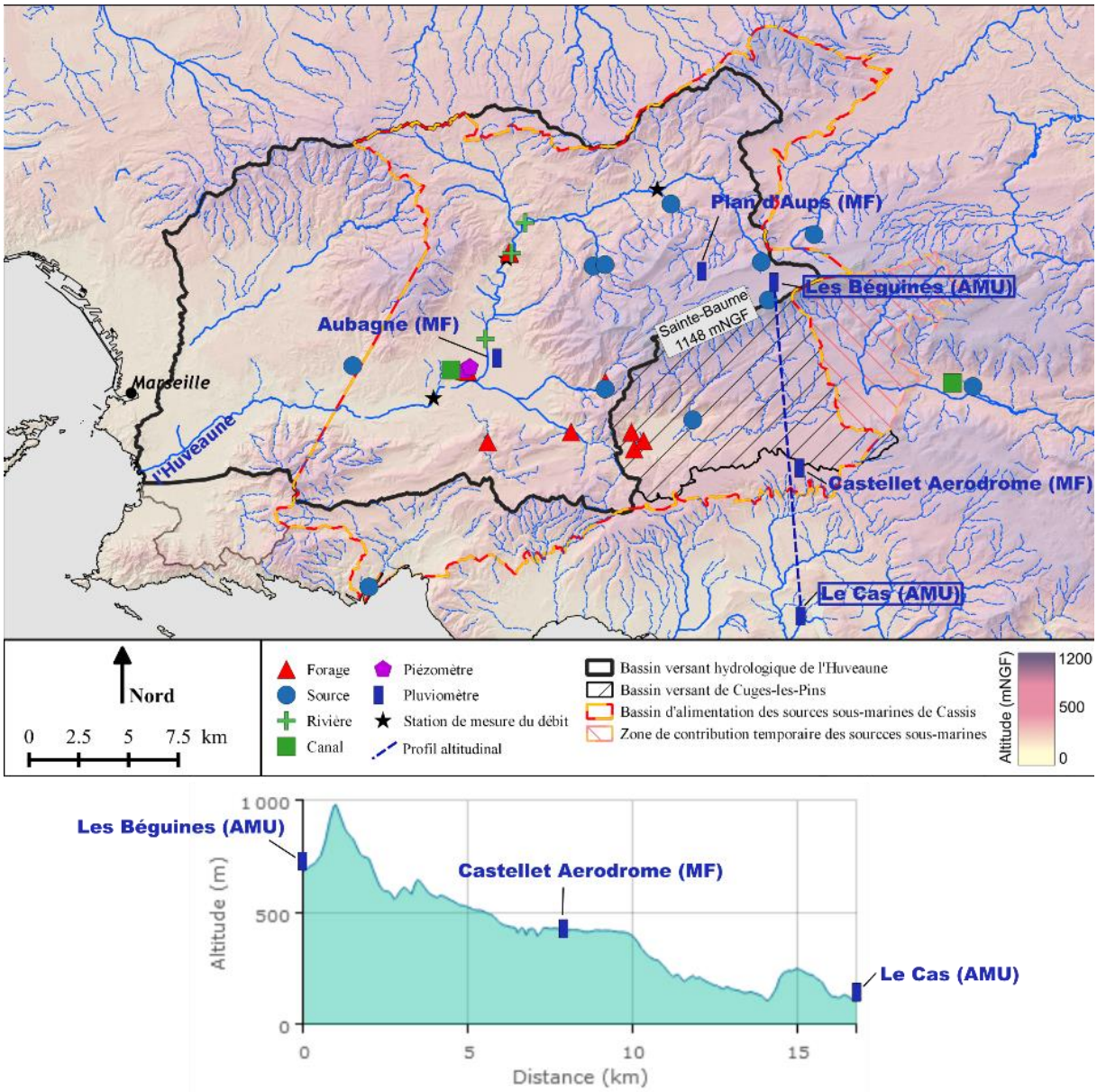


Figure V.2 : Situation géographique des stations météorologiques de Météo-France (MF) et des pluviomètres collecteurs installés en 2018 et 2019 par l'université pour l'analyse des isotopes stables de l'eau (AMU, en encadré). Un profil altitudinal entre les pluviomètres AMU montre la variabilité altitudinale entre ces deux points de collecte des isotopes de la pluie.

Les prélèvements périodiques donnent une valeur moyenne pondérée de la signature isotopique des précipitations au cours de la période de collecte. Les périodes de cumul ont été fixées à environ 1 mois, mais les contraintes de terrain n'ont pas permis d'obtenir des périodes de durées équivalentes d'un mois sur l'autre. De plus, les confinements imposés par la crise Covid19 n'ont pas permis d'aller sur le terrain pour collecter l'eau de la station du Plan d'Aups au printemps 2020 et ont perturbé le calendrier jusqu'en 2021. Les prélèvements périodiques ne donnent donc pas des périodes strictement mensuelles. Toutefois, aucune lacune de données n'est à déplorer ; la série est complète de novembre 2018 à mars 2021 au Castellet, et d'avril 2019 à mars 2021 au Plan d'Aups. Les Tableau V.1 et Tableau V.2 fournissent les données associées à ces deux stations de collecte des isotopes stables de l'eau avec les cumuls de précipitations collectées périodiquement, l'analyse des isotopes stables de l'eau avec leurs incertitudes analytiques et le calcul de l'excès en deutérium (d_{exc}) selon la

méthodologie présentée dans la partie I.3.2.5. L'incertitude analytique pour le $\delta^{18}O$ est comprise entre 0,05 et 0,15‰, et pour le $\delta^{2}H$ entre 0,5 et 1,5‰. Les données périodiques permettent ainsi de travailler sur le fonctionnement global de l'hydrosystème. L'analyse ne sera pas menée à l'échelle des événements pluvieux ; toutefois certains événements pluvieux représentent une très forte proportion du cumul de pluie collectée par période, ce qui permettra ainsi de discuter de leur impact sur les résultats obtenus et sur les relations entrée-sortie des hydrosystèmes karstiques étudiés.

Date début	Date fin	Pluie collectée Plan d'Aups Les Béguines (mm)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	Incertitude $\delta^{18}O$ (‰)	Incertitude $\delta^{2}H$ (‰)	d_{exc} (‰)
22/03/2019	01/04/2019	0.0					
02/04/2019	29/04/2019	122.4	-6.43	-37.36	0.15	1.00	14.05
30/04/2019	28/05/2019	31.7	-6.00	-38.00	0.15	1.00	9.98
29/05/2019	31/08/2019	93.8	-3.75	-18.24	0.15	1.00	11.77
01/09/2019	03/10/2019	83.6	-8.64	-56.91	0.15	1.00	12.17
04/10/2019	04/11/2019	259.5	-5.88	-31.88	0.15	1.00	15.17
05/11/2019	25/11/2019	252.2	-10.71	-68.63	0.15	1.00	17.07
26/11/2019	07/01/2020	260.4	-5.62	-32.90	0.15	1.00	12.08
08/01/2020	04/02/2020	52.6	-5.45	-27.93	0.15	1.00	15.65
05/02/2020	04/03/2020	67.8	-4.71	-25.92	0.15	1.00	11.74
05/03/2020	14/05/2020	126.9	-6.36	-39.34	0.15	1.00	11.58
15/05/2020	02/06/2020	43.5	-5.69	-32.08	0.15	1.00	13.41
03/06/2020	29/06/2020	91.2	-4.82	-27.34	0.10	1.50	11.24
30/06/2020	27/07/2020	0.0					
28/07/2020	07/09/2020	6.1					
08/09/2020	05/10/2020	84.4	-5.85	-33.14	0.10	1.50	13.62
06/10/2020	02/11/2020	24.0	-4.73	-26.44	0.10	1.50	11.36
03/11/2020	30/11/2020	32.1	-6.20	-34.43	0.10	1.50	15.13
01/12/2020	05/01/2021	135.0	-11.64	-74.18	0.10	1.50	18.96
06/01/2021	02/02/2021	59.2	-8.22	-54.08	0.10	1.50	11.69
03/02/2021	01/03/2021	49.7	-7.28	-46.55	0.10	1.50	11.71
02/03/2021	29/03/2021	18.5	-9.39	-53.61	0.10	1.50	21.51

Tableau V.1 : Données isotopiques des précipitations pour la station du Plan d'Aups Les Béguines. Le d_{exc} est calculé suivant la relation $d_{exc} = \delta^{2}H - 8 \times \delta^{18}O$.

Date début	Date fin	Pluie collectée Castellet Le Cas (mm)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	Incertitude $\delta^{18}O$ (‰)	Incertitude $\delta^{2}H$ (‰)	d_{exc} (‰)
02/11/2018	01/12/2018	139	-5.07	-26.00	0.05	0.50	14.58
02/12/2018	01/01/2019	25	-5.45	-33.83	0.05	0.50	9.79
02/01/2019	31/01/2019	29	-4.60	-26.97	0.05	0.50	9.86
01/02/2019	01/03/2019	0					
02/03/2019	01/04/2019	0					
02/04/2019	30/04/2019	65	-5.35	-30.67	0.15	1.00	12.17
01/05/2019	01/06/2019	8	-2.08	-13.35	0.15	1.00	3.29
02/06/2019	01/07/2019	0					
02/07/2019	01/08/2019	4	0.57	7.97	0.15	1.00	3.37
02/08/2019	01/09/2019	0					
02/09/2019	20/10/2019	128	-6.03	-37.27	0.15	1.00	10.94
21/10/2019	30/10/2019	156	-5.90	-32.26	0.15	1.00	14.94
31/10/2019	29/11/2019	178	-7.96	-50.36	0.15	1.00	13.33
30/11/2019	05/01/2020	88	-5.36	-34.33	0.15	1.00	8.52
06/01/2020	04/02/2020	24	-3.11	-14.77	0.15	1.00	10.08
05/02/2020	05/03/2020	23	-2.92	-13.94	0.15	1.00	9.43
06/03/2020	02/04/2020	7	-7.46	-37.74	0.15	1.00	21.98
03/04/2020	03/05/2020	32	-5.56	-37.87	0.15	1.00	6.59
04/05/2020	01/06/2020	81	-4.90	-28.94	0.15	1.00	10.24
02/06/2020	01/07/2020	62	-3.30	-16.21	0.10	1.50	10.15
02/07/2020	01/08/2020	0					
02/08/2020	05/09/2020	7					
06/09/2020	03/10/2020	125	-5.26	-30.52	0.10	1.50	11.54
04/10/2020	02/11/2020	16	-4.08	-26.29	0.10	1.50	6.39
03/11/2020	30/11/2020	12	-3.90	-19.52	0.10	1.50	11.72
01/12/2020	05/01/2021	70	-10.45	-68.86	0.10	1.50	14.72
06/01/2021	03/02/2021	18	-9.41	-68.05	0.10	1.50	7.25
04/02/2021	02/03/2021	14	-6.02	-41.18	0.10	1.50	6.95
03/03/2021	31/03/2021	0					

Tableau V.2 : Données isotopiques des précipitations pour la station du Castellet Le Cas. Le d_{exc} est calculé suivant la relation $d_{exc} = \delta^{2}H - 8 \times \delta^{18}O$.

V.3 ÉVALUATION DES MODÈLES DE BILANS CLIMATIQUES ET CALCUL DE LA PLUIE EFFICACE

Le calcul de la pluie efficace se fait à partir de données climatiques sur les stations météorologiques du Plan d'Aups et du Castellet Aérodrome gérées par Météo-France. Les précipitations (P), température (T) et évapotranspiration potentielle (ETP) sont disponibles au pas de temps journalier. La température journalière correspond à la moyenne des températures horaires sur 24h. L'ETP est calculée par Météo-France selon le modèle de Penman-Monteith (Monteith, 1965; Penman, 1948) à partir de données climatiques mesurées.

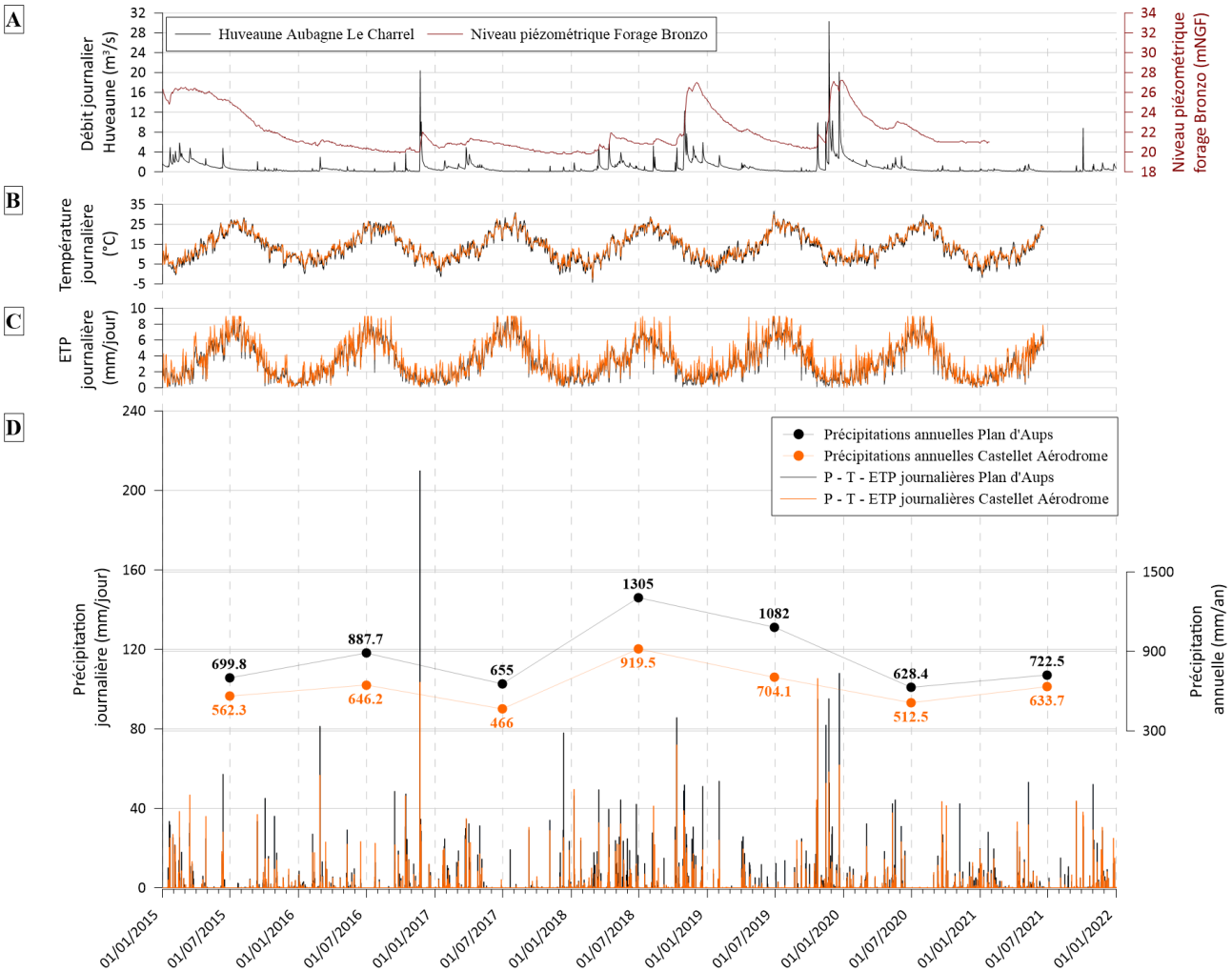


Figure V.3 : Données climatiques journalières (P, T, ETP) disponibles depuis 2015 sur les stations météorologiques du Castellet Aérodrome et du Plan d'Aups (trait orange et noir respectivement). Le cumul annuel des précipitations est calculé pour les deux stations (en point orange et noir). Le débit de l'Huveaune à la station du Charrel à Aubagne (n°Y4424040) et le niveau piézométrique mesuré sur le forage de la carrière Bronzo (données fournies par l'exploitant) permet de suivre l'évolution des conditions hydrologiques au cours du temps.

La Figure V.3 rappelle des données déjà introduites en début de thèse (Partie II.1.3.3-Conditions hydro-climatiques). Les précipitations annuelles entre les stations du Plan d'Aups et du Castellet mettent en évidence une variabilité spatiale importante et des cumuls plus importants au Plan d'Aups qu'au Castellet de façon générale. Les données de température et évapotranspiration (ETP) sont corrélées avec une variabilité saisonnière entre hiver froid et été chaud, qui se traduisent par une ETP réciproquement faible et élevée. Le point principal à retenir est la forte variabilité temporelle des différents paramètres hydrologiques mesurés et la corrélation importante entre précipitations et débit de l'Huveaune (Vanegas et al., 2021).Le régime climatique régional influence clairement le niveau de l'eau et donc la recharge de l'aquifère en période humide.

A ces données de contexte hydro-climatique s'ajoutent les données acquises depuis 2018 sur les stations de collecte des précipitations sur les deux stations AMU (Le Castellet Le Cas et le Plan d'Aups Les Béguines). L'objectif principal est la collecte des précipitations à des intervalles de temps réguliers, proche du mois, pour ensuite en effectuer l'analyse en isotopes stables de l'eau.

V.3.1 Approche méthodologique

La Figure V.4 schématise l'approche méthodologique développée au sein de la partie V. À partir des données climatiques, plusieurs méthodes de modèles hydrologiques d'infiltration vont être évaluées pour ensuite calculer la pluie efficace mensuelle sur les stations météorologiques gérées par Météo-France à partir d'un modèle. Une relation sera ensuite établie entre précipitations des stations MF et AMU, sur la base des périodes de collecte des précipitations sur les stations AMU. La dernière étape consistera à calculer la pluie efficace par période pour les deux stations AMU.

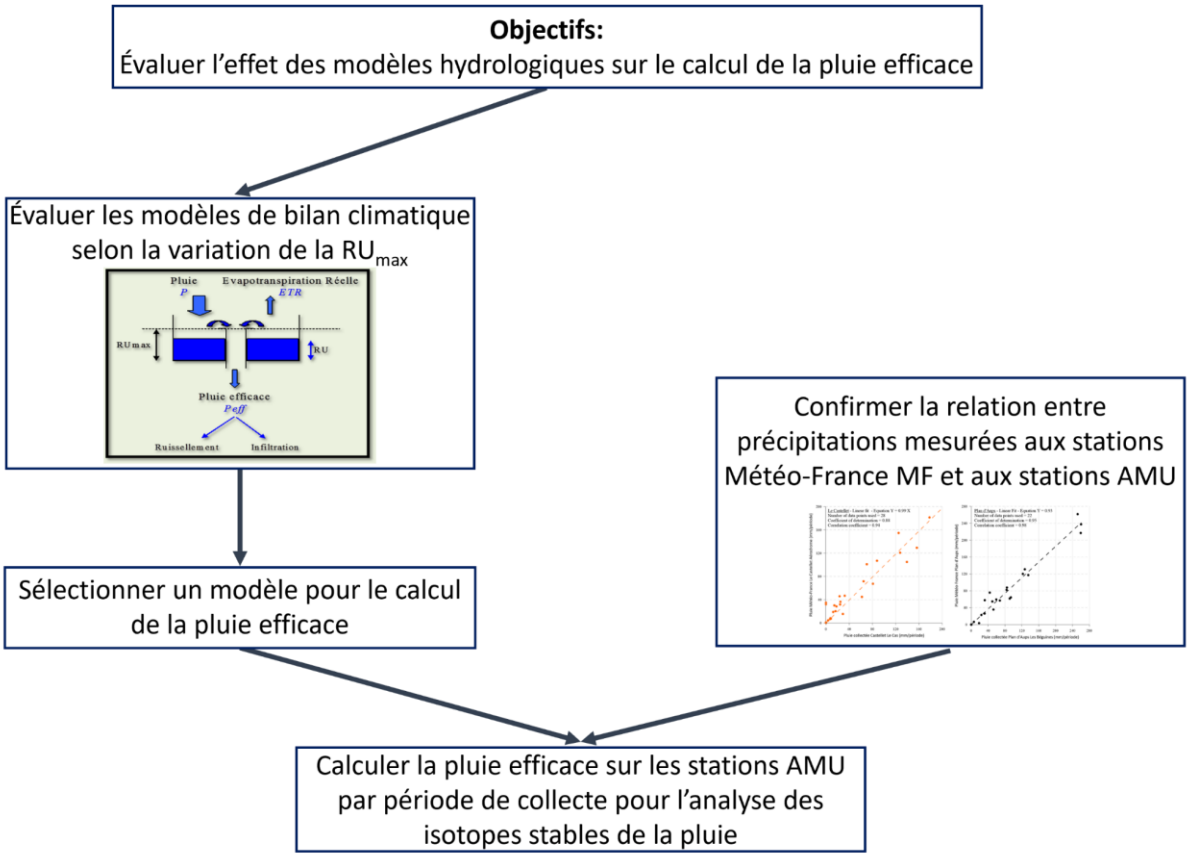


Figure V.4: Démarche méthodologique suivie pour calculer la pluie efficace périodique des stations AMU du Castellet Le Cas et du Plan d'Aups Les Béguines.

V.3.2 Modèles hydrologiques appliqués pour le calcul de la pluie efficace

La première étape est de quantifier la pluie efficace à partir de quatre modèles de bilans hydrologiques intégrés dans ESPERE, outils développés par le BRGM et permettant de calculer la pluie efficace et la recharge à partir de bilans hydrologiques ainsi que sur de méthodes basées sur le débit d'une rivière, la variation du niveau piézométrique d'un aquifère ou encore de méthodes empiriques (Caballero et al., 2016; Lanini, 2020; Lanini et al., 2016). Les modèles de bilans hydrologiques correspondent à des modèles de surface faisant la partition des précipitations en évapotranspiration et pluie efficace, et selon la variabilité du stock d'eau (Réserve Utile - RU) dans le sol et/ou épikarst. Ces modèles sont bien adaptés à la problématique posée dans ce travail puisque nous cherchons à quantifier la pluie efficace au niveau des aquifères carbonatés karstiques du massif de la Sainte-Baume et du Bassin du Beausset pour ensuite identifier la signature isotopique de l'eau alimentant les eaux souterraines. Les méthodes reposant sur le débit impliquent des incertitudes importantes dans ce cas d'étude notamment

sur la superficie du bassin versant hydrologique, ainsi que de probables échanges entre rivière et aquifère carbonaté qui ne sont pas quantifiés à ce jour.

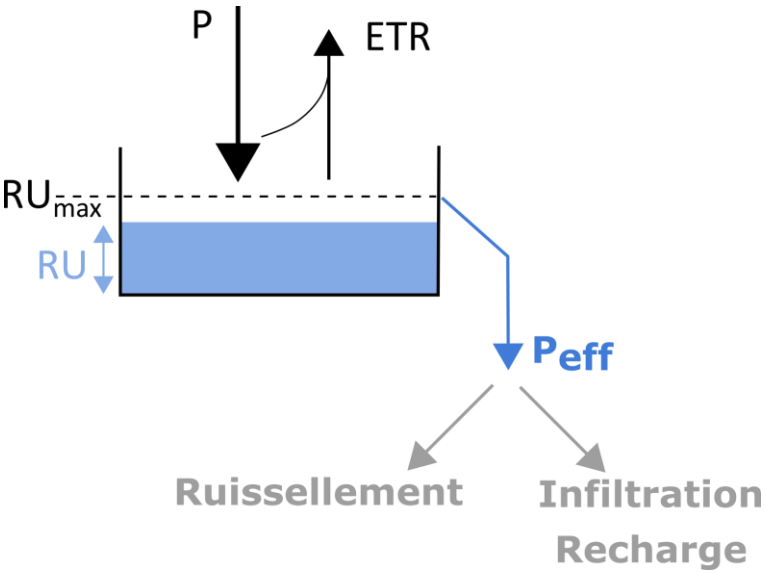


Figure V.5 : Schéma conceptuel de bilan hydrologique représentant les étapes de calcul de la pluie efficace et de la recharge en considérant la pluie et l'ETR en tant que données d'entrée et un réservoir superficiel caractérisé par une réserve utile maximale (RU_{max}) servant de stock et de transfert de l'eau. La recharge correspond à la part de la pluie efficace s'infiltrant vers les eaux souterraines. P : Pluie, ETR : Evapotranspiration réelle ; RU : Réserve utile ; P_{eff} :Pluie efficace

Les modèles de bilans hydrologiques reposent sur le schéma conceptuel (Figure V.5) mais présentent des différences principalement sur la méthode de calcul de l'ETP, la prise en compte de la neige ou encore l'intégration de vidange linéaire ou non linéaire de la réserve utile (RU). Le contexte de cette étude permet de s'affranchir de la variable « neige » quasi inexistante sur ce bassin versant. Les modèles sont :

- Thornthwaite (Thornthwaite, 1948)
- Dingman (Dingman, 1993)
- Dingman & Hamon (Dingman, 1993; Hamon, 1960)
- Edijatno & Michel (Edijatno et Michel, 1989)

La démarche de calcul associée à chaque modèle est extraite de l'outil ESPERE et présentée en Annexe 14. Le calcul de la pluie efficace se fait au pas de temps journalier, en prenant en compte les précipitations, l'ETP ou l'ETR et le stock d'eau (RU). Suivant les conditions initiales, l'ETR se calcule selon :

- Si P = 0mm et ETP > RU_{n-1}, alors ETR = ETP
- S'il pleut et ETP < RU_{n-1} + P_n, alors ETR = ETP
- S'il pleut et ETP > RU_{n-1} + P_n, alors ETR = RU_{n-1} +P_n

Enfin, ces modèles vont être appliqués en encadrant un intervalle de valeurs de réserve utile maximale (RU_{max}) adapté au contexte du bassin versant de l'Huveaune compris entre 10mm et 100mm. En effet, une revue de la littérature montre qu'au niveau du massif de la Sainte-Baume, les travaux de thèse de Coulier (1985) utilisent des RU_{max} comprise entre 20 et 50mm selon la position géographique de la

station météorologique à Gémenos et au Plan d'Aups respectivement. Basé sur ces précédents travaux, Martin (1991) calcule des pluies efficaces sur les mêmes stations de mesure à l'aide de RU_{max} de 40 et 60mm. Un exemple local au niveau du bassin versant hydrogéologique des sources de Dardennes propose une RU entre 14 et 20mm selon plusieurs modèles et calages sur un modèle pluie-débit (Baudement, 2018; Garin et Arfib, 2018). Dans le modèle Pluie-Débit développé par Arfib et Charlier (2016) pour simuler les écoulements et les phénomènes d'intrusion saline au niveau de la source de Port-Miou, deux valeurs de réserve utile de 7,1 et 37,9 mm (appellé $H_{SOIL\text{-}Treshold}$) sont calées sur deux périodes de calibration. Enfin, le travail de synthèse de Caballero et al. (2016), la RU est comprise entre 20 et 48 mm sur cinq exemples de systèmes karstiques, dans des contextes hydrogéologiques et climatiques différents (sources de la Loue et du Lison dans le Doubs; source des Gillardes en Isère; Fontaine du Vaucluse dans le Vaucluse; source du Lez dans l'Hérault). Ce calcul est donc effectué pour les deux stations Le Castellet Aérodrome et Plan d'Aups (MF).

V.3.3 Calculs de la pluie efficace à partir des quatre modèles hydrologiques

Les 4 modèles de bilans hydrologiques permettent de calculer la pluie efficace à l'échelle journalière, et donc mensuelle et annuelle par cumuls.

La Figure V.6 présente les précipitations et pluies efficaces annuelles entre 2015 et 2020 calculées à partir des quatre modèles de bilan hydrologique implémentés sur ESPERE pour la station du Castellet Le Cas et pour une RU_{max} de 10mm. Ainsi, à l'échelle annuelle, les pluies efficaces sont naturellement bien inférieures aux précipitations, et représentent en moyenne 56% des précipitations sur ces cinq années mais avec une variabilité assez importante d'une année sur l'autre. La différence entre les quatre modèles est au contraire relativement limitée avec des écarts-types compris entre 11 et 27 mm respectivement pour les années 2016 et 2018. Ces écart-types, au pas de temps annuels, augmentent avec l'augmentation de la RU_{max}, pouvant représenter plus de 50% de la moyenne interannuelle.

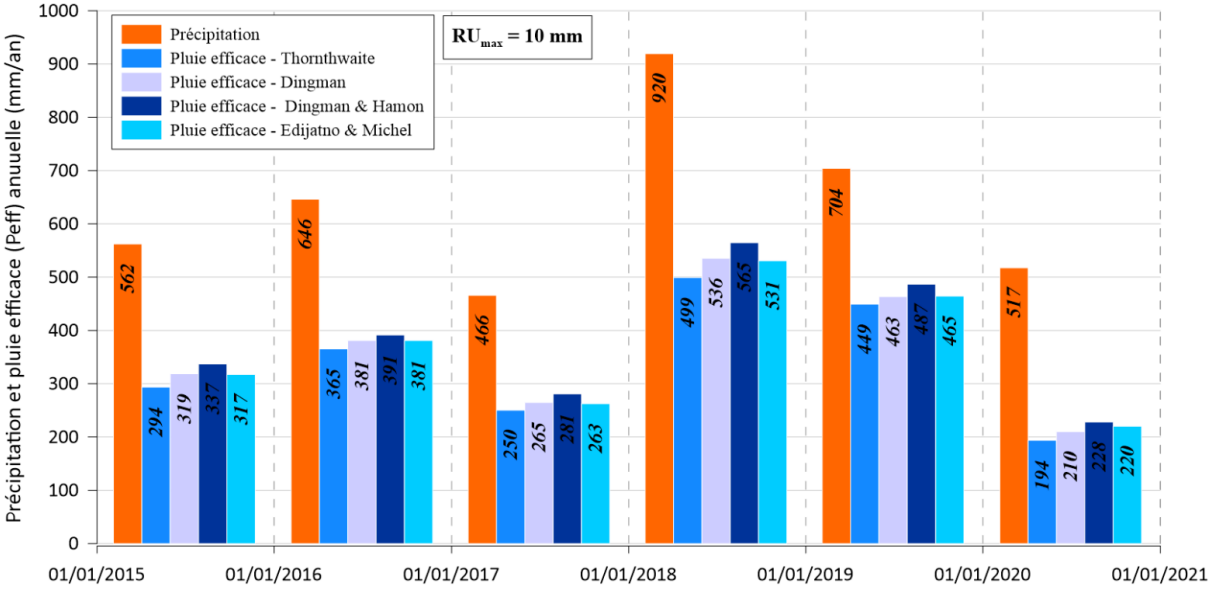


Figure V.6 : Précipitations (en barres oranges) et pluies efficaces pour une RU_{max} de 10mm annuelles calculées sur la station du Castellet Le Cas selon les 4 modèles de bilan hydrologique (en barres de nuances bleues). Les labels correspondent aux cumuls annuels.

La variabilité de la pluie efficace calculée selon les quatre modèles et la RU_{max} est aussi observée sur les moyennes mensuelles interannuelles entre 2015 et 2020 (Figure V.7 et Figure V.8). En considérant une RU_{max} de 10mm, les quatre modèles donnent des résultats assez similaires graphiquement, avec un écart maximal de 6mm entre les modèles de Thornthwaite et de Dingman & Hamon (mois de mars – Figure V.7). L'augmentation de la RU_{max} se traduit par des écarts bien plus importants, atteignant au plus 20mm pour une RU_{max} de 100mm (entre Thornthwaite et Dingman & Hamon pour le mois de mars – Figure V.8).

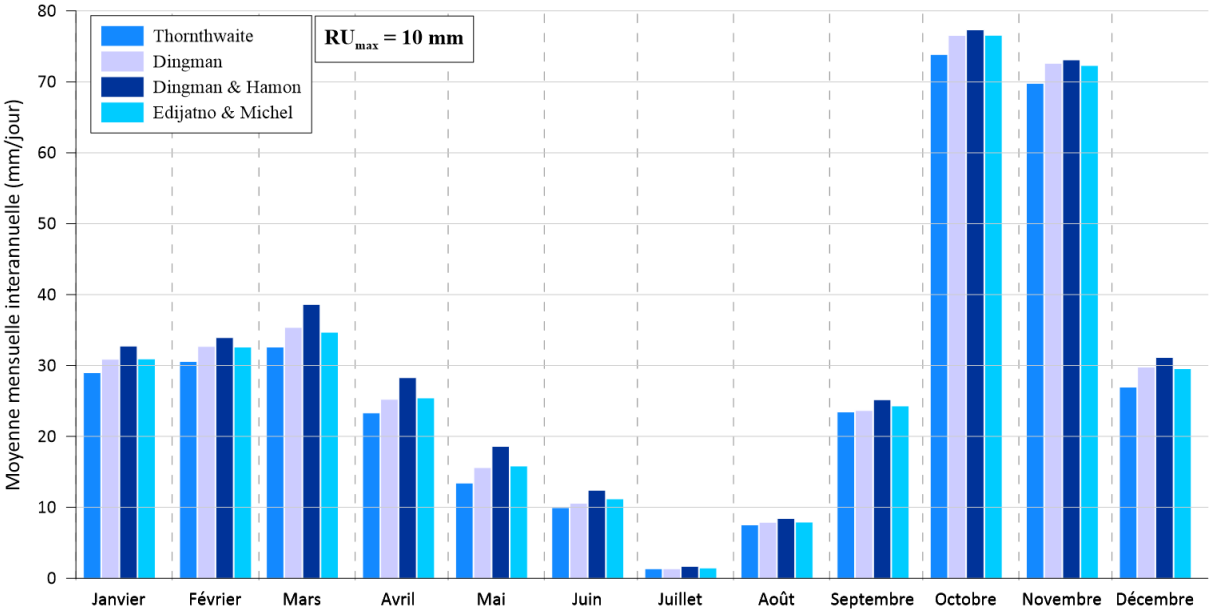


Figure V.7 : Moyennes mensuelles interannuelles entre 2015 et 2020 de la pluie efficace calculées sur la station du Castellet Aérodrome à partir des quatre modèles de bilan hydrologiques et pour une réserve utile maximale de 10 mm.

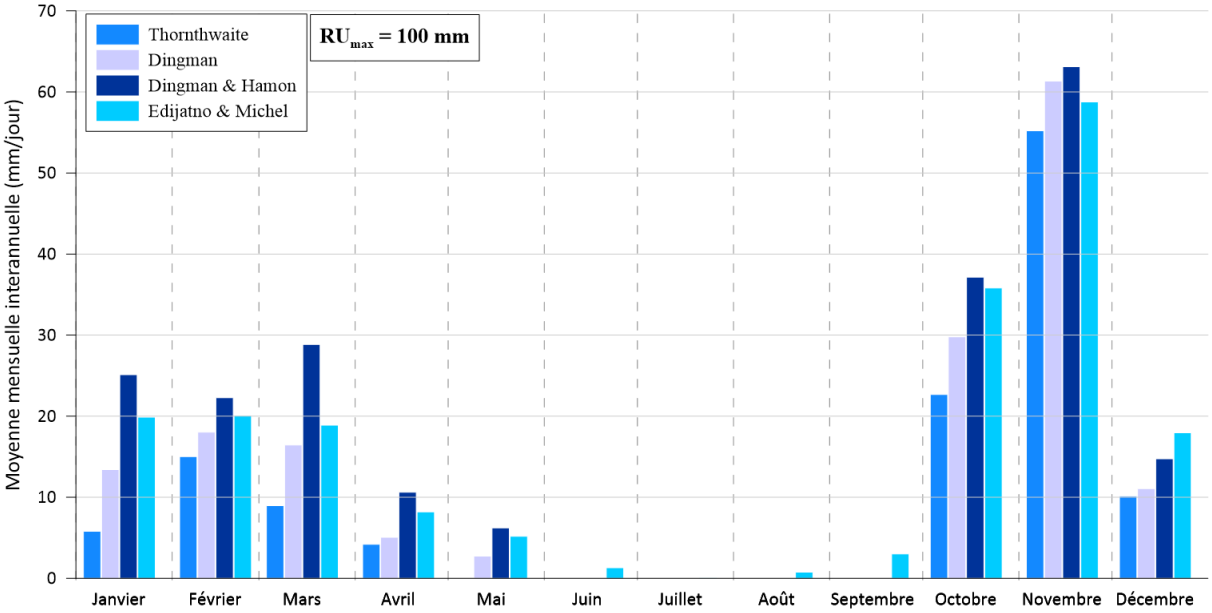


Figure V.8 : Moyennes mensuelles interannuelles entre 2015 et 2020 de la pluie efficace calculées sur la station du Castellet Aérodrome à partir des quatre modèles de bilan hydrologiques et pour une réserve utile maximale de 100 mm.

Des résultats similaires se constatent sur la moyenne des moyennes mensuelles interannuelles des quatre modèles de bilan depuis 2015 (Tableau V.3), avec des écart-types assez faibles lorsque les

pluies efficaces sont importantes. Au contraire, les mois secs (mai à septembre) présentent une incertitude plus élevée directement reliée aux faibles précipitations. Par exemple, en considérant les deux RU_{max} présentées, le coefficient de variation le plus élevé (l'écart-type divisé par la moyenne) se retrouve sur les mois d'été principalement, lorsque les moyennes de pluie efficace sont les plus basses, avec un coefficient de variation pouvant atteindre 200% de la valeur moyenne (mois de Juillet avec RU_{max} = 50mm ou mois de Juin avec RU_{max} = 100mm). Enfin, en considérant le modèle de Thornthwaite, la pluie efficace calculée à partir d'une RU_{max} de 10mm sur la période d'octobre à mars représente 77% de la pluie efficace annuelle, ce chiffre monte à 94% puis 97% pour les RU_{max} respectivement de 50 et 100mm.

Mois	**Pluie efficace RU_{max} = 10 mm**		**Pluie efficace RU_{max} = 50 mm**		**Pluie efficace RU_{max} = 100 mm**	
	Moyenne	*Écart-type*	*Moyenne*	*Écart-type*	*Moyenne*	*Écart-type*
Janvier	30.9	1.5	19.8	6.1	16.1	8.3
Février	32.5	1.4	22.3	3.8	18.9	3.1
Mars	35.3	2.5	20.7	8.1	18.3	8.2
Avril	25.6	2.0	8.4	3.0	7.0	2.9
Mai	15.9	2.1	5.6	3.4	3.5	2.8
Juin	11.0	1.1	0.9	1.2	0.3	0.7
Juillet	1.5	0.2	0.0	0.1	0.0	0.0
Août	7.9	0.4	0.5	1.0	0.2	0.4
Septembre	24.1	0.8	5.1	1.6	0.8	1.5
Octobre	76.1	1.5	52.5	4.9	31.4	6.6
Novembre	72.0	1.5	62.6	1.9	59.6	3.4
Décembre	29.4	1.7	16.5	4.7	13.5	3.6

Tableau V.3 : Moyenne mensuelle interannuelle de la pluie efficace calculée à partir de la moyenne des bilans hydrologiques, et en considérant trois valeurs de RU_{max}, sur la station du Castellet Aérodrome.

L'ensemble de la démarche met donc en évidence que :

- les incertitudes liées au calcul par les différents modèles augmentent fortement lorsque la RU_{max} augmente ;
- même s'il existe des incertitudes associées aux calculs de la pluie efficace selon les modèles sélectionnées, elles se concentrent sur des périodes marquées par des faibles valeurs de précipitations et de pluie efficace, et représentent donc de faibles cumuls d'eau.

Ainsi, on peut considérer que le calcul de la pluie efficace à l'aide d'un seul modèle n'introduit pas d'erreur de calcul. Parmi les quatre modèles intégrés dans l'outil ESPERE, le modèle de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948) est sélectionné puisqu'il repose sur l'ETP fournie par Météo-France, donnée disponible depuis plusieurs années sur les deux stations MF. Tout le travail réalisé sur la station du Castellet Aérodrome a été effectué également sur la station du Plan d'Aups, et mène aux mêmes conclusions sur l'effet des modèles et de la RU_{max}. Plus de détails sont fournis en Annexe 15.

V.3.4 Applicabilité des calculs de pluie efficace des stations MF pour le calcul de la pluie efficace aux stations de collecte de l'Université AMU

V.3.4.1 Établissement de la relation entre les stations MF et AMU

La pluie efficace a été calculée à partir des données journalières disponibles sur les stations Météo-France du Castellet Aérodrome et du Plan d'Aups. Il est donc possible de connaître le pourcentage que représente la pluie efficace par rapport aux précipitations brutes au pas de temps journalier ou mensuel. Cependant, les mesures en isotopes stables des précipitations ont été faites sur les stations installées par l'Université AMU à un pas de temps mensuel à l'aide d'un pluviomètre collecteur (ou pluviomètre totalisateur). Il faut donc s'assurer que les précipitations observées au niveau des stations Météo-France sont équivalentes à celle observées aux stations AMU du Castellet Le Cas depuis novembre 2018 et du Plan d'Aups Les Béguines depuis avril 2019. Le pas de temps de collecte des précipitations ne correspond pas strictement à des mois calendaires, et implique des périodes parfois plus longues qu'un mois, et différentes entre les deux stations AMU, les calculs ont donc été faits sur les périodes exactes propres à chaque station.

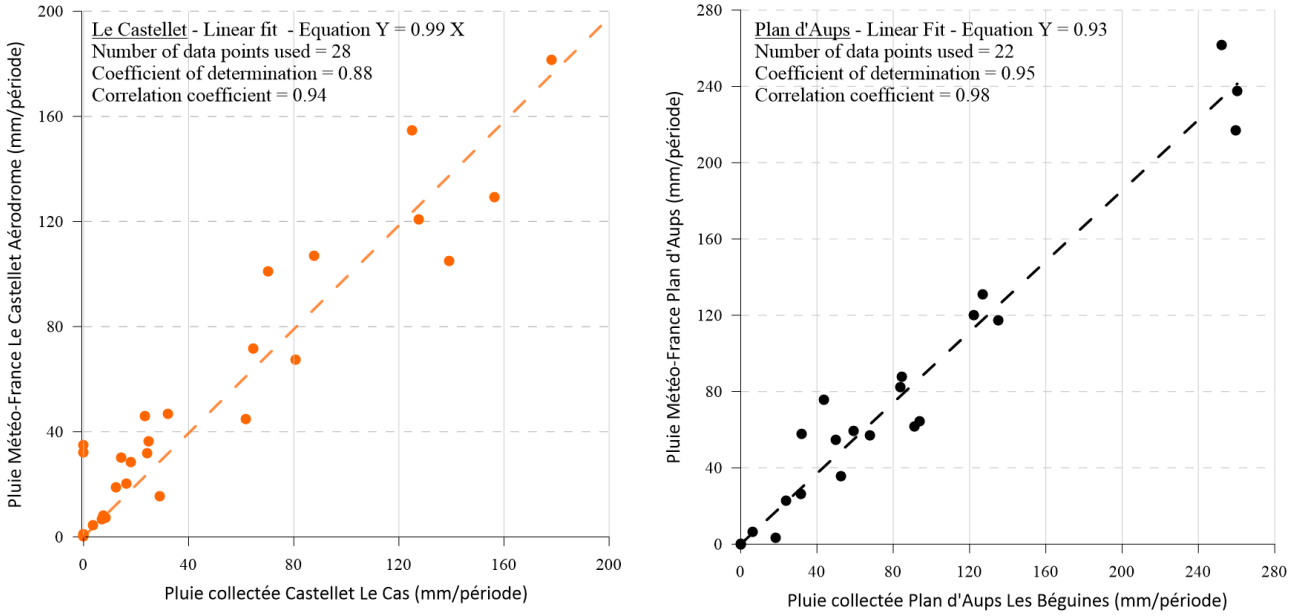


Figure V.9 : Relation linéaire proposée entre les précipitations mesurées aux stations météorologiques gérées par Météo-France (Axes Y – Le Castellet Aérodrome et Plan d'Aups) et les précipitations collectées par l'université au cours du travail de thèse (Axes X – Castellet Le Cas et Plan d'Aups Les Béguines).

En traçant la pluie mesurée au niveau des stations Météo-France en fonction des pluies collectées AMU (Figure V.9), il est possible de proposer des régressions linéaires acceptables avec un coefficient de corrélation de 0,94 pour le Castellet et de 0,98 pour le Plan d'Aups. Ainsi, cette comparaison indique de bonnes corrélations entre les stations météorologiques MF et AMU. Il sera donc proposé d'utiliser les données Météo-France journalières comme représentatives des stations AMU de collecte de l'eau de pluie pour l'analyse des isotopes, avec une correction linéaire pour tenir compte du cumul mensuel de pluie réellement collecté. Par ailleurs, la Figure V.9 montre deux événements qui ont été enregistrés au Castellet Aérodrome (MF) et qu'on ne retrouve pas au Castellet Le Cas AMU (février et août 2019 avec respectivement des cumuls de 34,9 et 32 mm), correspondant à des averses très localisées sur la région. Cette variabilité spatiale des précipitations ne pourra pas être prise en compte dans une corrélation linéaire entre les stations Météo-France et AMU.

À partir de ce constat, un calcul de coefficient de proportionnalité entre les stations MF et AMU est réalisé pour chaque période de collecte des précipitations (environ 1 mois) et pour des valeurs de réserves utiles comprises entre 1 et 100mm à un intervalle de 10mm. Les équations suivantes présentent la méthodologie appliquée ici, en posant initialement :

- *P_{MF_X} : précipitation journalière fournie par Météo-France sur la station X*
- *ETP_{MF_X} : évapotranspiration journalière fournie par Météo-France sur la station X (modèle de Penman-Monteith)*
- *PE_{MF_X} : pluie efficace journalière calculée à partir du modèle de Thornthwaite pour la station Météo-France X, pour une valeur de RU_{max} fixée*
- *i : périodes de collecte des précipitations et des isotopes stables de l'eau sur les stations AMU*
- *j : nombre de jours sur la période de collecte i*
- *$P_{MF_X,i}$: cumul des précipitations journalières fournie par Météo-France sur la station X et sur la période de collecte*
- *$PE_{MF_X,i}$: cumul de la pluie efficace journalière calculée sur la station Météo-France X et sur la période de collecte*
- *$\alpha_{i,X}$: coefficient de proportionnalité périodique entre la pluie efficace et le cumul de précipitations sur la station Météo-France X*
- *$P_{AMU_X,i}$: précipitations périodiques collectée sur la station AMU X (un bidon d'eau collecté par période i)*
- *$PE_{AMU_X,i}$: pluie efficace périodique (période i) sur la station AMU X, calculée à partir du coefficient de proportionnalité $\alpha_{i,X}$*

$$P_{MF_X,i} = \sum_1^j P_{MF_X}$$

$$PE_{MF_X,i} = \sum_1^j PE_{MF_X}$$

On en déduit le coefficient de proportionnalité α, variable selon la période de collecte (i), la station météorologique de Météo-France (X : Plan d'Aups ou Le Castellet) ainsi que la réserve utile maximale :

$$a_{i,X} = \frac{PE_{MF_X,i}}{P_{MF_X,i}}$$

Il suffit ensuite d'appliquer ce coefficient aux cumuls de précipitations collectées aux stations AMU pour en déduire les cumuls de pluie efficace :

$$PE_{AMU_X,i} = a_{i,X} * P_{AMU_X,i}$$

Les précipitations et les pluies efficaces des stations AMU sont représentées sur la Figure V.10 selon 6 valeurs de réserve utile maximale pour la station du Castellet Le Cas (A) et la station du Plan d'Aups Les Béguines (B). Cette figure met une nouvelle fois en évidence de façon graphique le rôle de la RU_{max} sur les résultats de calculs de pluie efficace. Que ce soit pour le Castellet ou le Plan d'Aups, la Figure V.10 montre que :

- l'effet de l'augmentation de la RU_{max} : lorsque la RUmax est à 100 mm, les pluies efficaces sont régulièrement nulles au cours des périodes peu pluvieuses (en particulier entre février et août 2019 et 2020)
- la période cumulée de septembre 2019 à décembre 2019 a généré un cumul de pluie efficace très fort quelle que soit la RU_{max} considérée ; c'est également une période cumulée prépondérante par rapport à l'ensemble de la série chronologique disponible (2018 ou 2019 à 2021).

Les résultats détaillés des pluies efficaces sur ces deux stations AMU sont présentés en Annexe 16 et Annexe 17.

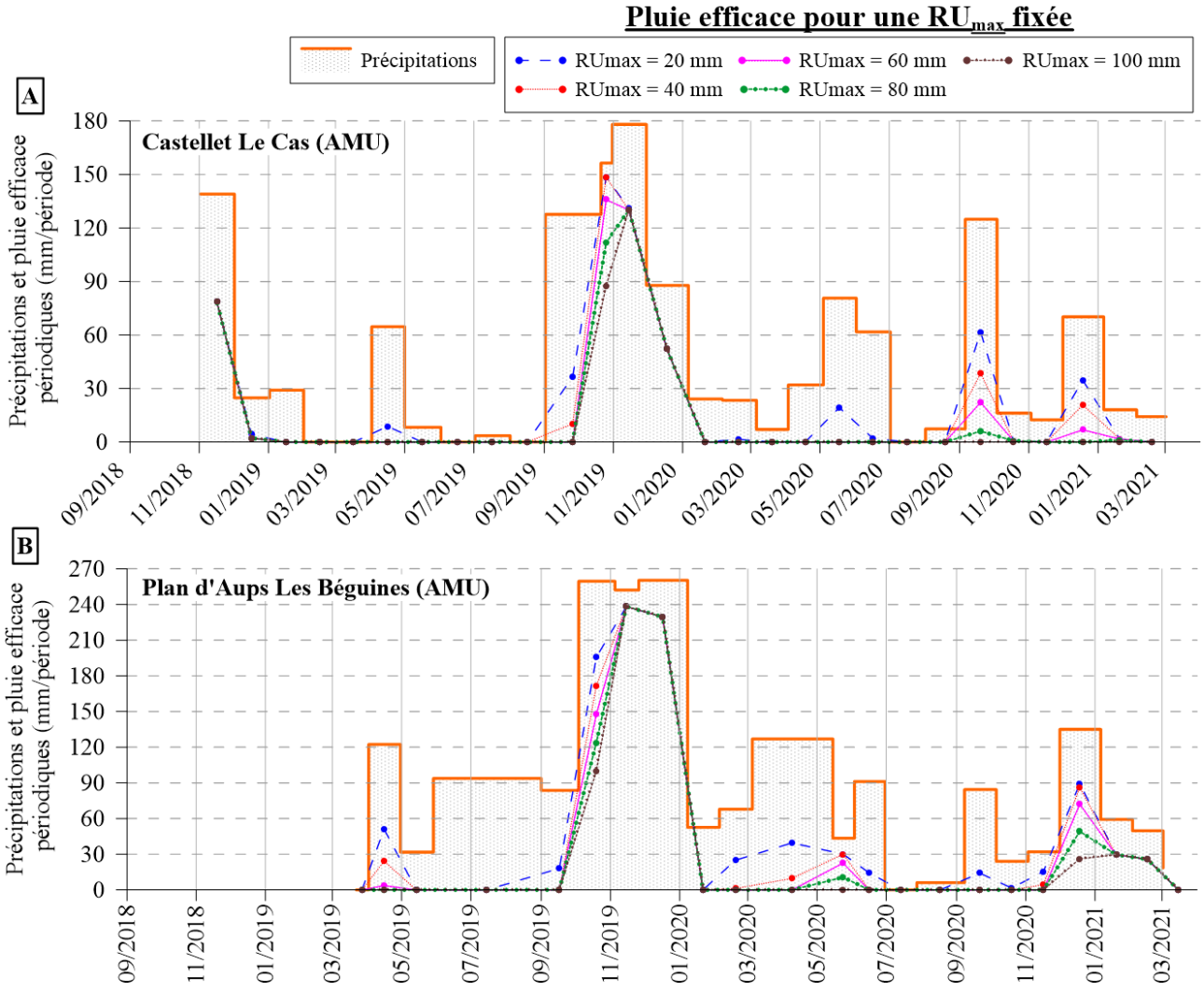


Figure V.10 : Précipitations et pluies efficaces périodiques sur les stations AMU du Castellet Le Cas (A) et du Plan d'Aups Les Béguines (B) selon 6 valeurs de RU_{max}.

V.3.4.2 Relation entre pluies efficaces périodiques et conditions hydrologiques

La Figure V.11 compare les périodes hydro-climatiques (Partie II.1.3.3) avec les périodes de collecte des précipitations des deux stations AMU (Figure V.11-D). Les conditions hydrologiques ont été présentées dans la partie II.1, avec l'identification des semestres hydrologiques, des périodes de hautes et basses eaux (HE-BE) et de périodes sèches et humides (PH-PS). Pour rappel, les semestres hydrologiques sont délimités en commençant l'année le 1er septembre de l'année n et se terminant le

31 août de l'année n+1. La délimitation des HE et BE se fait suivant le module de l'Huveaune de 0,98m^3/s calculé sur 25 ans à la station du Charrel à Aubagne. Les périodes humides et sèches (PH-PS) reposent sur le cumul de précipitations calculé sur les stations MF entre octobre et décembre de chaque année, et représentent 43% du cumul annuel (basé sur les moyennes mensuelles interannuelles).

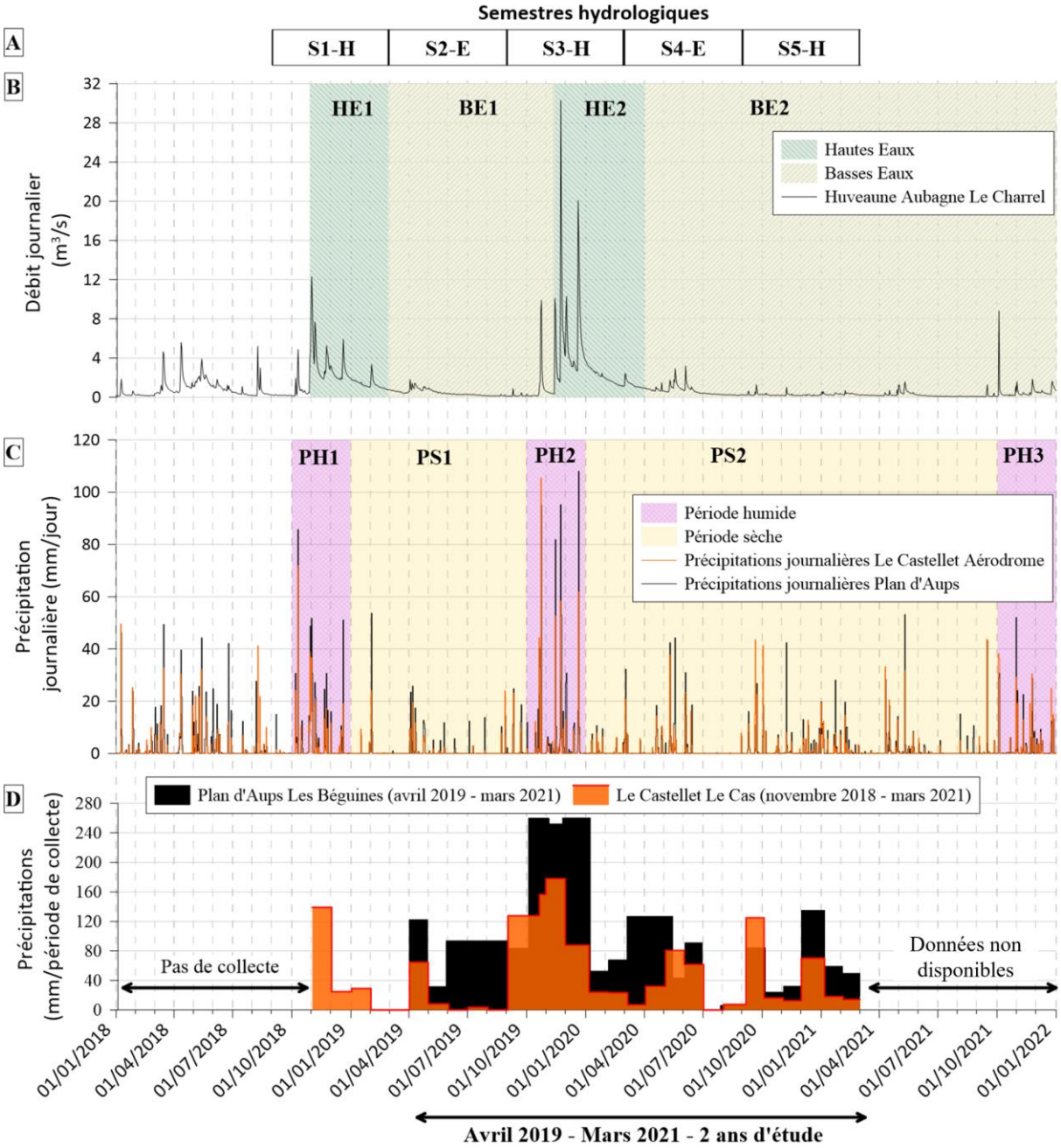


Figure V.11 : Périodes de pondérations basées sur des critères qualitatifs et quantitatifs. A – Semestres hydrologiques (S) sont centrée sur les étés (E) et les hivers (H). B – Le débit journalier de l'Huveaune à la station d'Aubagne le Charrel est tracé en trait bleu ; Les périodes de Hautes Eaux (HE) sont en bloc transparent vert et les périodes de Basses Eaux (BE) en bloc transparent beige C – Les précipitations journalières mesurées sur les stations MF sont tracées en trait orange et noir respectivement pour Le Castellet Aérodrome et le Plan d'Aups ; Les Périodes Humides (PH) correspondent au bloc transparent violet et les Périodes Sèches (PS) au bloc transparent jaune. D – Les précipitations périodiques sont représentées pour les deux stations météorologiques AMU (bâton noir pour le Plan d'Aups Les Béguines, bâton orange transparent pour Le Castellet Le Cas). La période de 2 ans (Avril 2019 – Mars 2021) est indiquée par la double-flèche noire.

Les cumuls de pluie efficace sont ajoutés à cette démarche pour délimiter les différentes périodes et compléter les calculs effectués sur les précipitations. Ainsi, les Tableau V.4 et Tableau V.5 présentent le calcul de pluie efficace (Peff) sur les périodes S3-H, HE2 et PH2 et le pourcentage de ces cumuls par rapport à la pluie efficace cumulée sur la période de collecte commune aux deux stations (avril 2019 – mars 2021). En s'intéressant aux résultats de la station du Castellet Le Cas, le Tableau V.4 montre que la pluie efficace cumulée sur les périodes S3-H, HE2 et PH2 représente 74% puis 85% du cumul de pluie efficace sur 2 ans, respectivement pour une RU_{max} de 20mm puis 40mm. Ces résultats montrent bien la prédominance des trois périodes S3-H, HE2 et PH2 en terme de cumul de pluie efficace sur 2 ans. De façon similaire, les cumuls de pluie efficace calculés sur la station du Plan d'Aups Les Béguines (Tableau V.5) atteignent 75% du cumul sur 2 ans pour une RU_{max} de 40mm. En parallèle, l'ensemble de ces calculs montrent que les cumuls coïncident bien entre les différentes périodes et par valeur de RU_{max}. L'association entre ces périodes et les pluies efficaces périodiques calculées auparavant appuie donc le choix des périodes décrites dans le contexte hydrologique de cette étude, et plus particulièrement sur la délimitation des PH-PS.

Castellet Le Cas							
	2 ans (avril 2019 – mars 2021)	**S3-H**		**HE2**		**PH2**	
RU_{max} (mm)	**Peff (mm)**	**Peff (mm)**	**%**	**Peff (mm)**	**%**	**Peff (mm)**	**%**
20	499	370	74%	370	74%	369	74%
40	403	341	85%	341	85%	341	85%
60	350	318	91%	318	91%	318	91%
80	302	294	97%	294	97%	294	97%
100	270	270	100%	270	100%	270	100%

Tableau V.4 : Station Le Castellet Le Cas - Pluie efficace par périodes d'intérêts hydrologiques de 2ans, S3-H, HE2 et PH2 pour les différentes valeurs de RU_{max}. Le pourcentage de pluie efficace pour les périodes S3-H, HE2 et PH2 sont calculés par rapport à la pluie efficace calculée sur 2 ans, pour les six valeurs de RU_{max}.

Plan d'Aups Les Béguines							
	2 ans (avril 2019 – mars 2021)	**S3-H**		**HE2**		**PH2**	
RU_{max} (mm)	**Peff (mm)**	**Peff (mm)**	**%**	**Peff (mm)**	**%**	**Peff (mm)**	**%**
20	1018	707	69%	746	73%	682	67%
40	851	641	75%	650	76%	640	75%
60	770	616	80%	616	80%	616	80%
80	707	592	84%	592	84%	592	84%
100	649	568	87%	568	87%	568	87%

Tableau V.5 : Station Plan d'Aups Les Béguines - Pluie efficace par périodes d'intérêts hydrologiques de 2ans, S3-H, HE2 et PH2 pour les différentes valeurs de RU_{max}. Le pourcentage de pluie efficace pour les périodes S3-H, HE2 et PH2 sont calculés par rapport à la pluie efficace calculée sur 2 ans, pour les six valeurs de RU_{max}.

Du fait de périodes de collecte différentes entre les deux stations et ne correspondant pas à des mois calendaires ni aux dates de limites des périodes de HE-BE et PH-PS, il est nécessaire de délimiter les périodes HE-BE et PH-PS en lien avec les périodes de collecte. Le Tableau V.6 présente de façon détaillée les différentes délimitations en maximisant les dates des périodes de collecte des isotopes sur les deux stations.

Période de collecte Le Castellet	Période de collecte Plan d'Aups	Semestres hydrologiques	Hautes – Basses Eaux	Période Humide - Sèche
02/11/18 - 01/12/18		S1-H	HE1	PH1
01/12/18 - 01/01/19		S1-H	HE1	PH1
01/01/19 - 01/02/19		S1-H	HE1	PS1
01/02/19 - 01/03/19		S1-H	HE1	PS1
01/03/19 - 01/04/19	22/03/19 - 01/04/19	S2-E	HE1	PS1
01/04/19 - 30/04/19	01/04/19 - 29/04/19	S2-E	BE1	PS1
30/04/19 - 01/06/19	29/04/19-28/05/19	S2-E	BE1	PS1
01/06/19 - 01/07/19	28/05/19-31/08/19	S2-E	BE1	PS1
01/07/19 - 01/08/19		S2-E	BE1	PS1
01/08/19 - 01/09/19		S2-E	BE1	PS1
01/09/19 - 21/10/19	31/08/19 - 03/10/19	S3-H	HE2	PH2
21/10/19 - 30/10/19	03/10/19 - 04/11/19	S3-H	HE2	PH2
30/10/19 - 29/11/19	04/11/19 - 25/11/19	S3-H	HE2	PH2
29/11/19 - 05/01/20	25/11/19- 07/01/20	S3-H	HE2	PH2
05/01/20 - 04/02/20	07/01/20-04/02/20	S3-H	HE2	PS2
04/02/20 - 05/03/20	04/02/20 - 04/03/20	S3-H	HE2	PS2
05/03/20 - 02/04/20	04/03/20-14/05/20	S4-E	HE2	PS2
02/04/20 - 03/05/20		S4-E	BE2	PS2
04/05/20 - 01/06/20	14/05/20 - 02/06/20	S4-E	BE2	PS2
01/06/20 - 01/07/20	02/06/20 - 29/06/20	S4-E	BE2	PS2
01/07/20 - 01/08/20	29/06/20 - 27/07/20	S4-E	BE2	PS2
01/08/20 - 05/09/20	27/07/20 - 07/09/20	S4-E	BE2	PS2
05/09/20 - 03/10/20	07/09/20 - 05/10/20	S5-H	BE2	PS2
03/10/20 - 02/11/20	05/10/20 - 02/11/20	S5-H	BE2	PS2
02/11/20 - 30/11/20	02/11/20 - 30/11/20	S5-H	BE2	PS2
30/11/20 - 05/01/ 21	30/11/20 - 05/01/21	S5-H	BE2	PS2
05/01/201 - 03/02/21	05/01/21 - 02/02/21	S5-H	BE2	PS2
03/02/21 - 02/03/21	02/02/21 - 01/03/21	S5-H	BE2	PS2
03/03/21 – 31/03/21	01/03/21 - 29/03/21		BE2	PS2
S : Semestre, HE : hautes-eaux, BE: basses-eaux, PH : période humide, PS : période sèche				

Tableau V.6 : Période de pondération de la signature isotopique des précipitations basé sur des critères qualitatifs, quantitatifs et croisé avec les périodes de collecte sur les deux stations météorologiques AMU

V.4 CARACTÉRISATION DE LA SIGNATURE ISOTOPIQUE DES PRÉCIPITATIONS

V.4.1 Description des données périodiques

Les prélèvements périodiques des précipitations sur les stations AMU du Castellet Le Cas et du Plan d'Aups Les Béguines ont permis de mesurer le signal isotopique des pluies à un pas de temps régulier (Tableau V.1 et Tableau V.2). La Figure V.12 représente l'ensemble des données mensuelles pour les deux stations de collecte selon un graphique δ^2H en fonction de $\delta^{18}O$, ainsi que trois droites météoriques servant de référence (GMWL, Droite météorique de la Méditerranée Occidentale et Droite météorique de la Méditerranée Orientale). Pour commencer, les signatures isotopiques par période de collecte présentent une grande variabilité au cours du temps avec des valeurs allant de +0,57‰ à -10,45‰ en $\delta^{18}O$ respectivement en juillet 2019 et décembre 2020 pour la station du Castellet, et de -3,75‰ à -11,64‰ respectivement entre juin et juillet 2019 et décembre 2020 pour la station du Plan d'Aups. Qualitativement, la signature isotopique des précipitations présente des comportements assez similaires entre les deux stations avec des valeurs plus faibles en $\delta^{18}O$ et δ^2H en hiver et inversement en été. L'effet de saisonnalité est discuté dans la Partie V.4.3. En considérant la période commune de mesure des isotopes sur les deux stations (avril 2019 – mars 2021), la valeur moyenne pondérée du signal en isotopes stables de l'eau de la pluie pour chaque station :

- station AMU Castellet Le Cas : $\delta^{18}O$ = 5,97‰ (±0,40‰), δ^2H = -36,18‰ (±2,31‰)

- station AMU Plan d'Aups les Béguines : $\delta^{18}O$ = -6,99‰ (±0,38‰), δ^2H = -42,00‰ (±2,23‰)

Le calcul de la signature isotopique pondérée par les précipitations Δ sur une période est donné par l'équation (1) :

$$\Delta = \frac{\sum_{n=1}^{N}[\delta X_N \times p_N]}{\sum(p_N)} \quad (1)$$

n – périodes de collecte des précipitations
N – longueur de la période de collecte
X_n – ratio isotopique $\delta^{18}O$ ou δ^2H des périodes de collecte n des précipitations sur les stations AMU
p_n – le cumul de précipitations par période de collecte n

Le calcul de la borne minimum σ_{min} pour le $\delta^{18}O$ associé au calcul de la signature isotopique pondérée par les précipitations est donné par l'équation (2) :

$$\sigma_{min} = \sum_{n=1}^{N} \frac{\left[(\delta 18O_n \times p_n)(1 - \frac{\frac{u_{\delta 2H_n}}{\delta 2H_n}}{p_n} + \frac{u_{\delta 18O_n}}{\delta 18O_n}\right]}{\left[p_n \times (1 + \frac{u_{\delta 2H_n}}{\delta 2H_n})\right]} \quad (2)$$

$u_{\delta 18On}$ et $u_{\delta 2Hn}$ – incertitude analytique associée au prélèvement du mois n pour les deux rapports isotopiques, données dans les Tableau V.1 et Tableau V.2.

Le calcul de la borne maximum σ_{max} pour le $\delta^{18}O$ associé au calcul de la signature isotopique pondérée par les précipitations est donné par l'équation (3) :

$$\sigma_{max} = \sum_{n=1}^{N} \frac{\left[(\delta 18O_n \times p_n)(1+\frac{\frac{u_{\delta 2H_n}}{\delta 2H_n}}{p_n}+\frac{u_{\delta 18O_n}}{\delta 18O_n}\right]}{\left[p_n \times (1-\frac{u_{\delta 2H_n}}{\delta 2H_n})\right]} \quad (3)$$

Les formules sont similaires pour les bornes minimales et maximales du δ^2H, en intervertissant les deux isotopes stables de l'eau.

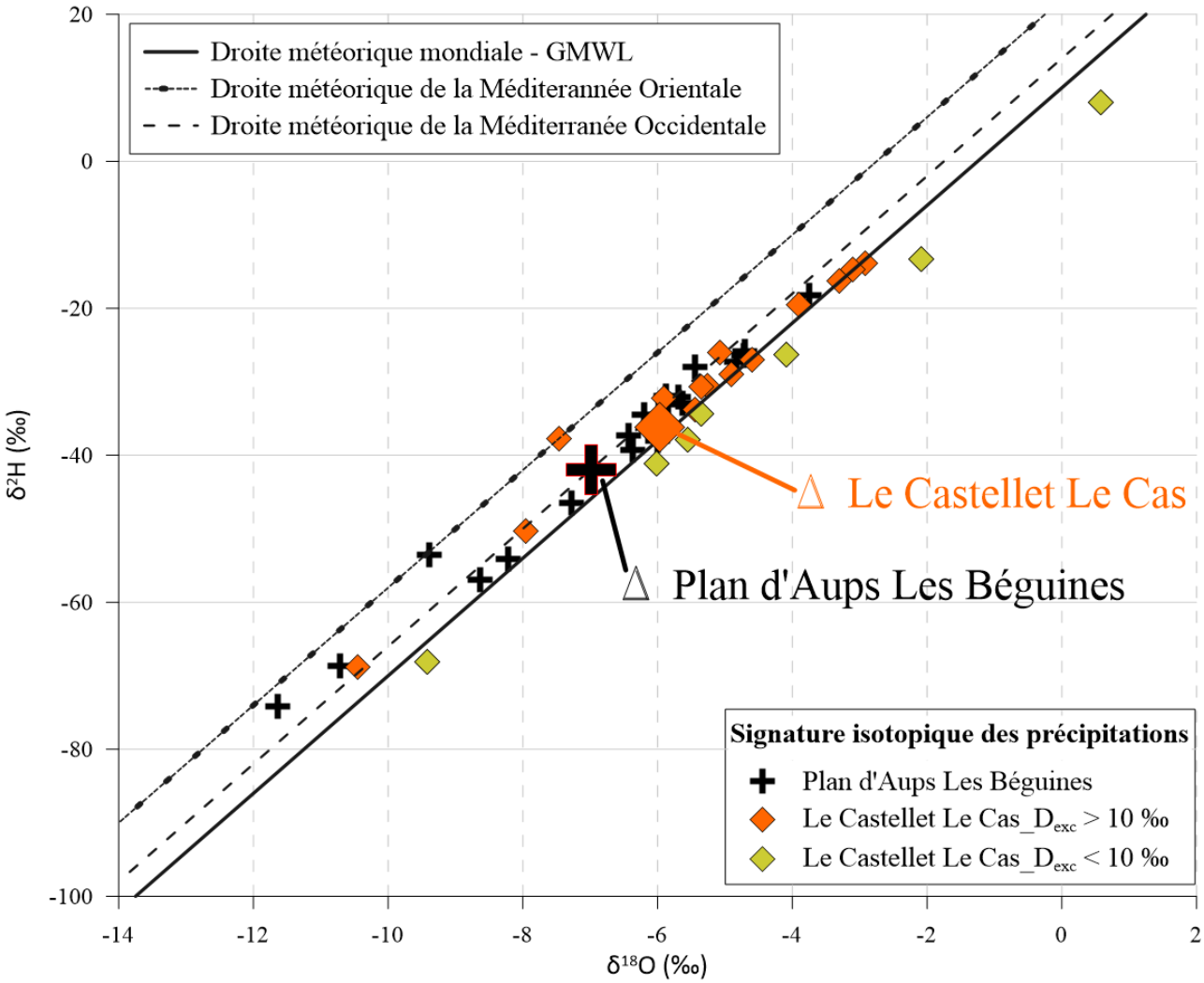


Figure V.12 : Signatures isotopiques des précipitations mesurées au niveau des stations AMU du Castellet Le Cas et du Plan d'Aups Les Béguines. Les losanges orange correspondent à la station du Castellet pour les points présentant un d_{exc} supérieur à 10‰ , les losanges jaunes présentent des d_{exc} inférieurs à 10‰. Les croix noires indiquent l'ensemble des prélèvements faits sur la station du Plan d'Aups Les Béguines(tous les points ont un d_{exc} > 10‰). Les deux points labélisés correspondent aux moyennes pondérées par les précipitations sur la période d'avril 2019 à mars 2021.

Il faut aussi remarquer sept valeurs présentant des d_{exc} inférieurs à 10‰ uniquement observées sur la station du Castellet Le Cas (en losange jaune – Figure V.12). Parmi ces sept échantillons, les deux présentant des d_{exc} très faibles correspondent aux périodes estivales caractérisées par de très faibles cumuls de pluie du 30/04/2019 au 01/06/2019 (d_{exc} = 3,29‰ ; 8mm) et du 01/07/2019 au 01/08/2019 (d_{exc} = 3,37‰ ; 4mm). Ces deux points se distinguent clairement avec un enrichissement net en oxygène-18 et deutérium (δ^{18}O ≥ -2‰ – Figure V.12).

V.4.2 Définition des droites météoriques locales

La définition des droites météoriques locales est un outil fournissant une référence locale ou régionale qu'il est ensuite possible de comparer aux signatures isotopiques des précipitations et des eaux souterraines.

V.4.2.1.1 Méthode de régression

Plusieurs méthodes sont utilisées pour proposer des droites de régression sur les mesures en isotopes stables de l'eau, et en déduire des droites météoriques locales. Des régressions linéaires classiques (« Least square regression») sont habituellement utilisées (Celle-Jeanton, 2000; Craig, 1961; IAEA, 2005) mais considèrent seulement la somme des carrés des écarts de la variable y (δ^2H) et ne prennent pas en compte le cumul de précipitation. Ladouche et al. (Ladouche et al., 2009) se basent sur la méthode de « reduced major axis regression » minimisant la somme des carrés des écarts des variables $\delta^{18}O$ et δ^2H dans la définition d'une régression linéaire (Payne, 1992) pour en tirer une droite météorique locale sur des aquifères carbonatés du sud de la France (situés dans l'Hérault et le Gard). Plus récemment Hughes et Crawford (Hughes et Crawford, 2012) développent une équation intégrant une pondération du signal isotopique par les précipitations pour tracer une droite météorique locale à partir de la régression linéaire (« Precipitation amount weighted least square regression »), et permettant ainsi d'attribuer moins de poids aux faibles précipitations souvent marquées par des enrichissements en isotopes stables et des d_{exc} plus faibles. Cette dernière méthode est bien adaptée au contexte climatique local caractérisé par des précipitations faibles à nulles en période estivale. Cette troisième méthode est relativement équivalente à une sélection manuelle des précipitations basée sur un critère qualitatif des périodes sèches et humides ou un critère quantitatif en ne considérant pas les valeurs présentant des d_{exc} inférieurs à 10‰. Les équations associées à chaque méthode sont présentées ci-dessous. Toutes les équations reposent sur la forme Y = aX+b avec Y : δ^2H ; X : $\delta^{18}O$; a : pente de la droite ; b : ordonnée à l'origine (ou excès en deutérium). On pose N le nombre d'échantillon pour le calcul de la droite.

Least square regression : (Payne, 1992)

$$a = \frac{CSCP}{CSSX} \pm \sqrt{\frac{s_{xy}^2}{CSSX}}$$

$$b = \bar{Y} - a \times \bar{X} \pm \sqrt{\frac{s_{xy}^2 \times \sum x^2}{N * CSSX}}$$

Avec :

$$CSSX = \sum (X - \bar{X})^2$$ *(Somme des carrés des écarts)*

$$CSSY = \sum (Y - \bar{Y})^2$$ *(Somme des carrés des écarts)*

$$CSCP = \sum (XY - \overline{XY}^2) = \sum XY - \sum X \sum \frac{Y}{N}$$

$$s_{xy}^{2} = \frac{\sum_{i=1}^{N}(Y-\bar{Y})^2}{N-2}$$

<u>*Reduced major axis regression:*</u> (Payne, 1992)

$$a = \sqrt{\frac{CSCP}{CSSX}} = \frac{s_x}{s_y} \pm b\sqrt{\frac{1-r^2}{N}}$$

$$b = \bar{Y} - a \times \bar{X} \pm s_y\sqrt{\frac{1-r^2}{N} \times \frac{1+\bar{X}^2}{s_x^2}}$$

Avec :

$$s_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(X-\bar{X})^2}{N-1}}$$ *(Écart-type standard)*

$$s_y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(Y-\bar{Y})^2}{N-1}}$$ *(Écart-type standard)*

$$r = \frac{\sum[(X-\bar{X})^2 \times (Y-\bar{Y})^2]}{\sqrt{\sum(X-\bar{X})^2 \times \sum(Y-\bar{Y})^2}}$$ *(Coefficient de corrélation)*

<u>*Precipitation amount weighted least square regression:*</u> (Hughes et Crawford, 2012)

$$a = \frac{\sum_{i=1}^{N} p_i x_i y_i - \frac{\sum_{i=1}^{N} p_i x_i \sum_{i=1}^{N} p_i y_i}{\sum p_i}}{\sum_{i=1}^{N} p_i x_i^2 - \frac{\left(\sum_{i=1}^{n} p_i x_i\right)^2}{\sum p_i}} \pm \frac{s_{y,x(w)}}{\sqrt{[\frac{N}{\sum p_i}(\sum p_i x_i^2 - \frac{\left(\sum_{i=1}^{N} p_i x_i\right)^2}{\sum p_i})]}}$$

$$b = \frac{\sum_{i=1}^{N} p_i y_i - a\sum_{i=1}^{N} p_i x_i}{\sum p_i} \pm s_{y,x(w)} \times [\sqrt{\frac{\sum p_i x_i^2}{N\,(\sum p_i x_i^2 - \frac{\left(\sum_{i=1}^{N} p_i x_i\right)^2}{\sum p_i})}}]$$

Avec:

$$p_i = \textit{cumul de précipitations chaque période } i$$

$$x_i = \delta^{18}O \textit{ des précipitations}$$

$$y_i = \delta^{2}H \textit{ des précipitations}$$

$$s_{y,x(w)} = \sqrt{\left[\frac{N}{N-2} \times \frac{\sum p_i y_i^2 - b\sum p_i y_i - a\sum p_i x_i y_i}{\sum p_i}\right]}$$

V.4.2.1.2 Résultats

Des critères qualitatifs sur la signature isotopique sont aussi intégrés dans les calculs de droite météorique considérant un d_{exc} supérieur à 10‰ pour évaluer l'influence des précipitations potentiellement marquées par de l'évaporation partielle en période sèche. De plus, deux périodes de définition de droite météorique sont possibles sur la station du Castellet Le Cas, avec une première de 2 ans entre avril 2019 et mars 2021, période commune avec la station du Plan d'Aups Les Béguines, et une période intégrant toutes les données depuis novembre 2018. Pour la station du Plan d'Aups Les Béguines, le d_{exc} est compris entre 9,98 et 21,51‰ ce qui implique que toutes les données vont être considérées dans la définition de la droite météorique locale du Plan d'Aups, aucune valeur n'est influencée par une évaporation partielle ayant lieu au moment des précipitations. Il faut tout de même remarquer trois valeurs particulièrement fortes, dépassant un d_{exc} de 17‰. Les trois types de régression sont appliqués aux données, neuf équations de droite météorique locale sont donc proposées pour la station du Castellet Le Cas, et seulement trois pour la station du Plan d'Aups les Béguines correspondant à la période de 2 ans d'avril 2019 à mars 2021 (Tableau V.7). Pour la station du Castellet Le Cas, en considérant un d_{exc} strictement inférieur à 10‰ sur les signatures isotopiques mesurées au Castellet Le Cas, plusieurs valeurs seraient exclues de la droite météorique locale malgré des excès en deutérium assez proches de 10‰ et en période de hautes eaux. Pour éviter ce biais, un tri manuel est effectué en examinant l'excès en deutérium ainsi que la période de mesure. Cela permet de conserver 15 échantillons sur les 22 initiaux avec des d_{exc} compris entre 9,43 et 21,98‰. Les incertitudes des droites météoriques sont aussi indiquées pour chaque droite et méthode.

Scénario de calcul des droites météoriques locales			
Site de collecte	**Équations**	**Type de régression**	**Critères de calcul des droites météoriques locales**
Le Castellet Le Cas	δ2H = 7.02 (± 0.14) * δ18O + 7.01 (± 0.81)	Least square	dexc >10‰ (n=15)
	δ2H = 7.14 (± 0.34) * δ18O + 7.66 (± 1.87)	Reduced major axis	dexc >10‰ (n=15)
	δ2H = 7.40 (± 0.28) * δ18O + 9.04 (± 1.70)	Precipitation weighted least square	dexc >10‰ (n=15)
	δ2H = 7.07 (± 0.08) * δ18O + 5.54 (± 0.48)	Least square	Toutes les données: Nov. 2018 - Mars 2021 (n=22)
	δ2H = 7.22 (± 0.31) * δ18O + 6.32 (± 1.65)	Reduced major axis	Toutes les données: Nov. 2018 - Mars 2021 (n=22)
	δ2H = 7.35 (± 0.31) * δ18O + 8.03 (± 1.87)	Precipitation weighted least square	Toutes les données: Nov. 2018 - Mars 2021 (n=22)
	δ2H = 7.06 (± 0.10) * δ18O + 5.32 (± 0.48)	Least square	Avril 2019 - Mars 2021 (n=19)
	δ2H = 7.20 (± 0.32) * δ18O + 6.05 (± 1.72)	Reduced major axis	Avril 2019 - Mars 2021 (n=19)
	δ2H = 7.26 (± 0.30) * δ18O + 7.15 (± 1.86)	Precipitation weighted least square	Avril 2019 - Mars 2021 (n=19)
Plan d'Aups Les Béguines	δ2H = 7.09 (± 0.11) * δ18O + 7.58 (± 0.74)	Least square	Avril 2019 - Mars 2021 (n=19)
	δ2H = 7.17 (± 0.25) * δ18O + 8.12 (± 1.66)	Reduced major axis	Avril 2019 - Mars 2021 (n=19)
	δ2H = 7.18 (± 0.18) * δ18O + 8.24 (± 1.31)	Precipitation weighted least square	Avril 2019 - Mars 2021 (n=19)

Tableau V.7 : Équations des droites météoriques locales calculées à partir de trois critères de calcul et à l'aide de trois méthodes de régression. Les équations en gras seront utilisées en tant que droites météoriques locales.

En considérant les incertitudes, pour la station du Castellet Le Cas, les neuf équations sont fortement dissociées en fonction du critère de sélection de données et de la méthode de régression, en particulier au niveau du d_{exc} qui va de 5,32 (régression linéaire sur la période de données commune aux deux stations) à 9,04 (régression linéaire pondérée par les précipitations présentant un d_{exc} > 10‰). La valeur minimale de d_{exc} est à associer à des phénomènes d'évaporation et s'observe classiquement en climat aride à semi-aride. Les pentes des droites varient de façon moins marquée en fonction des types de régression utilisées, en allant de 7,02 à 7,40. Les trois équations calculées pour la station du Plan d'Aups ne présentent pas de différence importante en termes de pente, et sont finalement assez proches des valeurs obtenues pour la station du Castellet. Aucune des pentes ne se rapproche de la valeur théorique de 8, correspondant à un phénomène de condensation à l'équilibre lors des précipitations et permettant de suivre la droite météorique mondiale (Figure V.12). Il faut aussi remarquer les ordonnées à l'origine qui présentent toutes des valeurs inférieures à 10‰, ce qui indiquerait des phénomènes d'évaporation partielle des gouttes d'eau du fait d'une faible humidité relative de l'air au moment des précipitations. Enfin, il est nécessaire de remarquer les incertitudes particulièrement élevées sur les ordonnées à l'origine, allant jusqu'à presque 2‰ pour la troisième méthode de régression.

Ces calculs de droite météorique impliquent l'intégration de plusieurs paramètres dans ces calculs : i) le choix de la méthode de régression n'est pas anodin puisque chaque régression cherche à minimiser différents paramètres, reposant sur l'axe X ou Y ou encore en intégrant les précipitations ; ii) la période de définition de la droite météorique joue un rôle particulièrement notable sur l'ordonnée à l'origine (d_{exc}) et conduit à une troisième remarque ; iii) les droites météoriques proposées ici reposent finalement sur un jeu de données assez court (de 15 à 22 échantillons). Il est donc important de critiquer ces calculs de droite météorique puisque les régressions sont très probablement « tirées » par des valeurs extrêmes, notamment celles du Plan d'Aups Les Béguines présentant des d_{exc} importants (avec des signatures isotopiques appauvries, inférieures à -9‰ en $\delta^{18}O$).

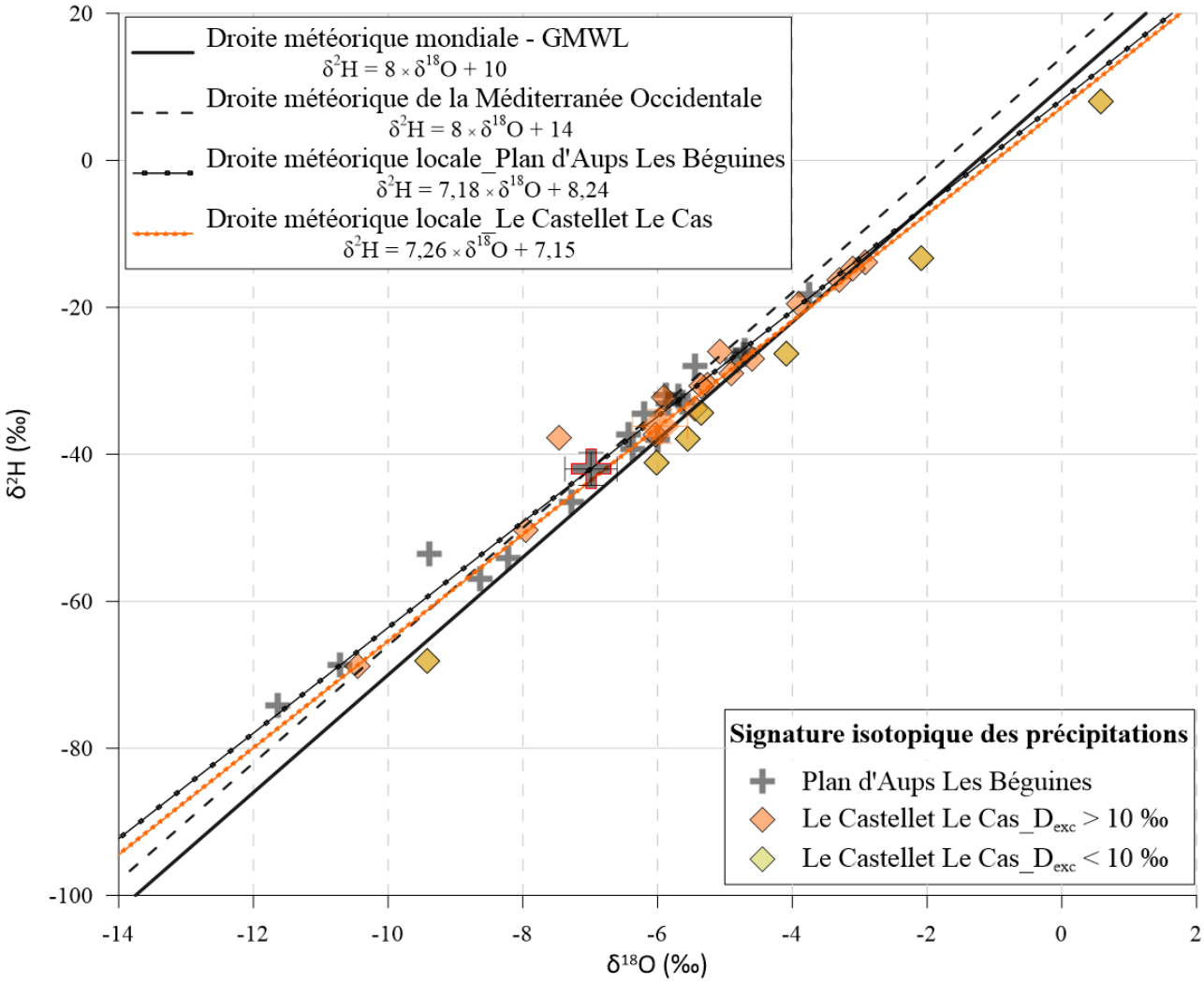


Figure V.13 : Signatures isotopiques des précipitations mensuelles mesurées sur les stations du Castellet Le Cas (en losange orange) et du Plan d'Aups Les Béguines (en croix grise). Les droites météoriques mondiales (en trait plein noir) et de la Méditerranée Occidentale (en trait pointillé noir) sont aussi placées. Deux droites météoriques locales sont proposées, calées avec la méthode de Hughes and Crawford, 2012 (« weighted precipitations ») sur les données de avril 2019 à mars 2021 (Le Castellet Le Cas en trait à point orange et Plan d'Aups Les Béguines en trait à rond noir).

Malgré ces incertitudes, il est intéressant de proposer une droite météorique représentative pour chaque station, droite qui servira de référence locale dans la suite du travail. Pour ce cas d'étude le régime de précipitations, fortement marqué par des effets de saisonnalité (Figure V.10), nous conduit à sélectionner la régression pondérée par les précipitations pour identifier une signature isotopique représentative du fonctionnement hydrogéologique local. Pour être cohérent, la période commune aux deux stations est aussi sélectionnée et permet de tracer ces deux droites avec les références mondiales et les données mensuelles (Figure V.13).

D'autres droites météoriques locales et régionales ont été proposées par différents auteurs depuis les années 2000, avec des pentes de droites comprises entre 7.4 et 8 (Tableau V.8). Les résultats obtenus dans cette étude sont cohérents avec ce qui a été réalisé dans d'autres contextes d'études dans le sud-est de la France.

Nom	Équation	Références
GMWL	$\delta^2H = 8{,}0 \times \delta^{18}O + 10$	Craig – 1961
Droite météorique de la Méditerranée Occidentale	$\delta^2H = 8{,}0 \times \delta^{18}O + 14$	Celle-Jeanton – 2000
Droite locale Avignon	$\delta^2H = 7{,}6\ (\pm 0.1) \times \delta^{18}O + 6{,}4\ (\pm 0.5)$	Celle-Jeanton – 2000
Droite locale Hérault	$\delta^2H = 8{,}0\ (\pm 0.2) \times \delta^{18}O + 13{,}5\ (\pm 1.2)$	Ladouche – 2009
Droite locale Gard	$\delta^2H = 7{,}4 \times \delta^{18}O + 7{,}3$	Ladouche – 2009
Droite locale Le Castellet Le Cas	$\delta^2H = 7{,}26\ (\pm 0{,}30) \times \delta^{18}O + 7{,}15\ (\pm 1{,}86)$	Cette étude
Droite locale Plan d'Aups	$\delta^2H = 7{,}18\ (\pm 0{,}18) \times \delta^{18}O + 8{,}24\ (\pm 1{,}31)$	Cette étude

Tableau V.8 : Équations de droites météoriques mondiale, régionales et locales

Cependant, les deux équations sélectionnées posent question au regard des valeurs de pentes et d'ordonnées à l'origine définies par les droites mondiale (GMWL) et Méditerranéenne Occidentale. En effet, la position géographique et les conditions météorologiques du massif de la Sainte-Baume devraient se traduire par une équation « intermédiaire » entre les deux droites citées, comme celle proposée par Ladouche et al. (Ladouche et al., 2009) dans le département de l'Hérault, avec un excès en deutérium compris entre +10 et +22‰, et se rapprochant de +14‰.

La définition de ces deux droites locales présente l'intérêt de fournir une référence locale de la signature isotopique des précipitations, et de pouvoir la comparer simplement avec les droites mondiales mais aussi de pouvoir intégrer les signatures des eaux souterraines et d'en tirer des informations sur des processus hydrogéologiques impactant ces eaux souterraines. Cependant, ces droites proposent une vision assez générale et ne met pas en évidence les variations intra et inter-annuelles. Enfin, la nuance apportée sur le calcul de la droite et en particulier le faible nombre d'échantillon implique de continuer le suivi mensuel des précipitations sur ces deux stations pour créer une base de données suffisante pour atténuer les effets des valeurs présentant des excès en deutérium.

V.4.3 Évaluation de l'effet de saisonnalité

Les variations isotopiques des précipitations sont directement liées à la température ce qui implique naturellement des valeurs plus enrichies en été et, par opposition, plus appauvries en hiver. Cet effet de saisonnalité a notamment été observé et répertorié par de nombreux auteurs, dans des contextes climatiques différents (Celle-Jeanton, 2000; Clark et Fritz, 1997; Dansgaard, 1964; Ladouche et al., 2009; Lambs et al., 2013; Prada et al., 2016; Siegenthaler et Oeschger, 1980; UNESCO - IAEA, 2001b). Le suivi de la signature isotopique des précipitations sur deux années consécutives met en évidence ce phénomène sur la station du Castellet. Les valeurs les plus appauvries en $\delta^{18}O$ et en δ^2H s'observent en hiver (décembre 2020 et janvier 2021) et les valeurs les plus enrichies en été (juillet 2019) (Figure V.14 - A-1, A-2 et A-3). Des effets de masse semblent se dessiner sur des périodes humides, avec un appauvrissement net en $\delta^{18}O$ de -2 ‰ et en δ^2H de -18‰ entre deux périodes pluvieuses successives de fin octobre et novembre 2019 (21/10/2019-30/10/2019 et 01/11/2019-29/11/2019). Cet effet saisonnier est moins visible au niveau de la station du Plan d'Aups avec une variabilité très atténuée de janvier à novembre 2020, qui ne s'observe pas sur la station du Castellet. Une variation très forte du signal isotopique au niveau de la période très humide s'étendant du 03/10/2019 au 07/01/2020 (de -5,88 à -10,71‰ puis remontant à -5,62‰) confirme la variabilité temporelle du signal isotopique des précipitations (Figure V.14 – B-1 et B-2). Les valeurs les plus

appauvries sur cette station correspondent à des excès en deutérium important (04/11/2019-25/11/2019, 30/11/2020-05/01/2021, 01/03/2021-29/03/2021 avec respectivement des d_{exc} de +17,17, +18,96 et +21,51‰ – Figure V.14 – B-1). L'utilisation de l'excès en deutérium soutient l'hypothèse de masse d'air venant de la Mer Méditerranée sur les trois épisodes marqués par un faible $\delta^{18}O$, puisque ces masses d'air sont caractérisées par des excès en deutérium supérieur à +10‰ et pouvant atteindre +22‰ pour la droite météorique de la Méditerranée Orientale (Figure V.12).

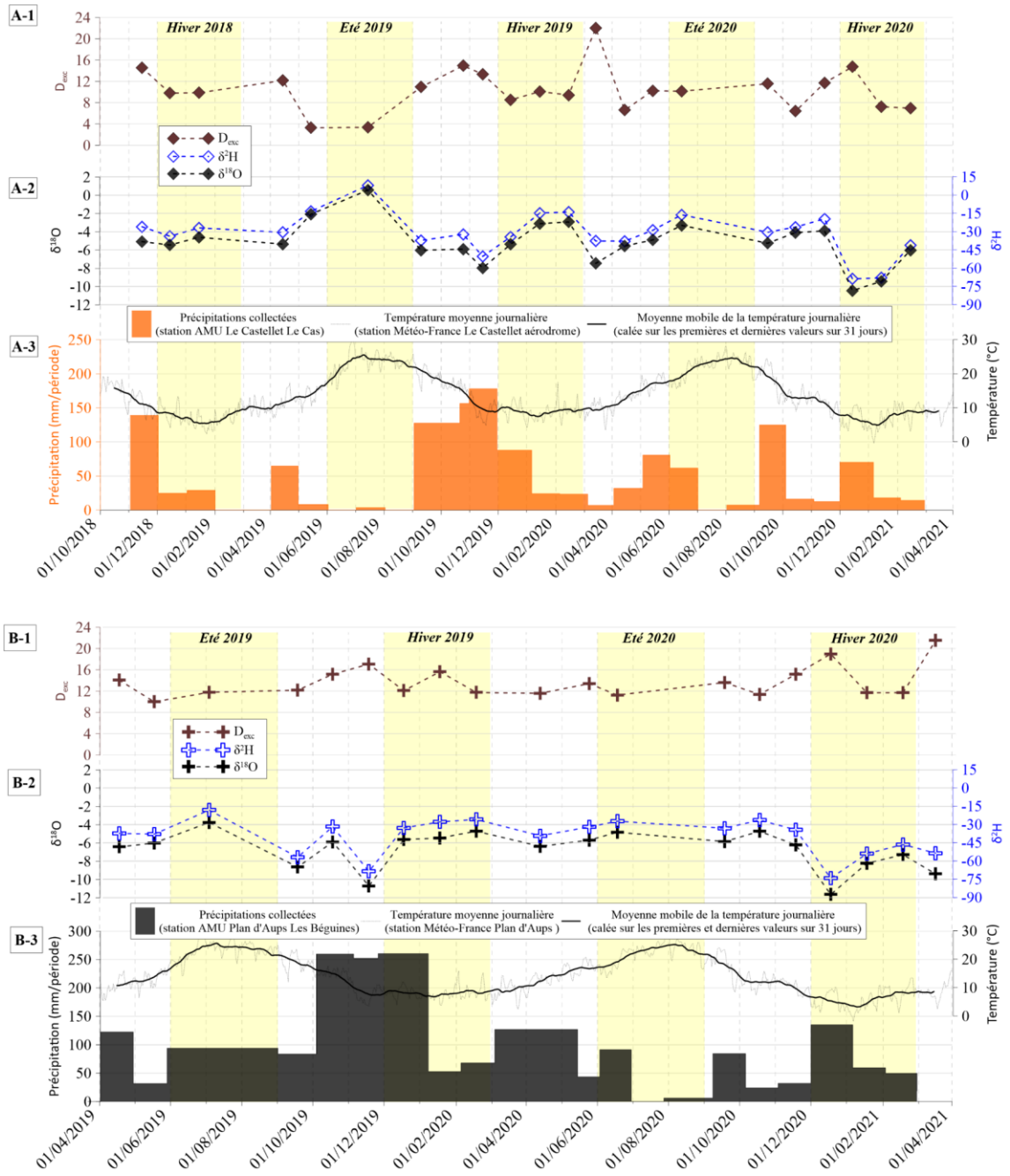


Figure V.14: Station du Castellet Le Cas : A-1- Excès en deutérium (en losange marron) ; A-2- Signature isotopique $\delta^{18}O$ (en losange noir) et $\delta^{2}H$ (en losange bleu), A-3 Précipitations périodiques collectées à la station du Castellet Le Cas (histogramme orange). Station du Plan d'Aups Les Béguines : B-1- Excès en deutérium (en croix marron), B-2- Signature isotopique δ18O (en croix noire) et δ2H (en croix bleue) ; B-3- Précipitations périodiques collectées à la station du Plan d'Aups Les Béguines (en histogramme gris). Les traits gris clair et noir (en A-3 et B-3) représentent la température journalière et la moyenne mobile de la température journalière sur 31 jours et calée sur la première et dernière valeur pour chaque station météorologique.

L'évaluation de cet effet saisonnier sur une période de seulement 2,5 ans est tout de même restreint par la durée de cette période, caractérisée par des conditions hydrologiques très variables d'une année à l'autre avec des cumuls de précipitations variant de plus d'un facteur 2 pour la station du Plan d'Aups. Il est donc nécessaire de continuer le suivi pluviométrique et isotopique sur ces deux stations à long terme pour identifier les variations saisonnières, notamment par l'utilisation de moyenne mensuelle interannuelle.

V.4.4 Calcul de la signature isotopique pondérée selon les conditions hydrologiques

La partie V.3.4.2 a montré que plusieurs périodes prédominaient par rapport aux cumuls de pluie efficace depuis 2018 (S3-H, HE2 et PH2). À partir des périodes de pondération définies (Tableau V.6), la signature isotopique des précipitations pondérées par le cumul des précipitations pour chaque période de pondération est calculée selon l'équation (1)(Figure V.15). Le premier résultat important est la relative stabilité de l'ensemble des signatures isotopiques pondérées par les précipitations par les différentes périodes par rapport aux valeurs périodiques. En effet, pour la station du Castellet Le Cas, tous les $\delta^{18}O$ moyens sont compris entre -6,88 et -4,39‰ contre un intervalle allant de -10,45 à +0,57‰ pour les données mensuelles. L'utilisation de ces signatures pondérées entraînent donc une réduction très importante de la variabilité du signal d'entrée de l'eau dans l'hydrosystème.

En s'intéressant uniquement au $\delta^{18}O$ ($\delta^{2}H$ présentant des tendances similaires), les signatures isotopiques moyennes calculées sur les deux premières longues périodes (nov.2018-mars 2021 et avril 2019-mars 2021) sont similaires sur la station du Castellet Le Cas, respectivement de -5,83 et -5,97‰. Une différence d'environ 1‰ s'observe entre les stations du Castellet et du Plan d'Aups sur la période de 2 ans, liée à l'effet altitudinal marqué entre ces deux stations avec une différence de 579m d'altitude. En ce qui concerne les semestres hydrologiques, un appauvrissement de la signature moyenne des précipitations se remarque entre périodes estivales (S2-E et S4-E) et hivernales (S3-H et S5-H). Cela appuie l'existence d'effet de saisonnalité avec des périodes froides présentant des signatures isotopiques plus appauvries. Pour les périodes PH-PS et HE-BE, un appauvrissement de la signature isotopique pondérée sur la période PH2 et HE2 concorde bien avec les résultats observés sur les semestres hydrologiques, en lien avec l'effet saisonnier. En revanche, les signatures moyennes sur les périodes PS2 et BE2 présentent un signal particulier, avec un enrichissement du signal isotopique pour PS2 pour les deux stations et pour BE2 pour le Castellet Le Cas, mais un appauvrissement pour BE2 pour le Plan d'Aups Les Béguines. La délimitation de la série par les périodes PS2 et BE2 efface l'effet saisonnier puisqu'elles intègrent l'hiver 2020-2021 marqué par un signal très appauvri (équivalent à S5 – le plus appauvri de la série de données). Enfin, en comparant les résultats des différentes périodes entre elles, il apparait clairement une relation entre plusieurs signatures isotopiques avec S3-H≈PH2≈HE2 avec respectivement un $\delta^{18}O$ de -6,23, -6,51 et -6,25‰ pour la station du Castellet Le Cas. Les mêmes observations peuvent être faites avec les périodes S1-H≈PH1≈BE1, S2-E≈PS1≈HE1, S4-E+S5-H≈PS2≈BE2.

Ainsi, la comparaison des différentes périodes de pondération se traduit naturellement par des signaux pondérés proches puisque les périodes se regroupent relativement bien entre elles, notamment les PH-PS et HE-BE (Tableau V.6) . Dans ce cas d'étude, l'utilisation des semestres hydrologiques appuie l'effet saisonnier avec un signal enrichi en été (S2 et S4) et appauvri en hiver (S3 et S5). Cet effet saisonnier est aussi visible entre PS1 et PH2 et entre BE1 et HE2.

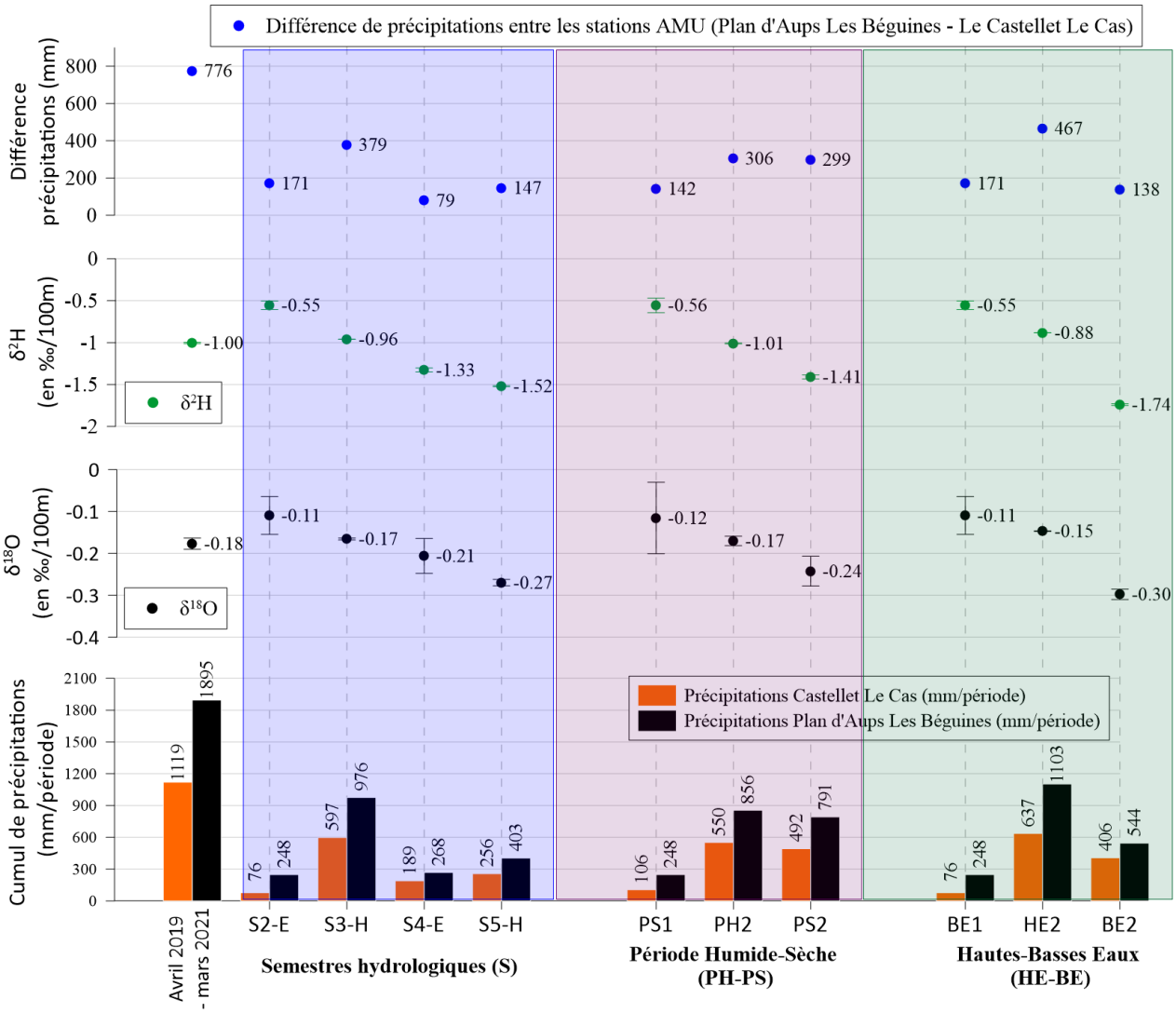


Figure V.15 : Signatures isotopiques pondérées par les précipitations suivant 4 critères de période de pondération (longue période de nov. 2018 à mars 2021 et avril 2019 à mars 2021, semestres hydrologiques, périodes humides et sèches, hautes-eaux et basses-eaux). Les cumuls de précipitations pour chaque période sont indiqués en bâton orange et noir (respectivement pour le Castellet Le Cas et le Plan d'Aups Les Béguines). Les signatures isotopiques du Plan d'Aups sont placées en croix de couleur noir et bleu pour le $\delta^{18}O$ et le $\delta^{2}H$ respectivement. Les signatures isotopiques du Castellet sont placées en losange de couleur orange et rose pour le $\delta^{18}O$ et le $\delta^{2}H$ respectivement. Les labels indiquent la valeur de chacune des variables.

V.4.5 Calcul du gradient altitudinal

Le calcul du gradient altitudinal est réalisé à partir du cumul des précipitations et de leurs signatures isotopiques sur les deux stations de collecte des précipitations. Une période de calcul de gradient altitudinal moyen est proposée ici avec la période commune aux deux stations s'étendant du 01/04/2019 à 30/03/2021. Il est calculé à partir de la signature isotopique mensuelle moyenne pondérée par les précipitations sur cette période (partie V.4.1) et rappelé dans le Tableau V.9.

	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	Cumul pluie P (mm)	Altitude A (mNGF)
Le Castellet Le Cas	-5.97 ±0,40	-36.18 ±2,31	1119	103
Plan d'Aups Les Béguines	-6.99 ±0,382	-42.00 ±2,23	1895	682

Tableau V.9: Signature isotopique pondérée par les précipitations sur la période s'étendant du 01/04/2019 au 01/03/2021 pour les deux stations météorologiques.

Le calcul du gradient altitudinal se fait selon l'équation (3) :

$$grad = \left(\frac{\delta X_{Plan\ d'Aups} - \delta X_{Le\ Castellet}}{A_{Plan\ d'Aups} - A_{Le\ Castellet}}\right) * 100 \qquad ()3$$

Avec :

δX : signatures isotopiques pondérées en $\delta^{18}O$ ou $\delta^{2}H$ pour les stations de mesures

A : altitude des stations de mesures

L'incertitude de ce gradient est calculée selon l'équation (4) :

$$Inc(grad) = \frac{Inc(\delta X_{Plan\ d'Aups}) - Inc(\delta X_{Le\ Castellet})}{Inc(\delta X_{Plan\ d'Aups}) + Inc(\delta X_{Le\ Castellet}} \quad (4)$$

Ainsi, le gradient altitudinal en $\delta^{18}O$ est de -0,18‰ / 100m (±0,03‰/100m). Ce résultat fait partie des valeurs basses des gradients altitudinaux relevés en Europe du Sud avec des valeurs comprises entre -0,14 et -0,33‰ / 100m (Tableau V.10). Le calcul du gradient à partir du $\delta^{2}H$ est du -1,00‰ / 100m (±0,02‰/100m).

Site	Gradient ($\delta^{18}O$‰ / 100m)	Références
Bouches-du-Rhône	-0,33	Chalumeau – 2000
Mont Ventoux (Vaucluse)	-0,14 à -0,25	Lastennet – 1994
Mont Ventoux (Vaucluse)	-0,28	Celle et al – 2000
Valréas (Vaucluse)	-0,3	Huneau – 2000
Vaucluse	-0,16 à -0,23	Blavoux & Mudry – 1990
Jura français	-0,18 à -0,20	Blavoux & Mudry – 1990
Jura suisse	-0,19 à -0,20	Pearson et al – 1991
Alpes suisse – Savoie	-0,33	Blavoux et al – 1978
Alpes du Sud	-0,23	Maréchal & Etcheverry – 2003
Alpes du Nord	-0,29	Lemeille et al – 1983
Piémont italien	-0,31	Bortolami – 1979
Vallée d'Aoste (Italie)	-0,18 ±0,02	Novel et al – 1999
Cordillère Bétique (Espagne)	-0,28	Cruz-San Julian et al – 1990
Pyrénées Orientales	-0,29	Eberentz – 1975
Pyrénées Centrales	-0,16 à 0,18	Puyoo – 1976
Hérault	-0,27	Ladouche et al – 2009
Sainte Baume	-0,18 ± 0,08	Cette étude

Tableau V.10 : Gradients de $\delta^{18}O$ (en ‰ / 100m) calculés dans des contextes méditerranéens et alpins.

Une remarque doit être ajoutée sur cette valeur de gradient altitudinal moyen puisque, suivant les périodes et les évènements, ce gradient sera variable au cours du temps. Il est intéressant d'évaluer cette variabilité à l'échelle de la période d'étude, à partir des signatures isotopiques pondérées calculées dans la partie V.4.4 par période d'intérêt (semestre, HE-BE, PH-PS) à partir de l'équation (3). La Figure V.16 présente ces résultats. Concernant les semestres hydrologiques, le gradient en $\delta^{18}O$ et en $\delta^{2}H$ augmente au cours du temps, allant de -0,11 à -0,27‰ pour 100m pour le $\delta^{18}O$, sans qu'une relation soit établie entre cette diminution et les cumuls de précipitations. Le même type

d'évolution s'observe sur les périodes PH-PS et HE-BE. Cependant, théoriquement, le gradient altitudinal est censé être corrélé aux cumuls de précipitations (Gonfiantini et al., 2001), ce qui n'est donc pas observé sur ce cas d'étude.

Le gradient altitudinal calculé pour les périodes S3-H, PH2 et HE2 est similaire à celui calculé sur la période d'avril 2019 à mars 2021 (respectivement de 0;17, 0,17, 0,15 et 0,18 pour 100m). Cela s'explique en rapprochant ces résultats aux calculs de pluie efficace à partir des modèles de RU_{max} (Figure V.10). En effet, la période s'étendant d'octobre à décembre 2019 (PH2) représente la majorité de la pluie efficace depuis novembre 2018, avec respectivement 85% et 75% de la pluie efficace calculée sur 2 ans pour les stations du Castellet Le Cas et du Plan d'Aups Les Béguines et pour une RU_{max} de 40mm (Tableau V.4 et Tableau V.5). Ces pourcentages sont similaires pour les périodes S3-H et HE2. Cela souligne bien l'importance des cumuls de pluie efficace sur ces trois périodes humides pour chercher à définir le signal d'entrée de l'eau dans l'hydrosystème.

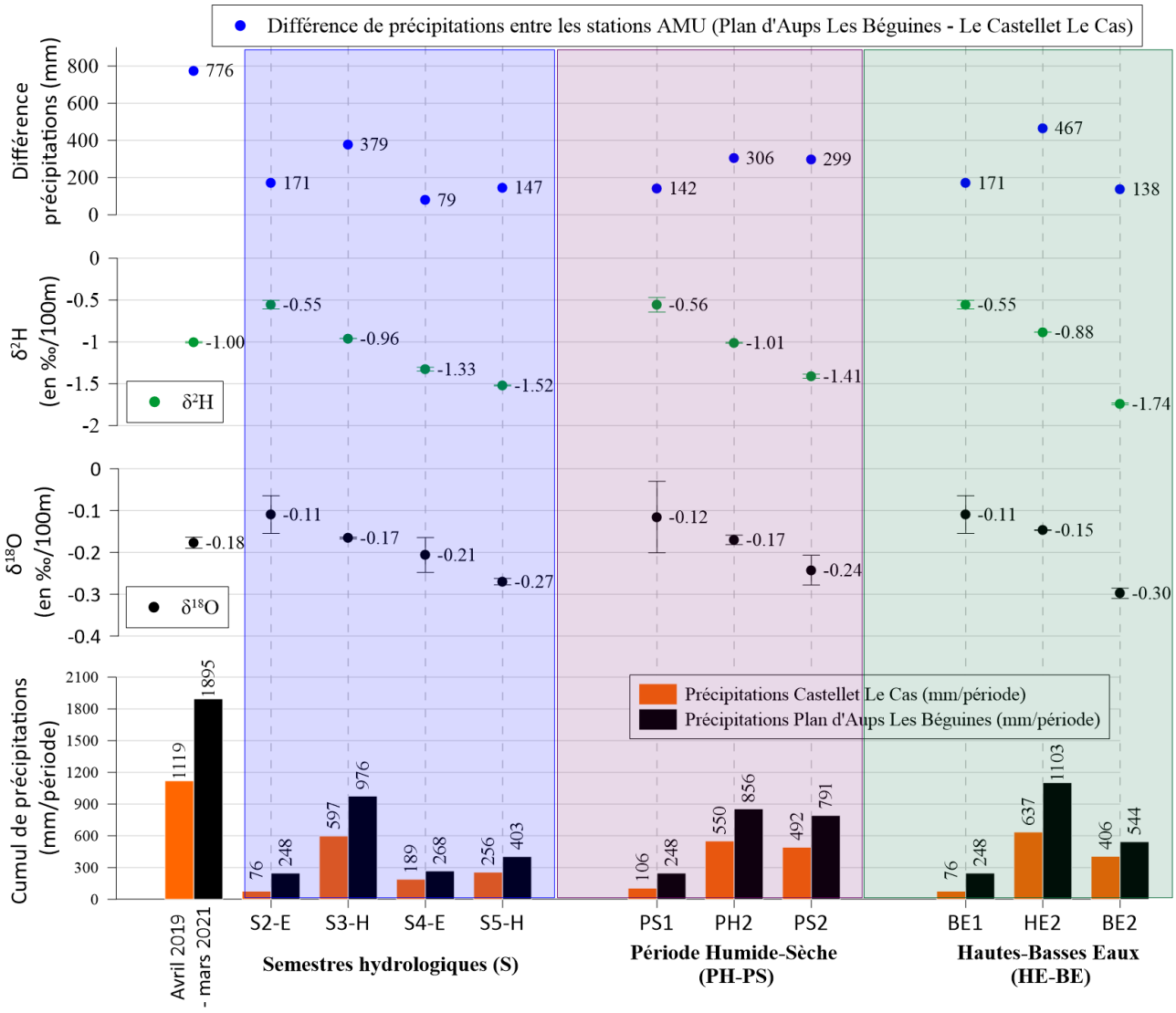


Figure V.16 : Gradients altitudinaux calculés entre les stations du Castellet Le Cas et du Plan d'Aups Les Béguines pour toutes les périodes de pondération pour lesquelles des données sont disponibles sur les deux stations (Tableau V.6). Les gradients sont calculés pour le $\delta^{18}O$ (en point noir) et le $\delta^{2}H$ (en point vert). La différence de cumul de précipitation entre les deux stations est présentée en point bleu.

V.5 QUALIFICATION DE LA SIGNATURE ISOTOPIQUE DE LA PLUIE EFFICACE ET IMPLICATION POUR LA DÉFINITION DES ZONES D'ALIMENTATION DES EAUX SOUTERRAINES

La partie V.4 a qualifié la signature isotopique des précipitations sur les échantillons prélevés depuis novembre 2018 et a permis de comparer les deux stations pour en tirer un gradient altitudinal représentatif des périodes de recharge des aquifères entre novembre 2018 et mars 2021. Cette signature isotopique va être comparée aux valeurs d'eaux souterraines pour contraindre les zones d'alimentation des eaux souterraines par l'utilisation des isotopes stables de l'eau en tant que traceurs conservatifs. Cependant, la partie V.3 a mis en évidence la nette différence entre précipitation brute et pluie efficace et donc que les précipitations brutes ne représentent pas le volume total d'eau qui alimente ou recharge les eaux souterraines. Il est donc proposé d'étudier l'impact de la pluie efficace sur le signal isotopique moyen qui recharge l'aquifère. Les différentes périodes de pondération présentées auparavant (Tableau V.6) sont utilisées pour obtenir une valeur de signal moyen en isotopes stables de l'eau. L'approche développée dans cette partie repose donc sur le calcul de la signature isotopique de la pluie efficace, combiné aux ratios isotopiques mesurées sur les eaux souterraines ponctuellement, pour contraindre les zones d'alimentation des eaux souterraines (Figure V.17).

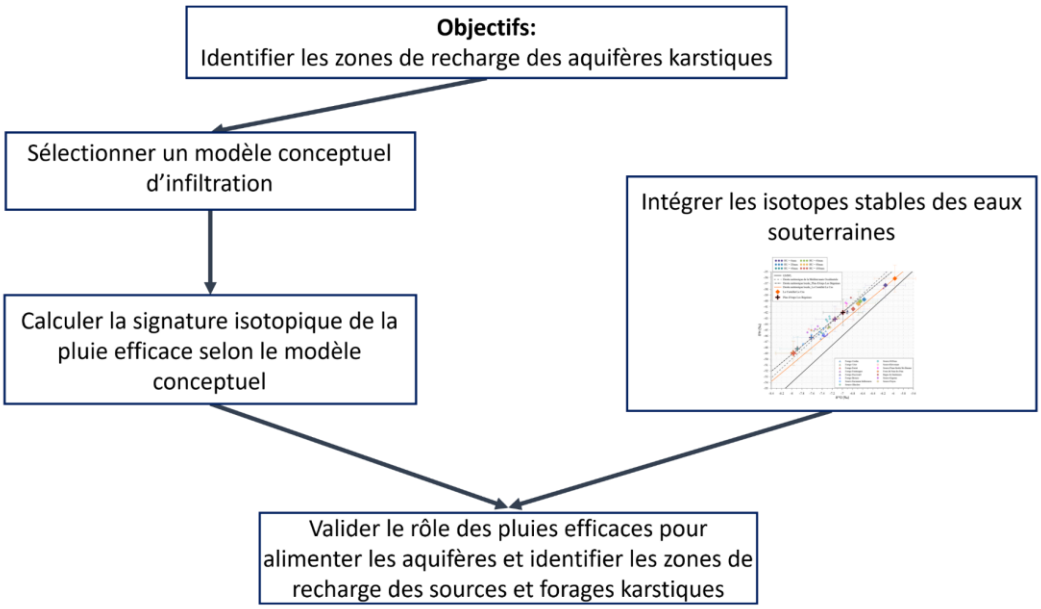


Figure V.17 : Approche méthodologique développée dans le but de contraindre le signal d'entrée de l'eau et d'identifier les altitudes des zones d'alimentation des eaux souterraines

Cette partie fait l'objet d'un résumé étendu et d'une présentation orale lors de la conférence Eurokarst 2022 (http://www.eurokarst.org/). Le résumé étendu sera prochainement publié dans le livre "EuroKarst 2022, Málaga: Advances in the Hydrogeology of Karst and Carbonate réservoirs ». Un article est aussi en préparation pour compléter ce travail.

V.5.1 Schéma conceptuel et hypothèses de modèle d'infiltration

Il est nécessaire de revenir sur le schéma conceptuel d'infiltration pour calculer le signal isotopique de la pluie efficace, par bilan isotopique, reposant sur plusieurs hypothèses sous-jacentes. L'état de l'art sur la caractérisation de la recharge (Partie I.2.2) a rappelé que le réservoir sol/épikarst en

domaine carbonaté karstique implique potentiellement une part d'écoulement préférentiel (par les vides karstiques) qui se traduit par une signature isotopique variable selon celle des précipitations et une part d'écoulement diffus ou lent avec une homogénéisation de la signature isotopique des précipitations au sein de ce réservoir. Dans ce cas d'étude, le pas de temps mensuel de collecte des précipitations et de suivi des eaux souterraines ne permet pas travailler à l'échelle d'un ou de plusieurs évènements journaliers. C'est donc une approche globale qui est développée ici. De plus, la majorité des points d'eau souterraine présente des signatures isotopiques peu variable au cours du temps, sur le suivi effectué en 2,5 ans (Partie IV et Figure V.1).

L'eau contenue dans le sol peut parfois subir des processus d'évaporation entraînant un fractionnement de la signature isotopique de l'eau retenue dans le sol qui va ensuite alimenter les eaux souterraines. Dans ce cas d'étude, aucun fractionnement isotopique par évaporation n'est mis en évidence sur les eaux souterraines prises en compte dans cette approche, et n'est donc pas intégrée dans le calcul de la signature isotopique pondérée de la pluie efficace. Par ailleurs, l'évapotranspiration n'induit pas de fractionnement des isotopes stables de l'eau.

La Figure V.18 présente donc le modèle d'infiltration et de bilan isotopique permettant le calcul de signature isotopique de la pluie efficace au cours du temps. La pluie efficace journalière est calculée selon le modèle de bilan hydrique de Thornthwaite (Thornthwaite 1948). Ce bilan est basé sur la pluie journalière, l'évapotranspiration potentielle (ETP) et cinq valeurs de RU_{max}. La somme des précipitations efficaces journalières permet le calcul des précipitations efficaces mensuelles. En parallèle, les précipitations mensuelles sont collectées selon la procédure proposée par Gröning et al. (2012) pour éviter l'évaporation de l'eau de pluie sur les deux sites d'échantillonnage du Castellet le Cas et du Plan d'Aups les Béguines. Un modèle de bilan isotopique est ensuite utilisé pour calculer la composition isotopique de l'eau pondérée par le cumul de pluie efficace calculé sur une période de 2 ans (d'avril 2019 à mars 2021) et sur 5 semestres hydrologiques (de septembre à août). La méthode de calcul donne une valeur moyenne.

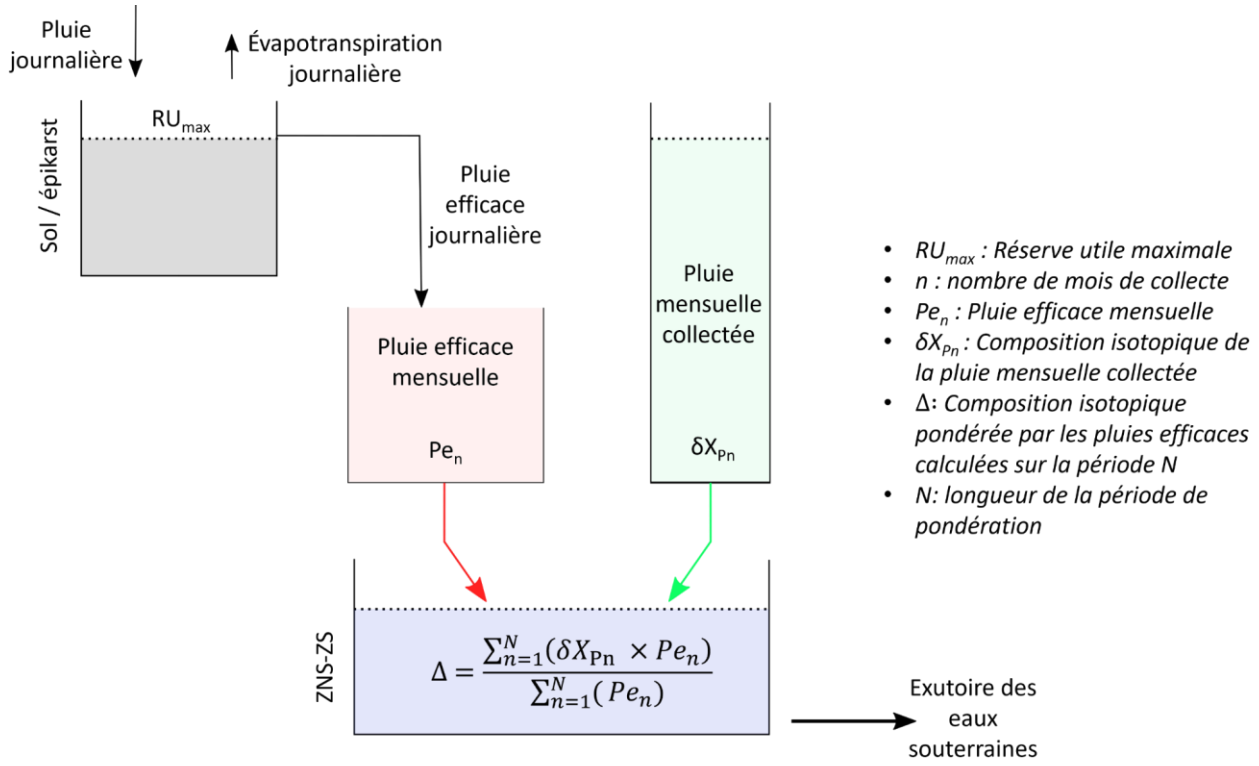


Figure V.18 : Schéma conceptuel d'infiltration et de bilan isotopique à l'échelle des périodes de pondération S, HE-BE et PH-PS.

V.5.2 Signature isotopique de la pluie efficace selon la RUmax et les périodes de pondérations

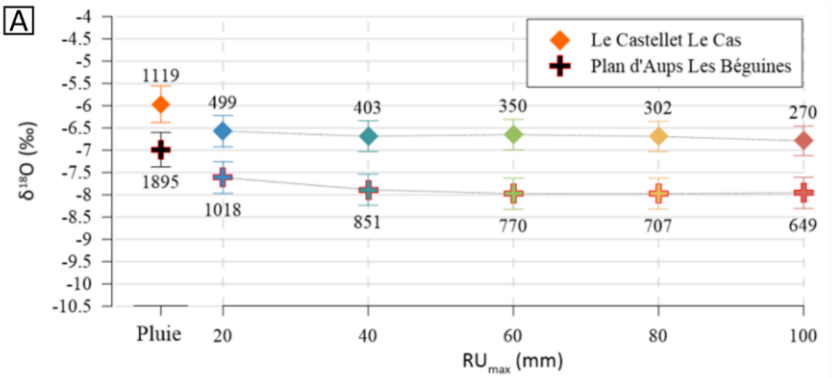
La variation de la signature isotopique pondérée par la pluie efficace est représentée pour les différentes périodes de pondération et selon l'évolution de la RU_{max} sur la Figure V.19.

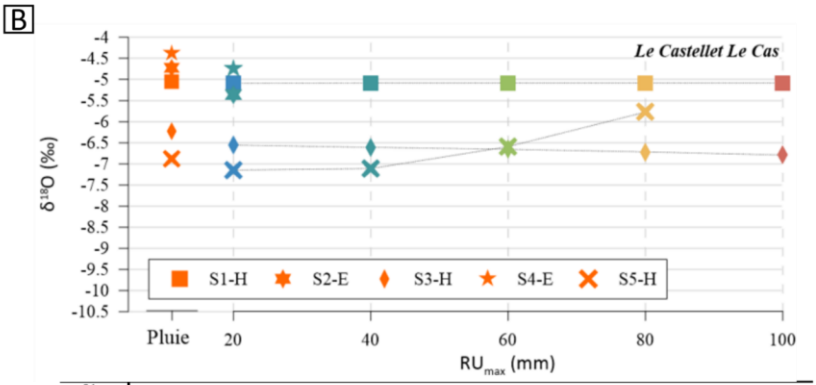
En commençant avec la signature pondérée par les pluies efficaces sur la période de 2 ans commune aux deux stations de collecte des précipitations (Avril 2019 – Mars 2021 – Figure V.19-A), la différence entre signal isotopique des précipitations et ceux de la pluie efficace est évidente avec une diminution du $\delta^{18}O$ de -6,99 à -7,96‰ et de -5,97 à -6,79 pour une RU_{max} de 100mm respectivement pour la station du Plan d'Aups Les Béguines et la station du Castellet Le Cas. L'utilisation de la RU_{max} implique une diminution forte de la signature isotopique pondérée dès 20mm puis une stabilisation entre 40 et 100mm. Il faut relier cette observation avec les cumuls de pluie efficace qui suivent cette tendance avec une diminution importante de la pluie efficace sur les 40 premiers millimètres de réserve utile (passant de 1119mm à 403mm pour le Castellet et de 1895mm à 851mm pour le Plan d'Aups). Cette stabilisation de la signature isotopique est donc probablement liée à son intégration sur 2 ans, qui va moyenner cette signature et donc réduire les variations selon la réserve utile maximale. Elle est aussi à mettre en rapport avec une variation relativement faible de la pluie efficace lorsqu'une RU_{max} de 40mm est dépassée.

En s'intéressant maintenant aux périodes de pondérations semestrielles (Figure V.19 – B et C), les signatures isotopiques pondérées par les pluies efficaces calculées pour la station du Castellet Le Cas présentent une variabilité généralement moins forte que celles de la station du Plan d'Aups. Une variabilité assez forte de la signature isotopique s'observe aussi entre les différents semestres, qu'il faut associer à la répartition des précipitations au cours du temps. Par exemple, pour la station du

Castellet Le Cas, la période S4-E est marquée par une diminution en $\delta^{18}O$ jusqu'à atteindre une RU_{max} de 40mm puis une augmentation en $\delta^{18}O$ jusqu'à atteindre une RU_{max} de 80mm. Cette variabilité s'explique par une part de moins en moins importante de la signature isotopique du mois de décembre 2020 caractérisé par un $\delta^{18}O$ de -10,41‰. Les résultats présentés pour les périodes semestrielles sont proches des périodes HE-BE et PH-PS (Annexe 18) avec (S1 ≈ HE1 ≈ PH1 ; S2 ≈ BE1 ≈ PS1 ; S3 ≈ HE2 ≈ PH2 ; S5 ≈ BE2 ≈ PS2). Cela est directement lié à la délimitation de ces périodes, présentés précédemment (Tableau V.6).

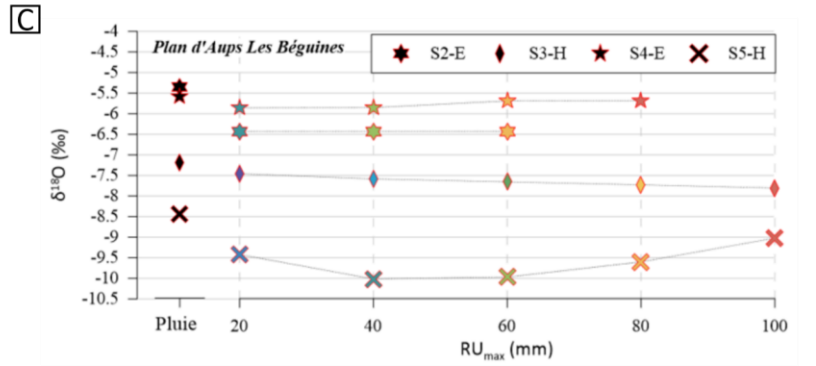
Enfin, une courbe suit la même tendance en comparant la période de 2 ans de données et les périodes S3-H, HE2 et PH2. En effet, ces trois périodes S3-H, HE2 et PH2 présentent des valeurs assez proches de celles calculées sur 2 ans avec tout de même une tendance de pente légèrement différente. Malgré cette légère différence, une explication apparait clairement pour comprendre le rapprochement entre ces quatre périodes de pondération. Les Tableau V.4 et Tableau V.5 présentent les pourcentages de pluie efficace par rapport au cumul de pluie efficace sur 2 ans pour ces trois périodes de pondération et montrent bien les relations entre ces périodes ainsi que leurs importances en termes de cumuls de pluie efficace. Ainsi, dès que la RU_{max} atteint 40 à 60mm, le pourcentage de la pluie efficace pour S3-H, HE 2 et PH2 atteint 75 à 80% de la pluie efficace sur 2 ans pour la station du Plan d'Aups Les Béguines. Ces trois périodes correspondant à la période très humide de l'hiver 2019-2020. Cet hiver représente la période de recharge principale depuis 2018 et va donc jouer un rôle prépondérant en termes de signature isotopique du signal d'entrée de l'eau dans l'hydrosystème des bassins versants de l'Huveaune et des sources de Port-Miou.





	Pluie	20	40	60	80	100
S1 (02/11/2018 – 28/02/2019)	193	83	81	81	81	81
S2 (01/03/2019 – 31/08/2019)	76	9	0	0	0	0
S3 (01/09/2019 – 28/02/2020)	597	370	341	318	294	270
S4 (01/03/2020 – 31/08/2020)	189	21	0	0	0	0
S5 (01/09/2020 – 28/02/2021)	256	99	62	32	8	0

Cumul de pluie et de pluie efficace en fonction de la RU_{max} (mm/semestre)



	Pluie	20	40	60	80	100
S1 (02/11/2018 – 28/02/2019)	nc	nc	nc	nc	nc	nc
S2 (01/03/2019 – 31/08/2019)	248	51	24	4	0	0
S3 (01/09/2019 – 28/02/2020)	976	707	641	616	592	568
S4 (01/03/2020 – 31/08/2020)	268	84	40	23	11	0
S5 (01/09/2020 – 28/02/2021)	403	176	146	128	105	82

Cumul de pluie et de pluie efficace en fonction de la RU_{max} (mm/semestre)

Figure V.19 : Évolution de la signature isotopique en $\delta^{18}O$ de la pluie efficace selon la valeur de RU_{max} utilisée. Deux types de périodes sont présentés avec : A- période de 2 ans (Avril 2019 – Mars 2021) ; B et C : Semestres hydrologiques S1 à S5 (S1-H du 01/09/2018 au 28/02/2019 ; S2-E du 01//03/2019 au 31/08/2019 ; S3-H du 01/09/2019 au 28/02/2020 ; S4-E du 01/03/2020 au 31/08/2020 ; S5-H du 01/09/2020 au 28/02/2021) pour les stations du Castellet Le Cas et du Plan d'Aups Les Béguines. Les pluies efficaces pour B et C sont indiquées sous forme de tableau en dessous de chaque figure avec une valeur de pluie efficace par RU_{max} et par période de pondération (S1 à S5)

Des résultats similaires s'observent sur un graphique $\delta^{18}O$ en fonction de $\delta^{2}H$ (Figure V.20-A). Ainsi, l'utilisation d'une RU_{max} de 20mm implique un appauvrissement bien visible par rapport aux précipitations sur la période d'avril 2019 à mars 2021 pour les deux stations AMU. Ensuite, la variation de la signature isotopique est relativement faible pour des RU_{max} de 20 à 40mm. L'utilisation des périodes semestrielles se traduit par des observations équivalentes (Figure V.20-B et C). Ce graphique est reproduit en Annexe 19 pour les périodes HE-BE et PH-PS. Ce graphique présente l'avantage de comparer les signatures isotopiques pondérées de la pluie efficace par rapport aux différentes droites météoriques locales et mondiales. Ainsi, tous ces signatures se placent sans équivoque au-dessus de la GMWL sans avoir intégré de fractionnement isotopique de l'eau dans le sol, comme peut le montrer la littérature. De plus, pour la station du Plan d'Aups Les Béguines, toutes les signatures moyennes de la pluie efficace se placent sur la droite météorique locale, ce qui n'est pas le cas pour une grande partie des pluies efficaces calculées sur la station du Castellet Le Cas.

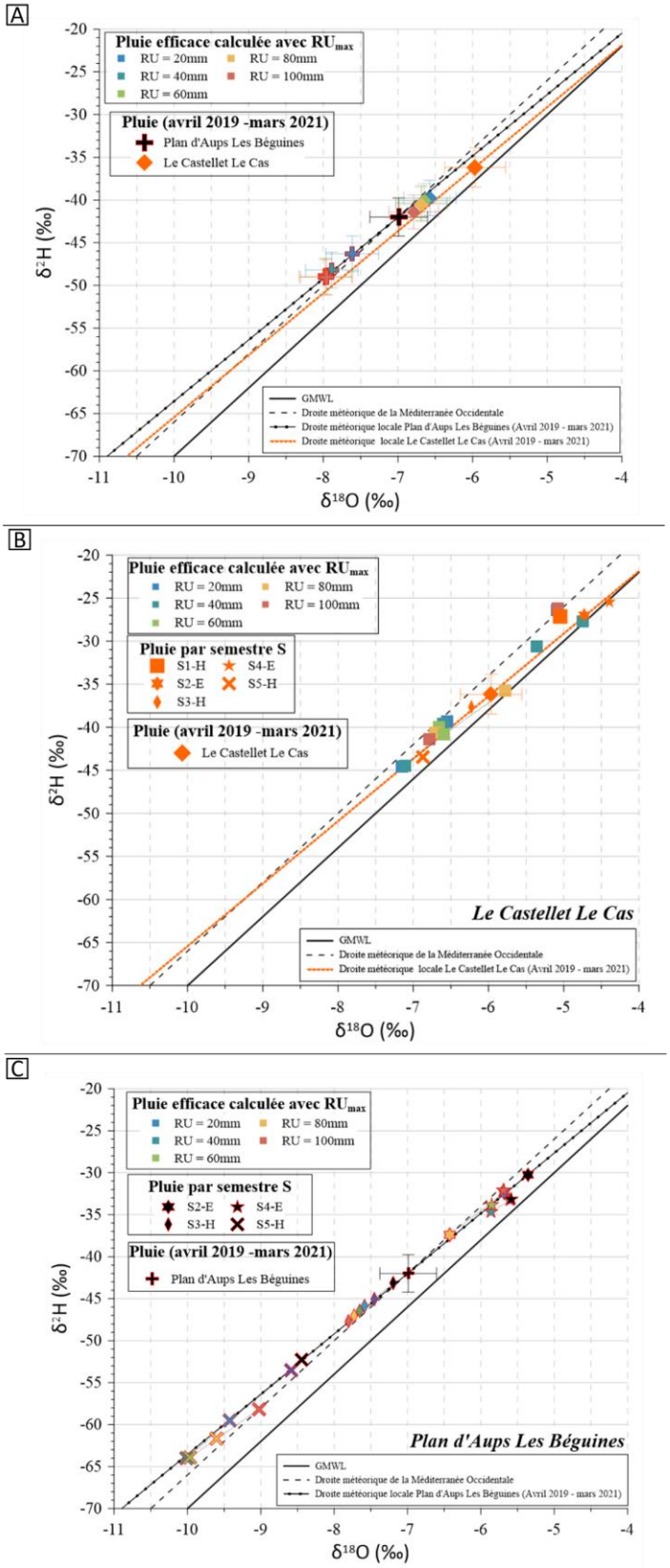


Figure V.20 : Rapport isotopique δ^2H en fonction de $\delta^{18}O$ de la pluie efficace selon la valeur de RU_{max} utilisée. Deux types de périodes sont présentés avec : A- période de 2 ans (Avril 2019 – Mars 2021) ; B et C : Semestres hydrologiques S1 à S5 (S1 du 01/09/2018 au 28/02/2019 ; S2 du 01//03/2019 au 31/08/2019 ; S3 du 01/09/2019 au 28/02/2020 ; S4 du 01/03/2020 au 31/08/2020 ; S5 du 01/09/2020 au 28/02/2021) pour les stations du Castellet Le Cas et du Plan d'Aups Les Béguines

V.5.3 Intégration de la signature isotopique de la pluie efficace pour contraindre le signal d'entrée des eaux souterraines

Les parties précédentes ont mis en évidence que les calculs de pluie efficace suivant différentes valeurs de RU_{max} impliquent que les événements pluvieux les plus forts vont fortement participer à la pluie efficace (partie V.3.4.2). Dans le cas des bassins versants de l'Huveaune et de Port-Miou, les résultats obtenus avec les deux stations de collecte de la pluie montrent que le signal de la pluie efficace est significativement appauvri par rapport au signal moyen pondéré de la pluie totale sur les mêmes périodes (partie V.5.2). Le signal isotopique des périodes de fortes recharges va donc prendre une part importante, voire prépondérante, dans le signal moyen de la pluie efficace sur une période plus grande (semestre ou année) (partie V.5.2). Dans cette partie, le signal isotopique des points d'eau souterraine présentant une faible variabilité temporelle de la région d'étude va être comparé aux différentes signatures isotopiques de la pluie efficace. Cette démarche a pour but d'associer signal d'entrée (ou recharge) et signal de sortie de l'eau (au niveau des sources karstiques et des forages).

Plusieurs points d'eau souterraine vont donc être intégrés dans des graphiques δ^2H en fonction de $\delta^{18}O$ avec les signatures isotopiques des précipitations et des pluies efficaces. Parmi tous les points d'eau souterraine introduits dans le chapitre précédent, seuls ceux présentant une signature géochimique non influencée par des processus physiques tels que l'évaporation ou marquée par des mélanges d'eau d'origine anthropique, seront intégrés dans cette réflexion. Sont aussi exclus les points d'eau de surface sur la rivière Huveaune. Il faut aussi revenir en quelques mots sur la variabilité du signal géochimique des eaux souterraines. Le signal isotopique en $\delta^{18}O$ et en δ^2H des eaux souterraines se distribuent différemment autour des droites météoriques locales selon le fonctionnement hydrogéologique des aquifères karstiques du bassin versant de l'Huveaune (Figure V.1 et Partie IV.3.3.3). Deux comportements hydrodynamiques principaux se distinguent entre le nord et le sud du massif de la Sainte-Baume, en considérant la Haute-Chaîne comme limite géographique naturelle. Ainsi, tous les points d'eau souterraine du sud Sainte-Baume se caractérisent par des rapports isotopiques présentant peu de variabilité au cours du temps qui traduisent un fonctionnement hydrogéologique moyennant le signal d'entrée de l'eau. Cela est lié au volume des réserves et à la structuration des écoulements au sein d'aquifères de grande taille. Le Tableau V.11 synthétise le nombre d'échantillons et les valeurs moyennes, maximales et minimales des points d'eau souterraine du sud Sainte-Baume, qui vont donc être comparées aux pluies efficaces. Pour le nord Sainte-Baume, il est moins évident de proposer une généralité avec une variabilité temporelle plus ou moins marquée selon les sources karstiques. Le Tableau V.12 liste les points d'eau souterraine et la raison d'exclusion de ces points pour la suite de la réflexion.

Nom	Ville	H (mNGF)	Nombres	Moy. $\delta^{18}O$ (‰)	Max. $\delta^{18}O$ (‰)	Min. $\delta^{18}O$ (‰)	Moy. $\delta^{2}H$ (‰)	Max. $\delta^{2}H$ (‰)	Min. $\delta^{2}H$ (‰)
Forage Bronzo	Aubagne	25	12	-7.31	-7.17	-7.40	-45.95	-44.87	-46.85
Forage Coulin	Gémenos	67	7	-7.39	-7.33	-7.46	-45.89	-45.21	-46.50
Forage Ferrat	Cuges-les-Pins	100 ?	1	-6.67	-6.67	-6.67	-40.63	-40.63	-40.63
Forage Fontmagne	Cuges-les-Pins	100 ?	1	-6.19	-6.19	-6.19	-37.82	-37.82	-37.82
Forage Puyricard	Cuges-les-Pins	98	6	-6.88	-6.78	-7.01	-41.83	-41.61	-42.12
Forage Vèze	Gémenos	280	3	-7.50	-7.45	-7.56	-44.90	-44.70	-45.11
Source Nans Grotte Ste-Baume	Nans-les-Pins	818	2	-6.93	-6.91	-6.94	-40.40	-40.31	-40.49
Source Gapeau	Signes	318	4	-7.55	-7.49	-7.69	-45.10	-44.35	-45.76
Source Glacière	Auriol	280	2	-7.34	-7.26	-7.41	-45.02	-44.52	-45.51
Source Nayes	Saint-Zacharie	275	5	-7.23	-7.07	-7.29	-44.26	-42.99	-44.72
Source Saint-Pons	Gémenos	265	7	-7.23	-7.06	-7.32	-42.96	-42.44	-43.48

Tableau V.11 : Nombres et valeurs moyennes , maximales et minimales des échantillons d'eau souterraine depuis octobre 2018 ; H – Niveau piézométrique ; ? niveau piézométrique hypothétique

Nom	Ville	Type d'influence
Forage des Impôts	Aubagne	Influence d'eau d'irrigation par le canal de Marseille
Forage Jeanne d'Arc	Aubagne	Influence d'eau d'irrigation par le canal de Marseille
Forage F2017	Roquevaire	Relation avec la rivière Huveaune – effets de l'évaporation
Forage F3	Roquevaire	Relation avec la rivière Huveaune – effets de l'évaporation
Rivière Huveaune Beaudinard	Aubagne	Effets de l'évaporation
Rivière Huveaune Roquevaire	Roquevaire	Effets de l'évaporation
Rivière Huveaune Pont de Joux	Pont de Joux	Effets de l'évaporation
Source de Port-Miou	Cassis	Intrusion saline
Source Huveaune	Nans-les-Pins	Forte variabilité temporelle
Foux de Nans-les-Pins	Nans-les-Pins	Forte variabilité temporelle
Source Encanaux Inférieures	Auriol	Forte variabilité temporelle

Tableau V.12 : Points d'eau souterraine et de surface non intégrés pour qualifier la signature isotopique de la recharge

Une première comparaison est réalisée entre eau souterraine et signature isotopique de la pluie efficace pondérée sur la période de 2 ans (Avril 2019 – Mars 2021 - Figure V.21). L'utilisation de la valeur pondérée par les précipitations sur la période de 2 ans (Avril 2019 – Mars 2021) avec les valeurs pondérées par les pluies efficaces sur les deux stations AMU de collecte des précipitations rappelle l'appauvrissement de la signature isotopique de la pluie efficace par rapport aux précipitations brutes. De plus, toutes les eaux souterraines présentent une signature isotopique soit

proche (Forage Puyricard, Source Nans Grotte Ste Baume, forage Ferrat) soit plus appauvrie que la signature du Plan d'Aups Les Béguines. Cependant, étant à 682 mNGF, cette station est représentative d'une superficie assez faible par rapport aux zones d'alimentation présumée des eaux souterraines. **Théoriquement les eaux souterraines devraient se placer entre les signatures moyennes du Castellet Le Cas et du Plan d'Aups Les Béguines.**

En intégrant les signatures moyennes des pluies efficaces calculées sur la période de 2 ans (avril 2019 – mars 2021), une RU_{max} de 20mm est déjà suffisante pour encadrer l'ensemble des points d'eau souterraine entre les deux stations de collecte en considérant les incertitudes sur la signature isotopique de la pluie efficace. En ne considérant pas les incertitudes, seulement le forage Fontmagne prélevé le 30/11/2020 sort de cet intervalle. L'utilisation de RU_{max} > 20mm ne permet pas de distinguer les signatures de pluie efficace entre elles, et chacune de ces signatures permet d'encadrer les eaux souterraines à partir des données des deux stations AMU. Cette approche globale, basée sur des cumuls de pluie efficace sur 2 ans, explique la signature en isotopes stables de la majorité des eaux souterraines décrites ici. Cette approche repose fortement sur la faible variabilité du signal des eaux souterraines qui permet de considérer une valeur moyenne du signal d'entrée pour expliquer le signal de sortie.

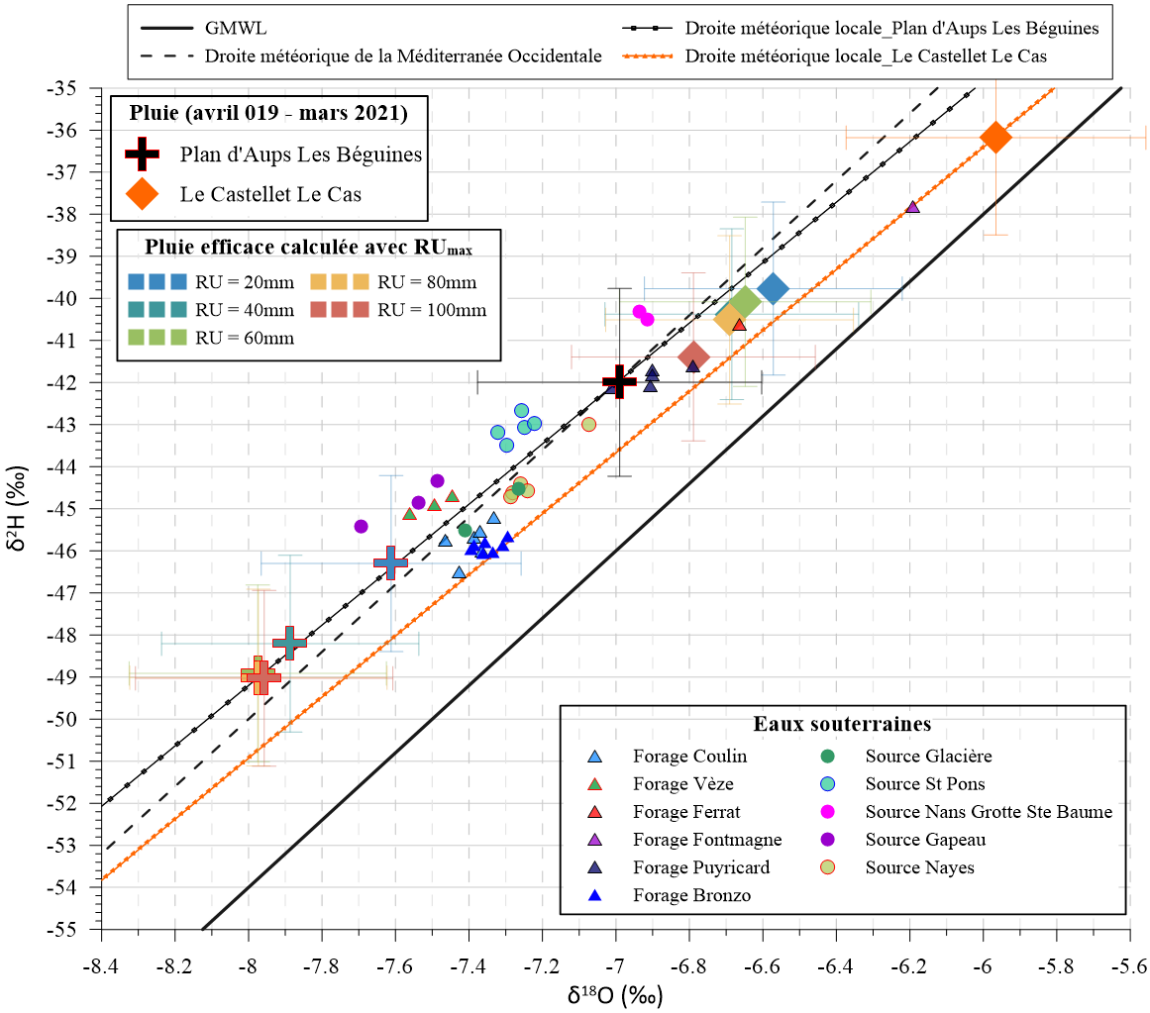


Figure V.21 : Signature isotopique pondérée par la pluie efficace sur la période de 2 ans sur les stations du Castellet Le Cas (losange de couleur) et du Plan d'Aups Les Béguines (croix de couleur) avec leurs incertitudes par rapport aux eaux souterraines.

La partie V.3.4.2 a montré l'importance de la pluie efficace cumulée sur les périodes S3, PH2 et HE2 qui représenten plus de 65% des pluies efficaces cumulées sur 2 ans pour une $RU_{max} \geq 20$mm, et dépassant 75% pour une $RU_{max} \geq$ à 40mm. Pour aller plus loin et tenter d'identifier une valeur de signal d'entrée pour les deux stations, les eaux souterraines sont donc comparées au semestre S3-H (du 01/09/2019 au 28/03/2020) (Figure V.22). L'ensemble des points d'eau souterraine sont comparés à cette période puisqu'on considère que la signature isotopique des eaux souterraines est stable au cours du temps. Les résultats sont finalement assez proches des calculs effectués sur la période de 2 ans. De façon similaire, il faut considérer les signatures isotopiques des pluies efficaces calculées avec des $RU_{max} \geq 20$mm pour encadrer l'ensemble des eaux souterraines. Les résultats pour les périodes HE2 et PH2 sont présentés en Annexe 20 et présentent des résultats similaires.

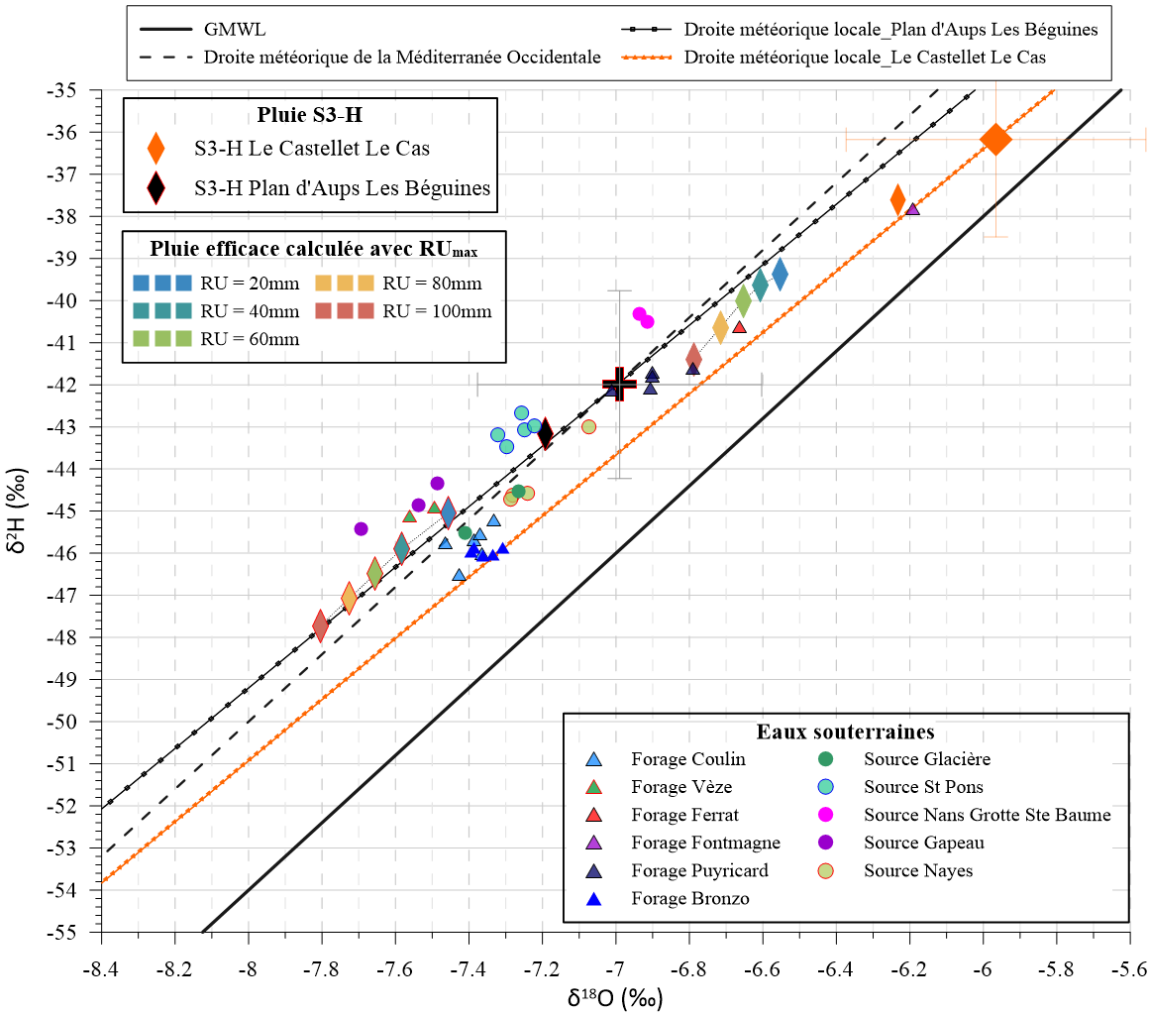


Figure V.22 : Signature isotopique pondérée par la pluie efficace sur le semestre S3-H sur les stations du Castellet Le Cas (trapèze) et du Plan d'Aups Les Béguines (trapèze encadré de rouge) par rapport aux eaux souterraines

Pour conclure, la démarche développée tout au long de ce chapitre met en avant des apports méthodologiques et appliqués au contexte local :

1) Le modèle d'infiltration et de bilan isotopique ne prenant pas en compte la modification de la signature en isotopes stables de l'eau par évaporation est validé (Figure V.23-B).

2) Les données mensuelles moyennes en isotopes stables des précipitations permettent d'étudier la signature de l'eau d'infiltration dans un système karstique méditerranéen ayant une forte capacité de mélange à l'échelle intra et inter-annuelle.
3) La signature moyenne pondérée en isotopes stables des précipitations est influencée par les nombreux épisodes pluvieux de petite quantité de pluie. A contrario, la signature moyenne de la pluie efficace est majoritairement influencée par les événements à fort cumul de précipitations, en particulier les événements méditerranéens (qui dépassent souvent 30 à 50mm/j sur la région d'étude).
4) La réserve utile maximale (RU_{max}), bien qu'elle soit difficile à estimer à l'échelle d'un bassin versant, joue un rôle prépondérant dès 20 mm, à la fois dans le calcul de pluie efficace et également dans le signal isotopique moyen calculé par le modèle de mélange.
5) Le signal isotopique des eaux souterraines peut être plus appauvri que le signal moyen de la pluie sur le bassin versant. Autrement dit, la signature moyenne pondérée de la pluie n'est pas la signature moyenne pondérée de la recharge (Figure V.23-A). Ce signal appauvri est en cohérence avec celui calculé pour la pluie efficace, peu importe la RU_{max}. La recharge des eaux souterraines par la pluie efficace se fait majoritairement lors des épisodes pluvieux importants, présentant le signal isotopique le plus appauvri par rapport à la moyenne. Les épisodes pluvieux de quelques mm à dizaine de mm sont utiles pour les écosystèmes supérieurs de la zone critique (sol-plante-atmosphère) mais ne sont pas efficaces pour recharger les aquifères karstiques régionaux des bassins versants de l'Huveaune – Port-Miou.

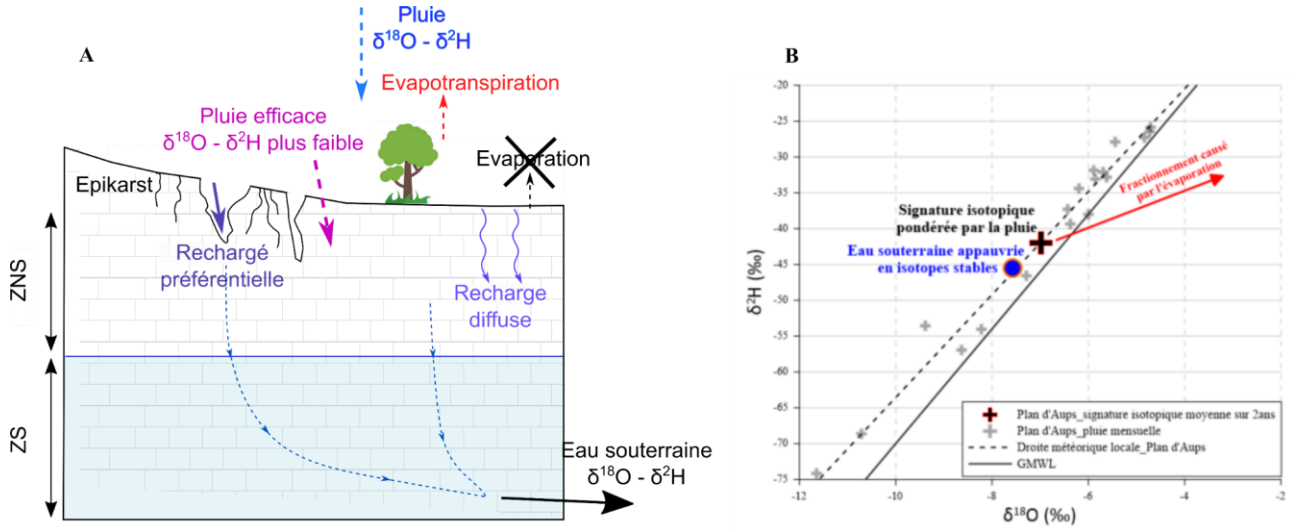


Figure V.23 : A – Schéma en coupe d'un aquifère karstique avec le signal d'entrée en isotopes stables de l'eau et les processus d'infiltration et de transfert du signal d'entrée vers le signal de sortie. B – Constatation d'un appauvrissement de la signature isotopique des eaux souterraines par rapport au signal moyen de la pluie et modification théorique de la signature isotopique de l'eau par évaporation

V.5.4 Évaluation de la signature isotopique de la recharge et détermination de l'altitude des zones d'alimentation des eaux souterraines

Les altitudes des points d'eau souterraine et de leurs zones d'alimentation présumées sont ajoutées à la réflexion dans le but de : i) conforter la démarche développée dans la partie V.5.3 ; et ii) discuter des valeurs de RU_{max} applicable sur les bassins versants de l'Huveaune et de Port-Miou. En combinant signatures isotopiques pondérées par les précipitations et les pluies efficaces, et sur différentes

périodes de pondération, il est aussi possible d'estimer les altitudes des zones d'alimentation des eaux souterraines. Ces estimations reposent sur l'hypothèse d'une recharge des eaux souterraines uniquement par les précipitations, sans apports d'eau exogène ou ayant subi une altération de la signature isotopique par processus physique (évaporation, mélange, …).

V.5.4.1 L'exemple de la source du Gapeau

Le travail est mené sur la source du Gapeau, dont la signature isotopique est suivie ponctuellement depuis 2008 à travers différents projets de recherche (Baudement, 2018; Fournillon, 2012a). La source du Gapeau, située à Signes, se trouve à quelques kilomètres à l'est de l'emprise géographique des bassins versants de l'Huveaune et de Port-Miou. La zone d'alimentation de la source du Gapeau correspond au massif d'Agnis (Gilli, 2000) montrée par plusieurs traçages artificiels. Cependant, la collecte et l'analyse des isotopes de la pluie sur les deux stations AMU réalisées pendant ces travaux de thèse sont aussi représentatives de la recharge de la source du Gapeau. Les travaux récents de CENOTE ont identifié l'unité karstique du massif d'Agnis en lien avec la définition des Zones de Sauvegarde des Eaux souterraines pour le PNR Sainte-Baume (Jouves, 2019). Enfin, cette source karstique présente deux avantages dans ce travail puisque i) le signal isotopique est particulièrement stable au cours du temps et traduit donc un aquifère de grande dimension qui moyenne le signal isotopique de la recharge (de l'ordre de -7,5‰ en $\delta^{18}O$ et entre -45‰ en $\delta^{2}H$) ; et ii) la zone d'alimentation est relativement bien contrainte par l'analyse géologique et hydrogéologique, correspondant au massif d'Agnis. Il est ainsi possible d'estimer l'altitude moyenne du bassin versant hydrogéologique de la source du Gapeau.

La Figure V.24 représente les courbes de niveau, groupés en six classes, sur le contour de l'unité karstique du massif d'Agnis, correspondant à une partie du bassin versant de recharge de la source du Gapeau. Ce travail cartographique montre bien la part importante des classes d'altitudes entre 400 et 800 mNGF, chaque classe de 100m représentant entre 16 et 27% de la superficie de l'unité karstique (Tableau V.13). L'altitude maximale est de 910m au sommet du Mourre d'Agnis. L'altitude moyenne de l'unité karstique et par extension de recharge de la source du Gapeau est de 622 mNGF.

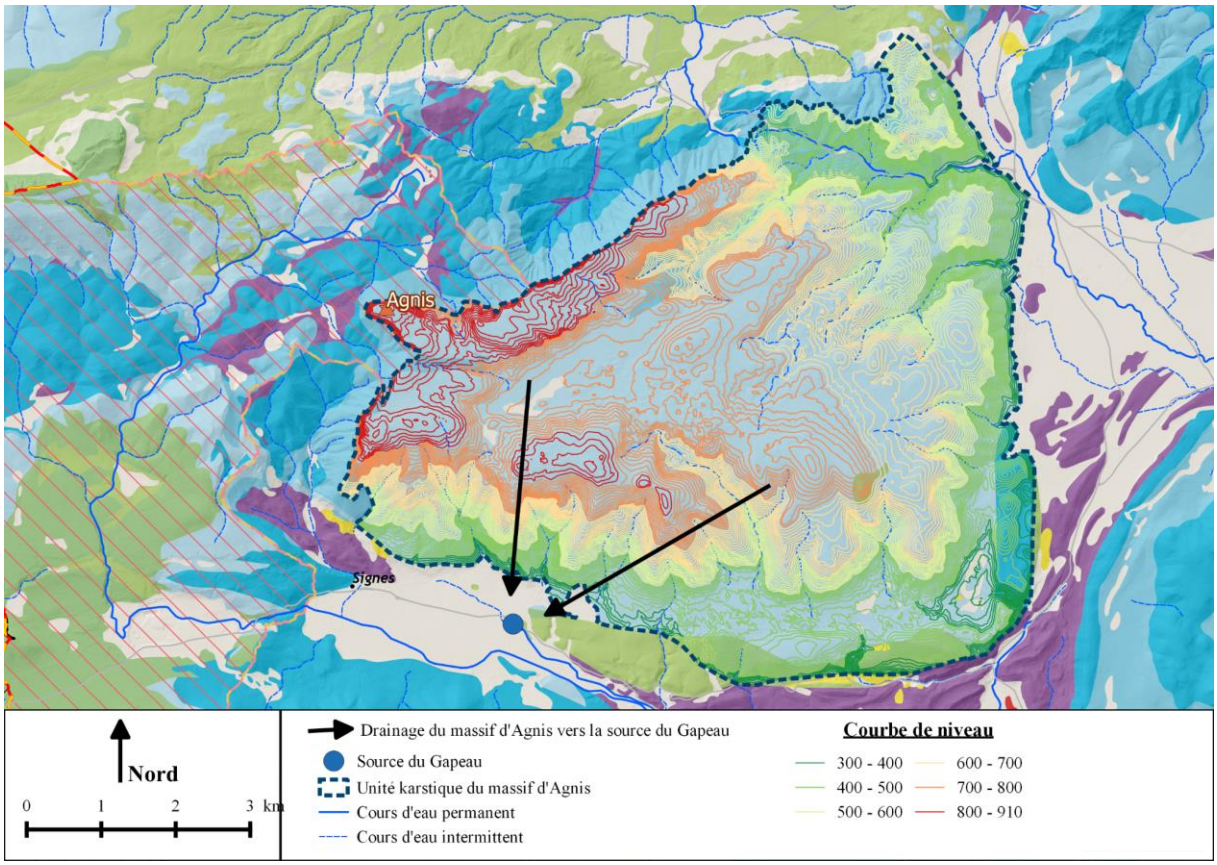


Figure V.24 : Courbes de niveau classées en quatre groupes avec la part respective de chaque groupe par rapport à la superficie de l'unité karstique du massif d'Agnis. La source du Gapeau est localisée par un point bleu. Fond de carte géologique au 1/50000.

Classe d'altitude (100m)	Surface / classe (km²)	Pourcentage / total
300-400	2.8	5.4
401-500	11.1	21.7
501-600	8.4	16.4
601-700	9.8	19.2
701-800	13.8	27.1
801-910	5.2	10.1

Tableau V.13 : Répartition de la superficie de l'unité karstique du massif d'Agnis par classe d'altitude de 100m

En mettant maintenant en relation l'altitude de la source du Gapeau (318 mNGF), sa signature en isotopes stables de l'eau et les signatures isotopiques pondérées des précipitations et pluies efficaces calculées sur une période de 2ans (Figure V.25), il est possible de discuter de la valeur du signal d'entrée de l'eau au niveau de la zone d'alimentation de la source. L'utilisation des précipitations totales sur 2 ans (avril 2019 – mars 2021) et du gradient altitudinal calculé entre les stations du Castellet Le Cas et du Plan d'Aups Les Béguines impliquent une altitude de zone d'alimentation comprise entre 970 et 1080 mNGF et n'est donc pas cohérent avec le bassin versant de la source du Gapeau. Cette première comparaison est concordante avec les résultats présentés sur la Figure V.21 qui indique une différence nette entre signal d'entrée et signal de sortie de l'eau en considérant la pluie en tant que signal d'entrée. Au contraire, en considérant les valeurs isotopiques des pluies efficaces calculées avec deux RU_{max} de 20 et 100mm (Figure V.25), l'altitude de la zone moyenne oscille respectivement entre 620 et 730 mNGF et 450 et 550 mNGF. Cela renforce les interprétations

et conclusions tirées de la partie précédente avec l'importance de la prise en compte des pluies efficaces comme facteur de pondération du signal isotopique de la recharge à l'échelle intra-annuelle, voire interannuelle. De plus, la topographie du massif d'Agnis est caractérisée par un grand plateau compris entre 600 et 800 mNGF (classe représentant 46,3% de la superficie du bassin versant). Une valeur de RU_{max} d'environ 20mm est pertinente pour mettre en relation signal d'entrée et de sortie pour la source du Gapeau.

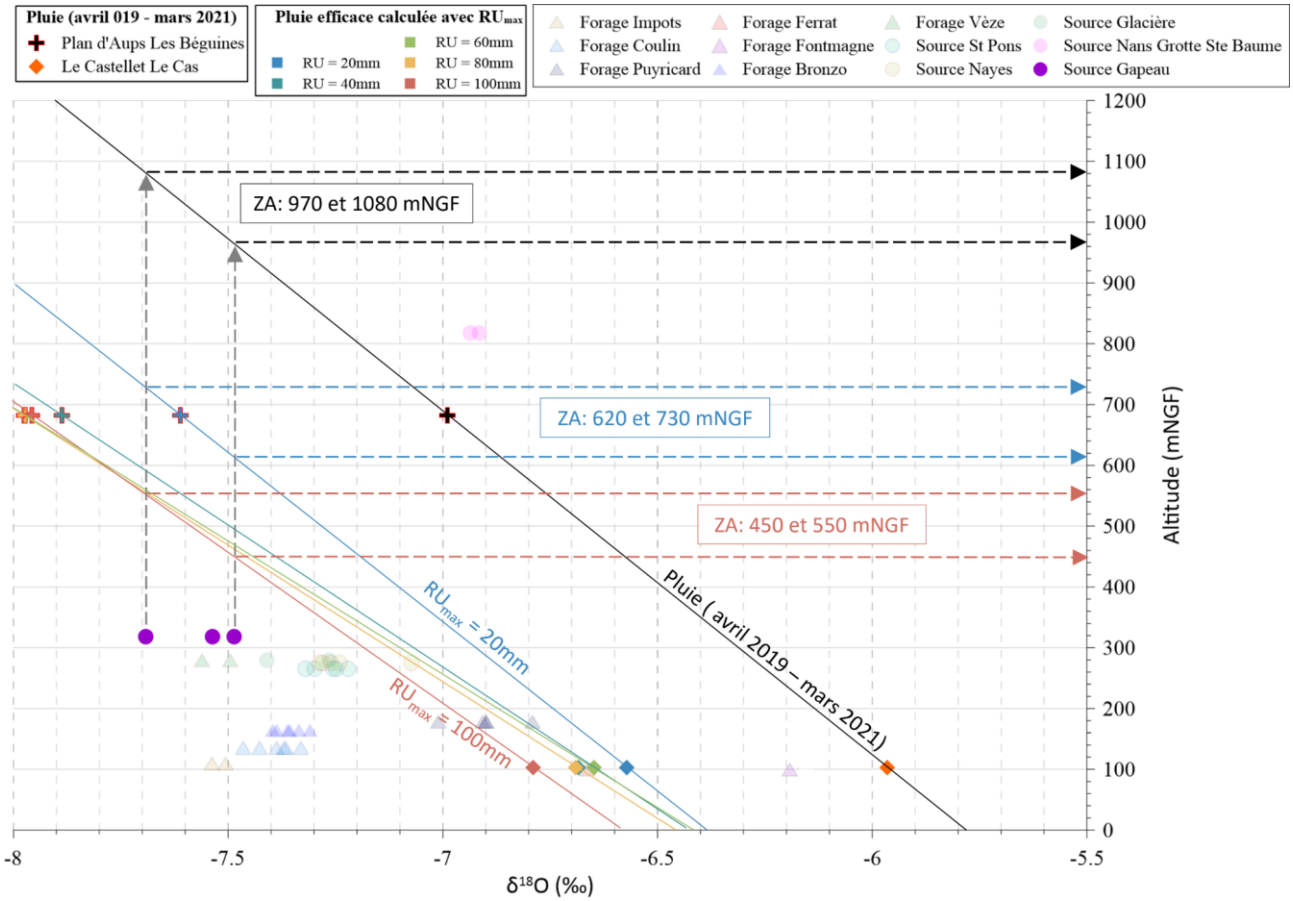


Figure V.25 : Rapport isotopique $\delta^{18}O$ en fonction de l'altitude des eaux souterraines drainant des aquifères carbonatés karstiques, avec la source du Gapeau mis en évidence ici en rond violet. Les rapports isotopiques pondérées par les précipitations et les pluies efficaces sur la période de 2 ans (Avril 2019 – Mars 2021) sont présentés suivant le code couleur utilisé dans les parties V.5.2 et V.5.3 pour différencier la pluie et les pluies efficaces selon les valeurs de RU_{max} utilisées. La station du Plan d'Aups Les Béguines est représentée par des croix, la station du Castellet Le Cas par des losanges. Les gradients altitudinaux pour chaque pluie et pluie efficace sont tracées entre chaque signature isotopique pondérée (en trait fin de couleur). Un exemple de lecture est donné avec les traits pointillés de couleur qui permettent de déterminer l'altitude de la zone d'alimentation (ZA) de la source du Gapeau en fonction du signal d'entrée sélectionné, en prenant comme signal d'entrée la pluie (trait pointillé noir), la pluie efficace calculée à partir d'une RU_{max} de 20mm (en trait pointillé bleu) et la pluie efficace calculée à partir d'une RU_{max} de 100mm (en trait pointillé rouge)

V.5.4.2 Détermination de l'altitude des zones d'alimentation des eaux souterraines des bassins versants de l'Huveaune et de Port-Miou

En appliquant la démarche présentée sur la source du Gapeau de façon similaire aux autres points d'eau souterraine présentant une faible variabilité géochimique temporelle, il est possible d'estimer des intervalles d'altitude de zones d'alimentation des eaux souterraines. Cependant, parmi ces points, les forages Bronzo et Coulin sont à considérer avec précaution du fait des échanges entre masses d'eau carbonatée venant du massif de la Sainte-Baume et masses d'eau sulfatée caractérisant la plaine

alluviale d'Aubagne (Partie IV.4.6). Dans l'objectif de donner un seul intervalle d'altitude moyenne des zones d'alimentation des eaux souterraines, les signatures isotopiques pondérées de la pluie efficace définies pour une RU_{max} de 20mm et sur une période de 2 ans vont être utilisées. Le choix d'une RU_{max} de 20 mm repose sur le calcul effectué sur la source du Gapeau ainsi que sur un travail bibliographique indiquant cette valeur comme représentative du contexte hydrogéologique local (Baudement, 2018; Caballero et al., 2016; Coulier, 1985). Il faut toujours retenir qu'une valeur fixe de RU_{max} est une simplification de la réalité et qu'il serait intéressant d'avoir une approche spatialisée de ce paramètre pour affiner la réflexion. Les intervalles d'altitude sont synthétisés dans le Tableau V.14.

Nom	Ville	Situation géographique	Niveau piézométrique (mNGF)	Altitude moyenne de zone d'alimentation (mNGF)
Forage Bronzo	Aubagne	Sud Sainte-Baume	25	520-560
Forage Coulin	Gémenos	Sud Sainte-Baume	67	530-600
Forage Vèze	Gémenos	Sud Sainte-Baume	280	620-660
Forage Fontmagne	Cuges-les-Pins	Sud Sainte-Baume	100 ?	NA
Forage Ferrat	Cuges-les-Pins	Sud Sainte-Baume	100 ?	160
Forage Puyricard	Cuges-les-Pins	Sud Sainte-Baume	98	230-350
Source Saint-Pons	Gémenos	Sud Sainte-Baume	265	480-520
Source Gapeau	Signes	Sud Sainte-Baume	318	620-730
Source Nayes	Saint-Zacharie	Nord Sainte-Baume	275	380-500
Source Glacière	Auriol	Nord Sainte-Baume	280	490-570
Source Nans Grotte Ste Baume	Nans-les-Pins	Nord Sainte-Baume	818	?

Tableau V.14 : Intervalle d'altitude moyenne des zones d'alimentation des sources karstiques et forages implantés dans des aquifères carbonatés à l'aide du gradient altitudinal en isotopes stables de l'eau, pour une pluie efficace calculées avec une RU_{max} = 20mm. ? niveau piézométrique hypothétique.

Pour terminer, la source Nans Grotte Ste Baume présente un signal particulier, puisqu'elle se place au-dessus de la droite de gradient altitudinal des précipitations calculée sur la période de 2 ans entre les deux stations AMU (Figure V.25). Dans ce cas, l'utilisation de cette approche graphique ne permet pas de contraindre la zone d'alimentation de cette source. Cependant, son exutoire est à 818 mNGF, au pied et au nord de la falaise de la Sainte-Baume, dans des éboulis calcaires. Sa zone d'alimentation est donc nécessairement supérieure à 818 mNGF.

V.5.5 Discussion

V.5.5.1 Définition de l'aire d'alimentation des eaux souterraines

La délimitation des aires d'alimentations et/ou des bassins versants des eaux souterraines est une problématique complexe, notamment en domaine carbonaté karstique avec l'existence de relation interbassin souvent difficile à contraindre et une inadéquation entre bassin topographique et bassin hydrogéologique (Le Mesnil et al., 2020; Liu et al., 2020).

L'utilisation des isotopes stables de l'eau des précipitations, de par leurs caractères conservatifs, est reconnue pour identifier les zones de recharge des eaux souterraines (Clark et Fritz, 1997; Olive, 1996) et donc potentiellement mieux contraindre les bassins versants hydrogéologiques. De nombreux auteurs se basent sur cet outil isotopique, en particulier par l'utilisation du gradient altitudinal, pour évaluer l'altitude de la zone d'alimentation (ou zones de recharge) des eaux souterraines, en domaine alluvial (Guglielmi et al., 1998), fracturé et carbonaté karstique (Bailly-Comte et al., 2015; Barbieri et al., 2005; Brauns et al., 2022; Kattan, 1997; Sappa et al., 2018; Vandenschrick et al., 2002). Une approche globale, par l'utilisation de signatures isotopiques pondérées des précipitations sur des périodes relativement longues, est souvent satisfaisante pour identifier les zones de recharge des eaux souterraines (Blasch et Bryson, 2007; Darling et Bath, 1988; Prada et al., 2016). Cependant, il est aussi assez courant d'observer une différence entre rapport isotopique de la pluie et des eaux souterraines (Goldscheider et Drew, 2007), en lien avec le fonctionnement hydrogéologique des aquifères karstiques (organisation du karst, volume des réserves, écoulements préférentiels, …). Dans ce cas d'étude, un net décalage isotopique a été mis en évidence entre la signature isotopique des précipitations pondérée sur 2 ans entre avril 2019 et mars 2021et celle des eaux souterraines sur la même période (Figure V.1). Cette différence entre pluie et eau souterraine se traduit par une signature isotopique des eaux souterraines plus appauvrie que la pluie moyenne. Dans le but de mieux contraindre le signal de la recharge, deux hypothèses ont été testées dans cette thèse :

- l'impact des périodes de pondération sur les signatures isotopiques des précipitations, en lien avec l'effet saisonnier comme processus impactant la signature isotopique de la pluie (Dansgaard, 1964). L'utilisation de différentes périodes de pondération joue un rôle particulièrement important sur le calcul de la signature isotopique moyenne de la pluie, marquée par un enrichissement en isotopes stables de l'eau sur les périodes chaudes et sèches, et au contraire un appauvrissement sur les périodes plus froides et humides (Figure V.20). Cette première approche relie la signature isotopique des eaux souterraines avec celle des précipitations du semestre S3-H (période froide et humide du 01/09/2019 au 28/02/2020). Cela s'explique par une période particulièrement pluvieuse qui a fortement participé à la recharge des aquifères entre octobre et décembre 2019.
- l'intégraj ,=$tion de la signature isotopique de la pluie efficace plutôt que de la pluie, via l'utilisation de modèles de bilan hydrologique au niveau du sol/épikarst. La diminution de la lame d'eau précipitée entre pluie totale et pluie efficace (par l'augmentation de la lame d'eau évapotranspirée disponible jusqu'à une valeur de RU_{max}) entraîne un appauvrissement de la signature isotopique de la recharge. L'utilisation d'un signal pondéré de la pluie efficace sur 2 ans avec une RU_{max} de 20mm explique la signature isotopique de la majorité des eaux souterraines, comprise entre le ratio isotopique du Castellet Le Cas et du Plan d'Aups Les Béguines.

Il est finalement difficile de conclure incontestablement sur la validité d'une hypothèse par rapport à l'autre pour sélectionner une signature représentative de la recharge, et donc pour définir les altitudes et aires d'alimentations des eaux souterraines. L'utilisation du signal isotopique de la pluie efficace présente tout de même un intérêt particulier en domaine carbonaté karstique et en climat méditerranéen du fait des processus de recharge et d'infiltration de l'eau vers les aquifères. Il faut

être conscient de la différence entre précipitation et pluie efficace pour le calcul de la signature isotopique de la recharge et donc de la définition de l'altitude des zones d'alimentation. Il faut aussi retenir que l'ensemble des points d'eau souterraine utilisés dans la partie V se positionne entre les deux droites météoriques locales, ou légèrement au-dessus de la droite locale du Plan d'Aups les Béguines, et aucun fractionnement isotopique par évaporation n'apparaît sur les eaux souterraines.

V.5.5.2 Processus de fractionnement isotopique et modification du signal isotopique des eaux souterraines

Les résultats de ces travaux de thèse montrent le décalage isotopique observé entre le rapport isotopique des précipitations pondérées sur 2 ans (rapport initial local (Figure V.26 – n°1) et celui mesuré sur les eaux souterraines avec un appauvrissement fort en $\delta^{18}O$ et plus léger en $\delta^{2}H$ (Figure V.26 – n°9). L'effet de la pondération par la pluie efficace a permis d'expliquer l'appauvrissement du signal d'entrée dans l'hydrosystème en suivant la pente de la droite météorique locale. Ce processus hydrogéologique n'implique pas de fractionnement isotopique comme c'est le cas pour les autres processus. De plus, l'effet altitudinal a été considéré dans cette étude en calculant le signal isotopique des précipitations et de la pluie efficace sur deux stations de collecte, à deux altitudes représentatives du bassin versant de l'Huveaune et des sources de Port-Miou.

Toutefois, cet effet pourrait être associé à d'autres facteurs locaux supplémentaires, énoncés dans la littérature mais difficilement quantifiables ici, qui déplacent le point étudié sur le graphique $\delta^{2}H$ vs $\delta^{18}O$ suivant les pentes décrites dans la Figure V.26.

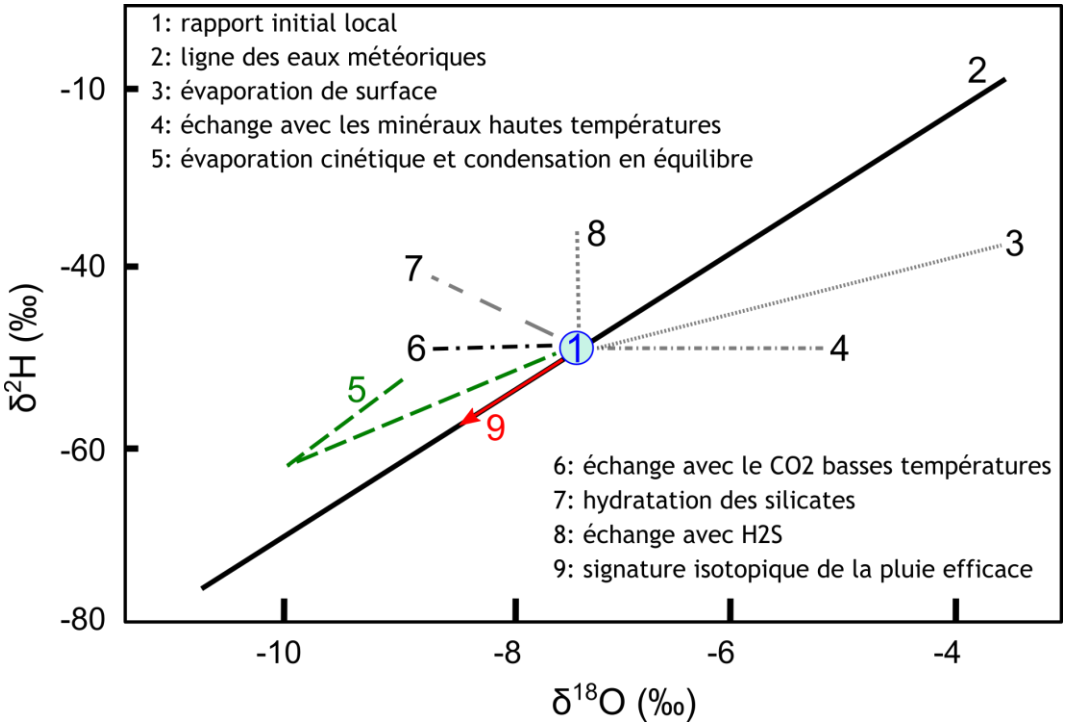


Figure V.26 : Processus de fractionnement et de modification de la signature isotopique d'une eau souterraine, et implication par rapport à une droite météorique. Le processus n°5 représente la condensation d'eau évaporée (« secondary evaporation »). Le processus n°6 implique des échanges entre l'eau souterraine et du CO_2. Le processus n°9 représente l'effet de la pondération du rapport initial local par la pluie efficace mis en évidence dans cette thèse. Les processus n°4, 7 et 8 sont mis en transparence car en-dehors du cadre de cette étude (modifié d'après Clark and Fritz, 1997 et Banton et Bangoy, 1997).

Deux processus pourraient influencer la signature isotopique de l'eau souterraine dans cette étude :

- une modification du rapport isotopique par condensation d'eau continentale évaporée (Figure V.26 – n°5). La condensation d'eau évaporée est appelée « secondary evaporation » (Clark et Fritz, 1997). C'est un processus décrit par Lacelle et al. (Lacelle et al., 2004) dans une grotte où coule une rivière souterraine pour expliquer une eau de condensation sur les parois qui présente un deutérium excess supérieur à l'eau initiale de la rivière.
- des échanges entre eau et CO_2 à basses températures (Figure V.26 – n°6). Ce processus est cité car l'atmosphère des grottes dans la Sainte-Baume peut contenir des concentrations en CO_2 supérieures à 1% (10000ppm) durant plusieurs mois en été et jusqu'à plus de 100 mètres de profondeur dans la zone non saturée (observation non publiée, B. Arfib 2020, cavité L'Eaurélie). Toutefois ce processus n'a pas été étudié.

V.5.5.3 Fonctionnement hydrogéologique – rôle de la recharge et de l'organisation des écoulements au sein de la ZNS et de la ZS

Le fonctionnement hydrogéologique des aquifères carbonatés karstiques est caractérisé par une dualité de la recharge (autochtone/allochtone), de l'infiltration (ponctuelle/diffuse) et des écoulements (Conduit-préférentiel/matriciel-diffus) (Figure V.27).

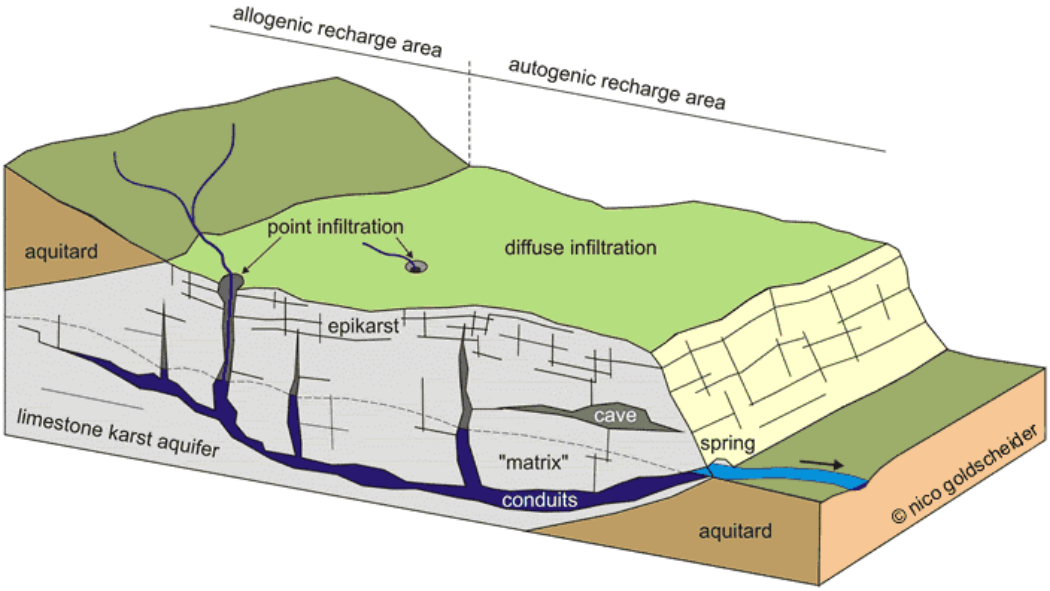


Figure V.27 : Illustration schématique de l'hétérogénéité des aquifères karstiques caractérisés par une dualité de la recharge (autochtone vs. allochtone), de l'infiltration (ponctuelle vs. diffuse) et de la porosité et des écoulements (conduit vs. matrice) (Extrait de Goldscheider and Drew, 2007).

Malgré une approche globale satisfaisante pour contraindre les aires d'alimentation par les isotopes stables de l'eau, cette approche mensuelle ne permet pas d'évaluer de façon approfondie les processus d'infiltration de l'eau à travers la zone saturée et la zone non-saturée (ZS et ZNS) puisque ce signal mensuel moyen atténue la forte variation temporelle de la signature isotopique de la pluie (Goldscheider et Drew, 2007). Pour aller plus loin dans l'étude de ces processus, en faisant par exemple le lien entre pluie et eau souterraine au cours d'un évènement et d'une crue, il est nécessaire d'avoir un suivi géochimique à un pas de temps plus fin (de l'ordre de l'heure ou du jour) pour bien

évaluer l'impact des précipitations et de la recharge sur les eaux souterraines (Aquilina et al., 2006; Ladouche et al., 2001).

Malgré l'utilisation d'un signal mensuel moyen des précipitations et de la pluie efficace dans ce cas d'étude, la comparaison avec la signature isotopique des eaux souterraines met en évidence deux types de fonctionnement hydrodynamique bien distincts : i) un premier groupe d'eaux souterraines présentant des signatures isotopiques peu variables au cours du temps traduisant des aquifères avec une forte capacité de mélange interannuelle et de grandes réserves ; et ii) un second groupe caractérisé par des rapports isotopiques beaucoup plus variables indiquant soit des aquifères de faible dimension, soit des transferts d'eau entre zone de recharge et exutoire par des écoulements préférentiels via l'organisation du système karstique en amont (écoulement via vide karstique, fissure ou fracture, …).

VI. APPORT POUR LA CONNAISSANCE ET LA GESTION DE LA RESSOURCE EN EAU SUR LE TERRITOIRE

VI.1 IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES MODALITÉS DE RECHARGE ET LA DISPONIBILITÉ EN EAU

Les observations et modèles climatiques proposés par le GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat) mettent en perspective l'impact du changement climatique sur la modification des modalités de recharge des eaux souterraines (GIEC, 2014). Du fait de l'hétérogénéité des aquifères karstiques et des conditions locales, l'impact du changement climatique, notamment sur l'aspect quantitatif, est difficile à évaluer (Seiler et Gat, 2007). Ces modifications sont liées à des mécanismes complexes guidés par l'augmentation de la température mondiale. La fréquence, l'intensité et la durée des vagues de chaleur devraient augmenter dans la plupart des régions du monde et la fréquence et l'intensité des sécheresses devraient augmenter dans certaines régions déjà sujettes à la sécheresse, notamment en Méditerranée (IPCC, 2019a). À l'échelle du bassin méditerranéen, les projections climatiques indiquent aussi une augmentation de la température globale associée à une diminution des précipitations (Giorgi et Lionello, 2008). En parallèle, plusieurs modèles climatiques prévoient une augmentation des évènements pluvieux extrêmes en Méditerranée et dans le sud de la France (Figure VI.1) (Tramblay et Somot, 2018). Le pourtour méditerranéen est caractérisé par une très forte variabilité spatiale et temporelle des précipitations et de la disponibilité en eau (Blinda et Thivet, 2009). Dans le contexte actuel de changement climatique et d'augmentation de la demande en eau, la bonne gestion et la préservation de la ressource en eau souterraine est un enjeu fort (Vörösmarty et al., 2000). On peut s'interroger sur l'impact du changement climatique sur les bassins d'alimentation de l'Huveaune et de Port-Miou. La Partie V.5 a montré localement que la recharge des eaux souterraines (par la relation entre signal isotopique de la pluie efficace et des eaux souterraines) est majoritairement influencée par les événements de fort cumul de précipitations, en particulier les événements méditerranéens (qui dépassent souvent 30 à 50mm/j sur la région d'étude). Cependant, l'accroissement des périodes de sécheresse risque de se traduire par un ruissellement plus important vers l'Huveaune, notamment en début d'automne, et retarder l'infiltration de la pluie efficace vers les eaux souterraines. Il faut donc privilégier des études futures portant sur les réponses hydrologiques des sources et de la rivière Huveaune face au contexte spatio-temporel des pluies de la zone d'étude. Les trois stations de mesures du débit de l'Huveaune actuellement en fonctionnement entre Aubagne et Saint Zacharie doivent être maintenues en service car elles sont positionnées dans des zones stratégiques pour l'étude des sous-bassins versants. Il est également indispensable d'avoir un point ou des points de références pour les eaux souterraines. La source de Saint-Pons (Gémenos) s'est avérée extrêmement stable d'un point de vue hydrogéochimique, c'est donc un point de suivi qu'il faut privilégier car il permettrait d'identifier des changements à l'avenir. De plus, cette source est équipée d'une station hydrométrique DREAL qu'il faut maintenir en service.

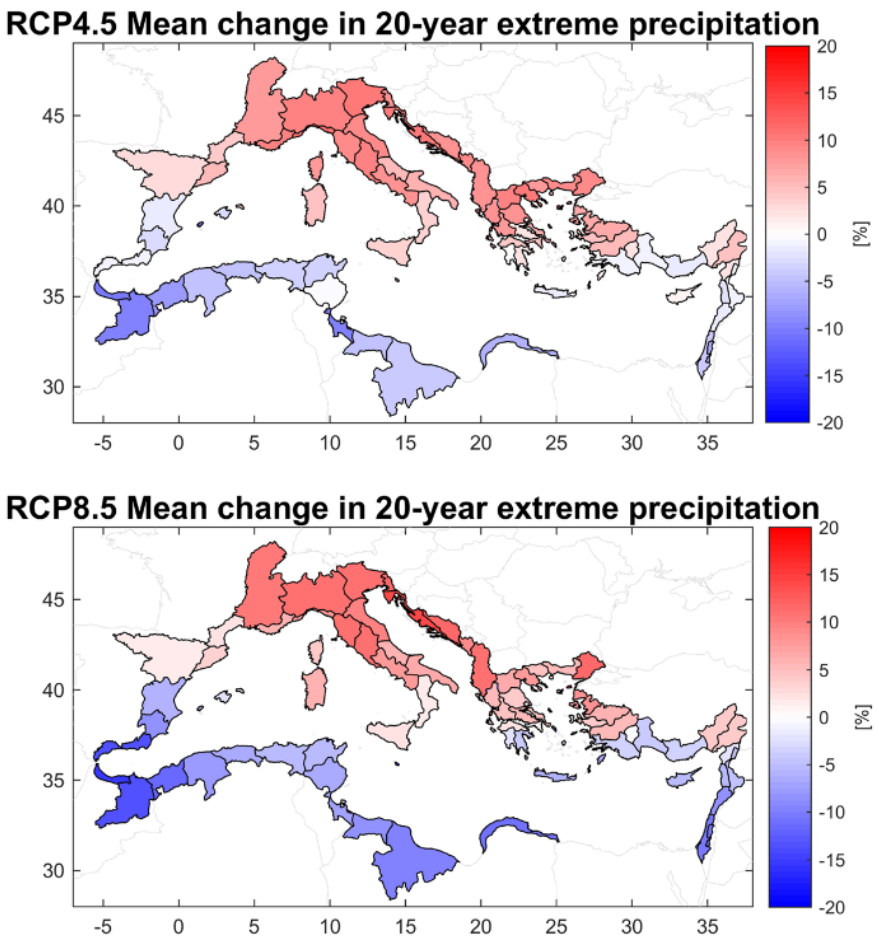


Figure VI.1 : Changements relatifs moyens vers l'année 2100 de la période de retour de 20 ans des précipitations extrêmes pour chacun des 102 bassins méditerranéens selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (extrait de Tramblay et Somot, 2018)

De plus, l'alimentation en eau potable, agricole et industrielle des communes du bassin versant de l'Huveaune repose actuellement en majorité sur l'eau des canaux de Marseille et de Provence par détournement de la Durance et du Verdon. Dans le mode de gestion actuel de l'eau, l'effet du changement climatique sur les débits des cours d'eau alpins se répercutera donc sur la disponibilité en eau du sud de la région PACA. Le changement climatique se traduit par la diminution des glaciers et des périodes d'enneigement sur les Alpes (IPCC, 2019b), ces derniers étant à l'origine du stock d'eau au niveau des lacs de Serre-Ponçon et de Sainte-Croix, respectivement à l'origine des canaux de Marseille et de Provence. La diminution de l'enneigement hivernal en 2021-2022, couplée à un fort déficit pluviométrique au printemps 2022, a par exemple provoqué une diminution drastique des débits et une baisse historique des niveaux d'eau dans les lacs artificiels des cours d'eau alpins durant l'été 2022. Les préfectures ont été forcées de prendre des mesures restrictives d'utilisation de l'eau en PACA, et le bassin versant de l'Huveaune s'est trouvé en niveau de gravité maximale : niveau de crise (site internet de la préfecture des Bouches-du-Rhône, 24/08/22). La situation sur les bassins alpins à l'avenir s'aggravera du fait de la perte du stock d'eau des glaciers ; un effet de seuil limitera encore plus drastiquement les débits dans les cours d'eau lorsque le stock des glaciers aura disparu. Cet effet (« *peak water* ») est modélisé autour des années 2020 ce qui signifie que l'alimentation par les stocks d'eau des glaciers qui fondent va diminuer drastiquement dans la décennie en cours. De plus, les prévisions d'augmentation de la population, de 42 à 84% à l'échelle du PNR Sainte-Baume,

implique logiquement une augmentation des besoins en eau potable du même ordre de grandeur sur la zone d'étude (Figure VI.2)(Fénard, 2019). Il existe donc une problématique de rupture de la ressource pour l'AEP régionalement, avec le risque que les canaux ne soient plus suffisants pour répondre à la demande en eau. Les masses d'eau Sainte-Baume/Beausset/Calanques deviendront une ressource en eau d'autant plus stratégique.

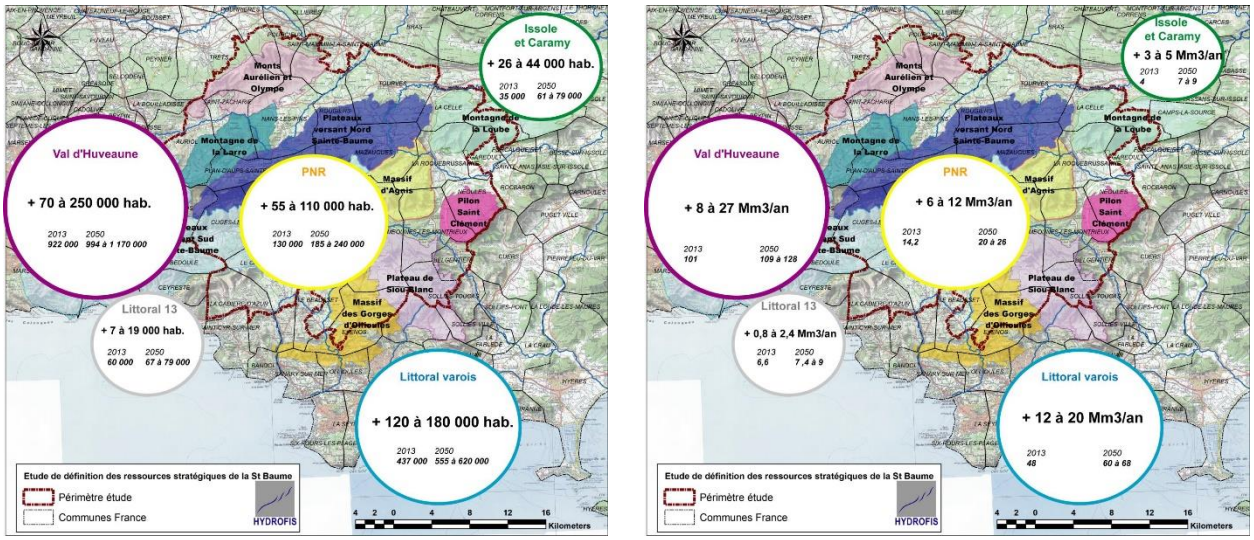


Figure VI.2 : Prévisions d'augmentation de la population et des besoins en eau associés à l'horizon 2050 (extrait de Fénard, 2019)

Le changement climatique se traduit également par une augmentation du niveau de la mer (IPCC, 2019a). Théoriquement, cela va impacter la ressource en eau en zone côtière par l'augmentation de la charge d'eau salée et donc l'augmentation du biseau salé vers les terres (Bear et al., 1999). Localement, les effets de l'intrusion saline sont soupçonnés au niveau du forage Bronzo, illustrant que le biseau salé peut localement remonter dans les terres sur de longues distances. Il est donc indispensable d'inclure ce risque d'intrusion saline dans les plans de gestion des forages AEP captant la ressource à l'ouest de l'unité géologique du Beausset et des Calanques.

VI.2 Un nouvel outil graphique de classification des eaux régionales utilisant les isotopes stables de l'eau ($\Delta^{18}O$, $\Delta^{2}H$)

L'utilisation des isotopes stables de l'eau permet d'atteindre des objectifs multiples :

i) La détermination de l'origine de l'eau, par l'identification de l'altitude des zones d'alimentation. Cet objectif a fait l'objet de la partie V.

ii) L'identification de mélanges entre masses d'eau. Le second objectif est particulièrement applicable à la zone d'étude en ce qui concerne l'influence des apports d'eau d'irrigation sur la plaine agricole d'Aubagne, le signal isotopique du canal de Marseille étant particulièrement appauvri en oxygène 18 et en deutérium car l'eau est dérivée des Alpes. Des interactions nappe-rivière s'observent aussi au niveau de Roquevaire où les deux forages (F2017 profond et F3 superficiel) présentent une faible variation temporelle de leur signal géochimique qui traduit un écoulement souterrain long avant le point de captage, mais aussi une signature similaire à l'eau de la rivière Huveaune. Ces échanges n'ont pas été qualifiés et quantifiés au cours de ces travaux de thèse.

iii) Les processus géochimiques impliquant un fractionnement des isotopes stables de l'eau. Un seul processus de fractionnement a été identifié sur la zone d'étude avec des phénomènes évaporatoires observés sur la rivière Huveaune au point de mesure Beaudinard, en amont d'Aubagne, d'autant plus importants que le débit de l'Huveaune est faible durant la période estivale de basses eaux.

iv) Les modalités d'échanges de masse d'eau. Le quatrième objectif se traduit par l'identification de points d'eau représentatifs de zones d'alimentations, qui serviront ainsi de référence pour de futures études hydrogéologiques régionales. En effet, deux types de comportements hydrogéologiques ont été mis en évidence sur les eaux souterraines des bassins versants de l'Huveaune et des sources de Port-Miou :

- les sources de l'amont de la vallée de l'Huveaune (source Encanaux Inférieures, source Nayes, source Huveaune, Foux de Nans les Pins) présentent une variabilité temporelle importante de la signature en isotopes stables. Cela implique des sources qui réagissent avec la variation du signal d'entrée de l'eau c'est-à-dire les précipitations. L'organisation des aquifères karstiques implique donc une part d'alimentation des sources liée à un écoulement rapide à travers un réseau de vides et de conduits karstiques bien développé, que le contexte karstologique montre bien (réseau spéléologique du Petit Saint Cassien, puits et rivière souterraine des Encanaux, Grotte de la Castelette, …). De même, cela implique une zone de recharge bien connectée à la zone saturée par l'intermédiaire de zones d'infiltration préférentielle, telles que les zones de lapiaz ou de pertes karstiques (Plateau du Plan d'Aups). Ces systèmes karstiques sont à priori des aquifères à faible réserve en eau puisque les signatures en isotopes stables de l'eau sont assez variables à l'échelle interannuelle.
- les forages du sud Sainte-Baume (Vèze, Puyricard, Coulin) et la source St Pons présentent une signature en isotopes stables de l'eau peu variable au cours du temps. Cela témoigne d'aquifères de grande dimension, qui vont moyenner le signal d'entrée des précipitations sur des périodes de plusieurs mois voire années. Localement, cela permet d'identifier quelques points de référence qui pourront être comparés à de nouvelles observations dans le cadre de travaux hydrogéologiques.

Il est proposé un nouvel outil de classification des eaux régionales, basé sur les résultats obtenus sur l'analyse en isotopes stables de l'eau des sources, forages et rivière des bassins versants de l'Huveaune et de Port-Miou. Des zones caractéristiques des masses d'eau sont identifiées sur le diagramme δ^2H en fonction de $\delta^{18}O$ (Figure VI.3). Elles représentent des points de références régionaux et illustrent les processus pouvant influencer la signature en isotopes stables des eaux souterraines et de surface. Ainsi, l'influence du canal d'irrigation est identifiée clairement avec un appauvrissement attendu en isotopes stables de l'eau (dans ce cas sur la plaine d'Aubagne et le forage Bronzo). L'influence de l'évaporation sur la rivière Huveaune à Beaudinard est aussi visible sans qu'une démonstration de ce phénomène n'ait été réalisée au cours de ces travaux de thèse. Enfin, trois points d'eau sont proposés en tant que référence régionale par rapport à l'altitude moyenne de leur zone d'alimentation. L'avantage principal de la source Gapeau, de la source St Pons et du forage Puyricard est l'absence de variation importante du signal $\delta^{18}O$ - δ^2H au cours du temps. Ces trois points se distinguent donc par une altitude de leur zone de recharge respectivement de plus en plus faible (chapitre V). La lecture graphique permettra ainsi d'associer de nouvelles données, à l'échelle

locale ou régionale, à ces trois points de références, et d'en déduire une altitude moyenne de recharge des points investigués.

Cependant, un avertissement est fait concernant la qualité de mesure des isotopes stables de l'eau. En effet, malgré des exercices d'inter-comparaison entre laboratoires confirmant majoritairement les méthodes analytiques, il persiste des différences qui peuvent s'expliquer par le protocole d'analyse ou le post-traitement des résultats bruts (Vallet-Coulomb et al. 2021). Toutes les données acquises au cours du Projet Karst-Huveaune proviennent du même laboratoire (LAMA- LAboratoire Mutualisé d'Analyse des isotopes stables de l'eau, de l'université de Montpellier) et permettent une comparaison sans équivoque des données d'eau souterraine, d'eau de surface et de pluie. Ainsi, nous conseillons d'utiliser des jeux de données venant d'un seul laboratoire dans le cadre de travaux utilisant les isotopes stables de l'eau pour éviter tout biais analytique. De même, l'utilisation du diagramme de référence régionale nécessite de prélever des échantillons sur des points d'eau similaire pouvant servir de référence (par exemple la source Gapeau dont la signature isotopique est stable depuis plusieurs années, ou la source Saint Pons) pour identifier et limiter les biais analytiques entre laboratoires. Enfin, sur de nouveaux points d'eau, un seul prélèvement ne sera pas suffisant pour conclure car il est essentiel de définir si la signature de l'eau est stable au cours du temps, ou au contraire variable ; il est donc recommandé de toujours faire des prélèvements à plusieurs périodes de l'année dans des conditions hydrologiques variées.

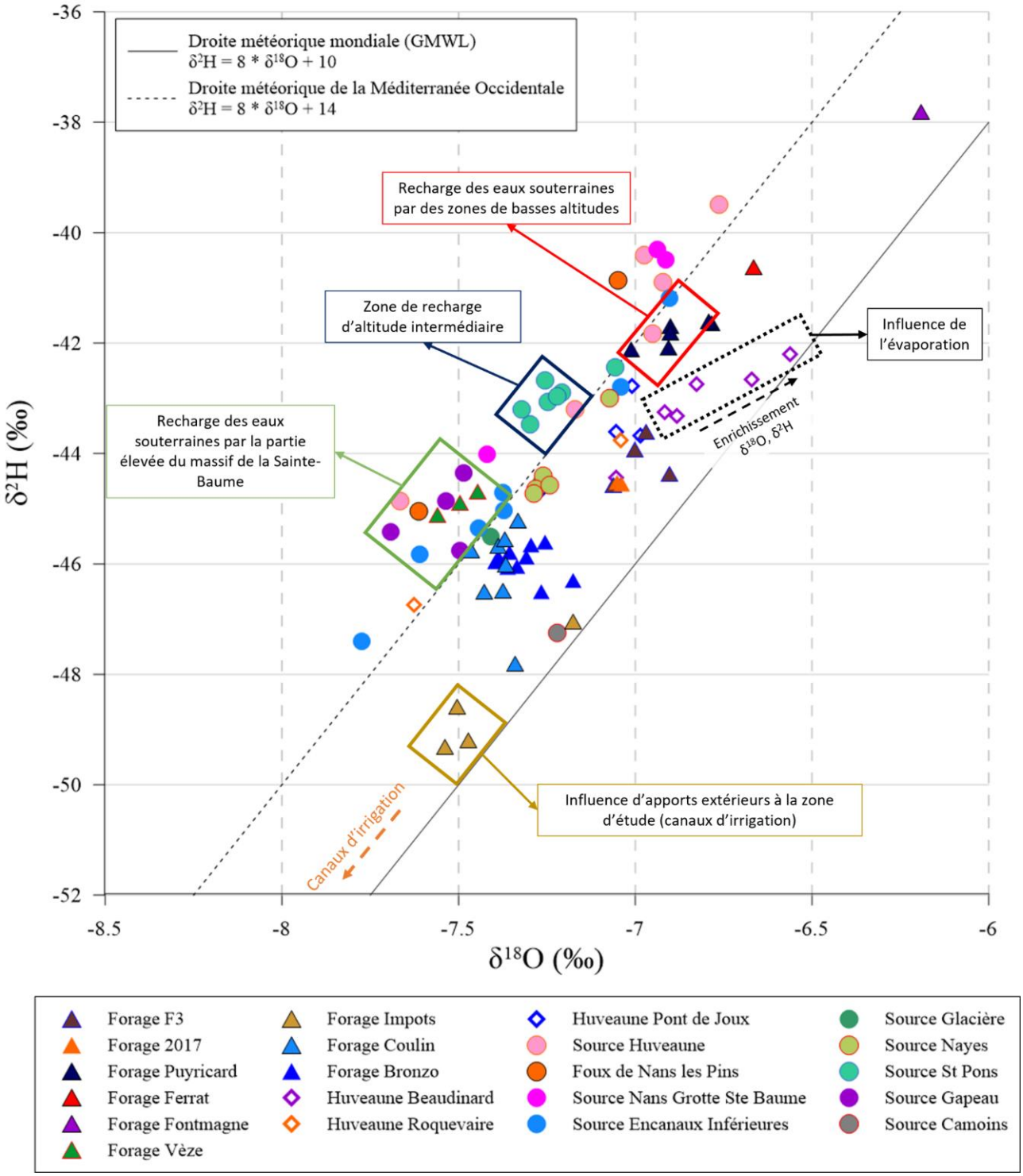


Figure VI.3 : Classification graphique des masses d'eau douce des bassins versants de l'Huveaune et Port-Miou, à l'aide des isotopes stables de l'eau mesurés entre 2018 et 2021

VI.3 EXISTE-T-IL UNE INTRUSION SALINE TRÈS EN AMONT DANS LES TERRES ?

Le forage Bronzo (au sud d'Aubagne) s'est avéré être intéressant car il est marqué par une concentration anormale en NaCl, alors qu'il se trouve à environ 8km de la mer, avec un niveau piézométrique d'environ 25 mNGF. Cette anomalie a toujours existé et est dans le même ordre de grandeur que les analyses de Vernet et Vernet (Vernet et Vernet, 1980), malgré une légère augmentation de la concentration en Na^+. L'approche multi-traceurs menée sur le forage Bronzo ne

permet pas à ce jour d'être certain de l'origine de la salinité identifiée. L'apport de NaCl par des rejets de STEP est hautement improbable du fait de la position des STEP de Roquefort la Bédoule, en aval hydraulique du forage Bronzo, et de Cuges-les-Pins, pour lequel un facteur de dilution très important est attendu au vu du fonctionnement hydrogéologique régional. Au terme de cette thèse, l'utilisation des ions bromures et du rapport Br/Cl, pour discriminer l'effet de l'intrusion saline ou l'effet de l'halite, n'a pas été concluant du fait d'une incertitude très élevée sur les concentrations en bromures mesurées sur le forage Bronzo (< 0,18 mg/l). De même, les outils isotopiques ($^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{34}S_{SO4}$, $\delta^{18}O_{SO4}$) ne permettent pas de conclure sur l'origine de la salinité, mais montrent le mélange des deux masses d'eau douce régionale (faciès carbonaté et sulfaté). Deux hypothèses restent donc possibles : i) un phénomène d'intrusion saline important avec une remontée d'eau de mer ou du biseau salé à travers un réseau de drains karstiques ou de fractures à travers les réservoirs du Crétacé inférieur ; ii) des interactions eau-roche et la présence, non vérifiée localement, d'halite en profondeur.

Dans l'objectif d'études complémentaires pour identifier l'origine de la salinité, plusieurs traceurs doivent être investigués. Toutefois, la concentration en NaCl reste faible, bien qu'anormale, et marque ainsi une contribution très faible d'un pôle d'eau salée. En supposant une origine marine, cela correspondrait à moins de 0,5% d'eau de mer alimentant le forage Bronzo.

Deux nouveaux traceurs sont proposés :

- Le bore et ses isotopes (B, $\delta^{11}B$) : l'eau de mer présente une valeur en $\delta^{11}B$ de l'ordre de +39‰ tandis que les sources d'eau salée non marine présente des $\delta^{11}B$ plus faibles (+10‰ pour les eaux usées, +15‰ pour la dissolution d'halite) (Bouchaou et al., 2008; Giménez Forcada et Morell Evangelista, 2008; Vengosh et al., 1999). Les rapports molaires Na/Cl, Br/Cl et B/Cl sont des indicateurs de l'origine de la salinité complémentaire aux outils isotopiques.
- Le lithium et ses isotopes (Li, $\delta^{11}Li$) sont aussi discriminants de l'origine de la salinité et des processus géochimiques pouvant modifier la signature géochimique de l'eau (Hébrard et al., 2006; Panagopoulos, 2009).

Enfin, ces travaux de thèse montrent clairement que le signal géochimique observé à Bronzo est peu variable au cours du temps, traduisant un réservoir de grande dimension moyennant le signal géochimique au cours du temps. Basé sur ce constat, une seule analyse géochimique de l'ensemble de ces traceurs devrait permettre de conclure sur l'origine de la salinité observée sur le forage Bronzo. Il serait nécessaire de l'accompagner d'un échantillon d'eau de mer et de quelques points de référence d'eau douce souterraine régionale (forage Coulin, source St-Pons, forage du Vèze, forage Impôts) pour connaître le fond géochimique des eaux souterraines douces. Dans le cas d'une intrusion saline, une incertitude restera à lever sur les mécanismes permettant une remontée d'eau de mer/biseau salé à plusieurs kilomètres de mer. On peut poser l'hypothèse que le pompage sollicite une fracture productive mobilisant une eau salée de la zone noyée de Port-Miou, en très faible quantité (< 0,5%). Une diagraphie statique et en production du forage permettrait d'estimer quantitativement les apports des différentes zones productives, comme ce fut le cas sur le forage F2017 à Roquevaire.

Dans le cas de recherche d'une nouvelle ressource en eau potable au sein des aquifères carbonatés de l'Unité du Beausset et du massif des Calanques, le risque d'intrusion saline reste élevé. L'utilisation de ces traceurs pour l'identification des nouvelles ressources est primordiale pour éviter une

contamination à long terme de la ressource, par un abaissement artificiel du niveau d'eau douce au sein des grands réservoirs carbonatés.

VI.4 QUELQUES OBSERVATIONS NOUVELLES SUR LA PROFONDEUR DE LA KARSTIFICATION

La baisse importante du niveau marin au cours du Messinien (-5,7 à -5,2 Ma) se traduit par la mise en place d'une karstification profonde à l'échelle du bassin méditerranéen, jusqu'à plusieurs centaines de mètres sous le niveau de base actuel (Jouves, 2018; Tassy, 2012). La source saumâtre de Port-Miou en est une bonne illustration avec une profondeur de 237 m sous le niveau de la mer (Arfib et al., 2018).

Des indices de karstification profonde ont été mis en évidence sur le bassin versant de l'Huveaune : à Roquevaire avec des arrivées d'eau sous le niveau de l'Huveaune au niveau du forage F2017, à la source Encanaux Inférieures pour laquelle une plongée dans le réseau karstique a permis d'identifier un drain relativement profond, à la source Glacière et au forage du Vèze caractérisés par une température anormalement élevée, et enfin par le captage d'une ressource en profondeur sur le forage Coulin. Ces observations montrent que l'eau souterraine s'écoule sous le niveau de base actuel formé par la vallée de l'Huveaune et ses affluents.

De plus, cette thèse a montré que l'eau souterraine de la plaine alluviale d'Aubagne est contenue dans un réservoir quaternaire très productif, et dont l'écoulement n'est pas dépendant de remontées de fluides circulant au sein des aquifères carbonatés en profondeur. Aucun creusement de la rivière Huveaune ne s'observe ce qui traduit un niveau de base relativement proche du niveau marin actuel.

Les aquifères carbonatés du massif de la Sainte-Baume (et de l'Unité du Beausset) constituent donc des réserves en eau importantes dans l'épaisseur de leurs zones saturées, mais qu'il existe aussi des écoulements au sein de ces zones saturées par l'intermédiaire de drains karstiques ou de zones fortement fracturées et faillées.

CONCLUSION

Cette thèse vise à explorer la diversité des modalités d'écoulements en domaine carbonaté, afin de contraindre le fonctionnement hydrogéologique de la zone d'étude. La variabilité spatiale et temporelle du signal géochimique a été investiguée à l'aide de prélèvements mensuels sur des sources karstiques et des forages. Cette approche a permis de qualifier et quantifier les relations entre les différents aquifères compartimentés à l'échelle régionale. Deux masses d'eau douce principales ont été identifiées par l'approche géochimique et hydrogéologique, la première correspondant au drainage des aquifères calcaires et dolomitiques du jurassique et du crétacé formant le massif de la Sainte-Baume et de l'Unité du Beausset, la seconde correspondant au drainage des formations marquées par la présence de trias gypseux au niveau de la vallée de l'Huveaune et de la plaine d'Aubagne. Ces deux masses d'eau se mélangent au niveau du contact hydrogéologique entre Unité du Beausset, massif de la Sainte-Baume et plaine d'Aubagne.

L'objectif de cette thèse a été de tester différentes méthodes appliquées à l'étude des aquifères karstiques et alluviaux, en domaine carbonaté méditerranéen. Les parties III, IV et V ont ciblé différentes thématiques basées sur des outils complémentaires :

- L'application de la méthode des dérivées pour l'interprétation de trois essais de pompage a mis en valeur l'hétérogénéité des régimes d'écoulements et a permis d'identifier les schémas conceptuels représentatifs dans le cas d'aquifère alluvial, fracturé et karstique. La géométrie des aquifères a ensuite été caractérisée par la modélisation des écoulements à partir de solutions analytiques répondant aux modèles conceptuels et au contexte géologique.
- L'utilisation des forages s'est aussi avérée primordiale dans l'étude des modalités d'écoulement à l'échelle régionale pour accéder à la ressource en eau profonde, et en complément des sources karstiques. Ces forages AEP ont permis de qualifier et quantifier les mélanges des deux masses d'eau douce.
- L'approche multi-traceurs (ions majeurs, isotopes stables, isotopes du strontium, isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates) a permis d'étudier la variabilité spatiale et temporelle du signal géochimique de l'eau, d'identifier les deux masses d'eau régionales et de caractériser les mélanges à l'échelle régionale.
- Les isotopes stables de l'eau (souterraine, de surface et des précipitations) se sont révélés un outil particulièrement efficace pour évaluer la variabilité du signal géochimique et identifier les dynamiques de recharge et de fonctionnement des aquifères karstiques, en distinguant clairement les aquifères du nord et du sud de la Sainte-Baume.
- Les isotopes du strontium ont souligné le rôle important de l'histoire géodynamique sur la signature géochimique de l'eau. Ainsi, les remplissages karstiques et l'intégration de matériaux très radiogéniques au sein des aquifères carbonatés vont augmenter significativement le signal en isotopes du strontium de l'eau souterraine. L'histoire géodynamique doit donc être prise en considération lors de l'utilisation de cet outil.
- L'utilisation des isotopes du strontium et des isotopes du soufre des sulfates a confirmé l'origine marine de la salinité observée au niveau de la source de Port-Miou, mais n'a pas permis de trancher de manière définitive sur l'origine de la salinité au forage Bronzo. L'approche multi-traceurs a aussi permis de qualifier le mélange des masses d'eau à faciès

carbonaté et sulfaté, avec l'eau de mer à Port-Miou. Cependant, la quantification de ce mélange reste à établir, et en particulier la variation du signal en isotopes stables du pôle eau douce devrait permettre d'identifier l'origine de l'eau de recharge.

- L'utilisation couplée des isotopes stables des précipitations et de modèle d'infiltration, jouant principalement sur la variabilité de la réserve utile maximale, a mis en évidence l'appauvrissement du signal isotopique de la pluie efficace par rapport à celui des précipitations. Cette démarche, et la comparaison avec le signal des eaux souterraines, explique le signal appauvri des eaux souterraines par rapport à une valeur moyenne annuelle des précipitations, sans faire intervenir de processus de fractionnement isotopique sur la molécule d'eau

Plusieurs perspectives méthodologiques et appliquées à la ressource en eau ressortent de cette thèse :

- La variabilité du signal géochimique des sources karstiques de la vallée de l'Huveaune traduit des aquifères dynamiques, caractérisés par des échanges rapides entre recharge et exutoires de l'eau souterraine (Partie IV). Ici, le rôle de l'épikarst et/ou de la zone non saturée n'a pas été identifié finement du fait du pas de temps de mesure mensuel. Plusieurs travaux sont focalisés sur cette thématique dans le cas d'aquifère karstique (Duran, 2019; Minvielle, 2015; Ollivier, 2019) mais des incertitudes persistent sur les modèles les plus représentatifs du fait du caractère très hétérogène des aquifères karstiques et selon les cas d'études (rôle de transfert et/ou de stockage de l'épikarst, dynamique d'écoulement au sein de la zone non saturée – ZNS - et de la zone saturée - ZS, dualité des écoulements conduit/matrice, …) ainsi que les facteurs à intégrer dans la réflexion (occupation du sol, discrimination entre pluie efficace et recharge, ruissellement, …). Les modèles d'infiltrations sont très dépendants de ces paramètres. La mise en place d'un suivi temporel in-situ (CTD) et ponctuel (géochimie) sur un transect vertical comprenant l'épikarst, la ZNS et la ZS sur un aquifère karstique permettrait de discuter des processus d'infiltration et d'écoulement, notamment au sein de la ZNS. Le système Plan d'Aups – Castelette - Encanaux est un site qui se prête bien à cette étude, du fait de l'accessibilité spéléologique à la ZNS et à l'infiltration diffuse et concentrée sur la zone de recharge du Plan d'Aups.
- La signature en isotopes du strontium de l'eau au sein des aquifères carbonatés est dépendante de plusieurs facteurs, notamment de la nature des remplissages karstiques. Une approche karstologique par l'identification et la caractérisation des remplissages karstiques est complémentaire aux outils de l'hydrogéologie pour comprendre la variation spatiale de la signature en isotopes du strontium des eaux souterraines.
- L'impact du changement climatique est aussi un thème majeur pour les recherches futures, qui va entrainer une modification des conditions de recharge des aquifères karstiques (humidité du sol, température et ETP, régime de pluie, …). Le suivi (quantitatif et chimique et isotopique) à long terme de sources karstiques (St Pons notamment) et des précipitations pourront servir à la mise en place de modèles prédictifs pour prédire l'évolution du fonctionnement régional.

ANNEXES

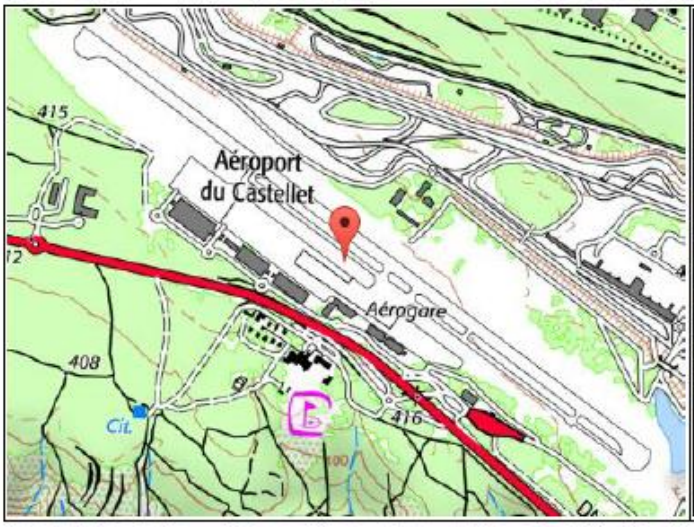
Annexe 1 : Fiches informations des stations du Castellet Aérodrome et du Plan d'Aups gérées par Météo-France (MF) 286
Annexe 2: Succession litho-stratigraphique du Trias provençal (extrait de Villeneuve et al, 2018 - J.P Caron, inédit) ...287
Annexe 3 : Lithostratigraphie schématique et synthétique de la série jurassique montrant les formations avec leurs attributions d'âges, cartographiées dans la 3e édition de la carte à 1/50 000 Aubagne-Marseille, ainsi que les cycles ou séquences de dépôts majeurs et les phases principales de l'évolution géodynamique du Bassin Sud - Provençal au Jurassique (extrait de Villeneuve et al, 2018 - d'après M. Floquet et al., 2007)....288
Annexe 4 : Log stratigraphique du Crétacé Inférieur (d'après J.P.Masse et M. Fenerci-Masse, 2011 – extrait de Villeneuve et al, 2018)....289
Annexe 5 : Représentation synthétique des unités lihostratigraphiques (formations et membres) constituant la série d'âge cénomanien à coniacien moyen dans le secteur occidental du synclinal du Beausset. Séquences de dépôts et datation (extrait de Villeneuve et al, 2018)....290
Annexe 6 : Successions lithostratigraphiques des formations oligocènes du bassin de Marseille-Aubagne (Villeneuve, inédit - extrait de Laville et al., 2018). Légende. f.Mour : Formation Mourepiane, f.CP-M : Formation Cap Pinède-Le Merlan, f.PA : Formation de la porte d'Aix, f.SA-SH : Formation Saint-André-Saint-Henri, f. Est P : Formation Estaque port, f. Mar : Formation du Marinier, Br. Mord : brèches de Mordeau, f.Piedy : Formation de Piedautry, C.Sav : Calcaires de la Savine, f.Val : Formation de la Valentine, f. Cam. : Formation des Camoins, f. ST MARCEL : Formation de St Marcel, f. Roy : Formation de la Royante, f. Dest : Formation de la Détrousse, f. Gast : Formation de la Gastaude, f.SJG : Formation de Saint-Jean-de-Garguier, f. FdM : Formation de Font de Mai, f. Gem : Formation de Gémenos, 1 - Calcaires à striatelles, 2 - Calcaires à lamines, 3 - Lentilles de poudingues, 4 - Lits de lignites, 5 - Calcaires bréchiques, 6 - Calcaires en gros bancs, 7 - Calcaires, 8 - Marnes et calcaires marneux, 9 - Argiles, 10 - Grès, 11 - Poudingues, 12 - Brèches, 13 - Nouveaux gisements fossilifères. Encadrés en violet- nouveaux echantillons fossilifère, Zr entourés en vert - Échantillons avec zircons hérités datés (extrait de Villeneuve et al, 2018)....291
Annexe 7 : Inventaire des traçages artificiels validés dans le secteur d'étude et étendu à l'Unité du Beausset, au massif d'Agnis et à la région toulonnaise....292
Annexe 8 : Informations générales concernant les sites de mesures et de prélèvements répartis sur la zone d'étude. (1) Altitude Z en mNGF. (2) Débit des sources et de la rivière en l/s, débit d'exploitation pour les forages, en m^3/h. (3) géologie au niveau des sources à l'affleurement ou de la zone exploitée par les forages....294
Annexe 9 : Protocole d'analyse des isotopes stables de l'eau....295
Annexe 10 : Protocole de préparation et d'analyse des isotopes du strontium. Informations fournies par Marion Defrance et Hélène Mariot, ingénieurs de recherche au CEREGE. 296
Annexe 11 : Protocole d'échantillonnage, conditionnement et analyse des isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates. Informations fournies par le rapport d'essai du BRGM. Modes opératoires suivant la notice MO 380 (Montech, 2019)....300
Annexe 12 : Traduction de l'article « Improving hydrogeological understanding through well-test interpretation by diagnostic plot and modelling: a case study in an alluvial aquifer in France ». 301
Annexe 13 :Boites à moustaches de la conductivité électrique et de la concentration en calcium (Ca^{2+}), magnésium (Mg^{2+}), sulfates (SO_4^{2-}) et nitrates (NO_3^-) pour 18 points de prélèvements....320
Annexe 14 : Démarche de calcul de la pluie efficace selon les quatre modèles de bilan hydrologique implémentés dans l'outil ESPERE....321
Annexe 15 : Précipitations et pluies efficaces annuelles, ainsi que moyenne mensuelles interannuelles calculées pour la station du Plan d'Aups Les Béguines. 322
Annexe 16 : Pluie efficace calculée sur la station du Plan d'Aups Les Béguines (AMU) à partir du coefficient de proportionnalité calculé tout pour chaque période de collecte et chaque valeur de RU_{max} entre pluie et pluie efficace sur la station du Plan d'Aups (Météo-France)....323

Annexe 17 : Pluie efficace calculée sur la station du Castellet Le Cas (AMU) à partir du coefficient de proportionnalité calculé tout pour chaque période de collecte et chaque valeur de RU_{max} entre pluie et pluie efficace sur la station du Castellet (Météo-France.....324
Annexe 18 : Évolution de la signature isotopique en $\delta^{18}O$ de la pluie efficace selon la valeur de RU_{max} utilisée. Deux types de périodes sont présentés avec les périodes de Hautes Eaux HE et de Basses Eaux BE (HE1 du 02/11/2018 au 30/03/2019 ; BE1 du 01/04/2019 au 31/08/2019 ; HE2 du 01/09/2019 au 01/04/2020 ; BE2 du 02/04/2020 au 31/03/2021) ; et les périodes Humide PH et Sèche PS (PH1 du 02/11/2018 au 31/12/2019 ; PS1 du 01/01/2019 au 31/08/2019 ; PH2 du 01/09/2019 au 06/01/2020 ; PS2 du 07/01/2020 au 31/03/2021)......325
Annexe 19 : Rapport isotopique $\delta^{2}H$ en fonction de $\delta^{18}O$ de la pluie efficace selon la valeur de RU_{max} utilisée. Deux types de périodes sont présentés avec les périodes de Hautes Eaux HE et de Basses Eaux BE (HE1 du 02/11/2018 au 30/03/2019 ; BE1 du 01/04/2019 au 31/08/2019 ; HE2 du 01/09/2019 au 01/04/2020 ; BE2 du 02/04/2020 au 31/03/2021) ; et les périodes Humide PH et Sèche PS (PH1 du 02/11/2018 au 31/12/2019 ; PS1 du 01/01/2019 au 31/08/2019 ; PH2 du 01/09/2019 au 06/01/2020 ; PS2 du 07/01/2020 au 31/03/2021)......326
Annexe 20 : Signature isotopique pondérée par la pluie efficace pour les périodes PH2 et HE2 sur les stations du Castellet Le Cas (trapèze) et du Plan d'Aups Les Béguines (trapèze encadré de rouge) par rapport aux eaux souterraines 327

Editée le 07/08/2019
Données du 07/08/2019 à 07:59 UTC

83035001
LE CASTELLET
AERODROME

Emplacement du poste, plan au 1:13542



LOCALISATION	
Département:	VAR(83)
Commune:	LE CASTELLET
Lieu-dit:	AERODROME
Latitude:	43°15'08" Nord
Longitude:	5°47'05" Est
Date localisation:	15/10/2007
Altitude:	417 m
Date d'ouverture:	01/03/1969
Date de fermeture:	Ouvert

EMPLACEMENTS SUCCESSIFS

Lieu_dit (lat,lon,altitude)	du	au
AERODROME (43°12'06" Nord, 5°46'36" Est, 420 m)	01/03/1969	30/04/1980
AERODROME (43°15'08" Nord, 5°47'05" Est, 417 m)	01/05/1988	

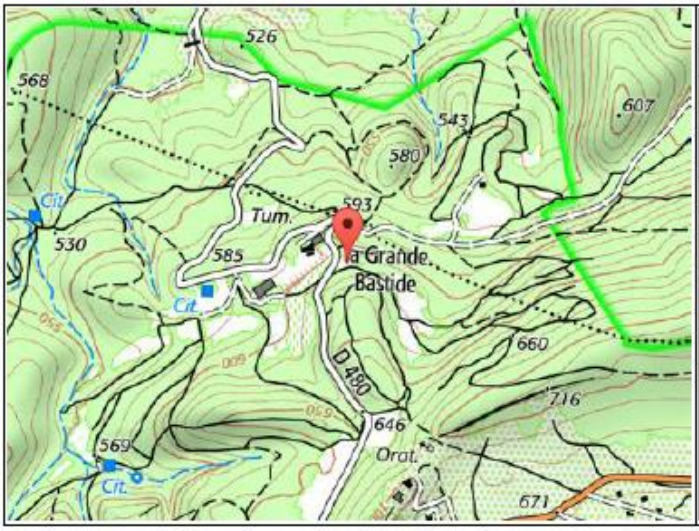
QUALITE DU SITE

Paramètre	Classe(*)	Réf.	Début	Fin	Méthode	Date du relevé	Commentaire
Humidite	2	Nr35B	21/08/2009		3	16/03/2016	nouveau site a 20 m de l ancien
Humidite	3	Nr35	01/09/1999	21/03/2006		01/09/1999	Parking a moins de 30 metres
Pluie	2	Nr35B	16/03/2016		3	16/03/2016	
Pluie	1	Nr35B	22/03/2006	15/03/2016	3	30/11/2015	
Pluie	1	Nr35	01/09/1999	21/03/2006		01/09/1999	
Rugosite_e	1	Nr35B	16/03/2016		3	16/03/2016	herbe et piste
Rugosite_e	3	Nr35B	21/08/2009	15/03/2016	3	30/11/2015	herbe et piste
Rugosite_n	1	Nr35B	16/03/2016		3	16/03/2016	dégagé (herbe et piste puis entre 100 et 200 m petite forêt dans le NE
Rugosite_n	4	Nr35B	21/08/2009	15/03/2016	3	30/11/2015	dégagé (herbe et piste puis entre 100 et 200 m petite forêt dans le NE
Rugosite_o	1	Nr35B	16/03/2016		3	16/03/2016	herbe et piste
Rugosite_o	3	Nr35B	21/08/2009	15/03/2016	3	30/11/2015	herbe et piste
Rugosite_s	1	Nr35B	16/03/2016		3	16/03/2016	hangars et tour
Rugosite_s	5	Nr35B	21/08/2009	15/03/2016	3	30/11/2015	hangars et tour
Temperature	3	Nr35B	16/03/2016		3	16/03/2016	parking avion à 20 m
Temperature	2	Nr35B	21/08/2009	15/03/2016	3	30/11/2015	parking avion à 20 m
Temperature	1	Nr35	22/03/2006	20/08/2009	2	22/03/2006	
Temperature	3	Nr35	01/09/1999	21/03/2006		01/09/1999	Parking a moins de 30 metres
Vent	3	Nr35B	21/08/2009		3	16/03/2016	nouveau site
Vent	1	Nr35	01/09/1999	20/08/2009		01/09/1999	

Editée le 10/07/2018
Données du 10/07/2018 à 14:46 UTC

83093005
PLAN D'AUPS - STE BAUME_SAPC

Emplacement du poste, plan au 1:13542



LOCALISATION	
Département:	VAR(83)
Commune:	PLAN-D'AUPS-SAINTE-BAUME
Lieu-dit:	
Latitude:	43°20'34" Nord
Longitude:	5°43'42" Est
Date localisation:	16/07/2007
Altitude:	605 m
Date d'ouverture:	16/07/2007
Date de fermeture:	Ouvert

EMPLACEMENTS SUCCESSIFS

Lieu_dit (lat,lon,altitude)	du	au
null (43°20'34" Nord, 5°43'42" Est, 605 m)	16/07/2007	

QUALITE DU SITE

Paramètre	Classe(*)	Réf.	Début	Fin	Méthode	Date du relevé	Commentaire
Pluie	2	Nr35B	16/07/2007		2	15/05/2018	
Temperature	3	Nr35B	16/07/2007		2	15/05/2018	

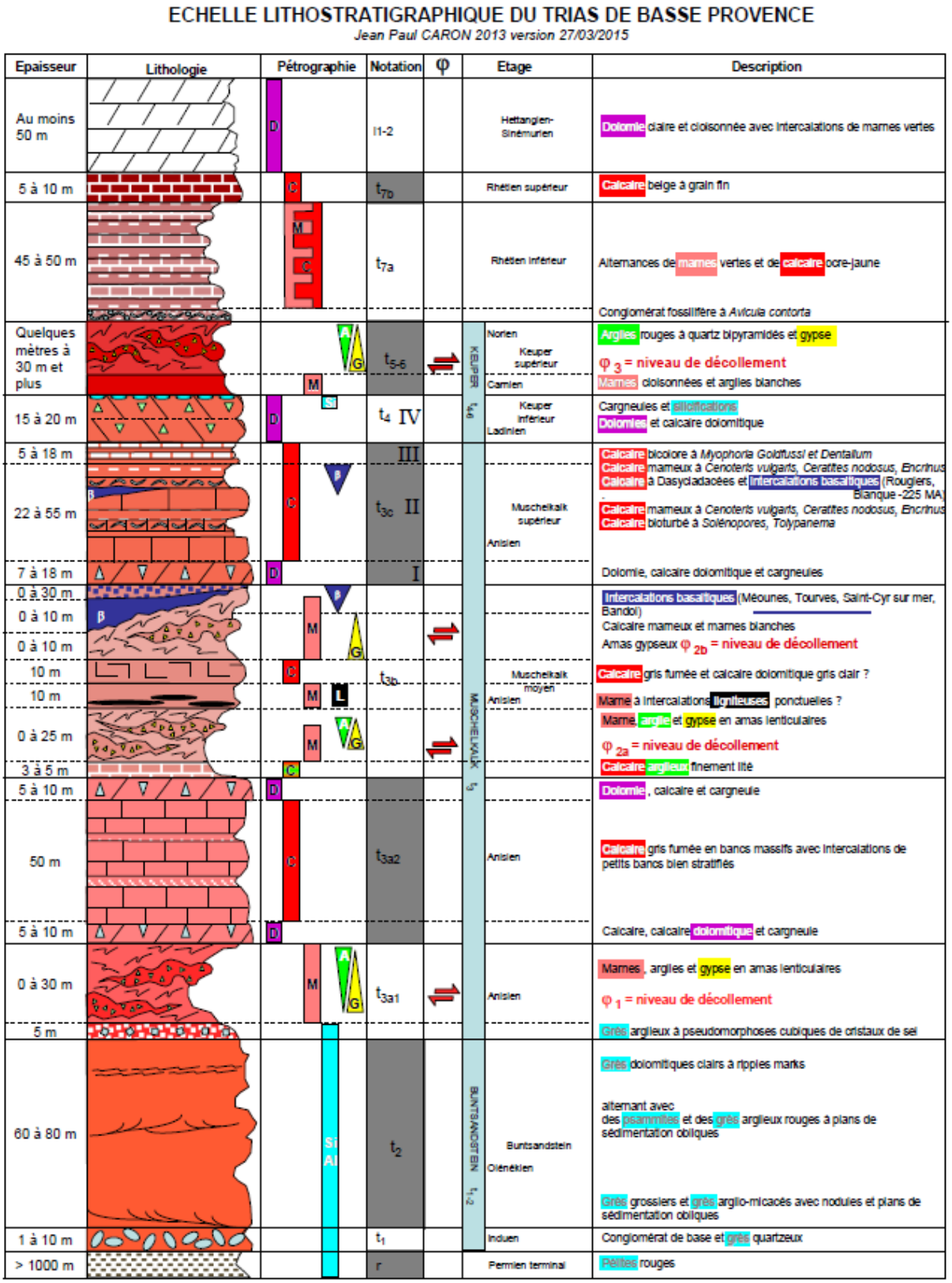
CLASSE MESURES

Paramètre	Classe(**)	Ref.	Début	Fin	Date du relevé	Commentaire
Pluie	B	NS/162/07	02/11/2007		02/11/2007	
Temperature	B	NS/162/07	02/11/2007		02/11/2007	

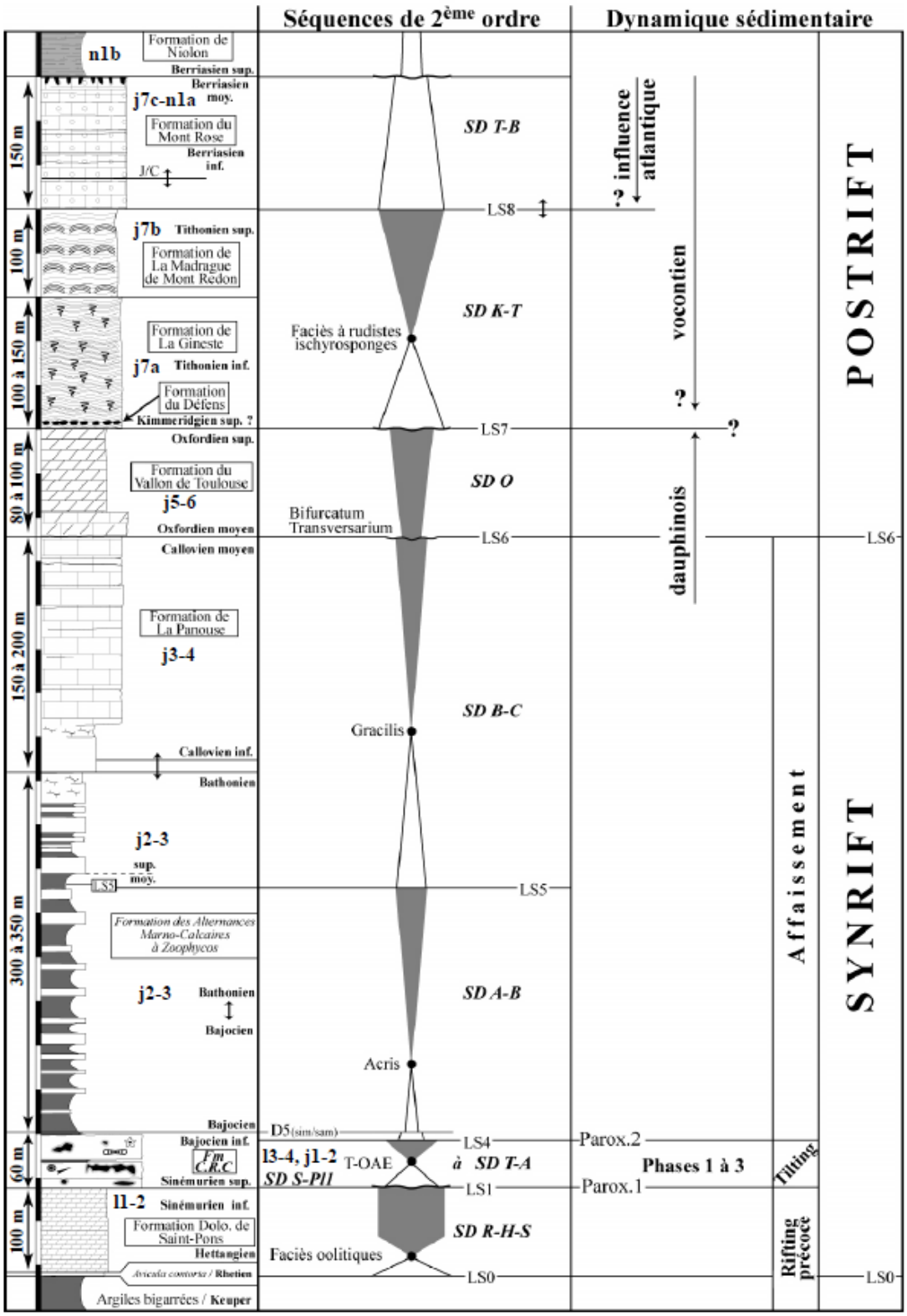
INSTRUMENTS

Capteur	Début	Fin	Modèle	H. capteur	Alti.	Lat_100	Lon_100
ABRI METEO	20/08/2007		ABRI METEO INCONNU				
SONDE THERMOMETRIQUE	20/08/2007		SONDE THERMOMETRIQUE INCONNUE				
PLUVIOMETRE	20/08/2007		PLUVIOMETRE INCONNU				

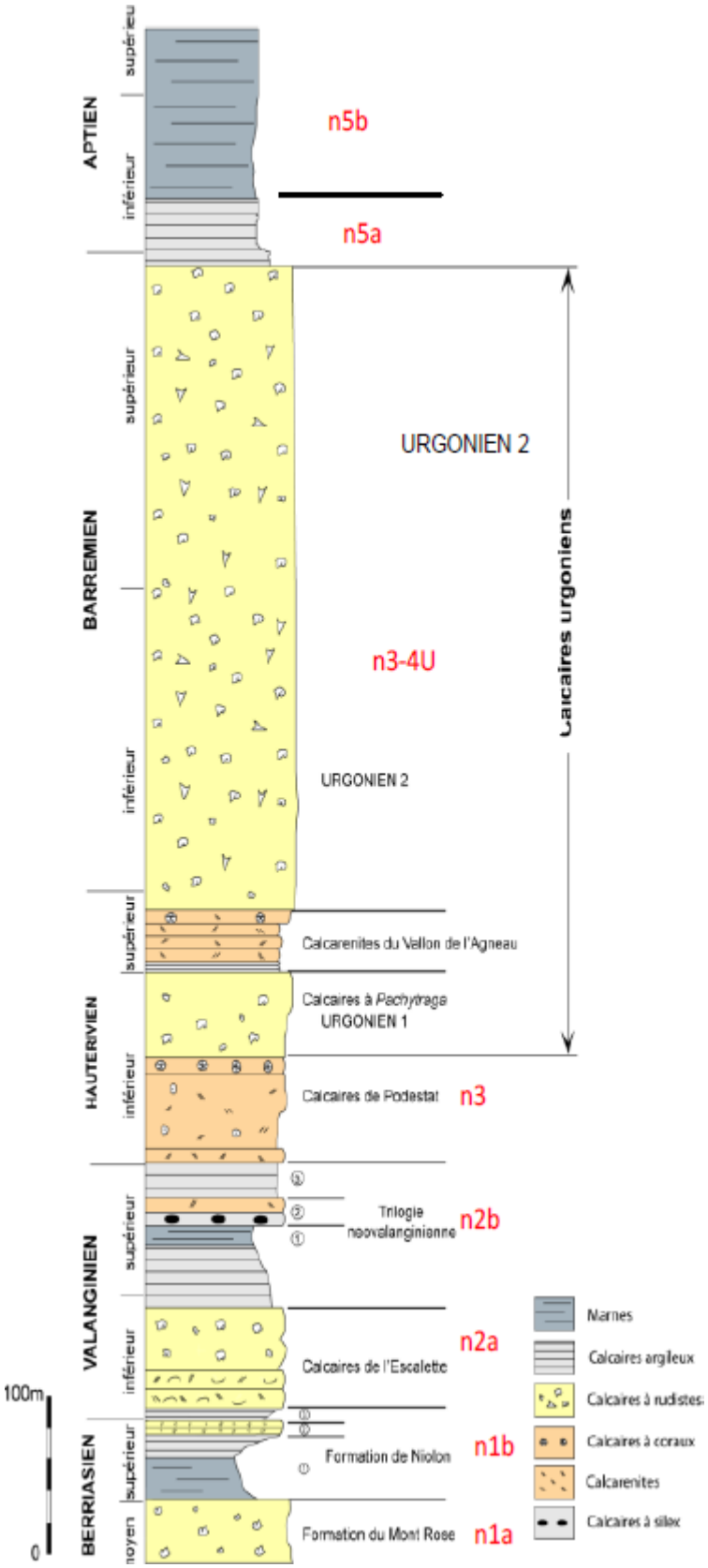
Annexe 1 : Fiches informations des stations du Castellet Aérodrome et du Plan d'Aups gérées par Météo-France (MF)



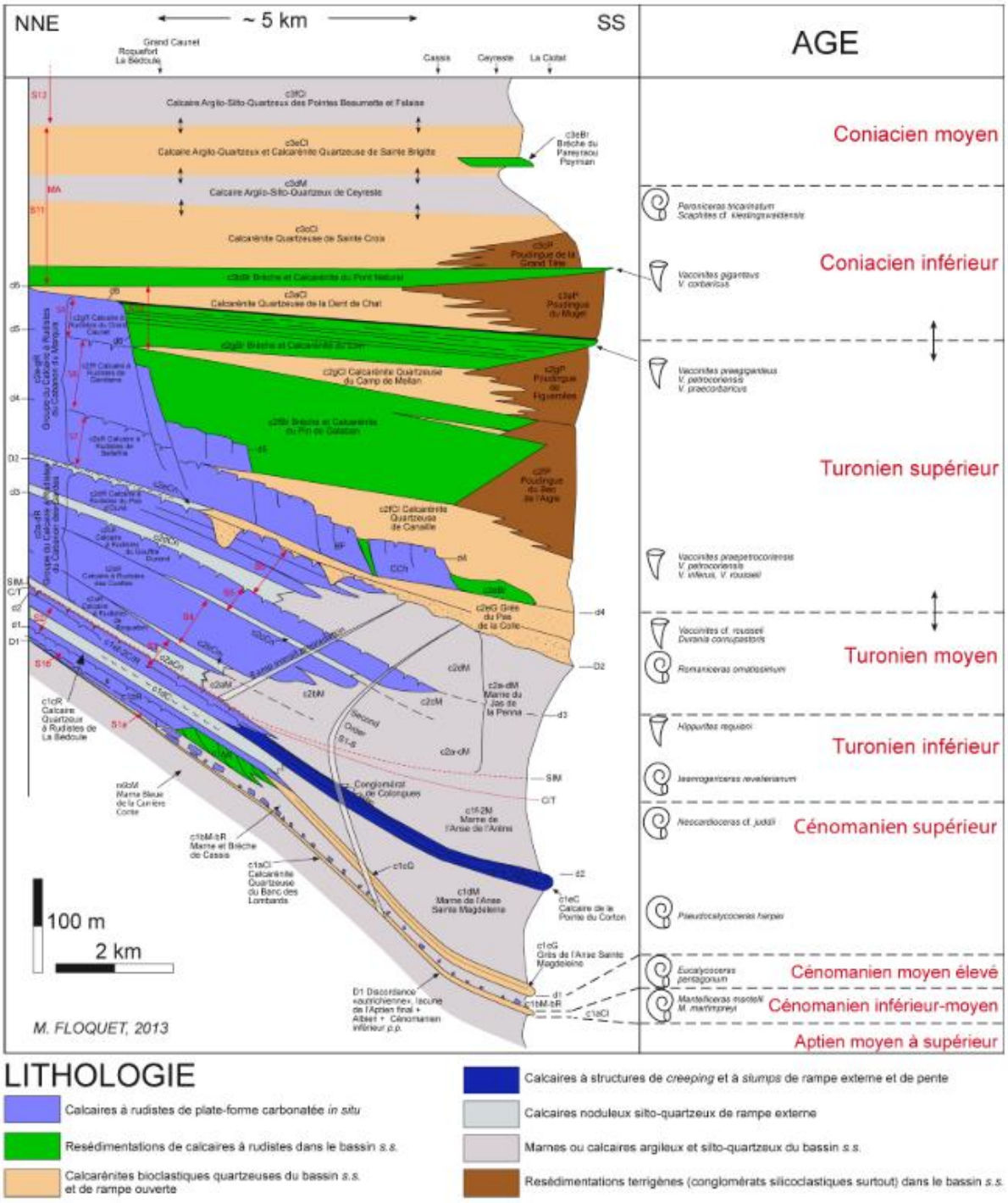
Annexe 2: Succession litho-stratigraphique du Trias provençal (extrait de Villeneuve et al, 2018 - J.P Caron, inédit)



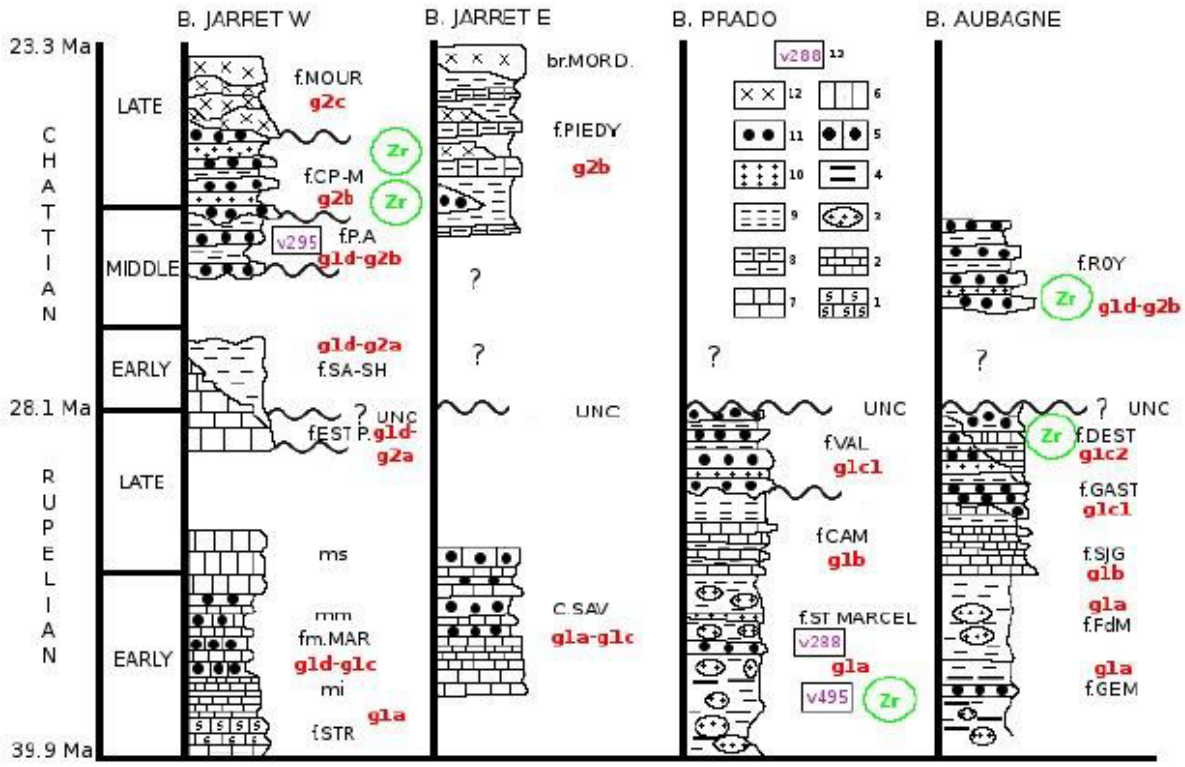
Annexe 3 : Lithostratigraphie schématique et synthétique de la série jurassique montrant les formations avec leurs attributions d'âges, cartographiées dans la 3e édition de la carte à 1/50 000 Aubagne-Marseille, ainsi que les cycles ou séquences de dépôts majeurs et les phases principales de l'évolution géodynamique du Bassin Sud - Provençal au Jurassique (extrait de Villeneuve et al, 2018 - d'après M. Floquet et al., 2007)



Annexe 4 : Log stratigraphique du Crétacé Inférieur (d'après J.P.Masse et M. Fenerci-Masse, 2011 – extrait de Villeneuve et al, 2018)



Annexe 5 : Représentation synthétique des unités lihostratigraphiques (formations et membres) constituant la série d'âge cénomanien à coniacien moyen dans le secteur occidental du synclinal du Beausset. Séquences de dépôts et datation (extrait de Villeneuve et al, 2018)



Annexe 6 : Successions lithostratigraphiques des formations oligocènes du bassin de Marseille-Aubagne (Villeneuve, inédit - extrait de Laville et al., 2018). Légende. f.Mour : Formation Mourepiane, f.CP-M : Formation Cap Pinède-Le Merlan, f.PA : Formation de la porte d'Aix, f.SA-SH : Formation Saint-André-Saint-Henri, f. Est P : Formation Estaque port, f. Mar : Formation du Marinier, Br. Mord : brèches de Mordeau, f.Piedy : Formation de Piedautry, C.Sav : Calcaires de la Savine, f.Val : Formation de la Valentine, f. Cam. : Formation des Camoins, f. ST MARCEL : Formation de St Marcel, f. Roy : Formation de la Royante, f. Dest : Formation de la Détrousse, f. Gast : Formation de la Gastaude, f.SJG : Formation de Saint-Jean-de-Garguier, f. FdM : Formation de Font de Mai, f. Gem : Formation de Gémenos, 1 - Calcaires à striatelles, 2 - Calcaires à lamines, 3 - Lentilles de poudingues, 4 - Lits de lignites, 5 - Calcaires bréchiques, 6 - Calcaires en gros bancs, 7 - Calcaires, 8 - Marnes et calcaires marneux, 9 - Argiles, 10 - Grès, 11 - Poudingues, 12 - Brèches, 13 - Nouveaux gisements fossilifères. Encadrés en violet- nouveaux echantillons fossilifère, Zr entourés en vert - Échantillons avec zircons hérités datés (extrait de Villeneuve et al, 2018)

Numéro	Point d'injection	Date d'injection	Traceur	Masse injectée	Point de restitution	Validation	Commentaire	Unité	Bibliographie
1	Embut de Coulins	06/12/1965	Fluoresceine	50 kg	Port-Miou et Bestouan	Valide		Calanques	Durozoy, 1969
2	Aven du Cerisier	26/02/1966	Fluoresceine	5 kg	Bonnefont	Valide		Gorges Ollioules	Durozoy, 1969
3	Tunnel du Mussuguet	01/12/1966	Fluoresceine	50 kg	Port-Miou et Bestouan	Valide		Calanques	Durozoy, 1969
4	Tete de Cade	02/11/1968	Fluoresceine	40 kg	Bonnefont	Valide		Gorges Ollioules	Durozoy, 1969
5	Grand aven des Encanaux	02/07/1983	Fluoresceine	238 g	Source Supérieure des Encanaux	Valide		Sainte-Baume	Coulier, 1985
6	Gouffre de l'Escandaou	14/01/1984	Fluoresceine	810 g	Source Saint Pons, Galerie Saint Pons	Valide		Sainte-Baume	Coulier, 1985
8	La Solitude	12/02/1995	Fluoresceine	40 kg	Source Saint Antoine, Sources de Dardennes	Valide		Beausset	Lamarque et Maurel, 2004
10	Le Polonais n°2	25/11/1995	Rhodamine B	45 kg	Font de Thon, La Rouvière, Source Saint Mathieu, Werotte	Valide		Beausset	Lamarque et Maurel, 2004
14	L'abime des morts	26/11/1995	Fluoresceine	54 kg	Sources de Dardennes	Valide		Beausset	Lamarque et Maurel, 2004
15	Maramoye	20/02/1997	Rhodamine B	25 kg	Labus, Mère des fontaines, Bonnefont	Valide		Beausset	Lamarque et Maurel, 2004
16	Aven du Caniveau	21/02/1997	Lithium	19 kg	Saint-Antoine	Valide		Beausset	Lamarque et Maurel, 2004
17	Aven Robert Gauthier	13/03/1997	Fluoresceine	25 kg	Foux de Ste Anne d'Evenos, Maïre les Fontaines, Bonnefont	Valide		Gorges Ollioules	Lamarque et Maurel, 2004
18	Aven du Quiberon	25/01/1998	Fluoresceine	15 kg	Trou du Garde	Valide		Beausset	Lamarque et Maurel, 2004
20	Carriere des Fierraquets	17/04/2002	Fluoresceine	15 kg	Sources de Dardennes	Valide		Beausset	Lamarque et Maurel, 2004
21	Perte et Fracas	13/01/2010	Acide Amino G	10 kg	Foux de Ste Anne d'Evenos	Valide		Gorges Ollioules	Arfib et Lamarque, 2011
22	Aven de Mauregard	08/02/2011	Sulforhodamine B	30 kg	Port-Miou et Bestouan	Valide		Calanques	Arfib et Lamarque, 2011, 2012
23	Perte de Revengudo	13/02/2011	Fluoresceine	45,2 kg	Circuit Paul Ricard	Valide		Calanques	Arfib et Lamarque, 2011, 2012
24	Capelette	30/03/2011	Fluoresceine	18 kg	Sources des Lecques, Lieutaud (et Figuière)	Valide	Pas de lien avec la Foux de Nans + Traces sur charbon actif et/ou réponse faible au fluoromètre	Sainte-Baume	Safege, 2011
25	Grand Gaudin	30/03/2011	Surforhodamine B	18 kg	Sources des Lecques, Lieutaud et Figuière	Valide	Pas de lien avec la Foux de Nans	Sainte-Baume	Safege, 2011
55	Aven du Petit Cassien	19/04/2014	Fluoresceine	1,4 kg	Foux de Nans les Pins	Valide		Sainte-Baume	Durand et Margaria, Spelunca, 2015
26	Gouffre des Encanaux	31/01/2015	Fluoresceine et Acide Amino G	388g de fluo; 8,285 kg d'AAG	Source Supérieure des Encanaux	Valide	deux traceurs positifs	Sainte-Baume	Fermier et al, 2015
27	Gouffre du Mussuguet 3	02/02/2015	Fluoresceine	2 kg	Port-Miou	Valide		Calanques	Arfib, 2015b
28	Ragage du Mt Faron	04/03/2015	Fluoresceine	7,5 kg	Saint-Antoine	Valide		Faron	Lamarque, 2015b
29	Gouffre des Encanaux	16/03/2015	Fluoresceine	500g	Source Supérieure des Encanaux	Valide	pas de lien direct entre ruisseau des Encanaux et ruisseau de Daurengue	Sainte-Baume	Fermier et al, 2015
30	Perte du Las	12/06/2015	Fluoresceine	480 g	Saint-Antoine	Valide		Faron	Lamarque, 2015a
31	Perte du Las	28/09/2015	Fluoresceine	480 g	Saint-Antoine	Valide		Faron	Lamarque, 2015a

Annexe 7 : Inventaire des traçages artificiels validés dans le secteur d'étude et étendu à l'Unité du Beausset, au massif d'Agnis et à la région toulonnaise.

Code Officiel	N°	Nom du point	X (L2E)	Y (L2E)	Z(1)	X (WGS84)	Y (WGS84)	Débit (l/s ou m³/h) (2)	Géologie(3)	Nombre d'échantillons
BSS002 KXDK	8	Impôts	863274	1816431	108.8	5.57661	43.30141	250 à 300	Alluvions quaternaire	19
BSS002 KXUD		Jeanne d'Arc	863447	1816401	108.03	5.57872	43.30108	350 à 450	Alluvions quaternaire	6
BSS002 KZZH	4	Coulin	868662	1813413	135	5.64127	43.27231	100 à 120	Barrémien à faciès Urgonien, très fracturé	10
BSS002 KZWB	3	Bronzo	864466	1812877	170	5.58946	43.26906		Calcaire fracturé du Valanginien	21
BSS002 LAJE	9	Puyricard	871697	1813431	180	5.67858	43.27131	105	Barrémien à faciès Urgonien, zone fracturée	10
BSS003 TQOS	2	F2017	865492	1822414	164	5.606939	43.35439		Calcaires plus ou moins dolomitisés du Jurassique	5
BSS002 KXUG	10	Vèze	870370	1815923	280	5.663566	43.294191		Calcaires siliceux de l'Aptien	10
BSS002 KXTH	5	F3 le Pré	865500	1822355	158.91	5.60699	43.35377		Alluvions quaternaires	11
	6	Ferrat	872327	1812982	160	5.68585	43.2672		Remplissages quaternaires indéfinies	1
	7	Fontmagne	872023	1812549	164	5.26326	43.2633		Remplissages quaternaires indéfinies	1
		Les Béguines	879032	1821027	682	5.77278	43.33667		na	19
		Le Cas	880522	1804267	103	5.78206	43.1856		na	22
83093005		Plan d'Aups Météo France	875396	1821549	605	5.72832	43.34277		na	na
13005003		Pluviomètre	865200	1817200	130	5.59987	43.30667		na	na
83035001		Aérodrome	880400	1811700	417	5.78456	43.25239		na	na
		Pz1	863298	1816460	109.13	5.57692	43.30167		Alluvions quaternaire	Équiv forage Impôts
		Pz2	863542	1816615	110.28	5.579998	43.302967		Alluvions quaternaire	na
Y4414015		Le Moulin Blanc	872896	1825629		5.699723	43.380364	340	na	na
Y4414030		Roquevaire	865343	1822081		5.604933	43.351371	790	na	na
Y4424040		Le Charrel	861728	1815044		5.556908	43.289532	1040	na	na
Y4425010		Saint Pons	870360	1815592		5.6632787	43.2912	132,0	na	na
	11	Huveaune Beaudinard	864312	1818049	131	5.5902	43.31556		na	22
	12	Huveaune Pont de Joux	866282	1823924	171	5.617127	43.367388		na	14
	13	Huveaune Roquevaire	865595	1822388	160	5.608191	43.354071		na	10

Code Officiel	N°	Nom du point	X (L2E)	Y (L2E)	Z(1)	X (WGS84)	Y (WGS84)	Débit (l/s ou m³/h) (2)	Géologie(3)	Nombre d'échantillons
BSS002 KXNX	19	St Pons	870333	1815607	320	5.662953	43.291368	132,0	Calcaires urgonien fracturés	23
BSS002 LAMZ	20	Foux de Nans	880803	1824346	440	5.79586	43.35769		Jurassique supérieur dolomitique	2
BSS002 KXNY	14	Encanaux Inferieures	870298	1821833	272	5.66576	43.34728	13,7	Jurassique supérieur dolomitique	18
BSS002 KZNW	22	Port Miou	858568	1805532	-10	5.51334	43.20529	2500 à 10 000	na	19
		Vallon de la Serre	874715	1814066	217	5.716813	43.27587		na	3
BSS002 LANE	17	Source Huveaune	878101	1821968	480	5.76182	43.34548		Jurassique supérieur dolomitique	14
BSS002 KXYY	18	Nayes	873588	1824915	275	5.70786	43.373683	21,7	Jurassique supérieur dolomitique	15
BSS002 LCJT	15	Gapeau	888819	1815854	316	5.890255	43.28632	90,0	Jurassique supérieur dolomitique	6
BSS002 KXVG	16	Glacière	869826	1821783	280	5.658376	43.346849		Crétacé supérieur ?	8
BSS002 KXFW	21	Camoins	857650	1816650	115	5.507575	43.305440			1
	24	Nans Grotte Ste-Baume	878538	1820118	818	5.76617	43.3288		Éboulis calcaires	2
	1	Canal Marseille	862559	1816440	128	5.567530	43.301749		Na	6
		Canal Provence	887834	1816048	320	5.878293	43.2884		na	1
	23	Mer Méditerranée							na	1

Annexe 8 : Informations générales concernant les sites de mesures et de prélèvements répartis sur la zone d'étude. (1) Altitude Z en mNGF. (2) Débit des sources et de la rivière en l/s, débit d'exploitation pour les forages, en m³/h. (3) géologie au niveau des sources à l'affleurement ou de la zone exploitée par les forages.

Annexe 9 : Protocole d'analyse des isotopes stables de l'eau

L'analyse de la teneur en isotopes stables de l'eau est effectuée à partir d'un spectromètre laser à absorption de la marque Picarro (Picarro, 2013), qui permet de mesurer les ratios $^{18}O/^{16}O$ et pour les versions les plus récente $^{17}O/^{16}O$, ainsi que le ratio $^{2}H/^{1}H$.

L'analyse par spectromètre laser se fait suivant plusieurs étapes :

- Prélèvement et stockage dans des vials de 2 ml à partir des échantillons d'eau brute contenus dans les flacons en verre ambré de 30 ml
- Placements des vials sur un support adapté au Picarro, selon une séquence notée.

Séquence d'analyse :

- Étape 1 – Rinçage de la seringue avec de l'eau distillée puis purger deux fois avec l'échantillon
- Étape 2 – Prélèvement par la seringue de 10 µl de l'échantillon
- Étape 3 – Injection de 1,6 µl au niveau d'un vaporisateur
- Étape 4 – Analyse de l'échantillon à partir d'une série de 8 injections. Seules les 4 dernières sont considérées pour éviter les effets mémoires du spectromètre
- Retour à l'étape 1 de la séquence avec le second échantillon

La mesure des rapports isotopiques se fait par rapport au standard V-SMOW.

Prélèvement depuis septembre 2018 pour les eaux souterraines et de surface, et depuis avril 2019 pour les précipitations – LAMA

Deux séries d'analyses ont été effectuées : (1) une première série d'analyse au printemps 2020comprenait 59 échantillons d'eau souterraine et de surface, et 23 précipitations mensuelles, et (2) une seconde série d'analyses effectuée au printemps 2021comprenant 40 échantillons d'eau souterraine et de surface et 15 de précipitations mensuelles.

Les incertitudes analytiques associées à l'utilisation du Picarro et aux rapports isotopiques $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ se traduisent par une erreur respectivement de ± 0,15‰ et ± 1,0‰ pour la série de mesure effectuée en 2020, et par une erreur respectivement de ± 0,10‰ et ± 1,5‰ pour la série de mesure effectuée en 2021. Ces erreurs sont fournies par le LAMA.

Prélèvement jusqu'à mars 2019 pour les précipitations – CEREGE

Trois échantillons de précipitations mensuelles ont été analysées au CEREGE entre novembre 2018 et mars 2019, correspondant à des échantillons de la station météo du Castellet Le Cas. L'incertitude associée à ces analyses pour les $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ est respectivement de ± 0,05‰ et ± 0,5‰. Ces résultats ont fait l'objet d'une correction suite à une évaluation de l'effet mémoire associé à l'analyse par spectrométrie du Picarro (Vallet-Coulomb et al., 2021). Cette évaluation améliore les routines standards utilisées classiquement avec 8 injections d'un échantillon avec la prise en compte des 4 derniers pour proposer un résultat indépendant de l'effet mémoire.

Annexe 10 : Protocole de préparation et d'analyse des isotopes du strontium. Informations fournies par Marion Defrance et Hélène Mariot, ingénieurs de recherche au CEREGE.

1 INTRODUCTION

À partir des documents fournis par Marion Defrance et Hélène Mariot, le protocole pour préparer les échantillons d'eau pour leurs analyses futures est présenté. L'analyse des échantillons est réalisée par Abel Guihou (ingénieur de recherche au CEREGE) à l'aide du Neptune, spectromètre de masse à source plasma et multicollection - MC-ICP-MS.

La préparation des échantillons doit se faire en salle blanche, salle remplissant des conditions de travail spécifiques pour éviter tout risque de contamination des échantillons. Une formation par Marion Defrance me permet d'accéder à cette salle de façon autonome. De façon succincte, le fonctionnement de la salle blanche consiste à avoir une pièce coupée des échanges d'air avec l'extérieur grâce à un système de sas et de filtration de l'air. Il est aussi nécessaire de se déchausser avec d'entrer dans le premier sas, puis de se laver les mains et d'enfiler une combinaison avec d'entrer dans la première portion de la salle blanche. Il faut mettre des gants, peu importe la manipulation. De même, des lunettes sont nécessaires pour éviter tout risque d'accident en cas d'utilisation de produits chimiques acides ou basiques. Enfin, avant d'entrer dans un des compartiments de la salle blanche, il faut s'assurer que les portes communicantes avec d'autres compartiments sont bien fermées et que personne ne soit en train de rentrer.

Plusieurs postes de travail sont à disposition en fonction de la manipulation à effectuer. Des sorbonnes (hotte aspirante) permet notamment de travailler en évitant des rejets gazeux vers le manipulateur. Des hottes à flux laminaires (hotte soufflante) sont utilisées pour éviter une contamination du manipulateur vers l'échantillon.

2 PROTOCOLE DE LAVAGE DES COLONNES (COLONNE EN TÉFLON, AVEC FRITTÉ, POUR ÉLUTION DES ÉCHANTILLONS)

Le lavage des colonnes se fait par la succession de 3 étapes.

<u>I : Enlever la résine</u>

- Après utilisation des colonnes, retirer la résine du corps de la colonne en y projetant de l'eau MQ (MilliQ) jusqu'à ce qu'il n'y ait plus aucun grain de résine de colonne.

<u>II : Rinçage + corps acide + bain</u>

- Rincer la colonne et le fritté en faisant passer quelques gouttes d'eau MQ, répéter la manipulation deux fois
- Remplir le corps de la colonne (partie fine de la colonne contenant le fritté) avec de l'acide nitrique HNO3 concentré puis faire passer 2 gouttes à travers le fritté.
- Plonger les colonnes telles quelles (avec l'acide) dans un bain d'eau MQ et ajouter un coup de pissette de HNO3 concentré pour au moins 1 nuit sur une plaque chauffante à 60 °C

<u>III : Fin du bain</u>

- Vider le bain
- Rincer l'ensemble Pot+colonnes deux fois avec de l'eau MQ
- Rincer le pot vide 2 fois avec de l'eau MQ
- Reprendre l'étape II

L'étape II est à renouveler au moins 3 fois, et au moins 1 fois la veille de l'utilisation des colonnes si le dernier lavage date un peu.

3 PROTOCOLE DE LAVAGE DES SAVILLEX (FLACONS EN TÉFLON POUR RÉCUPÉRATION DES ÉCHANTILLONS)

Le nettoyage de ces flacons se fait par la succession de 4 étapes.

I : Bain Decon 90

- Effacer les inscriptions à l'alcool ou à l'acétone
- Vider le contenu dans une poubelle
- Si le savillex a contenu de l'échantillon évaporés (risques de traces solides au fond), nettoyer le fond avec un Kimwipe (« chiffon » papier)
- Plonger dans un bain de Decon 90 à 2% (bains réutilisables jusqu'à 5 fois)
- Laisser chauffer environ 1 nuit ou 1 journée au moins, à 60 °C

II : Nettoyage HNO3 concentré

- Vider le liquide du bain dans l'autre bécher pour le Decon
- Rincer l'ensemble (pot + savillex) 4 fois à grande eau avec de l'eau MQ, en agitant pour bien rincer les savillex
- Verser environ 1 à 2 mm de HNO3 concentré de lavage au fond de chaque savillex
- Bien reboucher chaque savillex
- Mettre à chauffer (120 °C) dans le tunnel d'évaporation pendant environ 1 nuit ou 1 journée au moins
- Rincer 2 fois le pot vide et son couvercle quand ils sont froids

III : Nettoyage HNO3 + MQ

- Vider le contenu acide des savillex à la poubelle dédiée à l'acide
- Rincer les savillex et leurs bouchons 2 fois à l'eau MQ
- Verser environ 1 à 2 mm de HNO3 concentré de lavage au fond de chaque savillex
- Compléter jusqu'en haut avec de l'eau MQ
- Bien reboucher chaque savillex
- Mettre à chauffer (120°C) dans le tunnel d'évaporation pendant environ 1 nuit ou 1 journée au moins

IV : Nettoyage HNO3 + MQ

- Idem que III avec seulement quelques gouttes d'HNO3 concentré de lavage
  - 2 gouttes pour savillex 7 ml
  - 8 gouttes pour savillex 30 ml

Fin – retirer les savillex du tunnel et les ranger tels quels dans les boites appropriées

4 PROTOCOLE DE PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS

Pour commencer, trois informations sont à présenter :

- Au niveau des échantillons, si besoin d'un spike, le peser puis peser l'échantillon
- S'il n'y a pas besoin d'un spike, prendre le volume d'échantillon nécessaire. C'est cette méthode qui a été suivie pour la série préparée le 11/03/2020
- Le blanc correspond à 2 gouttes de « Spike 84/20 CRPG ». Le peser.
- Le standard correspond à 3,5 ml de la solution « TCH2 F/A 18/10/12 », à confirmer avec Abel Guihou en fonction du signal voulu lors de l'analyse.

Les 5 étapes à suivre pour préparer les échantillons sont les suivantes :

I : Mise à évaporation des échantillons sur une plaque chauffante à 100-120°C

II : Reprise des échantillons

- Reprendre les échantillons en ajoutant 10 gouttes de HNO3
- Passer les échantillons 10 à 15 min aux ultrasons

III : Préparation des colonnes (étape la plus compliquée – 1 journée complète)

- Mise en place de la résine « Sr spec » sans bulles d'air. S'arrêter à la jonction entre les deux pièces de la colonne (partie fine et « entonnoir »).
- Lavage colonne n°1 : ajouter de l'eau MQ jusqu'à la moitié du réservoir + 2 gouttes de HNO3 3M
- Lavage colonne n°2 : Ajouter 15 gouttes de HNO3 7M
- Lavage colonne n°3 : Ajouter de l'eau jusqu'à la moitié du réservoir
- Conditionnement des colonnes : ajouter 32 gouttes de HNO3 3M

La succession de ces lavages peut prendre plusieurs heures en fonction du temps que les colonnes éludent l'eau ou l'acide.

IV : Passage des échantillons

- Verser les échantillons contenus dans les savillex dans les colonnes
- Rincer les savillex avec 30 gouttes de HNO3 3M et verser l'acide dans les colonnes
- Rincer les colonnes avec 30 gouttes de HNO3 3M
- Rincer les colonnes avec 60 gouttes de HNO3 3M
- Élution du Strontium : remplir complètement le réservoir des colonnes avec de l'eau MQ.
- Évaporer les fractions de strontium sur plaque chauffante à 100-120 °C

V : Préparation pour ICP

- Pour analyse en MC-ICMPS Neptune Plus
  - Ajouter 15 gouttes de H2O2 30% et 15 gouttes de HNO3 concentré (15M).
  - Mettre sur plaque chauffante (bouchon fermé) à 80°C pendant 6h minimum.
  - Évaporer à 100 °C
- Pour TIMS : ajouter 2-3 gouttes de H3PO4 et mettre à évaporer à 100 °C

5 PROTOCOLE DE SEPARATION SUR RESINE ET D'ANALYSE AU MC-ICPMS

I : Protocole de préparation chimique

Séparation sur résine Sr Spec (Eichrom) à partir d'une prise d'éssai de 5 ml par échantillon. 3 séries de préparations ont été réalisées. Chaque série a comporté la préparation d'un blanc et d'un standard interne au laboratoire d'eau du lac Tchad.

II : Spectrométrie de masse

Les échantillons ont été analysés par MC-ICPMS à une concentration d'environ 80 ppb en plasma humide avec utilisation d'une chambre de nébulisation thermostatée et d'un nébuliseur PFA de débit 100 µl/min.

Chaque résultat est la moyenne de 75 intégrations du signal de 4s. Chaque résultat a fait l'objet d'une soustraction d'un blanc machine, déterminé avant chaque échantillon, d'une correction des contributions du Kr sur la masse 86 et du Rb sur la masse 87, ces dernières étant infimes, et d'une correction du biais en masse instrumental par le rapport 88Sr/86Sr.

Tous les quatre échantillons, un standard isotopique NBS987 a été analysé pour contrôler la justesse et la reproductibilité des résultats d'analyses.

L’incertitude associée à chaque échantillon correspond à la reproductibilité externe relative obtenue sur les mesures répétées du NBS987 pendant la session d’analyses (87Sr/86SrNBS987 = 0.71026 ± 0.00002, 2 écart-type, n = 12) ; valeurs en accord avec la valeur acceptée en tenant compte de l'incertitude.
L'analyse des 3 préparations chimiques du standard d'eau du lac Tchad donne 87Sr/86Sr = 0.71508 ± 0.00002, 2 écart-type, n = 3) ; valeurs en accord avec la valeur acceptée en tenant compte de l'incertitude.
Les analyses des échantillons TG1_6, TG2_5 et TG3_6 ont été répliquées à partir des mêmes préparations chimiques. Ces différents réplicas sont en accord respectivement en tenant compte des incertitudes.

1. Prélèvements et préparations chimiques

1.1. PRÉLÈVEMENTS

Les échantillons destinés à l'analyse isotopique des sulfates/sulfures dissous sont prélevés en flacon de polyéthylène préalablement rincés avec de l'eau de prélèvement. Ils sont filtrés à 0.45µm et conditionnés sur site avec une solution d'Acétate de Cadmium - Acide Acétique, à raison de 25ml par litre d'échantillon. S'il y a des sulfures, un précipité jaune vif de CdS apparait. Toute activité bactérienne est également bloquée et les carbonates sont éliminés évitant ainsi la formation ultérieure d'un précipité de BaCO3 lors de l'ajout de BaCl2. La présence de cadmium doit être signalée sur le flacon de façon à éviter tout rejet dans l'environnement.

La quantité minimale requise est de 5mg de SO4 pour les sulfates ; prélever le volume nécessaire en fonction de la teneur en sulfates/sulfures de l'eau.

1.2. CONSERVATION DES ÉCHANTILLONS APRÈS PRÉLÈVEMENT

Sur le terrain, les échantillons sont stockés en glacière, puis à leur arrivée au laboratoire, ils sont conservés à température ambiante et rapidement traités.

1.3. SOLUTION ACÉTATE DE CADMIUM-ACIDE ACÉTIQUE

Cette solution permet la précipitation des sulfures dissous sous forme de CdS (précipité de couleur jaune). Elle est composée de 50g de (CH3COO)2Cd, 2H20 (Merck, pour analyses, réf. 1.02003.0500), 400ml d'acide acétique glacial (Fisher, certifié AR pour analyses, réf. 10171460), complétée à 1L avec de l'eau déminéralisée. La solution doit être ensuite mise sous agitation pour assurer son dégazage. Cette solution a été préparé par Laurent Vassalo du LCE.

2. Protocole analytique

L'échantillon est filtré à 0.22µm et les sulfates sont précipités avec BaCl2. Le précipité BaSO4 obtenu est séché à l'étuve pendant une nuit.

2.1. ANALYSE DES ISOTOPES DU SOUFRE EN EA-CFIRMS

250 µg de BaSO4 sont mélangés à du pentoxyde de Vanadium dans une capsule en étain. La capsule est introduite automatiquement dans un Analyseur Elémentaire (Flash EA), dont le four est chauffé à 1000°C. La combustion sous flux d'oxygène génère du SO2. Le gaz purifié chromatographiquement est analysé par spectométrie de masse en flux continu. Le rapport isotopique 34S/32S est déterminé par rapport aux valeurs obtenues sur des références de BaSO4. Il est exprimé en "δ‰ vs V-CDT" et la précision est de l'ordre de 0.3‰.

2.2. ANALYSE DES ISOTOPES DE L'OXYGÈNE TC/EA-CFIRMS.

Environ 150 µg de BaSO4 sont pesés dans une capsule en argent, qui est injectée automatiquement dans un four porté à la température de 1450°C (TC/EA). L'oxygène réagit avec le carbone vitreux du four pour former du CO qui, après purification chromatographique, est analysé par spectrométrie de masse en flux continu. Le rapport isotopique 18O/16O est déterminé par rapport aux valeurs obtenues sur des références de BaSO4. Il est exprimé en "δ‰ vs V-SMOW" et la précision est de l'ordre de 0.5‰.

Annexe 12 : Traduction de l'article « Improving hydrogeological understanding through well-test interpretation by diagnostic plot and modelling: a case study in an alluvial aquifer in France », Garin et al, 2021.

1- Introduction

Les essais de puits (ou essais de pompage) sont utilisés pour caractériser les propriétés hydrauliques d'un aquifère. Les essais de pompage en hydrogéologie sont encore couramment interprétés à l'aide de la solution radiale de Theis, qui est applicable dans des conditions confinées en supposant un aquifère homogène, isotrope et infini d'épaisseur constante, et pour un puits entièrement pénétrant (par exemple Theis, 1935). La solution de Theis, ou sa forme approximative (lignes droites semi-logarithmiques de Jacob (Cooper et Jacob, 1946) est largement appliquée aux essais de pompage dans les aquifères poreux afin d'estimer la transmissivité (T) et le coefficient d'emmagasinement (S) de l'aquifère, et d'évaluer le débit d'exploitation. Cependant, ces conditions idéalisées sont rarement rencontrées dans les aquifères fluviaux hétérogènes et probablement anisotropes, ce qui peut conduire à des interprétations erronées lors de l'utilisation du modèle de Theis. La méthode du diagnostic de puits basée sur l'analyse à la fois du rabattement s (m) et de sa dérivée logarithmique au cours du temps s′ ($\partial s/\partial \ln t$), lnt étant le logarithme naturel du temps, est une nouvelle approche de l'interprétation d'un écoulement en régime transitoire observé au cours d'un essai de puits (Bourdet et al., 1989, 1983). Développée à l'origine à des fins d'ingénierie pétrolière, la méthode met en évidence la succession des régimes d'écoulement, et permet donc d'identifier les hétérogénéités et les conditions aux limites, ce qui aide à la construction d'un modèle conceptuel de l'aquifère (Renard, 2005; Renard et al., 2009). Elle fournit un aperçu supplémentaire de la structure de l'aquifère, ce que l'approche de base de Theis ne peut pas faire. Les diagnostic de puits ont été appliqués avec succès dans divers aquifères hétérogènes tels que les aquifères karstiques (Giese et al., 2018; Jazayeri Noushabadi et al., 2011; Maréchal et al., 2014; Jean Christophe Maréchal et al., 2008; Nassimi et Mohammadi, 2017; Spitzberg et Ufrecht, 2013), les aquifères alluviaux (Corbett et al., 2012; Mijinyawa et Gringarten, 2008; Samani et al., 2006) ou les aquifères fracturés (Beauheim et al., 2004; Dewandel et al., 2018, 2014; Hammond et Field, 2014; Illman et Neuman, 2000). Habituellement présentée dans un graphique log-log, la décomposition du signal log-dérivé en lignes droites distinctes permet d'identifier chaque comportement hydraulique et éventuellement d'en calculer les propriétés hydrodynamiques (T, S). L'analyse séquentielle des droites conduit à la définition d'un modèle conceptuel (Ehlig-Economides et al., 1994). La revue récente de Ferroud et al. (Ferroud, 2018) illustre les réponses hydrodynamiques et leurs modèles conceptuels associés. Cette méthode est une première étape pour identifier le(s) meilleur(s) modèle(s) mathématique(s) qui sera(ont) ensuite utilisé(s) pour les simulations d'essais de pompage et pour l'évaluation du débit d'exploitation (Bourdet et al., 1983; Ehlig-Economides et al., 1994; Renard et al., 2009). Un inconvénient majeur de la méthode des dérivées est son caractère non unique, alors que les hydrogéologues recherchent un modèle unique cohérent avec les données géologiques et hydrodynamiques. Un régime d'écoulement, ou une séquence de plusieurs régimes d'écoulement, peut se traduire par différents modèles conceptuels, dont certains peuvent être exclus car trop éloignés du contexte géologique où l'essai de puits a été réalisé (Al-Bemani et al., 2003; Deruyck et al., 1992; Ferroud, 2018). De plus, le signal log-dérivé est généralement bruyant et doit être lissé. Dans cette étude, la méthode des dérivées n'est qu'une étape du processus, et la non-unicité sera traitée par une modélisation prospective du rabattement et de la dérivée sur le puits de pompage et les puits d'observation, qui est indépendante de l'algorithme de lissage initial. Pour réduire les interprétations erronées des tests de puits, un processus itératif est

nécessaire pour associer le modèle conceptuel à la modélisation du rabattement et aux données géologiques disponibles. Ici, une approche en va-et-vient entre les modèles hydrodynamiques et la courbe des dérivées est proposée pour confirmer l'identification du régime d'écoulement. Le modèle conceptuel sélectionné et l'hétérogénéité de l'aquifère sont décrits et discutés à la lumière des données géologiques. L'analyse de la courbe des dérivées a été réalisée pour un essai de pompage. Ensuite, une approche multi-modèle (Enemark et al., 2019; Neuman et Wierenga, 2003) a été appliquée en testant séquentiellement les différents modèles conceptuels en fonction du diagnostic du puits et des données géologiques.

Le modèle simule le rabattement et sa dérivée logarithmique au niveau du puits de pompage (PW) et de trois puits d'observation (OW) situés dans le même aquifère. Six modèles analytiques ont été testés : (1) un aquifère confiné (Theis, 1935) ; (2) un aquifère confiné avec une limite étanche (Theis, 1935) ; (3) un aquifère confiné avec drainance d'un aquitard et deux limites étanche (Hantush, 1956) ; (4) un modèle à compartiments verticaux (Dewandel et al., 2014) ; (5) un modèle à double porosité (Moench, 1984) ; et (6) un modèle à double perméabilité (Hunt et Scott, 2007). L'approche méthodologique a été appliquée à un aquifère fluviatile. Les réservoirs fluviatiles sont d'un intérêt primordial car ce sont généralement des aquifères productifs utilisés pour l'approvisionnement en eau potable (Zektser et Everett, 2004), mais aussi des réservoirs de pétrole et de gaz (Larue et Friedmann, 2005) ou pour le stockage géologique du CO_2 (Issautier et al., 2014). La géométrie tridimensionnelle (3D) d'un réservoir fluviatile est unique et repose sur son histoire géologique (Blum et al., 2013; Slatt, 2013). Le réservoir est composé d'ensemble de corps sédimentaires, plus ou moins connectées, avec des capacités d'emmagasinement et des perméabilités variées, résultant en un milieu hétérogène 3D. La déposition des corps sédimentaires se fait par séquences ou par cycles selon les conditions hydrologiques et géodynamiques au moment du dépôt. Les couches les plus productives sont généralement les chenaux formés au sein d'un système fluvial en tresse, composées de gravier et de sable (Slatt, 2013). Les chenaux uniques d'un système fluvial à méandres peuvent conduire à des aquifères restreints, entourés de formations argileuses et marneuses de faible à moyenne perméabilité au sein des dépôts de plaine d'inondation. Cet article se concentre sur un réservoir fluviatiles avec des sédiments déposés dans une phase d'aggradation. La séquence de dépôt continental reflète un phénomène de subsidence, ou un niveau de base transgressif, qui sont cohérents avec le cadre géologique de l'étude de cas dans le sud-est de la Provence, en France (Bestani et al., 2016). Dans ce contexte, un modèle de séquence d'empilement stratigraphique typique des dépôts fluviaux est attendu (par exemple, Slatt 2013 ; Issautier et al. 2014). La connectivité latérale et verticale des corps ou couches réservoirs résulte de la séquence de dépôt et de l'érosion, du remaniement ou de la préservation des séquences successives. Lorsqu'un forage est réalisé et qu'il atteint un corps perméable en profondeur, il n'est pas évident de savoir s'il s'agit d'un canal fermé, de larges ceintures de canaux ou de corps sableux amalgamés à l'échelle de la plaine (Blum et al. 2013).

Plusieurs méthodes existent pour étudier l'architecture des réservoirs, par exemple la géophysique (Bowling et al., 2005; Vogelgesang et al., 2020), la corrélation géologique entre les logs stratigraphiques des puits (Borgomano et al., 2008; Durozoy, 1972; Jazayeri Noushabadi et al., 2011) ou les approches géostatistiques (Mariethoz et al., 2010; Marsily et al., 2005; Meier et al., 1998). D'autres méthodes basées sur la tomographie hydraulique fournissent des résultats prometteurs pour décrire l'hétérogénéité de la conductivité hydraulique et du coefficient de stockage dans les roches

fracturées, mais nécessitent également une grande quantité de données de terrain (Fischer et al., 2017; Illman, 2014; Yeh et al., 2014). Comme déjà mentionné, l'essai de pompage est l'une des principales méthodes utilisées pour caractériser les propriétés hydrodynamiques, mais une analyse approfondie des données est nécessaire pour identifier la structure du réservoir. L'analyse de la courbe des dérivées et la modélisation du rabattement avec un ensemble de modèles adéquats peuvent confirmer le modèle conceptuel géologique et vice-versa. Cela fournit un aperçu supplémentaire par rapport à la caractérisation standard des propriétés du réservoir, qui dépend de l'échelle des hétérogénéités étudiées dans un domaine alluvial. Issautier et al. (2014) ont illustré les quatre échelles majeures en géosciences et leur hétérogénéité associée dans un environnement fluvial : les échelles microscopique (grain), macroscopique (intra-canal), mésoscopique (ceintures de canaux) et mégascopique (séquence de dépôt dans la plaine d'inondation). Un test de pompage est pertinent pour étudier les propriétés et la géométrie des réservoirs in-situ à l'échelle mégascopique.

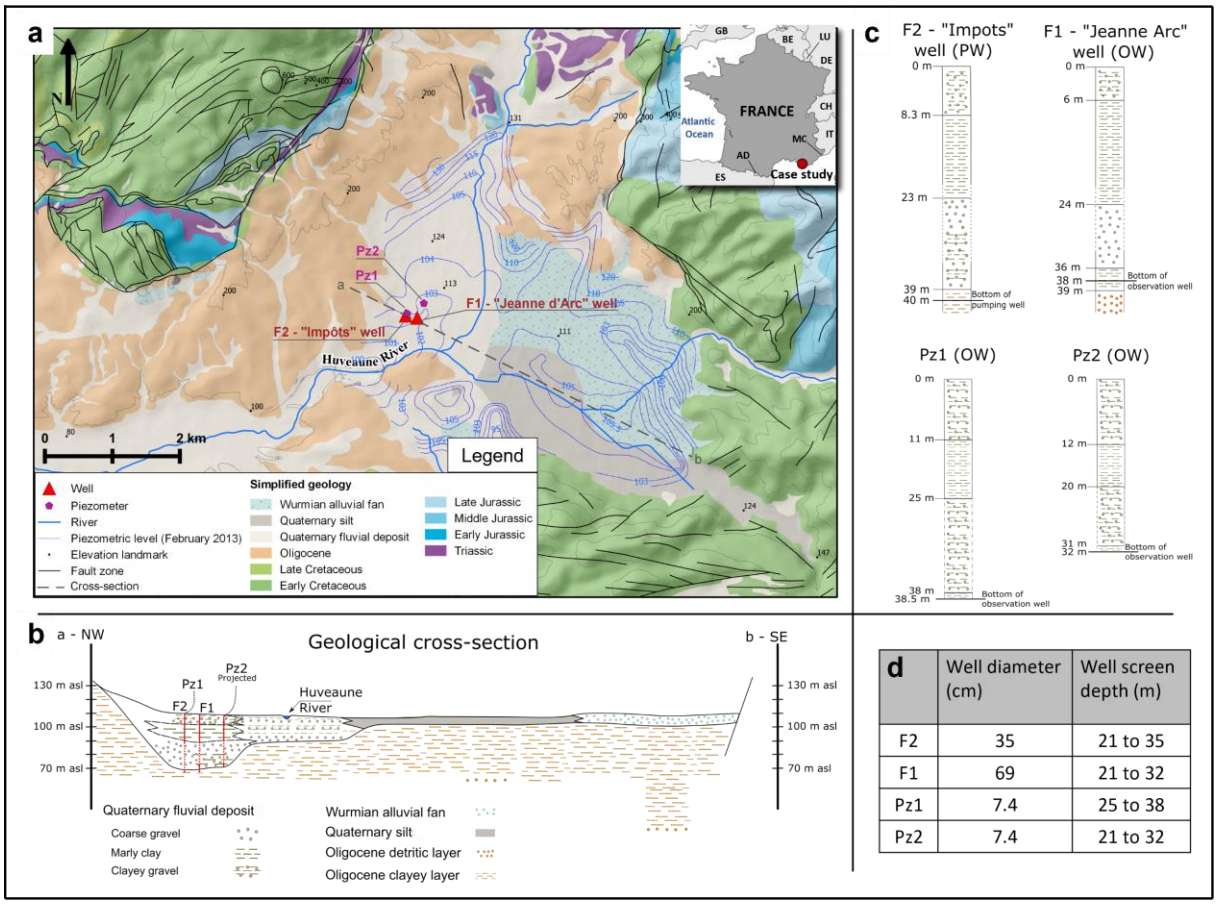
L'étude de cas est située dans la plaine fluviale de la rivière Huveaune, près de la ville d'Aubagne, à 15 km à l'est de la ville de Marseille (Sud-Est de la France). Ce travail explore comment l'aquifère a réagi à un test de pompage de 3 jours avec un débit constant (324 m^3/h), à travers l'étude du niveau d'eau de quatre puits - un puits de pompage (PW) et trois puits d'observation (OWs). Les objectifs de cette étude sont (1) de proposer un processus itératif pour interpréter un test de puits par le biais de la courbe des dérivées sur le PW et d'une modélisation prospective du rabattement et de sa dérivée logarithmique avec six solutions analytiques appliquées au PW et aux trois OWs ; (2) illustrer la pertinence de la méthode de la courbe diagnostique sur la dérivée logarithmique du rabattement comme outil pratique pour identifier l'hétérogénéité de l'aquifère et comme première étape dans l'interprétation des tests de pompage ; et (3) vérifier la complexité d'un aquifère alluvial à l'échelle mégascopique et à l'échelle du champ de captage et corroborer le schéma du modèle géologique.

2- Matériels

2.1- Contexte hydrogéologique

Le site d'étude est situé dans le sud-est de la France, à 15 km à l'est de la ville de Marseille, dans la plaine alluviale de l'Huveaune à Aubange (Figure 0.1). C'est une grande plaine d'une altitude d'environ 110 mNGF, large de 5 km dans la direction Est-Ouest et longue de 3 km Nord-Sud. La plaine est entourée de collines et de massifs carbonatés (composés de formations jurassique et crétacé majoritairement) dont l'altitude varie entre 500 et 1 148 mNGF. La plaine est traversée par le fleuve côtier Huveaune, qui coule du nord au sud et se dirige ensuite vers Marseille à l'ouest où il se jette dans la mer Méditerranée. À l'échelle régionale, l'hydrologie se divise en deux principaux flux sortants : les eaux de surface dans le fleuve Huveaune et les flux d'eaux souterraines alimentant des sources karstiques sous-marines au sud de la zone d'étude (Arfib et Charlier, 2016; Tamborski et al., 2020). À l'échelle locale, la plaine alluviale est principalement composée de trois types de sédiments quaternaires à l'affleurement (Figure 0.1-a) : des dépôts fluviatiles dans la partie ouest de la plaine, des limons et sédiments argileux dans la partie sud, et des cônes de déjection dans la partie nord-est alimentés par les massifs carbonatés (Laville et al., 2018; Villeneuve et al., 2018). Ces sédiments quaternaires recouvrent des sédiments oligocènes piégés dans une structure tectonique subsidente Est-Ouest coupant les massifs carbonatés. Les sédiments oligocènes sont constitués de séquences de conglomérat, de grès et d'argile, et forment le socle des dépôts quaternaires. La carte piézométrique

tracée en février 2013 lors d'une campagne de terrain par Gandolfi et Imbault (Gandolfi et Imbault, 2014) met en évidence les écoulements de l'aquifère quaternaire superficiel (Figure 0.1-a). Ains, les eaux souterraines s'écoulent grossièrement du nord au sud, avec des conditions limites de flux (entrée au nord et à l'ouest, sortie au sud). Des données plus récentes ne sont pas disponibles à l'échelle de l'aquifère. Cet aquifère a été étudié dans les années 1970 afin d'identifier les ressources en eau potable (Caillol et al., 1968a; Durozoy, 1972) et pour des investigations géotechniques (ponts et autoroute en construction). Deux puits de pompage ont été forés et sont toujours actifs en tant que stations de pompage de secours pour l'alimentation en eau potable (F1 et F2, (Figure 0.1-a). La rivière Huveaune a été détournée par la construction de l'autoroute dans la partie centrale de la plaine et reste déconnectée de la nappe phréatique (Figure 0.1-a). Un ensemble de descriptions stratigraphiques sur 20 forages, allant de 10 à 50 m de profondeur, est disponible (la plupart sont maintenant scellés). La Figure 0.1-b propose une coupe transversale schématique dessinée avec les faciès lithologiques à l'échelle de la plaine. Les dépôts quaternaires présentent une variabilité latérale et verticale des faciès (Figure 0.1-a, b, c). L'essai de pompage étudié se concentre sur rive droite de la rivière Huveaune, où les dépôts fluviaux sont plus épais (environ 40 m), se dressant dans une paléovallée, recouvrant le substratum rocheux de l'Oligocène. Les dépôts fluviatiles sont composés de sédiments non consolidés, décrits dans les forages comme une alternance de graviers argileux, d'argiles marneuses et de graviers grossiers. Le site d'essai de pompage est composé de quatre puits Figure 0.1) : deux puits d'eau potable, F1 (nommé « Jeanne d'Arc ») et F2 (nommé « Impôts »), et deux forages de petit diamètre utilisés comme piézomètres (Pz1 et Pz2) et réalisés quelques jours avant l'essai de pompage en 2018. Le puits F2 est le puits de pompage (PW), et les puits d'observation Pz1, F1, Pz2 (OW, pas de pompage) sont situés à une distance de 42, 170, et 311 m du puits de pompage respectivement. Les profils stratigraphiques des puits F1 et F2 montrent des profils similaires, du bas vers le haut : 12-16 m de gros graviers, puis 15 à 18 m d'argile sableuse à limoneuse et enfin 6 à 8 m de graviers argileux (Figure 0.1-c). Les deux piézomètres (Pz1, Pz2) présentent le même profil argileux (Figure 0.1-c), à l'exception d'une couche légèrement plus épaisse de graviers argileux au sommet et d'une couche plus fine d'argile marneuse. Les quatre puits sont crépinés au niveau de la couche décamétrique de gros gravier la plus profonde (entre – 21 et -38 m sous la surface du sol) agissant comme l'aquifère principal de la zone d'étude (Figure 0.1-d). Les observations de terrain pendant le forage des puits Pz1 et Pz2 ont montré que l'aquifère principal est confiné (ou semi-confiné) et situé sous la couche d'argile, mais des arrivées d'eaux souterraines ont également été rencontrées dans la première couche aquifère proche du niveau du sol. Le niveau statique de l'aquifère pompé est identique à celui de la nappe superficielle. En septembre 2018, le niveau de l'eau souterraine était d'environ 101 mNGF (Figure 0.2), c'est-à-dire à une profondeur de 5 à 7 m par rapport au niveau du sol. Il n'y avait pas de puits piézométrique disponible pour surveiller la profondeur de la nappe phréatique dans l'aquifère peu profond pendant l'essai de pompage....



d	Well diameter (cm)	Well screen depth (m)
F2	35	21 to 35
F1	69	21 to 32
Pz1	7.4	25 to 38
Pz2	7.4	21 to 32

*Figure 0.1 : **a** – Situation des forages F1 et F2 (en triangle rouge) et des deux piézomètres (en pentagone violet) installés pour le suivi des essais de pompages. Une carte géologique simplifiée est présentée en arrière-plan. Des marqueurs altitudinaux (points noir et trait fin grisé) mettent en valeur la situation géographiques des essais de pompages par rapport à la plaine alluviale et à l'Huveaune (en trait bleu). La carte piézométrique de février 2013 est aussi représentée (en trait fin bleu – d'après Gandolfi and Imbault, 2014). **b** – Coupe géologique schématique NO-SE mettant en valeur les hétérogénéités verticales et latérales de la plaine alluviale (indiqué par un trait pointillé gris sur la carte géologique et modifié d'après Durozoy, 1972). **c** – Profils stratigraphiques des puits de pompage (PW) et d'observations (OW) implanté dans le champ captant. **d** – Informations générales sur les puits de pompage et d'observations*

2.2 - Niveau d'eau et débit mesurés pendant l'essai de pompage

Les données de l'essai de pompage ont été enregistrées pendant un essai de 3 jours (Figure 0.2), avec un débit constant (324 m^3/h) au puits de pompage. F2 (20-23 septembre 2018). L'eau pompée a été rejetée dans le réseau d'eau de la ville, car le puits F2 dispose d'une connexion permanente au réseau d'eau potable de la ville d'Aubagne. Le débit de pompage a été surveillé au niveau de l'usine d'eau potable. De petites variations d'environ 1 m^3/h étaient attendues mais n'ont pas été signalées. Des variations plus importantes auraient été traitées dans le cadre de l'interprétation du test de puits (Bourdet et al. 1989). Les niveaux d'eau ont été enregistrés dans le PW et les trois OWs (Pz1, Pz2 et F1) avec des sondes de pression automatiques (pas de temps d'une minute pendant tout le test de pompage). Dans F1 et F2, les sondes de pression sont équilibrées avec l'atmosphère (capteur OTT) et surveillent la hauteur d'eau. Dans Pz1 et Pz2, les sondes de pression sont des capteurs absolus (Schlumberger Diver), et la hauteur d'eau est calculée en soustrayant la pression atmosphérique locale enregistrée sur le site d'essai (Schlumberger BaroDiver).

Le puits F1 n'avait pas été pompé depuis de nombreux mois et n'est utilisé que comme puits d'observation (OW). Avant l'essai de pompage, le puits de pompage F2 (PW) n'avait pas été activé depuis plusieurs mois, sauf le 19 septembre 2018 pour un essai de rabattement en trois étapes (essais 1-2-h, Figure 0.2). La comparaison du rabattement pendant l'essai de rabattement par paliers et l'essai transitoire de 3 jours a montré un développement du PW, le rabattement étant plus faible pendant l'essai de longue durée pour un débit équivalent. Les pertes de puits, traditionnellement déduites de l'essai de rabattement par paliers, seraient alors surestimées. Une valeur unique et précise n'est donc pas disponible, mais les pertes de puits seront calculées lors de la phase de modélisation de ce travail. Une valeur allant de quelques dizaines à 135 s^2/m^5 est attendue, indiquant un puits présentant de faible perte de charge non linéaire. La remontée du niveau d'eau, à la suite de l'essai par paliers, était complète au début du pompage de longue durée.

Le niveau d'eau a été mesuré pendant 1769 min après l'arrêt du pompage pour suivre la remontée du rabattement sur le F2 PW (et pendant environ 3 220 min sur les trois OWs). Il n'y a pas eu de précipitations pendant l'essai de pompage. Au début de l'essai de pompage, le rabattement a été rapide, et le niveau d'eau a baissé de 2,34 m en 3 min dans le PW F2. F1 OW et Pz1 OW ont également eu une réponse rapide pendant les 3 premières minutes. Le niveau d'eau a ensuite baissé pendant les 3 jours de pompage, avec une pente décroissante. À la fin de l'essai, le rabattement maximum a atteint 3,15 m au PW, et atteint 1,37, 0,65 et 0,14 m dans les puits Pz1 OW, F1 OW, et Pz2 OW respectivement (Figure 0.2).

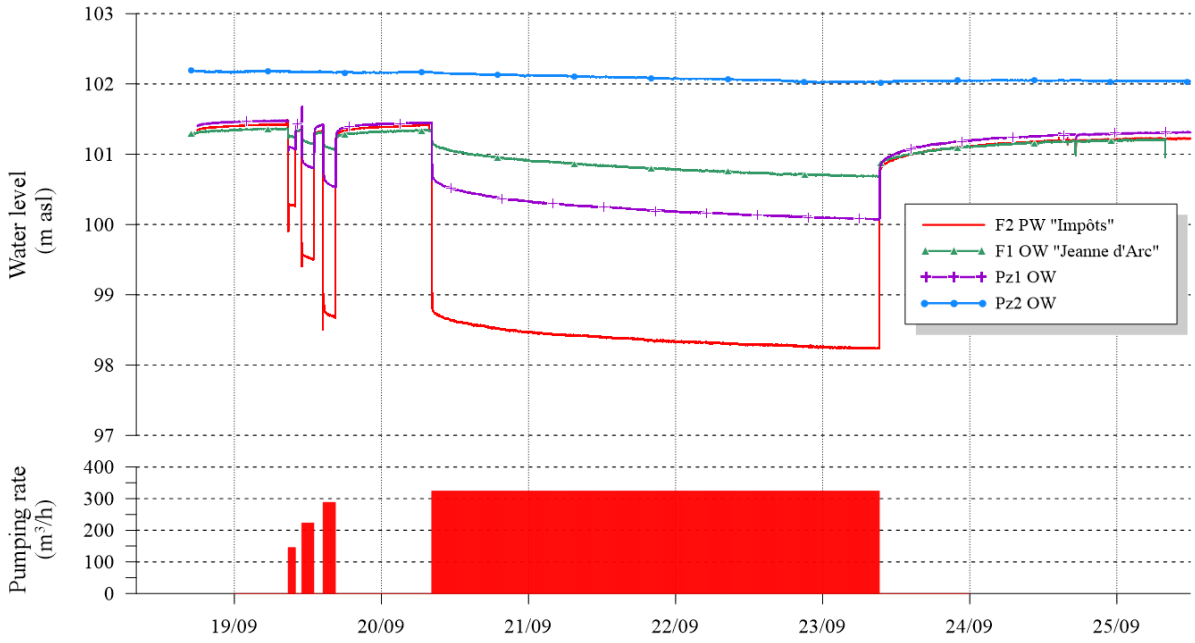


Figure 0.2: Niveaux d'eau et débit de pompage entre le 19 et le 25 septembre 2018 durant l'essai de pompage sur le forage F2 Impôts. Le niveau d'eau sur le forage F2 est indiqué en trait rouge, sur le forage d'observation F1 en vert, sur le piézomètre Pz1 en violet et sur le piézomètre Pz2 en bleu. Le niveau d'eau est en mNGF (PW – Pumping Well ; OW – Observation Well)

3- Approche méthodologique

3.1 - Signal de la dérivée, courbe diagnostic et interprétation séquentielle

Le principal intérêt de l'utilisation de la dérivée logarithmique est sa sensibilité aux faibles variations de rabattement lors d'un essai de pompage. Cette sensibilité est un problème et peut conduire à une interprétation trompeuse en cas de signal bruité (Renard et al., 2009)). Pour éviter un tel signal, il est nécessaire d'améliorer le rapport signal/bruit en utilisant un échantillonnage des données (sur une échelle logarithmique) sur les données de rabattement et/ou des techniques de lissage sur les log-dérivées calculées (aucun lissage n'est effectué sur les données de rabattement, seulement sur les dérivées). L'algorithme de différenciation de (Bourdet et al., 1989) a été adopté ici pour réduire les effets du bruit. Le lissage du signal dérivé, s'il est appliqué, doit être utilisé avec précaution pour éviter deux problèmes qui ne permettraient pas d'identifier les régimes d'écoulement : un lissage insuffisant conduit à un signal dérivé bruité, et un lissage trop important affecte le signal dérivé de manière significative. Dans cette étude, la méthode des dérivées n'est qu'une étape du processus, et l'objectif principal reste de sélectionner les modèles conceptuels appropriés dans une modélisation prospective du rabattement et de la dérivée sur un puits de pompage et des puits d'observation. De plus, l'algorithme de Bourdet est facile à utiliser pour les hydrogéologues et reste utile pour une analyse rapide de la courbe diagnostique. Le prétraitement des données peut également être nécessaire en cas de variations du débit de pompage, de fluctuations de la pression barométrique et de précipitations. Dans le cas présenté ici, les débits de pompage et la pression barométrique étaient constants, et aucune pluie n'est survenue pendant l'essai de puits. À partir du signal log-dérivé, l'approche séquentielle conduit à l'identification des régimes d'écoulement successifs, chacun caractérisé par des lignes droites aux pentes connues. La relation entre la pente des dérivées et le régime d'écoulement est connue et décrite par Bourdet et al. (Bourdet et al., 1983), Ehlig- Economides et al. (Ehlig-Economides et al., 1994), Schlumberger (Schlumberger, 2002) ou encore Renard et al. (Renard et al., 2009). Les régimes d'écoulement peuvent refléter la géométrie de l'aquifère ou mettre en évidence la structure 3D, et donc les hétérogénéités de l'aquifère. Sur la base de ces revues, quelques exemples de valeurs de pente de la courbe des dérivées peuvent être présentées : (1) une pente nulle est associée à un régime d'écoulement radial qui se produit dans un aquifère homogène ; (2) une pente de 0,25 ou 0,5 correspond à un régime d'écoulement bilinéaire ou linéaire respectivement, et donc à l'écoulement à travers une fracture plane ou un aquifère canalisé ; (3) une pente de -0,5 peut conduire à un régime d'écoulement sphérique observé dans le cas d'un puits partiellement pénétrant ; (4) une pente de 1,0 correspond à un réservoir fermé ; (5) lorsqu'une limite de flux imposé se traduit par une pente de la dérivée de -1,0 qui tend ensuite vers zéro à long terme en atteignant un régime permanent ; (6) une forme en U (ou en V) est liée à un comportement de double porosité ou de double perméabilité. Cependant, pour mieux conceptualiser l'aquifère, les modèles analytiques doivent être testés sur la base du diagnostic du puits ainsi que, lorsqu'elles sont disponibles, sur toutes les données piézométriques disponibles.

3.2- Modèles

Plusieurs hypothèses sont faites sur les différents modèles analytiques testés dans cette étude. Dans tous les cas, le PW et le OW pénètrent complètement l'aquifère et l'épaisseur des couches est constante. Les schémas des modèles sont présentés dans la Figure 0.3. La calibration des modèles a été faite graphiquement sur les données de rabattement et leurs dérivés, en utilisant les codes de calcul du BRGM (Dewandel et al., 2014), sur l'ensemble de l'essai et de la remontée. Les différentes solutions analytiques incluent les effets de capacité du puits et les pertes de charge quadratiques

(pertes de puits) et sont calibrées avec les données d'essai de pompage transitoire sans contrainte de l'utilisateur. Les résultats de l'essai par paliers ne sont pas introduits en tant que paramètres pour tester et valider les solutions analytiques. Tous les modèles ont été choisis parce qu'ils peuvent être appliqués à des aquifères hétérogènes avec des couches verticales ou horizontales ou avec des lentilles plus ou moins perméables, et a priori à des aquifères fluviatiles.

Le premier modèle testé est celui de Theis (Theis, 1935) ; il suppose donc un aquifère confiné, homogène, isotrope et infini. Dans ce modèle, l'aquifère est caractérisé par deux paramètres intrinsèques : la transmissivité T et le coefficient d'emmagasinement S. La solution de Theis ne permet pas d'obtenir un jeu de paramètres cohérents pour caler les données avec le modèle. Ce résultat montre déjà que l'aquifère pompé présente une géométrie en 3D complexe. Le deuxième modèle testé est le modèle de Theis avec une limite imperméable (Figure 0.3-a). Il s'agit d'une première tentative pour tester un modèle simple, dans un aquifère qui n'est pas infini. On peut s'attendre à ce que l'aquifère soit proche d'une zone présentant une forte variabilité des propriétés hydrauliques au sein des dépôts fluviatiles.

Le troisième modèle est un modèle d'aquifère à trois couches avec un effet de drainance d'un aquifère peu profond vers l'aquifère profond à travers une couche semi-perméable (Hantush, 1956 ; Figure 0.3-b). Dans ce modèle, l'eau souterraine est prélevée par pompage uniquement dans l'aquifère profond. Le niveau d'eau dans la couche supérieure est supposé constant tout au long de l'essai, c'est-à-dire non affecté par le pompage. Ce modèle suppose une grande différence dans les valeurs de perméabilité entre l'aquifère confiné pompé et la couche semi-perméable, ce qui conduit respectivement à un flux radial (dans l'aquifère confiné) et un flux vertical (dans la couche semi-perméable). Les paramètres hydrodynamiques sont T et S pour l'aquifère pompé. La couche semi-perméable est définie par le rapport K'/b' où K' est sa perméabilité et b' son épaisseur. Le modèle a été implémenté avec limites imperméables (Figure 0.3-b).

Le quatrième modèle, dit compartimenté, correspond à un aquifère stratifié verticalement, comme proposé par Dewandel et al. (Dewandel et al., 2014 ; Figure 0.3-c). L'aquifère pompé est constitué d'une bande aquifère linéaire infinie D1 entravée par deux aquifères, D2 et D3, caractérisés par une extension latérale semi-infinie et des propriétés hydrauliques différentes de D1 (Figure 0.3-c). Pour la modélisation, les mêmes propriétés hydrauliques ont été appliquées aux deux compartiments externes D2 et D3. Le modèle est défini respectivement par la transmissivité T1 et le coefficient d'emmagasinement S1 pour l'aquifère pompé D1, et par la transmissivité T2 et le coefficient d'emmagasinement S2 pour les deux compartiments externes D2 et D3. Le compartiment pompé (D1) peut également être caractérisé par un rapport d'anisotropie horizontal de la transmissivité dont les axes principaux sont parallèles et normaux à l'aquifère (Tyy/Txx). Ce modèle peut convenir à un aquifère de type chenalisé avec une différence de perméabilité entre le chenal, de forte transmissivité, et les autres parties de l'aquifère.

Le cinquième modèle est un modèle à double porosité (Moench, 1984 ; Figure 0.3-d) qui est basé sur les concepts proposés par Barenblatt et al. (Barenblatt et al., 1960). Le modèle original suppose un réservoir de roche fracturée composé de deux milieux en interaction : (1) un milieu à faible perméabilité avec des blocs de porosité primaire ; et (2) un milieu à haute perméabilité et des fissures de porosité secondaire. Dans une plaine alluviale, le modèle à double porosité peut être interprété

comme de fines séquences stratigraphiques de perméabilité différente (Bourdet, 2002; Horne, 1990). Dans le modèle de Moench, un paramètre de « skin » des fractures a été implémenté pour retarder les réponses hydrauliques de la matrice peu perméable au milieu très perméable (« Skin » :une fine couche de matériau peu perméable, déposée à la surface des blocs et des fissures, d'après Moench 1984). Le modèle estime T et S pour les deux milieux en interaction et deux autres paramètres spécifiques au modèle : (1) un rapport de coefficient d'emmagasinement $\omega = \frac{S_f}{S_f+S_m}$ avec S_f le coefficient d'emmagasinement spécifique de la zone de haute perméabilité et S_m le coefficient d'emmagasinement de la matrice ; et (2) un coefficient d'écoulement inter-porosité $\lambda = \alpha {r_w}^2 \frac{K_m}{K_f}$ où α est lié à la géométrie de la zone de forte perméabilité, r_w le rayon du puits, et les autres termes sont le rapport entre la perméabilité de la zone de faible perméabilité (matrice - K_m) et celle de la zone de forte perméabilité (fracture - K_f).

Le sixième modèle est un modèle à double perméabilité, adapté à un aquifère multicouche composé de trois couches, décrit du fond vers la surface par : (1) un aquifère captif recouvert d'une couche semi-perméable ; (2) une couche semi-perméable ou aquitard ; et (3) un aquifère superficiel non captif et peu profond (Hunt et Scott, 2007 - Figure 0.3-e). Le pompage est appliqué à l'aquifère confiné. Ce modèle est similaire à la solution analytique de Hantush (1956), mais il provoque une baisse du niveau d'eau dans l'aquifère superficiel. L'écoulement dans la couche semi-perméable est toujours vertical. Par conséquent, un écoulement différé de l'aquifère non confiné vers l'aquifère confiné est considéré. Dans ce cas, chaque couche est caractérisée par ses propres paramètres hydrodynamiques : i) T et S pour l'aquifère pompé ; ii) K'/b' pour la couche semi-perméable ; iii) la porosité efficace Sy (« specific yield ») et transmissivité T0 pour l'aquifère non confiné peu profond. Compte tenu du contexte géologique, comme pour le modèle de Hantush, un modèle à double perméabilité pourrait être satisfaisant pour un réservoir fluviatiles.

D'autres modèles analytiques existent, par exemple les aquifères non confinés (Neuman, 1972), ou un puits interceptant des fractures (Dewandel et al., 2018; Gringarten et Ramey, 1974), mais ils n'ont pas été appliqués car l'aquifère est confiné, et aucune faille n'a été décrite dans l'étude géologique des dépôts alluviaux.

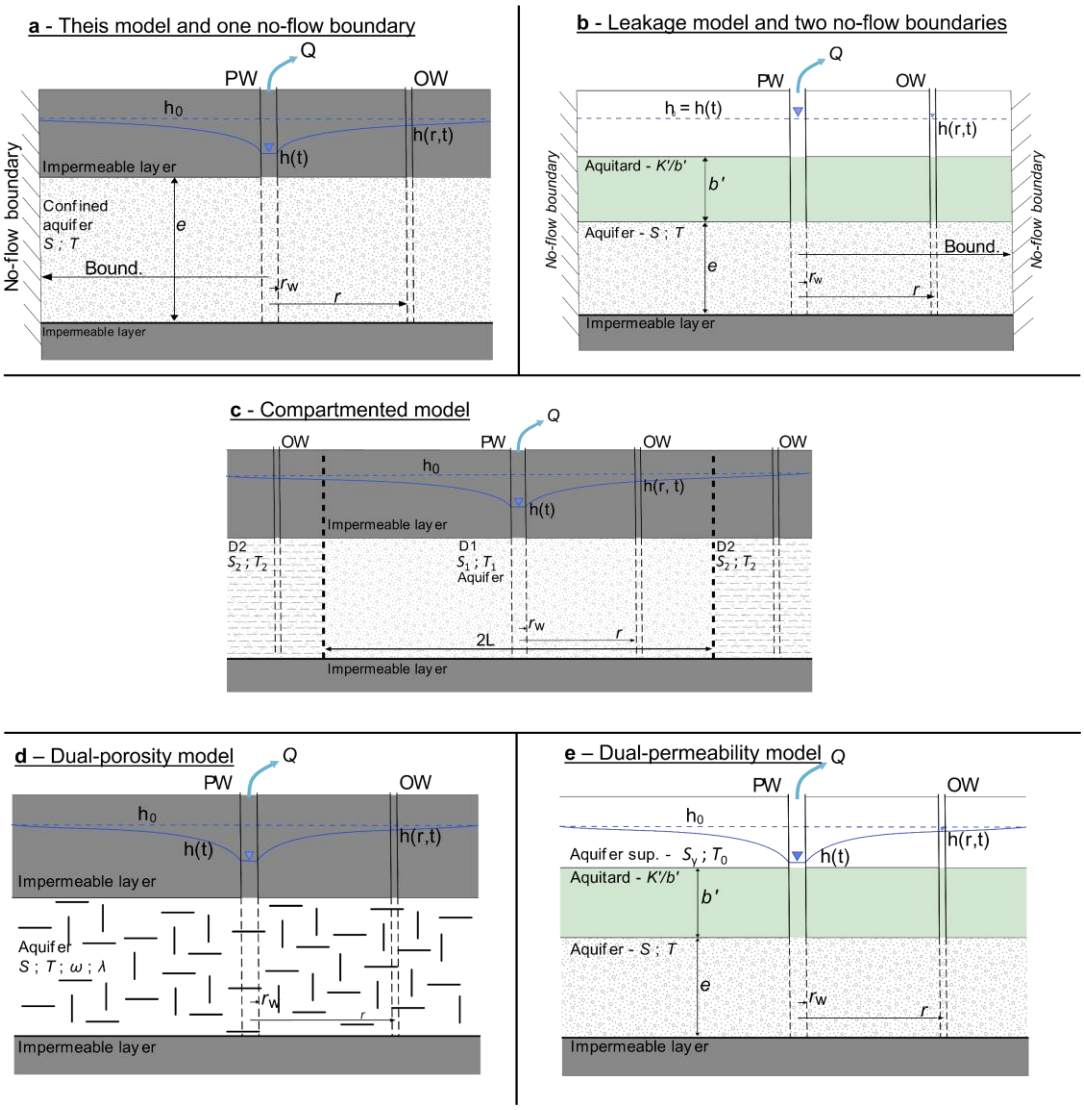


Figure 0.3: Schéma conceptuel (en coupe) des solutions analytiques testées à partir du diagnostic de puits proposé. ***a*** *: Modèle de Theis avec une limite imperméable ;* ***b :*** *Modèle de drainance (Hantush, 1956) avec deux limites imperméables ;* ***c :*** *Modèle compartimenté verticalement (Dewandel et al., 2014) ;* ***d*** *: Modèle double-porosité (Moench, 1984);* ***e :*** *Modèle double-perméabilité (Hunt et Scott, 2007)*

4- Résultats

4.1- Dérivées du rabattement au puits de pompage

La Figure 0.4 présente le rabattement et sa dérivée logarithmique pour l'essai de pompage F2 (diamant noir et cercle vide noir respectivement) pour les données du puits du pompage PW. Le caractère non unique de la courbe des dérivées conduit à deux interprétations. La première interprétation du diagnostic de puits montre une séquence de quatre régimes d'écoulement (Figure 0.4-a) : (1) l'augmentation et la diminution de la dérivée logarithmique du début à 15 min correspond à un effet de capacité du puits et à une courte période de transition ; (2) de 15 à 70 min, un court régime d'écoulement radial apparaît avec une pente proche de zéro ; (3) de 70 à 1500 min, un régime d'écoulement linéaire apparaît avec une pente de 0,5 ; et (4) de 1500 min à la fin de l'essai, la dérivée logarithmique est caractérisée par un plateau correspondant à un régime d'écoulement radial tardif (pente nulle). Cette séquence de régime d'écoulement radial-linéaire-radial a été observée pour des

aquifères chenalisées ou compartimentés (Corbett et al., 2012; Dewandel et al., 2014). Un modèle d'aquifère à drainance avec deux limites imperméables peut également être représentatif de cette séquence, si l'on suppose une couche semi-perméable (Hantush, 1956). La deuxième interprétation montre trois régimes d'écoulement (Figure 0.4-b) : (1) l'effet de capacité du puits du début jusqu'à 10 min ; (2) de 10 à 1500 min, une forme en U apparaît sur la dérivée logarithmique du rabattement ; et (3) un écoulement radial tardif de 1500 min à la fin de l'essai. Ici, la forme en U est caractéristique des modèles à double porosité ou à double perméabilité proposés respectivement par Moench (Moench, 1984) et Hunt et Scott (Hunt et Scott, 2007). D'un point de vue conceptuel, les différentes lectures de la dérivée logarithmique du rabattement impliquent que plusieurs modèles doivent être testés à travers leurs solutions analytiques et illustrent parfaitement le caractère non unique de l'analyse de la courbe des dérivées. Une remarque doit être faite concernant la période d'effet de capacité du puits : le pas de temps de 1 minute est insuffisant pour identifier clairement cette période, car elle devrait être définie par une pente de 1 sur un tracé log-log du rabattement et de sa dérivée au début du pompage. Ici, l'effet de capacité de puits est caractérisé par une bosse de la courbe dérivée suivant la pente unitaire au début du pompage

La Figure 0.4-c montre les résultats pour les six modèles considérés ici, au puits de pompage uniquement. Chaque modèle considère correctement l'effet de capacité du puits et reproduit bien l'écoulement radial tardif qui correspond à la réponse globale de l'aquifère. Le modèle de Theis, avec ou sans une limite imperméable, ne reproduit pas correctement la forme en U ou le comportement linéaire de la courbe dérivée. En ce qui concerne le rabattement calculé, la solution de Theis sous-estime les données observées au début du pompage et tend à être représentatif des données à la fin. Le régime d'écoulement radial sur la dérivée logarithmique du rabattement associé à la solution analytique de Theis apparaît clairement sur la Figure 0.4-c, avec un plateau commençant juste après l'effet de capacité du puits. Les valeurs de transmissivité identifiées à l'aide du modèle de Theis avec ou sans une limite imperméable sont respectivement de $9{,}0\times10^{-2}$ et $5{,}0\times10^{-2}$ m^2/s. Les quatre derniers modèles proposent également un bon ajustement sur le rabattement et la dérivée logarithmique pour le régime d'écoulement radial en fin d'essai de pompage. L'ajustement et la calibration des modèles donne respectivement les valeurs de transmissivité globale suivantes : (1) $1{,}4\times10^{-1}$ m^2/s pour le modèle de drainance avec deux limites imperméable ; (2) $T1 = 1{,}5\times10^{-1}$ m^2/s et $T2 = 2{,}3\times10^{-2}$ m^2/s pour le modèle compartimenté ; (3) $4{,}8\times10^{-2}$ m^2/s pour le modèle à double porosité ; et (4) $4{,}0\times10^{-2}$ m^2/s pour le modèle à double perméabilité. Une différence d'un facteur 3 environ est notée entre les valeurs minimales et maximales de transmissivité, mais tous ces résultats conviennent à un aquifère alluvial. Un résultat majeur est, qu'étant donné la bonne adéquation des six modèles au régime d'écoulement radial tardif, un modèle de Theis conduit à une estimation pertinente des réponses globales de l'aquifère avec une calibration du modèle centrée sur les données tardives. Cependant, il ne permet pas de bien décrier la géométrie de l'aquifère par rapport à la séquence des régimes d'écoulement en début d'essai de pompage. Les deux modèles utilisant la solution de Theis ont donc été écartés des analyses suivantes. Enfin, les quatre derniers modèles (drainance, compartimenté, double porosité et double perméabilité) expliquent l'ensemble de l'essai au niveau du puits de pompage, reproduisant les deux séquences de régime d'écoulement présentées précédemment. De plus, chaque modèle est réaliste d'un point de vue géologique.

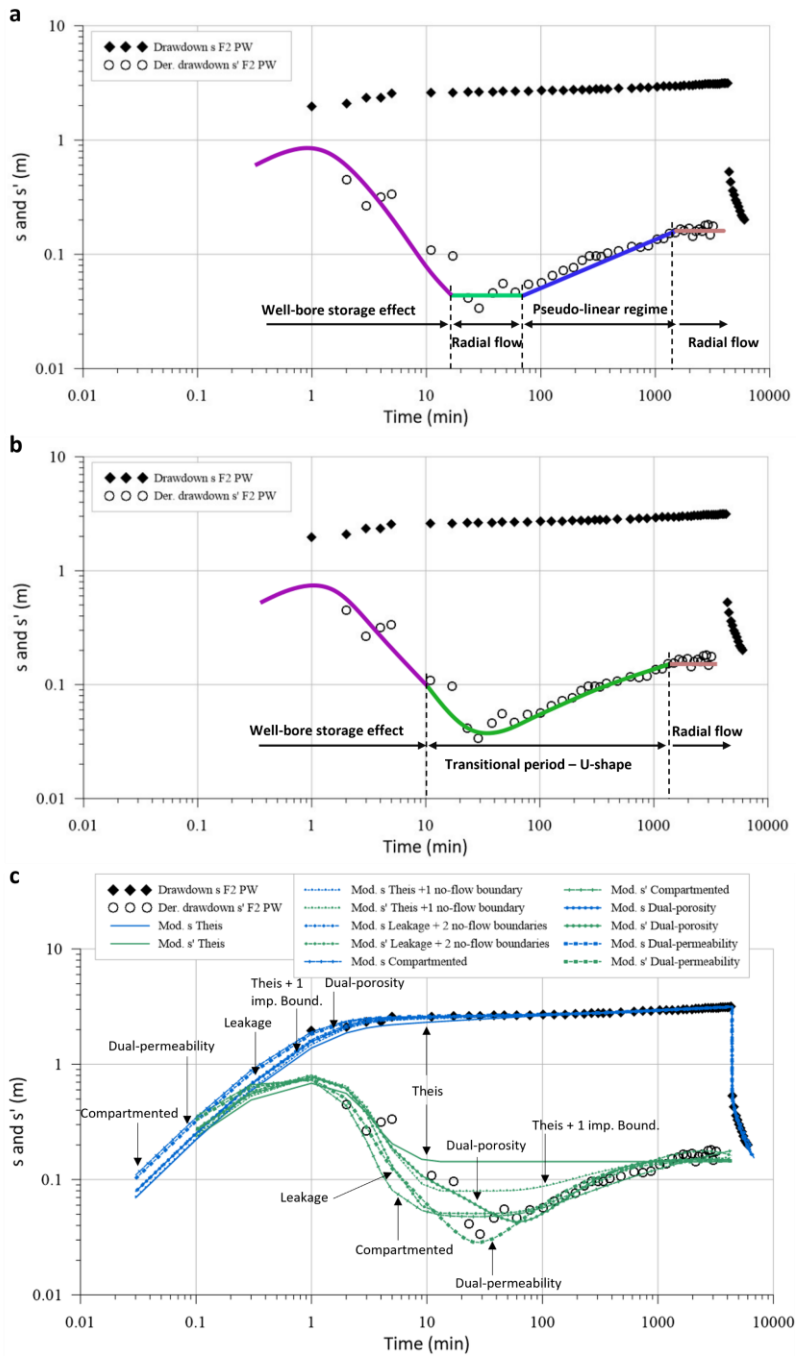
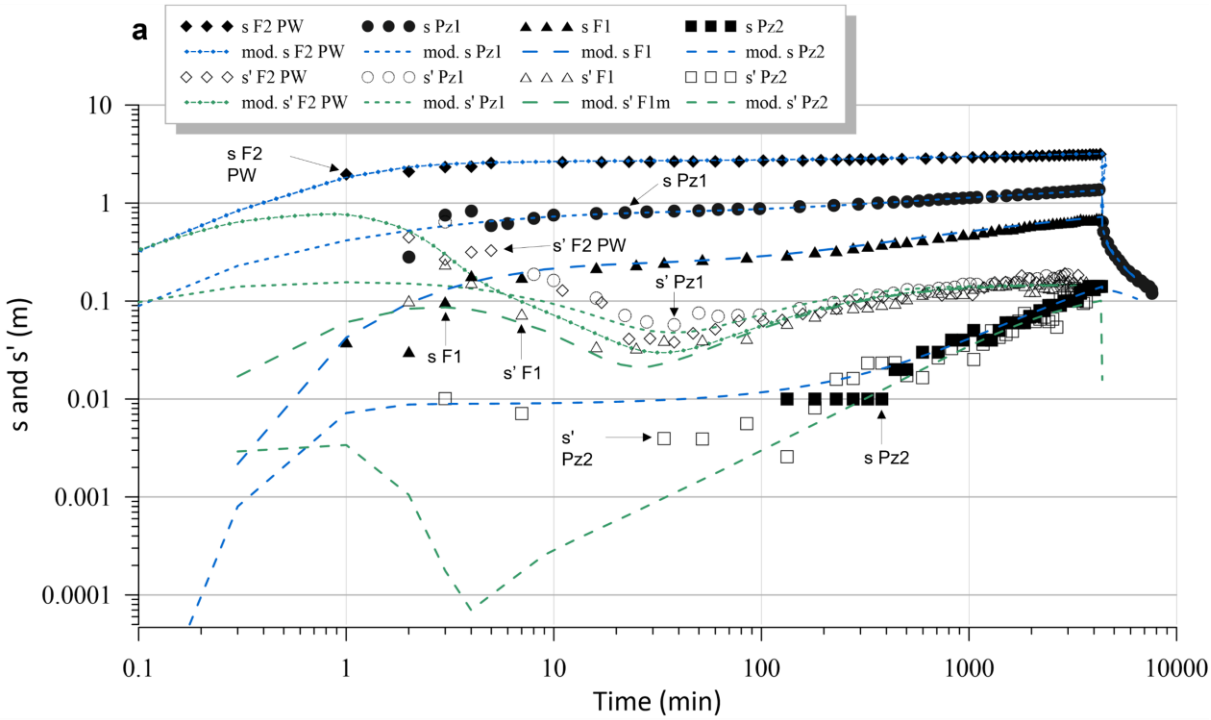


*Figure 0.4: **a-c** : Rabattement (s – en carré noir) et sa dérivée (s' – en rond noir) pendant l'essai de pompage sur le forage F2 Impôts (21-23/09/2018). Deux diagnostics de puits peuvent être proposés à partir de la dérivée logarithmique du rabattement au cours du temps : **a** – Quatre régimes d'écoulements s'observent avec l'effet de capacité de puits entre 1 et 10-11 min (trait violet), puis un premier écoulement radial entre 11 et 80 min (trait vert), puis un écoulement pseudo-linéaire entre 80 et 1500 min (trait bleu) et enfin un écoulement radial à partir de 1500min jusqu'à la fin de l'essai (trait marron). Cette succession de régimes d'écoulement correspond soit à un aquifère compartimenté verticalement, soit à un aquifère avec deux limites étanches auquel s'ajoute un effet de drainance. **b** – Trois régimes d'écoulement s'observent avec l'effet de capacité une nouvelle fois entre 1 et 10 min (trait violet), puis une forme de U (« U-shape ») allant de 10 à 1500 min (trait vert) et enfin un écoulement radial de 1500min jusqu'à la fin de l'essai de pompage (trait marron). Cette succession de régimes correspond soit à un modèle double-porosité ou à un modèle double-perméabilité. **c** – Les rabattements calculés à partir de six solutions analytiques (Theis, Theis + une limite imperméable, drainance + deux limites imperméable, compartimenté, double porosité, double perméabilité) sont représentés avec les différentes courbes bleues, et les signaux log-dérivés correspondants sont représentés avec les différentes courbes vertes. La solution analytique de Theis est présentée comme un exemple d'interprétation standard avec l'hypothèse d'un aquifère confiné homogène, isotrope et infini.*

4.2- Dérivée du rabattement et modélisation au puits de pompage et d'observations

Pour réduire les ambiguïtés des modèles, le rabattement aux trois puits d'observations OWs (Pz1, Pz2, F1) a été simulé en utilisant chacun des quatre modèles. La Figure 0.5 présente la modélisation des rabattements et des log-dérivées réalisées sur le puits de pompage (PW) et les puits d'observations (OWs) pour le modèle de double perméabilité, en comparaison des rabattements mesurés et des log-dérivées calculées. Les résultats des modèles qui n'ont finalement pas été validé en lien avec le contexte hydrogéologique local ne sont présentés. Pour chaque puits, les paramètres hydrodynamiques estimés sont affichés dans les tableaux sous les graphiques. L'incapacité à faire correspondre toutes les données avec un seul ensemble de paramètres des modèles est une démonstration que soit le modèle n'est pas approprié, soit qu'un ou plusieurs des puits d'observation sont situés dans une zone qui a des propriétés hydrauliques différentes de l'aquifère pompé. L'erreur quadratique moyenne (RMSE) est également calculée entre les données modélisées et observées comme un outil statistique habituel pour évaluer la précision de l'ajustement (Giese et al., 2018; Oehlmann et al., 2015). Le RMSE présente une fourchette de valeurs assez faible sur le puits de pompage, de 0,01 à 0,17 m, pour un rabattement total de 3,15 m. Pour les puits d'observation, le RMSE reste compris entre 0,02 et 0,22 m, avec les valeurs minimales mesurées à Pz2 et maximales à Pz1. Ces valeurs ne permettent pas de choisir un modèle plutôt qu'un autre.

Modèle de double perméabilité (Figure 0.5**) :** Le début du test (début à 10 min) correspond également à l'effet de capacité du puits de forage. Ensuite, la forme en U (10 à 1500 min) montre l'effet de drainance de l'aquifère superficiel non confiné vers l'aquifère pompé semi-confiné. Le premier écoulement radial correspondant aux propriétés de la couche aquifère pompée est masqué par l'effet de capacité du puits. En fin d'essai, le régime d'écoulement radial traduit la réponse globale de l'aquifère multicouche. Ici, la valeur du plateau donne la somme de la transmissivité de l'aquifère (T+T0). L'écoulement dans l'aquifère est horizontal, tandis que l'écoulement à travers l'aquitard est supposé vertical. Avec le modèle de double perméabilité, un ensemble assez homogène de paramètres peut être proposé pour l'ensemble des données pour les PW et les OW avec $T = 4{,}0\times10^{-2}$ m^2/s, $S = 3{,}0\times10^{-4}$ et K'/b' variant entre $1{,}0\times10^{-8}$ à $7{,}5\times10^{-7}$ s^{-1}. Concernant l'aquifère superficiel, une transmissivité plus faible T0 = 8,0 à $8{,}5\times10^{-3}$ m^2/s et un porosité efficace plus élevé Sy = 3,0 à $9{,}0\times10^{-3}$ ont été obtenus. Selon les paramètres calibrés représentant un ensemble plausible et homogène et le contexte hydrogéologique, le modèle de double perméabilité est le meilleur modèle dans ce cas d'étude. Cette conclusion est soutenue par l'analyse combinée du signal de la dérivée logarithmique basée à la fois sur le PW et les OWs. En se basant uniquement sur le PW (Figure 0.4-c), une telle identification était impossible étant donné l'aspect similaire des courbes dérivées des quatre modèles testés.



b	r_w and r (m)	T (m²/s)	S (-)	K'/b' (s⁻¹)	T_0 (m²/s)	S_y (-)	Well losses (s²/m⁵)	Wellbore storage (m)	RMSE (m)
F2 PW	0.17	4.0×10^{-2}	3.0×10^{-4}	7.5×10^{-7}	8.5×10^{-3}	8.0×10^{-3}	0	0.7	0.11
Pz1	42	4.0×10^{-2}	3.0×10^{-4}	3.5×10^{-7}	8.0×10^{-3}	3.0×10^{-3}	-	-	0.29
F1	170	4.0×10^{-2}	3.0×10^{-4}	7.0×10^{-7}	8.0×10^{-3}	8.0×10^{-3}	-	-	0.04
Pz2	311	4.0×10^{-2}	3.0×10^{-4}	1.0×10^{-8}	8.0×10^{-3}	9.0×10^{-3}	-	-	0.03

*Figure 0.5 : **a** – Débit et dérivée en échelle log-log du modèle d'aquifère à double perméabilité appliqué au puits de pompage (F2) et aux trois puits d'observation (F1, Pz1, Pz2). Pour chaque puits, le rabattement calculé est indiqué dans la courbe en pointillés bleus, et sa dérivée dans la courbe en pointillés verts. **b** – tableau présentant les paramètres du modèle et le RMSE pour les modèles PW et OW.*

5- Discussion

5.1- Approche itérative

Dans ce travail, la première étape a été d'appliquer le modèle de Theis aux données de rabattement des puits de pompage (rabattement et sa dérivée logarithmique, Figure 0.4). Les résultats ont clairement montré que le modèle de Theis n'est pas adapté pour reproduire le signal de la dérivée logarithmique et donc pour proposer une interprétation pertinente de l'essai de pompage. Bien qu'un modèle radial ne soit pas acceptable ici pour décrire l'ensemble du signal log-dérivé, l'interprétation du signal en fin de période fournit une bonne estimation du comportement à long terme de l'aquifère, et probablement aussi des informations précieuses concernant la transmissivité moyenne de l'aquifère. En effet, que l'aquifère soit stratifié horizontalement, compartimenté verticalement, ou caractérisé par des propriétés de double porosité ou de double perméabilité, tous ces systèmes aquifères sont caractérisés en fin d'essai par un écoulement radial correspondant à la transmissivité globale de l'aquifère du système (Theis 1935 ; Hantush 1956 ; Moench 1984 ; Hunt et Scott 2007 ; Dewandel et al. 2014). Cependant, l'utilisation de la solution de Theis dans un tel cas ne fournit pas d'informations pertinentes sur le type ou la géométrie de l'aquifère investigué par l'essai. Le modèle de Theis avec une limite imperméable ne reproduit pas le signal de la dérivée logarithmique (Figure 0.4-c), même

si la limite imperméable reproduit l'augmentation de la dérivée qui peut être attribuée à tort à un régime d'écoulement linéaire pendant le temps intermédiaire. Al-Bemani et al. (Al-Bemani et al., 2003) et Hammond et Field (Hammond et Field, 2014) ont appliqué de nombreuses solutions analytiques aux données de rabattement et de log-dérivée uniquement au niveau du puits de pompage. Dans cette étude, les résultats obtenus à partir des seules données du puits de pompage ne sont pas suffisants pour discriminer les modèles testés, que ce soit à partir de leurs ajustements ou de l'évaluation des paramètres hydrauliques, qui sont apparus réalistes quel que soit le modèle utilisé. Par conséquent, chaque modèle appliqué au puits de pompage est un candidat acceptable correspondant au contexte hydrogéologique. Lods et al. (Lods et al., 2020) ont proposé d'améliorer la méthodologie en réalisant des tests de pompage sur plusieurs forages en parallèle (« cross-borehole pumping tests ») avec ajustement des courbes de rabattement en utilisant plusieurs modèles, mais sans utiliser le signal log-dérivé pour contraindre les modèles testés. De plus, un seul puits de pompage est généralement testé dans le cadre des études sur l'alimentation en eau potable. Par conséquent, l'interprétation est limitée à un essai de pompage avec un suivi du rabattement au niveau du puits de pompage et parfois de quelques puits d'observation.

L'algorithme de Bourdet a été adopté dans cette étude pour lisser le signal de la dérivée logarithmique bien que des études aient évalué ses limites concernant les signaux bruités (Escobar et al., 2004; Lane et al., 1991). L'algorithme B-spline améliore le lissage de la courbe diagnostique par l'utilisation de la dérivée seconde, ce qui pourrait permettre d'évaluer le problème de non-unicité de la courbe des dérivées (Tago et Hernández-Espriú, 2018). Ici, le problème de non-unicité est résolu en utilisant quatre solutions analytiques plausibles, et l'argument principal pour en choisir une plutôt que les autres est un ensemble homogène et plausible de paramètres hydrauliques. Le log-dérivée, avec ses limites, ne reste qu'une première étape dans l'interprétation des tests de puits, et une modélisation doit être effectuée pour conclure sur le choix d'un modèle approprié. Pour mieux comprendre les écoulements et le stockage des eaux souterraines dans l'aquifère alluviale, quatre modèles ont été sélectionnés sur la base de leur capacité à décrire le comportement intermédiaire (radial-linéaire-radial ou en forme de U) et le régime d'écoulement radial en fin d'essai de la log-dérivée, appliqués aux PW et OWs. Les dépôts fluviatiles (par exemple, les environnements en tresses et/ou en méandres) sont des systèmes formés par le transport et le dépôt de sédiments le long des chenaux fluviaux. Ces dépôts créent des systèmes en couches dans lesquels la connexion entre les couches contrôle l'écoulement (Ferroud, 2018). Pour cette deuxième étape de la procédure, le premier modèle était un aquifère avec drainance délimité par deux limites imperméables (Hantush, 1956). Dans ce cas, les limites imperméables peuvent également caractériser la variation de faciès entre les structures de forte et de faible perméabilité. Le second modèle était un aquifère stratifié verticalement, ou compartimenté (Dewandel et al., 2014). Ce type de modèle est représenté par un écoulement linéaire, dans un aquifère allongé ou un aquifère limité latéralement par des aquifères à faible conductivité, comme cela a été rapporté dans les systèmes fluviatiles fortement chenalisés (Bowling et al., 2005; Corbett et al., 2012; Ferroud, 2018; Zheng et al., 2003). Le troisième modèle était un aquifère à double porosité (Moench, 1984), qui peut être représenté par un patchwork de dépôts de forte et faible perméabilité, comme observé dans un système fluviatile de plaine d'inondation et à méandres (Slatt, 2013). Le quatrième et dernier modèle était un aquifère à double perméabilité (Hunt et Scott, 2007) généralement appliqué pour les aquifères stratifiés. Cette structure en couches horizontales se produit dans une séquence de dépôts fluviatiles à l'échelle mégascopique (Issautier et al., 2014),

correspondant à une séquence multicouche de dépôts de rivières en tresses et de dépôts de plaines d'inondations (Slatt, 2013). Les modèles à double propriété appliqués au cas étudié ont donné les meilleurs ajustements sur les données des PW et OWs, et entre les deux modèles, le modèle à double perméabilité a donné les valeurs de paramètres aquifères les plus pertinentes. En outre, les modèles permettent de calculer les pertes de charges linéaires du puits. La valeur de ces pertes de charge pour le modèle à double perméabilité (0 s^2/m^5) est inattendue et peut révéler que le rayon réel du puits a augmenté. L'agrandissement du rayon du puits dans le modèle peut être compensé par les pertes de charge linéaire, sans modifier les autres paramètres précédemment calibrés. En revenant aux résultats des essais de pompage par paliers et de longue durée, il a déjà été observé que le PW s'est développé pendant les essais. Ce puits était un vieux puits, creusé en 1968, et le massif filtrant entourant la crépine peut s'être partiellement effondré ou être très perméable, élargissant le rayon effectif du puits de pompage. Ses résultats présentent une sous-estimation des pertes de charge du puits avec le modèle, mais il n'a aucun effet sur les paramètres de l'aquifère calibrés sur les puits d'observation. Dans un contexte fluviatile, Corbett et al. (Corbett et al., 2012) et Corbett et Duarte (Corbett et Duarte, 2018) ont montré que les réponses aux tests de puits peuvent produire une signature log-dérivée spécifique, avec une séquence de trois régimes d'écoulement : radial, linéaire et radial en fin d'essai. L'écoulement linéaire intermédiaire, appelé « effet de rampe », peut être observé si la communication entre les couches est limitée latéralement et/ou verticalement, et pourrait être associé à un aquifère canalisé ou multicouche. Corbett et al. (Corbett et al., 2012) ont souligné que l'effet de rampe peut être observé dans les réservoirs stratifiés à double perméabilité lorsque l'écoulement vertical augmente en raison de la diminution de la charge hydraulique dans la couche de forte perméabilité. Dans le diagnostic de puits présenté précédemment, cet effet de rampe est comparable à la pente de 0,5 observée dans la période de transition (forme en U, Figure 0.4-B). De plus, même si le modèle de double perméabilité a été appliqué avec succès, l'aquifère n'est pas un simple aquifère stratifié. Corbett et al. (Corbett et al., 2012) et Corbett et Duarte(Corbett et Duarte, 2018) ont également montré que pour un essai de pompage, le rabattement contourne les régions de moindre perméabilité (généralement les volumes inter-chenaux). Ainsi, concernant le régime d'écoulement radial observé en fin d'essai et simulé ici, qui est habituellement associé à un milieu homogène, il faut être conscient de la structure fortement hétérogène de cet aquifère. Elle pourrait conduire à un écoulement préférentiel à travers le réseau 3D de chemins perméables connectés. Enfin, dans l'architecture fluviale, on peut distinguer une large gamme d'échelle d'hétérogénéité superposée. Issautier et al. (Issautier et al., 2014) ont étudié l'impact de l'hétérogénéité des réservoirs fluviatiles sur la connectivité et ont défini quatre grandes échelles et leur hétérogénéité associée. Ici, le test de pompage a exploré l'échelle mégascopique, c'est-à-dire l'hétérogénéité et la connectivité de l'ensemble des dépôts de la plaine alluviale. L'hétérogénéité intra-couche existe soit dans les dépôts des rivières en tresses, comme la présence de certaines couches marneuses de marnes, et entre les chenaux dans les systèmes à méandres et de plaine d'inondation. Ces échelles sont déduites des observations stratigraphiques et des corrélations entre les forages mais ne sont pas déduites directement de l'essai de pompage à l'échelle de l'aquifère. Dans cette étude, les puits d'observation ont été utilisés pour étudier un modèle conceptuel alternatif et ont été d'une valeur primordiale pour montrer la connectivité entre les couches ou lentilles perméables dans le réservoir fluviatile.

5.2- Modèle géologique conceptuel de l'aquifère

Une approche combinée avec des données hydrodynamiques et géologiques est essentielle pour proposer des modèles conceptuels robustes des aquifères (Massonnat et Bandiziol, 1991; Zheng et al., 2003). La Figure 0.6 propose un modèle conceptuel de l'aquifère alluvial étudié. Ce schéma conceptuel a été déduit des données géologiques antérieures (Caillol et al., 1968a; Durozoy, 1972) et des informations fournies par l'essai de pompage réalisé au cours de ce travail. Plusieurs interprétations concernant les processus de dépôts fluviatile sont proposées ici. Premièrement, l'approche diagnostic-modèle conduit à un système multicouche qui confirme la lithologie verticale décrite au puits de pompage et dans les trois puits d'observation : (1) un aquifère graveleux confiné qui pourrait avoir été formé par la divagation de l'Huveaune, et (2) une couche marneuse de 20 m d'épaisseur correspondant à des dépôts de plaine d'inondation, caractérisée par un écoulement d'eau à faible énergie (Melton, 1936; Nanson et Croke, 1992; Waters and Rivers Commission, 2002).

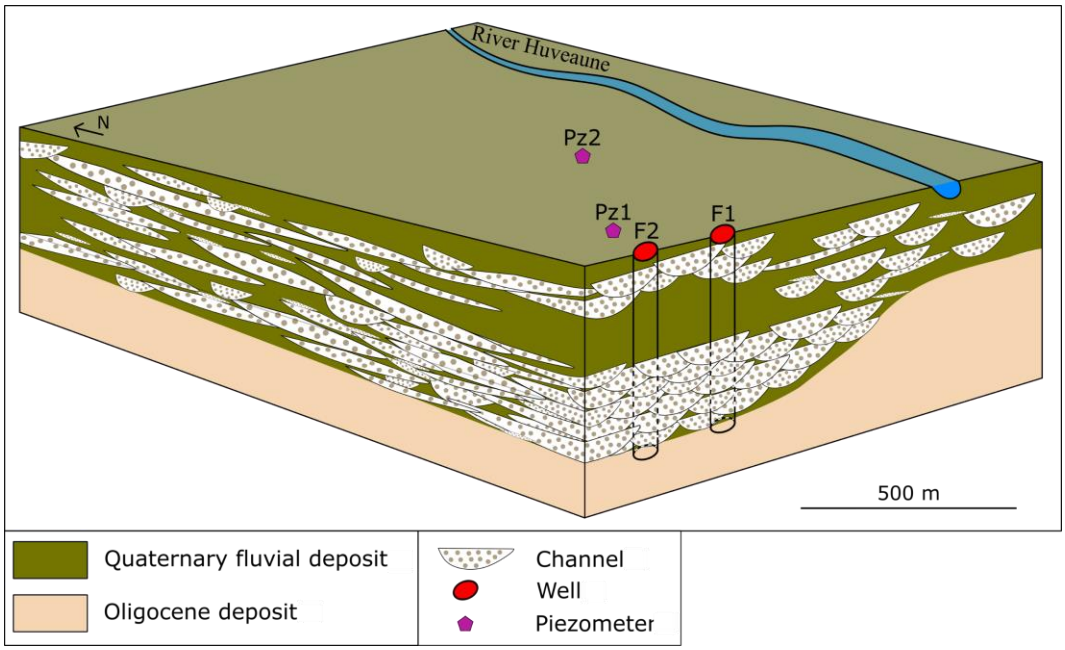


Figure 0.6 : Modèle géologique conceptuel de l'aquifère alluvial au niveau d'Aubagne tiré de l'interprétation de l'essai de pompage et validé par les logs géologiques et la dynamique sédimentaire de mise en place de la plaine alluviale d'Aubagne.

Néanmoins, les profils stratigraphiques au nord et à l'est des puits F1 et F2 montrent une alternance de plusieurs couches graveleuses, de couches marneuses et argileuses, et de couches sableuses. Ces alternances indiquent des processus de dépôt différents par rapport à la zone de l'aquifère confiné. Ceci pourrait être associé à une migration latérale de l'Huveaune résultant d'un comportement méandrique (Waters and Rivers Commission, 2002). La plaine de l'Huveaune dans le secteur de la ville d'Aubagne, qui n'a pas été spécifiquement décrite en termes de genèse géologique dans la littérature, semble être une séquence d'empilement stratigraphique typique des dépôts fluviatiles (Issautier et al., 2014; Slatt, 2013). De la base vers le sol, elle montre :

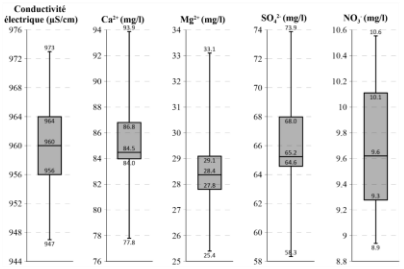
- Une surface d'érosion basale a incisé le substratum oligocène (Figure 0.6)
- Un dépôt de type rivière en tresse remplit la vallée, avec un faible espace d'accommodation. Ces dépôts, généralement considérés comme très continus latéralement sur une grande partie ou la totalité de la largeur de la plaine en tresse, constituent le principal aquifère confiné capté

par le puits de pompage F2. La période en début d'essai de pompage (de 10 à 15 à 70 min) a permis d'investiguer cet aquifère confiné à proximité du puits de pompage

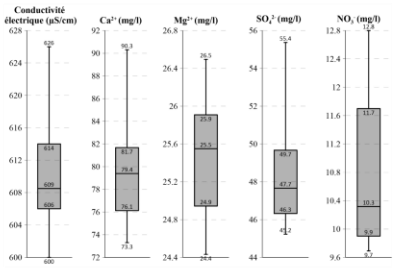
- En ce qui concerne la genèse de la séquence stratigraphique, comme l'espace disponible a augmenté avec l'aggradation dans les systèmes transgressifs, les dépôts sont passés de systèmes à méandres faiblement sinueux à des systèmes à méandres fortement sinueux (d'une ceinture de méandres à plusieurs étages à une ceinture de méandres à un seul étage) dans un système fluviatiles de plaine d'inondation à méandres. Cela a donné un réseau 3D de chenaux qui sont plus ou moins connectés à l'aquifère principal, mis en évidence par la réponse de double perméabilité de l'essai de pompage (« effet de rampe » ou période de transition en forme de U et écoulement radial en fin d'essai)
- Dans la dernière étape, les dépôts précédents ont été recouverts par des dépôts de plaine d'inondation ou de rivière à méandres, selon l'espace disponible et les sédiments disponibles.

En ce qui concerne la plaine alluviale, d'autres formations sont présentes à l'échelle de l'affleurement. La partie orientale est définie comme un cône de déjection sur les alluvions fluviatiles ou sur les dépôts oligocènes (cône de déjection wurmien). La partie sud de la plaine alluviale était autrefois une zone marécageuse qui a donné lieu à l'accumulation de sédiments d'environ 30 m d'épaisseur comprenant des marnes limoneuses, des argiles, des argiles sableuses ou des sables limoneux, sur des matériaux crétacés (« Quaternary silts »). Cette zone pourrait être liée au cône alluvial à l'est de la plaine. Ces deux formations ne sont pas représentées dans le modèle conceptuel (Figure 0.6) car elles n'ont pas été investiguées par l'essai de pompage. De plus, le fleuve Huveaune est supposé être déconnecté de sa plaine alluviale sur la base des données piézométriques (Gandolfi et Imbault 2014) en raison de la modification du lit du fleuve dans les années 1970. L'analyse du signal log-dérivé ne montre pas de preuve de l'effet d'une limite à flux imposé, ce qui suggère que la rivière n'est pas connectée à l'aquifère (Figure 0.4 et Figure 0.6).

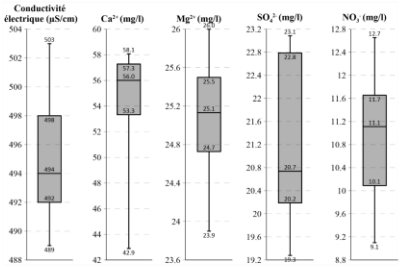
Forage Bronzo (n = 20)



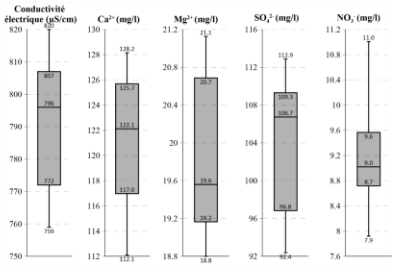
Forage Coulin (n = 10)



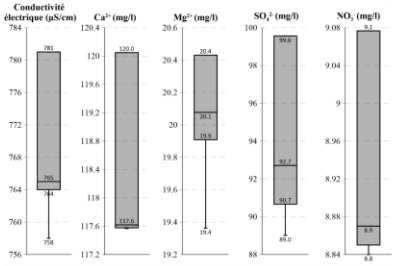
Forage Puyricard (n = 10)



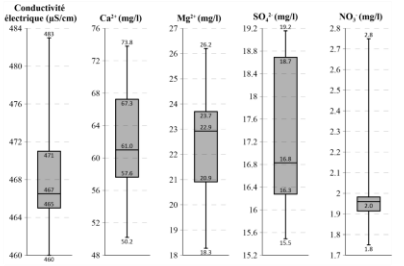
Forage F3 (n = 11)



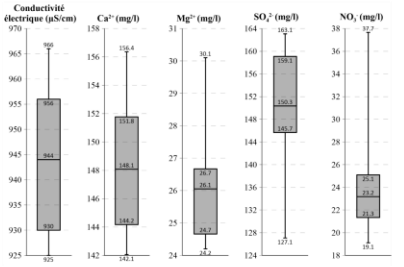
Forage F2017 (n = 4)



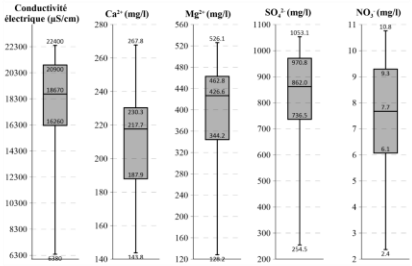
Forage Vèze (n = 10)

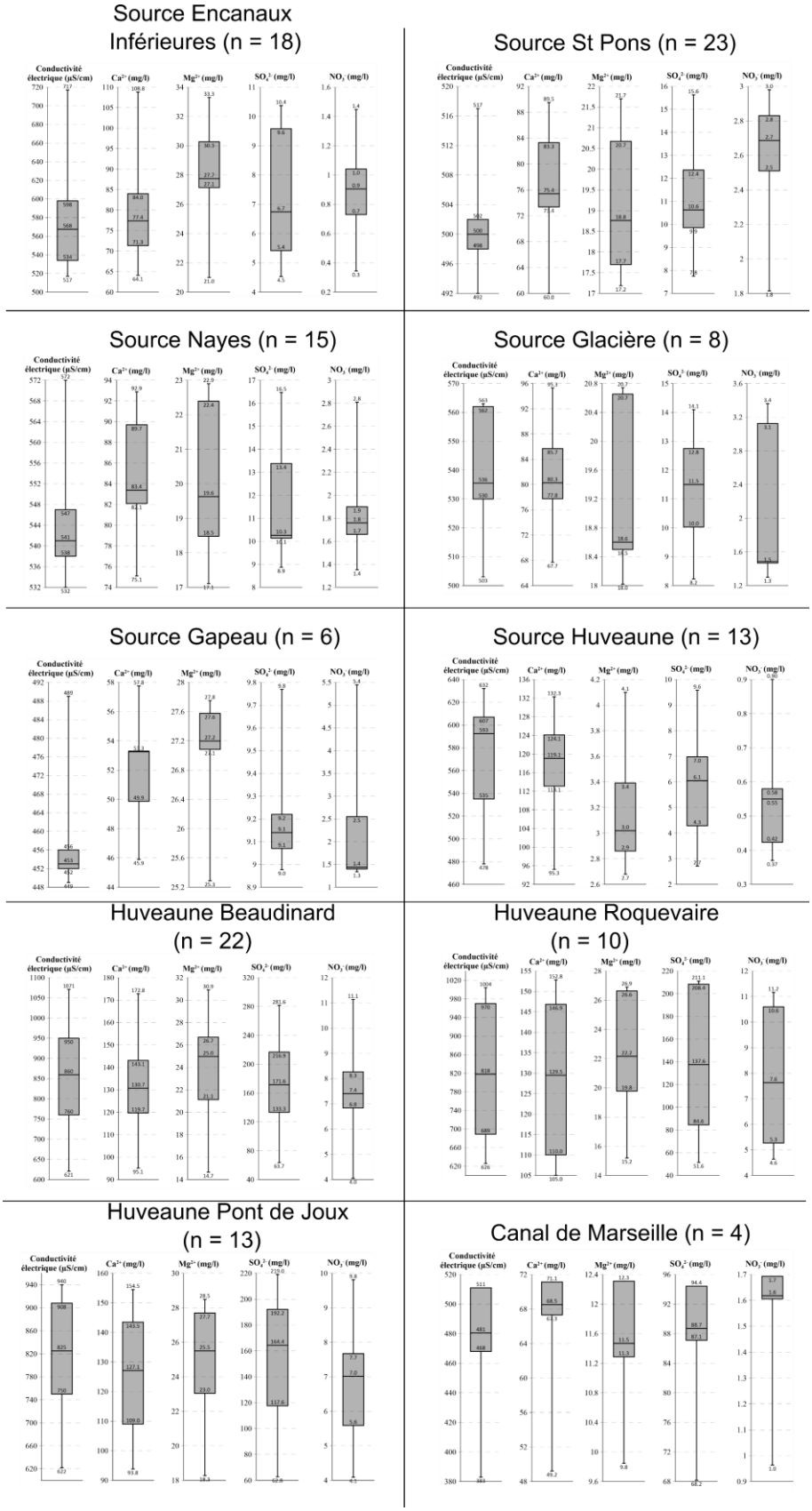


Forage Impôts (n = 19)



Source Port-Miou (n = 21)





Annexe 13 :Boites à moustaches de la conductivité électrique et de la concentration en calcium (Ca^{2+}), magnésium (Mg^{2+}), sulfates (SO_4^{2-}) et nitrates (NO_3^-) pour 18 points de prélèvements

Modèle de Thornthwaite

Prise en compte de la neige:
F : facteur de fonte de la neige
si data T non disponibles, F=1,sinon:
if T<=0 then F=0 elseif 0<T<6°C then F=0.167*T elseif T>6°C then F=1
Neige = data si existe sinon Neige=(1-F).Precipitation
Pluie=data_pluie si data_neige existe sinon Pluie=F.Précipitation
StockNeige (i) = (1-F).(1-F)*Précipitation (i) + (1-F)*StockNeige (i-1)
FonteNeige (i) = F.[StockNeige (i-1) +Neige (i)]
In EAU=Pluie+FonteNeige

- ETP selon Penman-Monteith (1965)

- $ETR^n = \min(Kc*ETP^n ; P^n+RU^n)$
- $Peff^n = P^n - ETR^n + RU^n - Ru_{max}$

- Si $Peff^n \leq 0$ alors $Peff^n = 0$

- $RU^{n+1} = \min(RU_{max} ; P^n + RU^n - ETR^n)$

Modèle de Dingman

Bilan Hydrique du sol avec prise en compte de la neige et vidange exponentielle de la Réserve Utile (pour alimenter l'ETR)

F : facteur de fonte de la neige
si T<=0 : F=0 ; si 0<T<6°C : F=0.167*T ; si T>6°C (ou data T non disponibles) : F=1
Neige = data si existe sinon Neige=(1-F).Precipitation
Pluie=data_pluie si data_neige existe sinon Pluie=F.Précipitation
StockNeige (i) = (1-F).(1-F)*Précipitation (i) + (1-F)*StockNeige (i-1)
FonteNeige (i) = F.[StockNeige (i-1) +Neige (i)]
EntreeEAU=Pluie+FonteNeige

ETP selon celle fournie par l'utilisateur (Penman-Monteith (1965))

si EntreeEAU >= Kc*ETP
- ETR = Kc*ETP
- RU (i) = min [(EntreeEAU (i) - Kc*ETP (i) + RU (i-1) , RFUmax]

si EntreeEAU < Kc*ETP
- ETR (i) = EntreeEAU (i) + RU (i-1) - RU (i)
- RU (i) = RU (i-1) .exp[-(Kc*ETP (i) - (EntreeEAU (i))/RFUmax]

- Pluie efficace (i) = EntreeEAU (i) - ETR (i) - [RU (i) - RU (i-1)]

si Pluie efficace <0 alors Pluie efficace = 0

Modèle de Dingman & Hamon

1°) **Calcul de l'ETP** par la formule de Hamon (1963)

2°) **Bilan hydrique** du sol avec prise en compte de la **neige**, et **vidange exponentielle** de la Reserve Utile pour alimenter l'ETR lorsque les entrées d'eau (pluie + fonte de neige) sont < ETP.

F : facteur de fonte de la neige
si T<=0 : F=0 ; si 0<T<6°C : F=0.167*T ; si T>6°C (ou data T non disponibles) : F=1
Neige = data si existe sinon Neige=(1-F).Precipitation
Pluie=data_pluie si data_neige existe sinon Pluie=F.Précipitation
StockNeige (i) = (1-F).(1-F)*Précipitation (i) + (1-F)*StockNeige (i-1)
FonteNeige (i) = F.[StockNeige (i-1) +Neige (i)]
EntreeEAU=Pluie+FonteNeige

si EntreeEAU >= Kc*ETP
- ETR = Kc*ETP
- RU (i) = min [(EntreeEAU (i) - Kc*ETP (i) + RU (i-1) , RFUmax]

si EntreeEAU < Kc*ETP
- ETR (i) = EntreeEAU (i) + RU (i-1) - RU (i)
- RU (i) = RU (i-1) .exp[-(Kc*ETP (i) - (EntreeEAU (i))/RFUmax]

- Pluie efficace (i) = EntreeEAU (i) - ETR (i) - [RU (i) - RU (i-1)]

si Pluie efficace <0 alors Pluie efficace = 0

Formule de Hamon (1963) pour le calcul de l'ETP journalière
ETP (mm) estimée à partir de la longueur du jour (D en heure) et la tension de vapeur saturante (esat en kPa) à la température moyenne du jour (T, en °C)
ETP = 29.8 * D * esat / (T + 273.2)
esat = 0.611 * exp [17.3*T / (T+237.3)]
D = 2.acos [(-tan(delta).tan(l)] / (2.Pi/24)
delta = déclinaison solaire (varie entre -23.5° et 23.5° selon le jour de l'année), formule issue de Forsythe et al. (1995)
l : latitude (en radian) de la zone étudiée

Modèle de Edijatno & Michel

Prise en compte de la neige
F : facteur de fonte de la neige
si data T non disponibles, F=1, sinon :
if T<=0 then F=0 elseif 0<T<6°C then F=0.167*T elseif T>6°C then F=1
Neige = data si existe sinon Neige=(1-F).Precipitation
Pluie=data_pluie si data_neige existe sinon Pluie=F.Précipitation
StockNeige (i) = (1-F).(1-F)*Précipitation (i) + (1-F)*StockNeige (i-1)
FonteNeige (i) = F.[StockNeige (i-1) +Neige (i)]

In EAU=Pluie+FonteNeige

ETP selon celle fournie par l'utilisateur (Penman-Monteith (1965))

Si P > Kc.ETP, alors **Pn = P - Kc.ETP** et En = 0.
- $dRU = [1 - (RU/RUmax)^2] \cdot dPn$
- ETR = ETP
- $dPeff = (RU/RUmax)^2 \cdot dPn$

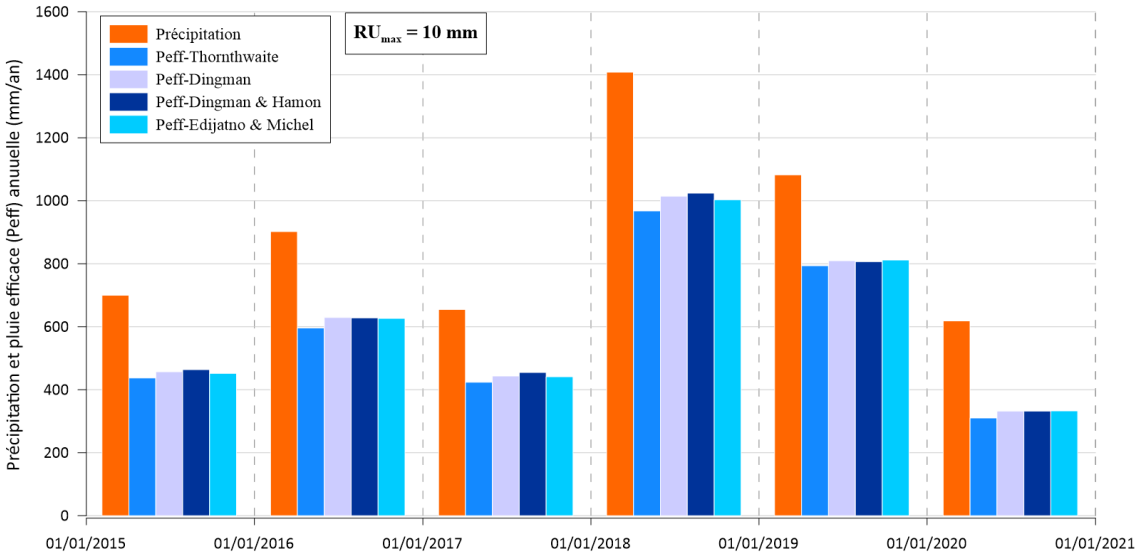
En intégrant : $RU_{i+1} = [RU_i + RUmax \cdot \tanh(Pn/RUmax)] / [1 + (RU_i/RUmax) \cdot \tanh(Pn/RUmax)]$

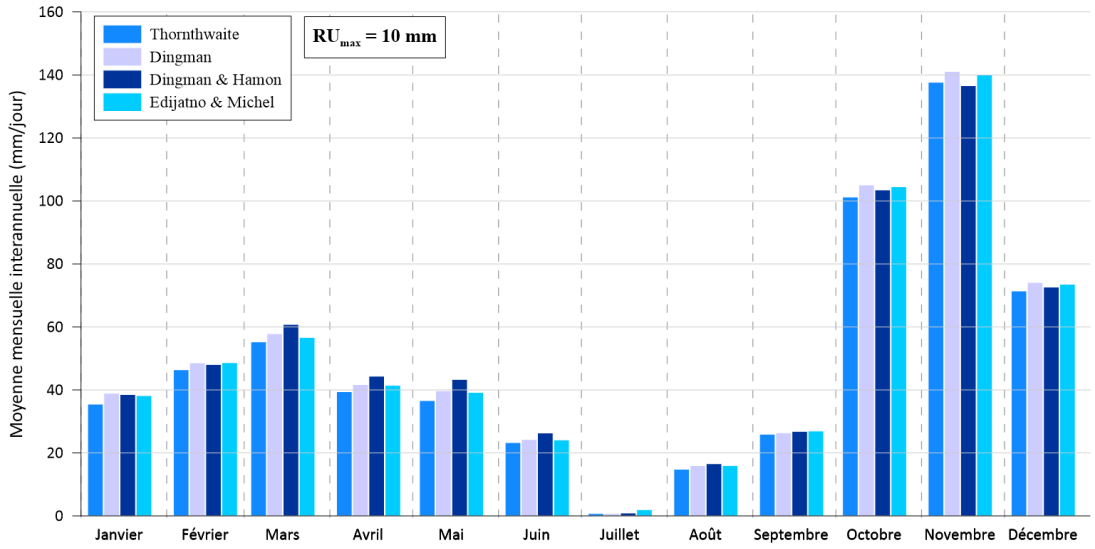
Si P < Kc.ETP, alors Pn = 0 et **En = Kc.ETP - P**.
- $dRU = [(RU/RUmax)^2 - 2.RU/RUmax] \cdot dEn$
- $dETR = - dRU$
- Peff = 0

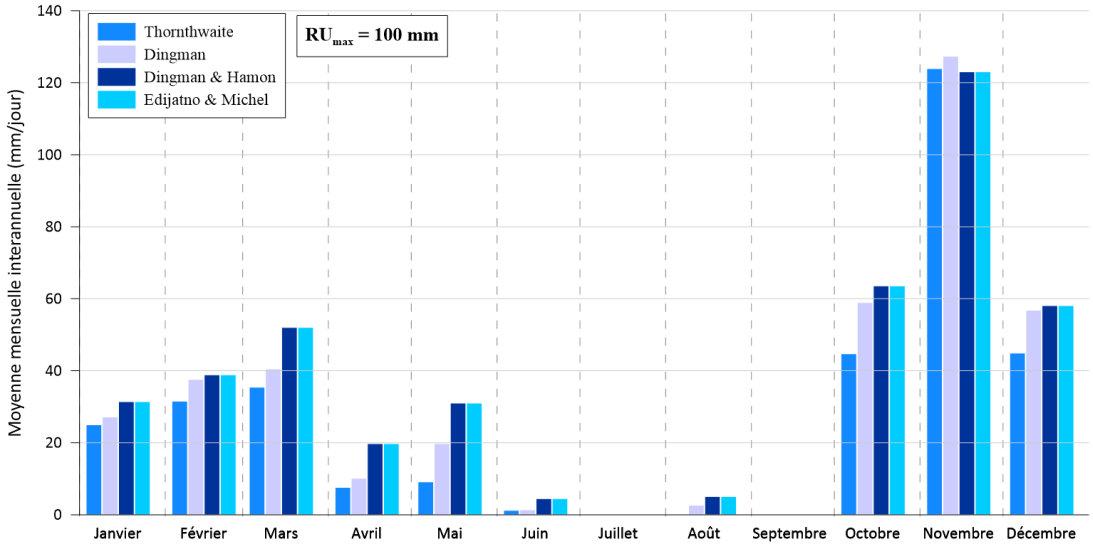
En intégrant : $RU_{i+1} = RU_i \cdot [1 - \tanh(En/RUmax)] / [1 + (1 - RU_i/RUmax) \cdot \tanh(En/RUmax)]$

Définitions : Pn = pluie nette, En = restant d'ETP non satisfaite par pluie.

Annexe 14 : Démarche de calcul de la pluie efficace selon les quatre modèles de bilan hydrologique implémentés dans l'outil ESPERE.







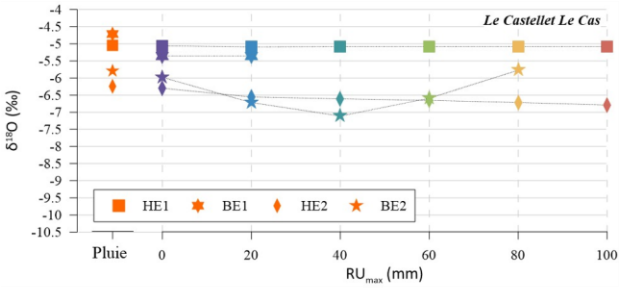
Annexe 15 : Précipitations et pluies efficaces annuelles, ainsi que moyenne mensuelles interannuelles calculées pour la station du Plan d'Aups Les Béguines.

Période de collecte		Pluie station Météo-France Plan d'Aups (mm)	Pluie collectée Plan d'Aups Les Béguines (AMU)	Pluie efficace calculée Plan d'Aups Les Béguines (AMU)									
Date début	Date fin			RU_{max} = 10mm	RU_{max} = 20mm	RU_{max} = 30mm	RU_{max} = 40mm	RU_{max} = 50mm	RU_{max} = 60mm	RU_{max} = 70mm	RU_{max} = 80mm	RU_{max} = 90mm	RU_{max} = 100mm
22/03/2019	01/04/2019	0.0	0.0										
02/04/2019	29/04/2019	120.2	122.4	71.5	51.1	34.3	24.1	14.0	3.8	0.0	0.0	0.0	0.0
30/04/2019	28/05/2019	26.2	31.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
29/05/2019	31/08/2019	64.4	93.8	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
01/09/2019	03/10/2019	81.3	83.6	38.7	18.1	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
04/10/2019	04/11/2019	216.8	259.5	209.1	195.6	183.6	171.7	159.7	147.7	135.8	123.8	111.8	99.8
05/11/2019	25/11/2019	261.6	252.2	238.3	238.3	238.3	238.3	238.3	238.3	238.3	238.3	238.3	238.3
26/11/2019	07/01/2020	237.4	260.4	229.6	229.6	229.6	229.6	229.6	229.6	229.6	229.6	229.6	229.6
08/01/2020	04/02/2020	35.5	52.6	11.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
05/02/2020	04/03/2020	57.1	67.8	36.8	24.9	13.1	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
05/03/2020	14/05/2020	130.7	126.9	59.0	39.5	20.1	9.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
15/05/2020	02/06/2020	72.6	43.5	30.1	30.1	30.1	30.1	28.6	22.6	16.6	10.7	4.7	0.0
03/06/2020	29/06/2020	61.6	91.2	38.9	14.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
30/06/2020	27/07/2020	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
28/07/2020	07/09/2020	6.6	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
08/09/2020	05/10/2020	87.8	84.4	37.0	14.1	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
06/10/2020	02/11/2020	22.7	24.0	1.6	1.6	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
03/11/2020	30/11/2020	57.9	32.1	21.0	15.5	9.9	4.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
01/12/2020	05/01/2021	117.2	135.0	100.8	89.3	86.2	86.2	83.8	72.2	60.7	49.2	37.7	26.2
06/01/2021	02/02/2021	59.4	59.2	31.4	29.6	29.6	29.6	29.6	29.6	29.6	29.6	29.6	29.6
03/02/2021	01/03/2021	54.7	49.7	25.8	25.8	25.8	25.8	25.8	25.8	25.8	25.8	25.8	25.8
02/03/2021	29/03/2021	3.4	18.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Annexe 16 : Pluie efficace calculée sur la station du Plan d'Aups Les Béguines (AMU) à partir du coefficient de proportionnalité calculé tout pour chaque période de collecte et chaque valeur de RU_{max} entre pluie et pluie efficace sur la station du Plan d'Aups (Météo-France).

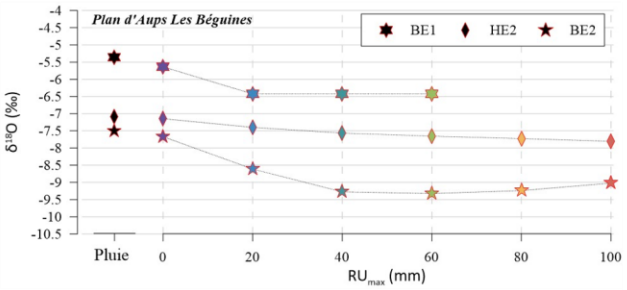
Période de collecte		Pluie station Météo-France Le Castellet (mm)	Pluie collectée Le Castellet Le Cas (AMU)	Pluie efficace calculée Le Castellet Le Cas (AMU)									
Date début	Date fin			RUmax = 10mm	RUmax = 20mm	RUmax = 30mm	RUmax = 40mm	RUmax = 50mm	RUmax = 60mm	RUmax = 70mm	RUmax = 80mm	RUmax = 90mm	RUmax = 100mm
02/11/2018	01/12/2018	105.1	139.0	83.5	78.6	78.6	78.6	78.6	78.6	78.6	78.6	78.6	78.6
02/12/2018	01/01/2019	36.6	24.7	11.1	4.3	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2
02/01/2019	31/01/2019	15.2	29.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
01/02/2019	01/03/2019	34.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
02/03/2019	01/04/2019	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
02/04/2019	30/04/2019	71.6	64.7	17.8	8.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
01/05/2019	01/06/2019	7.2	8.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
02/06/2019	01/07/2019	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
02/07/2019	01/08/2019	4.4	3.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
02/08/2019	01/09/2019	32.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
02/09/2019	20/10/2019	120.7	127.6	59.9	36.6	20.8	10.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
21/10/2019	30/10/2019	129.2	156.4	148.4	148.4	148.4	148.4	148.1	136.0	123.9	111.7	99.6	87.5
31/10/2019	29/11/2019	181.4	178.1	140.9	131.1	130.2	130.2	130.2	130.2	130.2	130.2	130.2	130.2
30/11/2019	05/01/2020	106.9	87.8	60.7	52.5	52.2	52.2	52.2	52.2	52.2	52.2	52.2	52.2
06/01/2020	04/02/2020	31.8	24.1	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
05/02/2020	05/03/2020	46.1	23.4	6.6	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
06/03/2020	02/04/2020	6.8	7.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
03/04/2020	03/05/2020	47.0	32.0	8.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
04/05/2020	01/06/2020	67.4	80.7	31.2	19.3	7.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
02/06/2020	01/07/2020	49.5	61.8	17.0	2.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
02/07/2020	01/08/2020	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
02/08/2020	05/09/2020	8.2	7.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
06/09/2020	03/10/2020	154.6	124.9	81.1	61.6	46.5	38.5	30.4	22.3	14.2	6.1	0.0	0.0
04/10/2020	02/11/2020	20.2	16.2	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.0	0.0
03/11/2020	30/11/2020	18.9	12.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
01/12/2020	05/01/2021	101.0	70.2	41.6	34.7	27.7	20.8	13.8	6.9	0.0	0.0	0.0	0.0
06/01/2021	03/02/2021	28.6	18.1	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.7	1.2	0.3	0.0
04/02/2021	02/03/2021	30.1	14.2	3.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
03/03/2021	31/03/2021	3.0	0.0										

Annexe 17 : Pluie efficace calculée sur la station du Castellet Le Cas (AMU) à partir du coefficient de proportionnalité calculé tout pour chaque période de collecte et chaque valeur de RU_{max} entre pluie et pluie efficace sur la station du Castellet (Météo-France



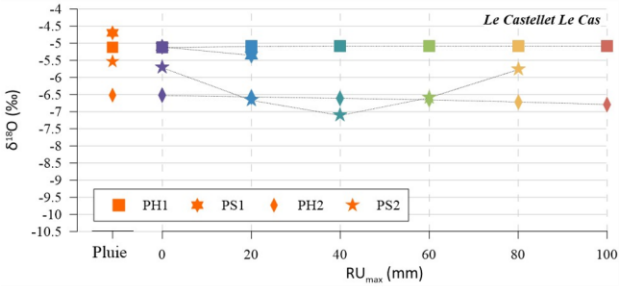
HE1	193	161	83	81	81	81	81
BE1	76	44	9	0	0	0	0
HE2	637	553	370	341	318	294	270
BE2	406	312	120	62	32	8	0

Cumul de pluie et de pluie efficace en fonction de la RU_{max} (mm/période)



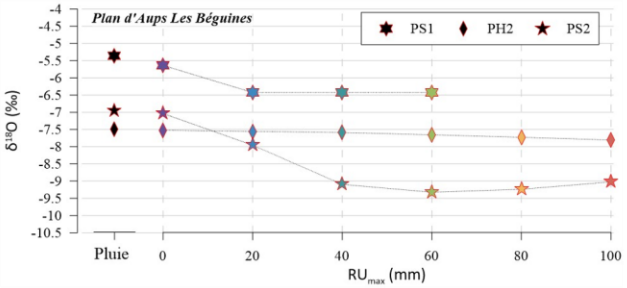
HE1	nc	nc	nc	nc	nc	nc	nc
BE1	248	168	51	24	4	0	0
HE2	1103	1006	746	650	616	592	568
BE2	544	441	220	176	150	115	82

Cumul de pluie et de pluie efficace en fonction de la RU_{max} (mm/période)



PH1	164	139	83	81	81	81	81
PS1	106	66	9	0	0	0	0
PH2	550	492	369	341	318	294	270
PS2	492	374	122	62	32	8	0

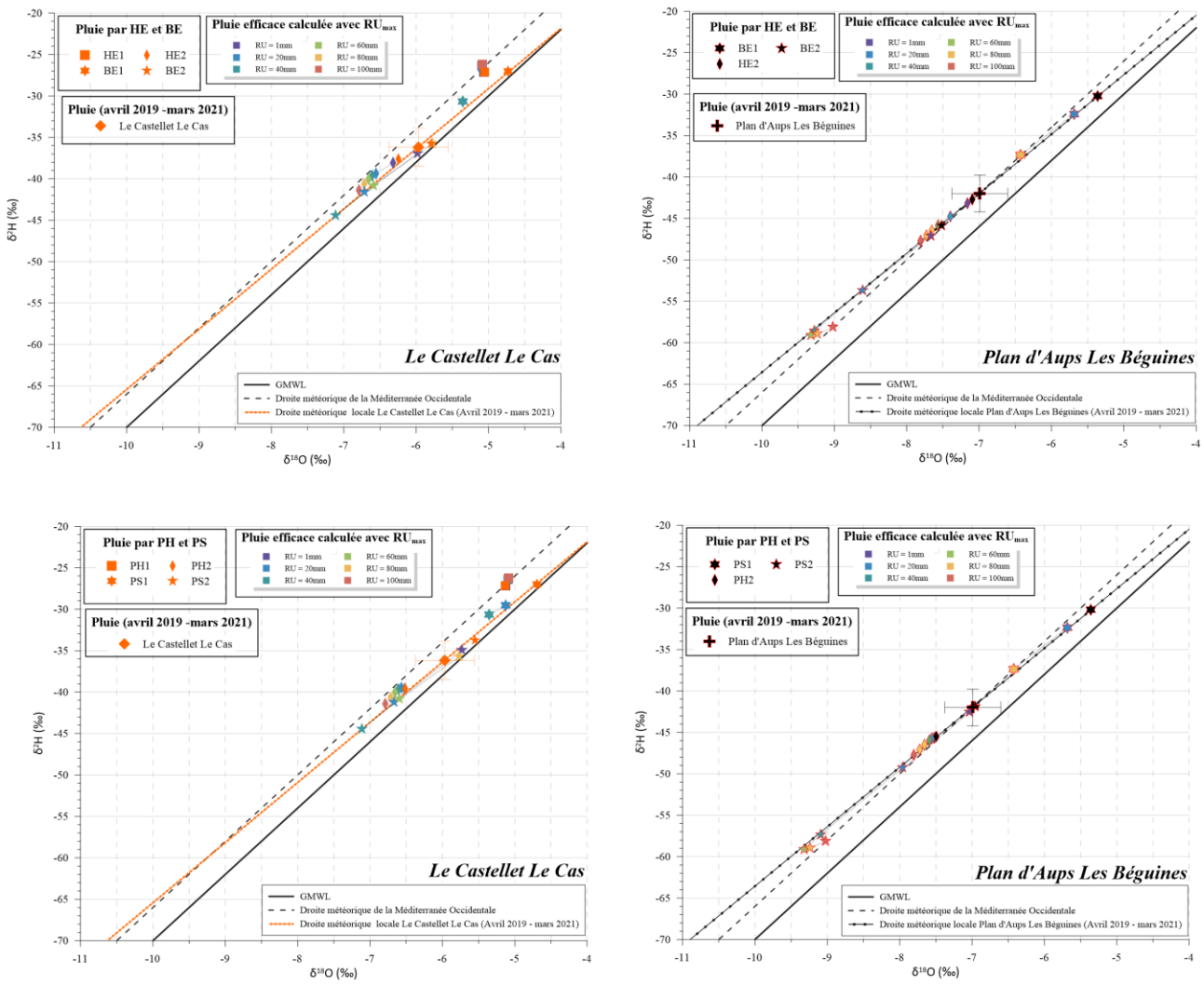
Cumul de pluie et de pluie efficace en fonction de la RU_{max} (mm/période)



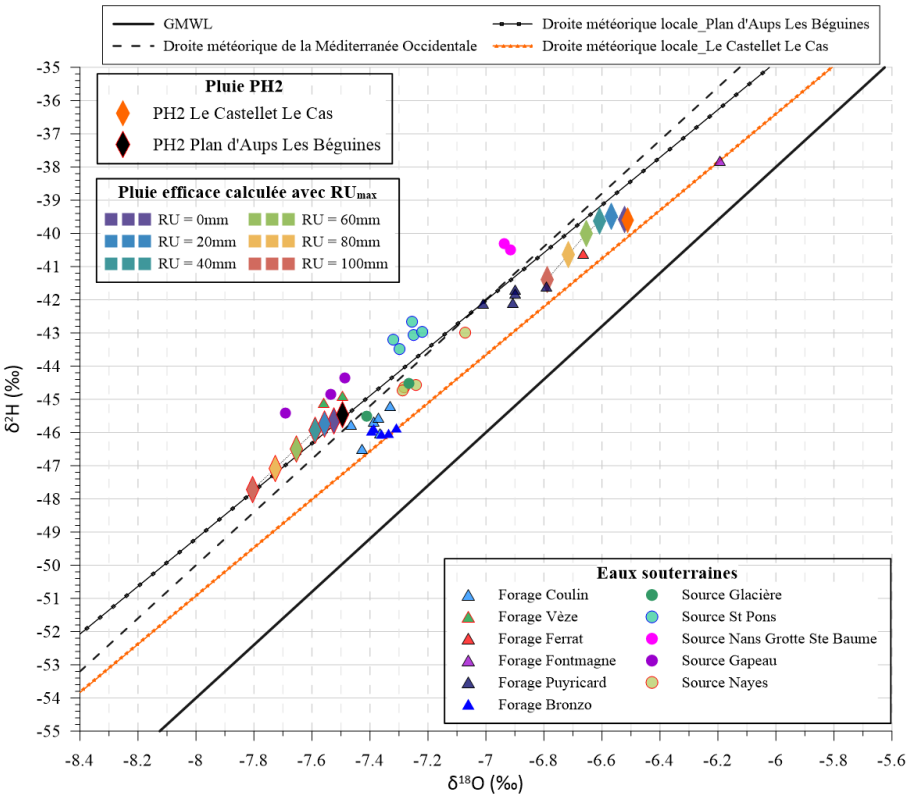
PH1	nc	nc	nc	nc	nc	nc	nc
PS1	248	168	51	24	4	0	0
PH2	856	803	682	640	616	592	568
PS2	790	644	285	187	150	115	82

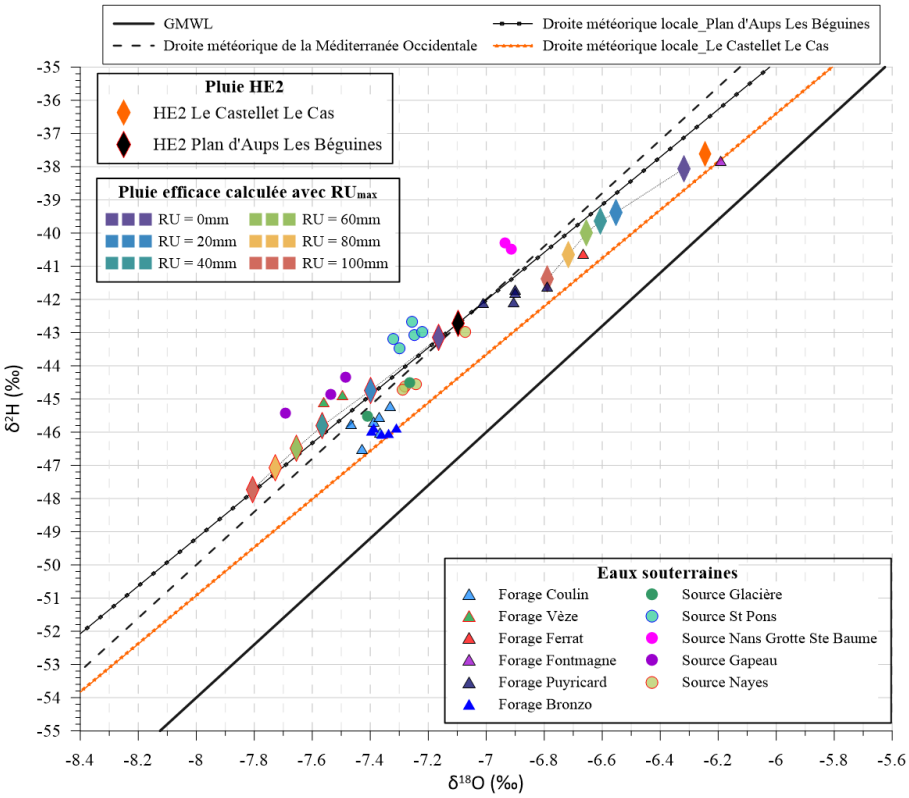
Cumul de pluie et de pluie efficace en fonction de la RU_{max} (mm/période)

Annexe 18 : Évolution de la signature isotopique en $\delta^{18}O$ de la pluie efficace selon la valeur de RU_{max} utilisée. Deux types de périodes sont présentés avec les périodes de Hautes Eaux HE et de Basses Eaux BE (HE1 du 02/11/2018 au 30/03/2019 ; BE1 du 01/04/2019 au 31/08/2019 ; HE2 du 01/09/2019 au 01/04/2020 ; BE2 du 02/04/2020 au 31/03/2021) ; et les périodes Humide PH et Sèche PS (PH1 du 02/11/2018 au 31/12/2019 ; PS1 du 01/01/2019 au 31/08/2019 ; PH2 du 01/09/2019 au 06/01/2020 ; PS2 du 07/01/2020 au 31/03/2021).



Annexe 19 : Rapport isotopique δ^2H en fonction de $\delta^{18}O$ de la pluie efficace selon la valeur de RU_{max} utilisée. Deux types de périodes sont présentés avec les périodes de Hautes Eaux HE et de Basses Eaux BE (HE1 du 02/11/2018 au 30/03/2019 ; BE1 du 01/04/2019 au 31/08/2019 ; HE2 du 01/09/2019 au 01/04/2020 ; BE2 du 02/04/2020 au 31/03/2021) ; et les périodes Humide PH et Sèche PS (PH1 du 02/11/2018 au 31/12/2019 ; PS1 du 01/01/2019 au 31/08/2019 ; PH2 du 01/09/2019 au 06/01/2020 ; PS2 du 07/01/2020 au 31/03/2021).





Annexe 20 : Signature isotopique pondérée par la pluie efficace pour les périodes PH2 et HE2 sur les stations du Castellet Le Cas (trapèze) et du Plan d'Aups Les Béguines (trapèze encadré de rouge) par rapport aux eaux souterraines

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Al-Bemani, A.S., Guo, B., Ghalambor, A., 2003. The challenge of model identification in well test interpretation - A unique build up analysis case study. Pet. Sci. Technol. 21, 879-899. https://doi.org/10.1081/LFT-120017455

Alcalá, F.J., Custodio, E., 2008. Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal. J. Hydrol. 359, 189-207. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.06.028

Allison, G.B., Hughes, M.W., 1983. The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a temperate semi-arid region. J. Hydrol. 60, 157-173. https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90019-7

Aminot, A., Kérouel, R., 2004. Hydrologie des écosystèmes marins: paramètres et analyses.

Andreo, B., Carrasco, F., Duran, J.J., Jimenez, P., LaMoreaux, J.W., 2015. Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems, Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. https://doi.org/10.1007/978-3-642-17435-3

Aquilina, L., Deluchat, V., Brach, M., Bakalowicz, M., Le Strat, P., Giraud, F., 1997. Etude géochimique des eaux souterraines autour du bassin de Thau. Rapport BRGM R39530.

Aquilina, L., Ladouche, B., Dörfliger, N., 2006. Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods. J. Hydrol. 327, 472-485. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.11.054

Arfib, B., 2021. Le contexte géologique de la grotte Cosquer : le karst des calanques. Les Dossiers d'Archéologie 7.

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). J. Hydrol. 540, 148-161. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.06.010

Arfib, B., De Marsily, G., Ganoulis, J., 2007. Locating the zone of saline intrusion in a coastal karst aquifer using springflow data. Ground Water 45, 28-35. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00252.x

Arfib, B., Méniscus, X., Swierczynski, F., 2018. Far and deep into the brackish groundwater of coastal karst: crossing CTD time series monitoring in submarine spring and during cave diving exploration (Port-Miou and Bestouan-SE France). Eurokarst.

Arfib, B., Mocochain, L., 2022. Deep flooded karst of south-eastern France. Genesis and hydrodynamic functioning. Karstologia 79-Karst.

Arnaud, M., Beaudoin, B., Colomb, E., Monleau, C., 1990. Le gypse triasique de la vallée de l ' Huveaune (Bouches-du-Rhône) a été karstifié pendant le Crétacé supérieur . Implications tectoniques . Géologie Alp. 66, 117-121.

Arthaud, F., 1977. Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires.

Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les decrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. Tectonophysics 25. https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90014-1

Asso CRM, 2013. Cassis et ses rivières. Louis Potié.

Audra, P., Mocochain, L., Camus, H., Gilli, É., 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, 389-400. https://doi.org/10.3166/ga.17.389-400

Audra, P., Palmer, A.N., 2013. The vertical dimension of karst: controls of vertical cave pattern. Treatise Geomorphol.

Auriol, J., Bonnet, M., 1971. La source sous-marine karstique de Port-Miou. Bilan des études au 31/12/71. Examen des problèmes de captage.

Baillieux, A., Campisi, D., Jammet, N., Bucher, S., Hunkeler, D., 2014. Regional water quality patterns in an alluvial aquifer: Direct and indirect influences of rivers. J. Contam. Hydrol. 169, 123-131. https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2014.09.002

Bailly-Comte, V., Coueffe, R., Dewandel, B., Ladouche, B., Moulin, M., Vigouroux, P., 2015. Projet de recherche ARK Amélioration de la connaissance de l'aquifère du bassin d'Aix -Gardanne - Données acquises - Rapport intermédiaire. BRGM/RP-64610-FR.

Bailly-Comte, V., Ladouche, B., Allanic, C., Bitri, A., Moiroux, F., Monod, B., Vigouroux, P., Maréchal, J.-C., 2018. Evaluation des ressources en eaux souterraines du Plateau de Sault. Amélioration des connaissances sur les potentialités de la ressource et cartographique de la vulnérabilité. Rapport final. BRGM/RP-67528-FR.

Bailly-Comte, V., Lamotte, C., Manche, Y., Husson, E., Camus, H., Le Goff, E., Ariagno, C., Jacquet, A., Soulignac, A., 2021a. Etude hydrogéologique du Causse Méjean: rapport de synthèse. Rapport BRGM/RP-70405-FR.

Bailly-Comte, V., Lamotte, C., Manche, Y., Soulignac, A., Jacquet, A., 2021b. Etude hydrogéologiques du Causse Méjean, rapport final. BRGM/RP-70327-FR.

Bakalowicz, M., 2005. Karst groundwater: A challenge for new resources. Hydrogeol. J. 13, 148-160. https://doi.org/10.1007/s10040-004-0402-9

Bakalowicz, M., 2000. Protection des ressources en eau karstique et amenagement et gestion du territoire. Houille Blanche 122-126.

Bakalowicz, M., 1999. Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques.

Bakalowicz, M., 1979. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Université Pierre et Marie Curie - Paris 6.

Bakalowicz, M., Dörfliger, N., 2005. Ressources en eau du karst: un enjeu pour le bassin méditerranéen. Géosciences 26-32.

Baker, A., Brunsdon, C., 2003. Non-linearities in drip water hydrology: An example from Stump Cross Caverns, Yorkshire. J. Hydrol. 277, 151-163. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00063-5

Baker, A., Genty, D., Fairchild, I.J., 2000. Hydrological characterisation of stalagmite dripwaters at Grotte de Villars, Dordogne, by the analysis of inorganic species and luminescent organic matter. Hydrol. Earth Syst. Sci. 4, 439-449.

Balansa, J., Espurt, N., Hippolyte, J.C., Philip, J., Caritg, S., 2022. Structural evolution of the superimposed Provençal and Subalpine fold-thrust belts (SE France). Earth-Science Rev. 227. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103972

Banner, J.L., Wasserburg, G.J., Dobson, P.F., Carpenter, A.B., Moore, C.H., 1989. Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of saline groundwaters from central Missouri. Geochim. Cosmochim. Acta 53, 383-398. https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90390-6

Banton, O., Bangoy, L.M., 1997. Hydrogéologie - Multiscience environnementale des eaux souterraines.

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). Appl. Geochemistry 20, 2063-2081. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2005.07.008

Barbieri, M., Morotti, M., 2003. Hydrogeochemistry and strontium isotopes of spring and mineral waters from Monte Vulture volcano, Italy. Appl. Geochemistry 18, 117-125. https://doi.org/10.1016/S0883-2927(02)00069-0

Barenblatt, G.I., Zheltov, I.P., Kochina, I.N., 1960. Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks [strata]. J. Appl. Math. Mech. 24, 1286-1303. https://doi.org/10.1016/0021-8928(60)90107-6

Barker, A.P., Newton, R.J., Bottrell, S.H., Tellam, J.H., 1998. Processes affecting groundwater chemistry in a zone of saline intrusion into an urban sandstone aquifer. Appl. Geochemistry 13, 735-749. https://doi.org/10.1016/S0883-2927(98)00006-7

Barker, J.A., 1988. A generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. Water Resour. Res. 24, 1796-1804. https://doi.org/10.1029/WR024i010p01796

Batiot-Guilhe, C., Seidel, J.L., Maréchal, J., Prié, V., Cernesson, F., Dörfliger, N., Blanc, M., Leonardi, V., Vion, P.Y., 2014. Projet gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez - Caractérisation hydrochimique, qualité, vulnérabilité de l'hydrosystème et de l'écosystème souterrain associé. Rapport RP-61013-FR.

Baudement, C., 2018. 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. Aix-Marseille Université.

Bear, J., Cheng, A.H.-D., Sorek, S., Ouazar, D., Herrera, I., 1999. Seawater intrusion in coastal aquifers - concepts, methods and pratices.

Beauheim, R.L., Roberts, R.M., Avis, J.D., 2004. Well testing in fractured media: flow dimensions and diagnostic plots. J. Hydraul. Res. 42, 69-76.

Bejannin, S., van Beek, P., Stieglitz, T., Souhaut, M., Tamborski, J., 2017. Combining airborne thermal infrared images and radium isotopes to study submarine groundwater discharge along the French Mediterranean coastline. J. Hydrol. Reg. Stud. 13, 72-90. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.08.001

BenOthman, D., Luck, J.M., Tournoud, M.G., 1997. Geochemistry and water dynamics: Application to short time-scale flood phenomena in a small Mediterranean catchment: I. Alkalis, alkali-earths and Sr isotopes. Chem. Geol. 140, 9-28. https://doi.org/10.1016/s0009-2541(97)00004-1

Benton, J., Doctor, D., 2018. Investigating Vadose Zone Hydrology in a Karst Terrain Through Hydrograph and Chemical Time-Series of Cave Drips at Grand Caverns, Virginia 213-220. https://doi.org/10.5038/9780991000982.1030

Berthalon, Y., 2018. Rapport de fin de travaux. Réalisation d'un forage de reconnaissance et

d'exploitation des eaux souterraines. Le Gravier, commune de Roquevaire.

Bertrand, G., Celle-Jeanton, H., Laj, P., Rangognio, J., Chazot, G., 2008. Rainfall chemistry: Long range transport versus below cloud scavenging. A two-year study at an inland station (Opme, France). J. Atmos. Chem. 60, 253-271. https://doi.org/10.1007/s10874-009-9120-y

Bestani, L., 2015. Géométrie et cinématique de l'avant-pays provençal : Modélisation par coupes équilibrées dans une zone à tectonique polyphasée. Aix Marseille Université.

Bestani, L., Espurt, N., Lamarche, J., Bellier, O., Hollender, F., 2016. Reconstruction of the Provence Chain evolution, southeastern France. Tectonics 35, 1-20. https://doi.org/10.1002/2016TC004115

Beterem Infrastructure, 2005. Synthèse hydrogéologique des ouvrages d'eau potable de la commune de Gémenos.

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. Chem. Geol. 528. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.08.014

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, 91-105. https://doi.org/10.3406/quate.1997.1564

Blasch, K.W., Bryson, J.R., 2007. Distinguishing sources of ground water recharge by using δ2H and δ18O. Ground Water 45, 294-308. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00289.x

Blavoux, B., 1995. Apports des techniques isotopiques à la connaissance des gisements d'eau minérale. La Houille Blanche 51-58. https://doi.org/10.1051/lhb/1995013

Blavoux, B., Gourcy, L., Chery, L., 2014. L'utilisation des isotopes pour caractériser l'origine des pollutions dans les eaux souterraines. Géologues 9-14. https://doi.org/hal-00948005

Blinda, M., Thivet, G., 2009. Ressources et demandes en eau en Méditerranée : situation et perspectives. Sci. Chang. planétaires / Sécheresse 20, 9-16. https://doi.org/10.1684/SEC.2009.0162

Blum, M., Martin, J., Milliken, K., Garvin, M., 2013. Paleovalley systems: Insights from Quaternary analogs and experiments. Earth-Science Rev. 116, 128-169. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.09.003

Böhlke, J.K., Denver, J.M., 1995. Combined use of groundwater dating, chemical, and isotopic analyses to resolve the history and fate of nitrate contamination in two agricultural aatersheds, Atlantic coastal plain, Maryland. Water Resour. Res. 31, 2319-2339. https://doi.org/10.1029/95WR01584

Böhlke, J.K., Horan, M., 2000. Strontium isotope geochemistry of groundwaters and streams affected by agriculture, Locust Grove, MD. Appl. Geochemistry 15, 599-609. https://doi.org/10.1016/S0883-2927(99)00075-X

Borgomano, J.R.F., Fournier, F., Viseur, S., Rijkels, L., 2008. Stratigraphic well correlations for 3-D static modeling of carbonate reservoirs. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 92, 789-824. https://doi.org/10.1306/02210807078

Bottrell, S., Tellam, J., Bartlett, R., Hughes, A., 2008. Isotopic composition of sulfate as a tracer of

natural and anthropogenic influences on groundwater geochemistry in an urban sandstone aquifer, Birmingham, UK. Appl. Geochemistry 23, 2382-2394. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2008.03.012

Bouchaou, L., Michelot, J.L., Vengosh, A., Hsissou, Y., Qurtobi, M., Gaye, C.B., Bullen, T.D., Zuppi, G.M., 2008. Application of multiple isotopic and geochemical tracers for investigation of recharge, salinization, and residence time of water in the Souss-Massa aquifer, southwest of Morocco. J. Hydrol. 352, 267-287. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.01.022

Boumaiza, L., Chesnaux, R., Walter, J., Stumpp, C., 2020. Assessing groundwater recharge and transpiration in a humid northern region dominated by snowmelt using vadose-zone depth profiles. Hydrogeol. J. 28, 2315-2329. https://doi.org/10.1007/s10040-020-02204-z

Bourdet, D., 2002. Well Test Analysis: The Use of Advanced Interpretation Models. Handbook of Petroleum Exploration and Production., Elsevier Science B. V. https://doi.org/10.1016/S1567-8032(03)80031-9

Bourdet, D., Ayoub, J.A., Pirard, Y.M., 1989. Use of pressure derivative in well-test interpretation, in: SPE Formation Evaluation. p. 293-302.

Bourdet, D., Whittle, T.M., Douglas, A.A., Pirard, Y.M., 1983. A New Set of Type Curves Simplifies Well Test Analysis. World Oil 197.

Bourideys, J., 2020. La géologie des Bouches-du-Rhône, Roches et paysages remarquables, BRGM Editi. ed.

Bowling, J.C., Rodriguez, A.B., Harry, D.L., Zheng, C., 2005. Delineating Alluvial Aquifer Heterogeneity Using Resistivity and GPR Data. Groundwater 43, 890-903. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00103.x

Bradl, H.B. (Heike B.., 2005. Heavy metals in the environment : [origin, interaction and remediation]. Elsevier Academic Press.

Bralower, T.J., Fullagar, P.D., Paull, C.K., Dwyer, G.S., Leckie, R.M., 1997. Mid-Cretaceous strontium-isotope stratigraphy of deep-sea sections. Geol. Soc. Am. Bull. 109, 1421-1442.

Brauns, B., Chattopadhyay, S., Lapworth, D.J., Loveless, S.E., MacDonald, A.M., McKenzie, A.A., Muddu, S., Naga Venkat Nara, S., Srinivasan, V., 2022. Assessing the role of groundwater recharge from tanks in crystalline bedrock aquifers in Karnataka, India, using hydrochemical tracers. J. Hydrol. X 15, 100121. https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2022.100121

BRGM, 2015. Outil d'Aide à l'Interprétation des Pompages d'essais. Manuel utilisateur de OUAIP 1-72.

Broyer, C., Pellegrini, T., Blanchoin, N., 2018. Evaluation des potentialités aquifères du forage Puyricard à Cuges-les-Pins (13). Etude bibliographique et proposition du protocole des pompages d'essais.

Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F., Otto, J.B., 1982. Variation of seawater 87Sr/86Sr throughout Phanerozoic time . Geology 10, 516-519. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<516

Caballero, Y., Lanini, S., Zerouali, L., Bailly-Comte, V., Cadilhac, L., Habets, F., Marguet, T., Le Lay, M., Graillot, D., 2016. Caractérisation de la recharge des aquifères et évolution future en contexte de changement climatique. Application au bassin Rhône Méditerranée Corse. Rapport final.BRGM/RP-65807-FR 188.

Cadilhac, L., Marguet, T., Simmonot, J.-L., Martinez, J.-P., Henry de Villeneuve, C., Astier-Cohu, K., Chartier, R., Recchia, E., 2018. Note du secrétariat technique du SDAGE : Accompagner la démarche d'identification et de préservation des ressources stratégiques pour l'alimentation en eau potable.

Caillol, Durozoy, G., Gouvernet, Martin, Potie, 1968a. Water resources prospecting in the River Huveaune alluvial plain upstream Aubagne city (Recherches d'eau dans la nappe alluviale de l'Huveaune en amont d'Aubagne).

Caillol, Durozoy, G., Gouvernet, Martin, Potie, 1968b. Coupe géologique de la plaine alluviale d'Aubagne.

Calligaris, C., Mezga, K., Slejko, F.F., Urbanc, J., Zini, L., 2018. Groundwater characterization by means of conservative (δ18O and δ2H) and non-conservative (87Sr/86Sr) isotopic values: The classical karst region aquifer case (Italy–Slovenia). Geosciences 8, 1-25. https://doi.org/10.3390/geosciences8090321

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. Université de Provence - Aix Marseille I.

Cavalera, T., Gilli, E., Arfib, B., 2009. Les sources karstiques saumâtres de Port Miou et du Bestouan (Bouches- du-Rhône) : apport à la compréhension des aquifères karstiques côtiers. Bull. la Soc. Geol. Fr. 160, 11.

Cavalera, T., Gilli, E., Mamindy-Pajany, Y., Marmier, N., 2010. Mechanism of salt contamination of karstic springs related to the messinian deep stage. The speleological model of Port Miou (France). Geodin. Acta 23, 15-28. https://doi.org/10.3166/ga.23.15-28

Celle-Jeanton, H., 2000. Caracterisation des precipitations sur le pourtour de la mediterranee occidentale. Approche isotopique et chimique. Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse. https://doi.org/10.1016/j.talanta.2003.12.026

Chae, G.-T., Yun, S.-T., Yun, S.-M., Kim, K.-H., So, C.-S., 2012. Seawater–freshwater mixing and resulting calcite dissolution: an example from a coastal alluvial aquifer in eastern South Korea. Hydrol. Sci. J. 57, 1672-1683. https://doi.org/10.1080/02626667.2012.727421

Chalumeau, A., 2000. Fonctionnement hydrogéologiques des exploitations de lignite du bassin de Fuveau (Bouches-du-Rhône). Université de Franche-Comté.

Champion, C., Choukroune, P., Clauzon, G., 2000. La déformation post-miocène en provence occidentale. Geodin. Acta 13, 67-85. https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105365

Chen, Z., Auler, A.S., 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: cencept, mapping procedure and map of Europe. Hydrogeol. J. 25, 771-785. https://doi.org/10.1007/s10040-016-1519-3

Cinco L., H., Samaniego V., F., Dominquez A., N., 1978. Transient Pressure Behavior for a Well With a Finite-Conductivity Vertical Fracture. Soc. Pet. Eng. 18, 253-264. https://doi.org/10.2118/6014-pa

Clark, I., Fritz, P., 1997. Environmental isotopes in hydrogeology.

Clenet, L., Pellegrini, T., 2019. Champ captant du Gravier à Roquevaire - réalisation du forage F4 en remplacement du forage F2.

Clenet, L., Schleich, A., Blanchoin, N., 2019. Captages de Gémenos - Diagnostic et assistance technique à la réhabilitation des captages d'eau souterraine de la vallée de Saint-Pons (13) – Compte-rendu des travaux de diagnostic et des essais de pompage. Rapport n°99790.

Cockenpot, S., 2015. Caractérisation des processus aux interfaces air-eau et sédiment-eau pour la quantification des apports d'eaux souterraines par le radium et le radon. Aix-Marseille Université.

Cook, P., Herczeg, A.L., 2000. Environmental tracers in subsurface hydrology. Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-4557-6

Cooper, H.H., Jacob, C.E., 1946. A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history. Eos, Trans. Am. Geophys. Union 27, 526-534. https://doi.org/10.1029/TR027i004p00526

Corbett, P.W.M., Duarte, G.L.B., 2018. Understanding subsurface fluvial architecture from a combination of geological well test models and well test data. Geol. Soc. Spec. Publ. 488, 237-257. https://doi.org/10.1144/SP488.7

Corbett, P.W.M., Hamdi, H., Gurav, H., 2012. Layered fluvial reservoirs with internal fluid cross flow: A well-connected family of well test pressure transient responses. Pet. Geosci. 18, 219-229. https://doi.org/10.1144/1354-079311-008

Cornet, C., 1966. Evolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène.

Coulier, C., 1985. Hydrogéologie karstique de la Sainte Baume occidentale, Bouches du Rhône - Var. Université de Provence Aix Marseille I.

Cova, R., Durozoy, G., 1980. Carte hydrogéologique, département du Var, à 1/200 000.

Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science (80-.). 133, 1702-1703. https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702

Cvijić, J., 1893. Das Karstphänomen.

Dansgaard, W., 1964. Stables isotopes in precipitation. Tellus XVI 23.

Darling, W.G., Bath, A.H., 1988. A stable isotope study of recharge processes in the English chalk. J. Hydrol. 101, 31-46.

De Filippis, G., Foglia, L., Giudici, M., Mehl, S., Margiotta, S., Negri, S.L., 2016. Seawater intrusion in karstic, coastal aquifers: Current challenges and future scenarios in the Taranto area (southern Italy). Sci. Total Environ. 573, 1340-1351. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.07.005

de Vries, J.J., Simmers, I., 2002. Groundwater recharge: An overview of process and challenges. Hydrogeol. J. 10, 5-17. https://doi.org/10.1007/s10040-001-0171-7

Demory, F., Arfib, B., Lamarche, J., 2010. La Basse Provence Calcaire. Karstologia Mémoires 19, 236-237.

Deruyck, B., Ehlig-economides, C., Joseph, J., 1992. Well Testing. Testing Design and Analysis. Oilf. Rev. 1, 28-45.

Dewandel, B., Aunay, B., Maréchal, J.C., Roques, C., Bour, O., Mougin, B., Aquilina, L., 2014. Analytical solutions for analysing pumping tests in a sub-vertical and anisotropic fault zone draining shallow aquifers. J. Hydrol. 509, 115-131. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.014

Dewandel, B., Ladouche, B., Lanini, S., Vigouroux, P., Bailly-Comte, V., 2017. Projet de recherche ARK Amélioration de la connaissance de l'aquifère du bassin d'Aix -Gardanne. Rapport final BRGM/RP-65884-FR.

Dewandel, B., Lanini, S., Lachassagne, P., Maréchal, J.C., 2018. A Generic analytical solution for modelling pumping tests in wells intersecting fractures. J. Hydrol. 559, 89-99. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.02.013

Dingman, S.L., 1993. Physical hydrology.

Dogramaci, S.S., Herczeg, A.L., 2002. Strontium and carbon isotope constraints on carbonate-solution interactions and inter-aquifer mixing in groundwaters of the semi-arid Murray Basin, Australia. J. Hydrol. 262, 50-67. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00021-5

Dörfliger, N., Crochet, P., Guerrin, R., Jozja, N., Marsaud, B., Mondain, P.., Muet, P., Plagnes, V., 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 la ressource. BRGM/RP-58237-FR.

Dörfliger, N., Valérie, P., Kavouri, K., Stéphane, B., Paris, C., Muet, P., Subias, C., Pierre, M., 1999. PaPRIKa , une méthode multicritère de cartographie de la vulnérabilité pour une gestion des ressources et des captages en milieu karstique . Exemples d ' application dans le sud-ouest de la France. Géologues 163.

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 Rev. 131, 116-148. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.01.006

Duran, L., 2019. Approches physique , conceptuelle et statistique du fonctionnement hydrologique d'un karst sous couverture. Université de Rouen.

Durozoy, G., 1972. Gemenos plain. Drinking water resources supply for Aubagne and Cassis cities - BRGM/72-SGN-226-PRC. (Plaine de Gémenos. Alimentation en eau potable Aubagne - Cassis). https://doi.org/72 SGN 226 PRC

Durozoy, G., Paloc, H., 1966. Projet de captage expérimental de la résurgence de Port-Miou. DS.66.A124.

Edijatno, Michel, C., 1989. Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. La Houille Blanche 113-122. https://doi.org/10.1051/lhb/1989007

Ehlig-Economides, C.A., Schlumberger, P.H., Saga, S.V., 1994. Guidelines simplify well test interpretation, in: Oil and gas journal. p. 55.

El Meknassi, S., Dera, G., De Rafélis, M., Brahmi, C., Lartaud, F., Hodel, F., Jeandel, C., Menjot, L., Mounic, S., Henry, M., Besson, P., Chavagnac, V., 2020. Seawater 87Sr/86Sr ratios along continental margins: Patterns and processes in open and restricted shelf domains. Chem. Geol. 558, 119874. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119874

Enemark, T., Peeters, L.J.M., Mallants, D., Batelaan, O., 2019. Hydrogeological conceptual model building and testing: A review. J. Hydrol. 569, 310-329. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.12.007

Epstein, S., Mayeda, T., 1953. Variation of O18 content of waters from natural sources. Geochim. Cosmochim. Acta 4, 213-224. https://doi.org/10.1016/0016-7037(53)90051-9

Escobar, F.H., Navarrete, J.M., Losada, H.D., 2004. Evaluation of pressure derivative algorithms for well-test analysis. SPE Int. Therm. Oper. Heavy Oil Symp. Proc. 183-192. https://doi.org/10.2118/86936-ms

Even, H., Carmi, I., Magaritz, M., Gerson, R., 1986. Timing the transport of water through the upper vadose zone in a Karstic system above a cave in Israel. Earth Surf. Process. Landforms 11, 181-191. https://doi.org/10.1002/esp.3290110208

Faure, G., 1986. Principles of isotope geology.

Fénard, P., 2019. Etude des zones de sauvegarde des masses d'eau souterraines du Parc Naturel Régional de la Sainte-Baume. Rapport de phase 1 Pré-identification des zones de sauvegarde à l'échelle du Parc.

Fénard, P., Berti, V., 2021. Etude des zones de sauvegardes des masses d'eau souterraines - Hiérarchisation des enjeux, préconisations d'actions, stratégie de veille et d'acquisition des connaissances supplémentaires.

Fermier, M., Garin, T., Gourmelon, M., Mektoub, N., Ait Messaoud, A., 2015. Etude des transferts d'eau souterraine dans la karst par traçage artificiel. Massif de la Sainte-Baume - Source des Encanaux.

Ferroud, A., 2018. Analyse des dimensions d'écoulement et caractérisation hydrodynamique des aquifères complexes : du pompage à l'interprétation diagnostique. Université du Québec à Chicoutimi.

Ferroud, A., Chesnaux, R., Rafini, S., 2017. Insights on pumping well interpretation from flow dimension analysis: The learnings of a multi-context field database. J. Hydrol. 556, 449-474. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.10.008

Ferroud, A., Rafini, S., Chesnaux, R., 2018. Using flow dimension sequences to interpret non-uniform aquifers with constant-rate pumping-tests: A review. J. Hydrol. X 2, 100003. https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2018.100003

Fischer, P., Jardani, A., Soueid Ahmed, A., Abbas, M., Wang, X., Jourde, H., Lecoq, N., 2017. Application of Large-Scale Inversion Algorithms to Hydraulic Tomography in an Alluvial Aquifer. Groundwater 55, 208-218. https://doi.org/10.1111/GWAT.12457

Fleury, P., 2013. Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers méditerranéens. Fonctionnement et caractérisation. Université Paris VI - Pierre et Marie Curie.

Fleury, P., Dörfliger, N., Bakalowicz, M., 2012. Classification des aquifères karstiques côtiers.

Floquet, M., Faralli, A., 2020. Emersion altérites et phase tectonique en Provence autour de 100 millions d'années, in: La géologie des Bouches du Rhône, roches et paysages remarquables. Orléans, p. 55-68.

Floquet, M., Léonide, P., 2013. La série d'âge Hettangien à Callovien du flanc sud du col de l'Espigoulier dans le massif de la Sainte-Baume (vallon de Saint Pons), Société Géologique de France.

Floquet, M., Léonide, P., Marchand, D., 2007. Dynamique sédimentaire du Bassin Sud-Provençal au Jurassique. Livret Guid. d'excursion géologique, Groupe Français d'Etude du Jurassique 125.

Ford, D., Williams, P., 2007. Karst Hydrogeology and Geomorphology, Karst Hydrogeology and Geomorphology. https://doi.org/10.1002/9781118684986

Fournier, M., Berge, M., Gautier, J., Banton, O., Paillat, E., Sureau-Blanchet, N., Cadilhac, L., 2021. Identifier et preserver les ressources strategiques pour l'alimentation en eau potable.

Fournier, M., Massei, N., Bakalowicz, M., Dussart-Baptista, L., Rodet, J., Dupont, J.P., 2007. Using turbidity dynamics and geochemical variability as a tool for understanding the behavior and vulnerability of a karst aquifer. Hydrogeol. J. 15, 689-704. https://doi.org/10.1007/s10040-006-0116-2

Fournier, R.O., 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. Geothermics 5, 41-50. https://doi.org/10.1016/0375-6505(77)90007-4

Fournier, R.O., Truesdell, A.H., 1973. An empirical NaKCa geothermometer for natural waters. Geochim. Cosmochim. Acta 37, 1255-1275. https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90060-4

Fournillon, A., 2012a. 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.

Fournillon, A., 2012b. Synthèse hydrogéologique de l'Unité du Beausset.

Friedman, I., 1953. Deuterium content of natural waters and other substances. Geochim. Cosmochim. Acta 4, 89-103. https://doi.org/10.1016/0016-7037(53)90066-0

Gandolfi, J.., Imbault, M., 2014. Diagnostic of the qualitative state of the River Huveaune alluvial aquifer - BRGM/RP-62300-FR. (Diagnostic de l'état qualitatif de la nappe alluviale de l'Huveaune - Masse d'eau souterraine codifiée FRDG369 dans la version V2 SDAGE 2016-2021. Rapport fina.

Garin, T., Arfib, B., 2018. La modélisation Pluie-Débit-Niveau de l'aquifère karstique de Dardennes : synthèse des modèles proposés au cours du projet Dardennes (2014-2018).

Garin, T., Arfib, B., Ladouche, B., Goncalves, J., Dewandel, B., 2021. Improving hydrogeological understanding through well-test interpretation by diagnostic plot and modelling: a case study in an alluvial aquifer in France. Hydrogeol. J. 20. https://doi.org/10.1007/s10040-021-02426-9

Gat, J.R., Carmi, I., 1970. Evolution of the Isotopic Composition of Atmospheric Waters in the Mediterranea Sea Area. J. Geophys. Res. 75, 3039-3048.

Gee, G.W., Hillel, D., 1988. Groundwater recharge in arid regions: Review and critique of estimation methods. Hydrol. Process. 2, 255-266. https://doi.org/10.1002/hyp.3360020306

Genty, D., Deflandre, G., 1998. Drip flow variations under a stalactite of the Pere Noel cave (Belgium). Evidence of seasonal variations and air pressure constraints. J. Hydrol. 211, 208-232. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00235-2

Genty, D., Labuhn, I., Hoffmann, G., Danis, P.A., Mestre, O., Bourges, F., Wainer, K., Massault, M., Van Exter, S., Régnier, E., Orengo, P., Falourd, S., Minster, B., 2014. Rainfall and cave water isotopic relationships in two South-France sites. Geochim. Cosmochim. Acta 131, 323-343. https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.01.043

GIEC, 2014. Changements Climatiques 2014: Rapport de synthèse. Contribution des Groupes de travail I, II et III au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernmental sur l'évolution du climat. Génève.

Giese, M., Reimann, T., Bailly-Comte, V., Maréchal, J.C., Sauter, M., Geyer, T., 2018. Turbulent and Laminar Flow in Karst Conduits Under Unsteady Flow Conditions: Interpretation of

Pumping Tests by Discrete Conduit-Continuum Modeling. Water Resour. Res. 54, 1918-1933. https://doi.org/10.1002/2017WR020658

Giese, M., Reimann, T., Liedl, R., Maréchal, J.-C., Sauter, M., 2017. Application of the flow dimension concept for numerical drawdown data analyses in mixed-flow karst systems. Hydrogeol. J. 25, 799-811. https://doi.org/10.1007/s10040-016-1523-7

Gilli, E., 2002. Etude prealable sur le drainage des karsts littoraux. https://doi.org/10.13140/2.1.4776.7042

Gilli, E., 2000. Compilation d'anciennes mesures de débit à Port Miou. Apport à l'hydrogéologie de la Basse Provence Compilation d'anciennes mesures de débit à Port Miou . Apport à l'hydrogéologie de la Basse Provence, in: 7e colloque hydrogéologie en payx calcaire et milieu fissuré, Besançon. p. 4.

Gilli, É., 2000. Etude des conditions d'émergence et du bassin d'alimentation de la source Beaupré (Signes - Var).

Giménez Forcada, E., Morell Evangelista, I., 2008. Contributions of boron isotopes to understanding the hydrogeochemistry of the coastal detritic aquifer of Castellón Plain, Spain. Hydrogeol. J. 16, 547-557. https://doi.org/10.1007/s10040-008-0290-5

Giorgi, F., Lionello, P., 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. Glob. Planet. Change 63, 90-104. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.09.005

Goede, A., Green, D.C., Harmon, R.S., 1982. Isotopic composition of precipitation, cave drips and actively forming speleothems at three Tasmanian cave sites. Helicite 20, 17-29.

Goldscheider, N., 2015. Chapter 4: Overview of methods apllied in karst hydrogeology., in: Karst Aquifers - Characterization and Engineering. p. 127-145. https://doi.org/10.1007/978-3-319-12850-4

Goldscheider, N., Drew, D., 2007. Methods in karst hydrogeology. Taylor & Francis.

Gonfiantini, R., Roche, M.-A., Olivry, J.-C., Fontes, J.-C., Zuppi, G.M., 2001. The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. Chem. Geol. 181, 147-167.

González-Trinidad, J., Pacheco-Guerrero, A., Júnez-Ferreira, H., Bautista-Capetillo, C., Hernández-Antonio, A., 2017. Identifying groundwater recharge sites through environmental stable isotopes in an alluvial aquifer. Water (Switzerland) 9, 12. https://doi.org/10.3390/w9080569

Gourcy, L., Petelet-Giraud, E., 2011. Utilisation des outils isotopiques pour la délimitation des aires d'alimentation des captages destinés à l'alimentation en eau potable. Rapport final. BRGM/RP-59729-FR.

Gringarten, A.C., Ramey, H.J., 1974. Unsteady-State Pressure Distributions Created By a Well With a Single Infinite-Conductivity Vertical Fracture., in: Society of Petroleum Engineering-AIME 47th Annual Fall Meeting. p. 413-426.

Gröning, M., Lutz, H.O., Roller-Lutz, Z., Kralik, M., Gourcy, L., Pöltenstein, L., 2012. A simple rain collector preventing water re-evaporation dedicated for δ 18O and δ 2H analysis of cumulative precipitation samples. J. Hydrol. 448-449, 195-200. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.041

Grosbois, C., Négrel, P., Fouillac, C., Grimaud, D., 2000. Dissolved load of the Loire River: Chemical and isotopic characterization. Chem. Geol. 170, 179-201. https://doi.org/10.1016/S0009-

2541(99)00247-8

Guglielmi, Y., Mudry, J., Blavoux, B., 1998. Estimation of the water balance of alluvial aquifers in region of high isotopic contrast: An example from southeastern France. J. Hydrol. 210, 106-115. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00178-4

Guieu, G., 1968. Etude tectonique de la région de Marseille. Documents-BRGM.

Guieu, G., Ricour, J., Rouire, J., 1996. Decouverte geologique de marseille et de son environnement montagneux.

Gutierrez, A., Dewandel, B., 2013. L'interprétation des pompages d'essai : quelles nouveautés ? Géologues 178, 49-53.

Guyonnet-Benaize, C., 2011. Modélisation 3D multi-échelle des structures géologiques de la région de la faille de la moyenne Durance (SE France). Aix-Marseille 1.

Hammond, P.A., Field, M.S., 2014. A Reinterpretation of Historic Aquifer Tests of Two Hydraulically Fractured Wells by Application of Inverse Analysis, Derivative Analysis, and Diagnostic Plots. J. Water Resour. Prot. 6, 481-506. https://doi.org/10.4236/jwarp.2014.65048

Hamon, W.R., 1960. Estimating Potential Evapotranspiration. https://doi.org/10.1061/jyceaj.0000749

Hantush, M.S., 1966. Analysis of Data from Pumping Tests in Anisotropic Aquifers. J. Geophys. Res. 71, 421-426. https://doi.org/10.1029/TR037i006p00702

Hantush, M.S., 1956. Analysis of data from pumping tests in leaky aquifers. Eos, Trans. Am. Geophys. Union 37, 702-714. https://doi.org/10.1029/TR037i006p00702

Hartmann, A., Jasechko, S., Gleeson, T., Wada, Y., Andreo, B., Barberá, J.A., Brielmann, H., Bouchaou, L., Charlier, J.B., Darling, W.G., Filippini, M., Garvelmann, J., Goldscheider, N., Kralik, M., Kunstmann, H., Ladouche, B., Lange, J., Lucianetti, G., Martín, J.F., Mudarra, M., Sánchez, D., Stumpp, C., Zagana, E., Wagener, T., 2021. Risk of groundwater contamination widely underestimated because of fast flow into aquifers. Proc. Natl. Acad. Sci. 118, 7. https://doi.org/10.1073/pnas.2024492118

Hébrard, O., Pistre, S., Cheynet, N., Dazy, J., Batiot-Guilhe, C., Seidel, J.L., 2006. Origine des eaux des émergences karstiques chlorurées du Languedoc-Roussillon. Comptes Rendus - Geosci. 338, 703-710. https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.04.018

Hem, J.D., 1985. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, US Geological Survey Water-Supply.

Hennuy, J., 2003. Sédimentation carbonatée et silicoclastique sous contôle tectonique, le bassin sud-provençal et sa plate-forme carbonatée du turonien moyen au coniacien moyen. Evolutions séquentielle, diagénétique, paléogéographique. Université de Provence.

Herms, I., Jódar, J., Soler, A., Vadillo, I., Lambán, L.J., Martos-Rosillo, S., Núñez, J.A., Arnó, G., Jorge, J., 2019. Contribution of isotopic research techniques to characterize high-mountain-Mediterranean karst aquifers: The Port del Comte (Eastern Pyrenees) aquifer. Sci. Total Environ. 656, 209-230. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.188

Hess, J., Bender, M.L., Schilling, J.G., 1986. Evolution of the ratio of strontium-87 to strontium-86 in seawater from cretaceous to present, Science. https://doi.org/10.1126/science.231.4741.979

HGM Environnement, 2006. Essais de pompages et analyses de la qualité des eaux sur le forage de

« Pignol 2 » à Gémenos.

Hippolyte, J.-C., ANGELIER, J., Bergerat, F., NURY, D., Raynaud, S., 1990. Évolution tectono-sédimentaire d'un bassin faillé: le bassin oligocène de Marseille. Comptes rendus l'Académie des Sci. Série 2, Mécanique, Phys. Chim. Sci. l'univers, Sci. la Terre 310, 53-58.

Hogan, J.F., Blum, J.D., Siegel, D.I., Glaser, P.H., 2000. 87Sr/86Sr as a tracer of groundwater discharge and precipitation recharge in the Glacial Lake Agassiz Peatlands, northern Minnesota. Water Resour. Res. 36, 3701-3710. https://doi.org/10.1029/2000WR900233

Horne, R.N., 1990. Modern well test analysis - a computer aided approach.

Horton, T.W., Defliese, W.F., Tripati, A.K., Oze, C., 2016. Evaporation induced 18O and 13C enrichment in lake systems: A global perspective on hydrologic balance effects. Quat. Sci. Rev. 131, 365-379. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.030

Hsü, K.J., Ryan, W.B.F., Cita, M.B., 1973. Late Miocene desiccation of the Mediterranean. Nature 242, 20. https://doi.org/10.1038/246421a0

Hu, K., Chen, H., Nie, Y., Wang, K., 2015. Seasonal recharge and mean residence times of soil and epikarst water in a small karst catchment of southwest China. Sci. Rep. 5, 1-12. https://doi.org/10.1038/srep10215

Hughes, C.E., Crawford, J., 2012. A new precipitation weighted method for determining the meteoric water line for hydrological applications demonstrated using Australian and global GNIP data. J. Hydrol. 464-465, 344-351. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.07.029

Hunt, B., Scott, D., 2007. Flow to a well in a two-aquifer system. J. Hydrol. Eng. 12, 146-155. https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2007)12:2(146)

Husson, E., 2013. Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés : Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification . Exemple des paléokarts crétacés à néogènes du Languedoc montpelliérain. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc.

Husson, E., Le Goff, E., Camus, H., André, D., Ariagno, C., Jacquet, A., Manche, Y., 2018. Etude géologique, géomorphologiques et karstologique du Causse Méjean. Rapport finale, BRGM/RP-68189-FR.

IAEA, 2005. Isotopic composition of precipitation in the Mediterranean Basin in relation to air circulation patterns and climate - Final report of a coordinated research project 2000-2004, Isotope Hydrology Section.

Illman, W.A., 2014. Hydraulic tomography offers improved imaging of heterogeneity in fractured rocks. Groundwater 52, 659-684. https://doi.org/10.1111/gwat.12119

Illman, W.A., Neuman, S.P., 2000. Type-curve interpretation of multirate single-hole pneumatic injection tests in unsaturated fractured rock. Ground Water 38, 899-911. https://doi.org/10.1111/J.1745-6584.2000.TB00690.X

IPCC, 2019a. Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems.

IPCC, 2019b. Special Report: The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. https://doi.org/https://www.ipcc.ch/report/srocc/

Issautier, B., Viseur, S., Audigane, P., le Nindre, Y.M., 2014. Impacts of fluvial reservoir heterogeneity on connectivity: Implications in estimating geological storage capacity for CO2. Int. J. Greenh. Gas Control 20, 333-349. https://doi.org/10.1016/j.ijggc.2013.11.009

Jazayeri Noushabadi, M.R., Jourde, H., Massonnat, G., 2011. Influence of the observation scale on permeability estimation at local and regional scales through well tests in a fractured and karstic aquifer (Lez aquifer, Southern France). J. Hydrol. 403, 321-336. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.04.013

Jouves, J., 2019. Identification et description des unités karstiques du Parc Naturel Régional de la Sainte-Baume.

Jouves, J., 2018. Origine, caractérisation et distribution prédictive des structures karstiques. Aix-Marseille Université.

Jouzel, J., Merlivat, L., 1984. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: modeling of the isotopic effects during snow formation. J. Geophys. Res. 89, 749-757. https://doi.org/10.1029/jd089id07p11749

Kanduč, T., Grassa, F., McIntosh, J., Stibilj, V., Ulrich-Supovec, M., Supovec, I., Jamnikar, S., 2014. A geochemical and stable isotope investigation of groundwater/surface-water interactions in the Velenje Basin, SloveniaInvestigation des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines dans le bassin de Velenje, Slovénie, par la géochimie . Hydrogeol. J. 22, 971-984. https://doi.org/10.1007/s10040-014-1103-7

Kanduč, T., Jamnikar, S., McIntosh, J., 2010. Geochemical characteristics of surface waters and groundwaters in the Velenje Basin, Slovenia. Geologija 53, 37-46. https://doi.org/10.5474/geologija.2010.003

Karolyte, R., Johnson, G., Serno, S., Gilfillan, S.M.V., 2017. The Influence of Water-rock Reactions and O Isotope Exchange with CO2 on Water Stable Isotope Composition of CO2 Springs in SE Australia. Energy Procedia 114, 3832-3839. https://doi.org/10.1016/j.egypro.2017.03.1515

Karolytė, R., Serno, S., Johnson, G., Gilfillan, S.M.V., 2017. The influence of oxygen isotope exchange between CO2 and H2O in natural CO2-rich spring waters: Implications for geothermometry. Appl. Geochemistry 84, 173-186. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.06.012

Kattan, Z., 1997. Environmental isotope study of the major karst springs in damascus limestone aquifer systems: Case of the Figeh and Barada springs. J. Hydrol. 193, 161-182. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03137-X

Kendall, C., Doctor, D.H., 2003. Stable Isotope Applications in Hydrologic Studies, in: Treatise on Geochemistry. p. 319-364. https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/05081-7

Khaska, M., Le Gal La Salle, C., Lancelot, J., Team, A.S.T.E.R., Mohamad, A., Verdoux, P., Noret, A., Simler, R., 2013. Origin of groundwater salinity (current seawater vs. saline deep water) in a coastal karst aquifer based on Sr and Cl isotopes. Case study of the La Clape massif (southern France). Appl. Geochemistry 37, 212-227. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2013.07.006

Kiraly, L., 2003. Karstification and Groundwater Flow. Speleogenes. Evol. karst aquifers 1, 155-192.

Klassen, J., Allen, D.M., 2017. Assessing the risk of saltwater intrusion in coastal aquifers. J. Hydrol. 551, 730-745. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.02.044

Klimchouk, A., 2004. Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and

variants of geomorphic evolution. Speleogenes. Evol. Karst Aquifers.

Kloppmann, W., Bourhane, A., Asfirane, F., 2011. Méthodologie de diagnostic de l'origine de la salinité des masses d'eau. Emploi des outils géochimiques, isotopiques et géophysiques. BRGM RP-60026-FR.

Koeniger, P., Gaj, M., Beyer, M., Himmelsbach, T., 2016. Review on soil water isotope-based groundwater recharge estimations. Hydrol. Process. 30, 2817-2834. https://doi.org/10.1002/hyp.10775

Krouse, H.R., 1980. Sulphur isotopes in our environment. Handb. Environ. Isot. Geochemistry 433-471.

Krouse, R.H., Mayer, B., 2000. 7 - Sulphur and oxygen isotopes in sulphate, in: Environmental tracers in subsurface hydrology. p. 37.

Kruseman, G.., Ridder, N.A., 1991. Analysis and evaluation of pumping test data. ILRI Publ. Second Edi, 377.

Kusakabe, M., Wada, H., Matsuo, S., Horibe, Y., 1970. Oxygen and hydrogen isotope ratios of monthly collected waters from Nasudake volcanic area, Japan. J. Geophys. Res. 75, 5941-5951. https://doi.org/10.1029/jc075i030p05941

Lacelle, D., Lauriol, B., Clark, I.D., 2004. Seasonal isotopic imprint in moonmilk from Caverne de l'Ours (Quebec, Canada): Implications for climatic reconstruction. Can. J. Earth Sci. 41, 1411-1423. https://doi.org/10.1139/E04-080

Ladouche, B., Dörfliger, N., 2004. Évaluation des ressources en eau des Corbières. Phase I - Synthèse de la caractérisation des Évaluation des ressources en eau des Corbières orientales.

Ladouche, B., Luc, A., Nathalie, D., 2009. Chemical and isotopic investigation of rainwater in Southern France (1996-2002): Potential use as input signal for karst functioning investigation. J. Hydrol. 367, 150-164. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.01.012

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 catchment, France). J. Hydrol. 242, 255-274. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00391-7

Ladouche, B., Weng, P., 2005. Hydrochemical assessment of the Rochefort marsh: Role of surface and groundwater in the hydrological functioning of the wetland. J. Hydrol. 314, 22-42. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.03.018

Lambs, L., Moussa, I., Brunet, F., 2013. Air masses origin and isotopic tracers: A study case of the oceanic and mediterranean rainfall Southwest of France. Water 5, 617-628. https://doi.org/10.3390/w5020617

Lane, H.S., Lee, J.W., Watson, A.T., 1991. Algorithm for determining smooth, continuous pressure derivatives from well-test data. SPE Form. Eval. 6, 493-499. https://doi.org/10.2118/20112-PA

Lanini, S., 2020. Manuel utilisateur ESPERE version 2. Rapport BRGM/RP-69538-FR.

Lanini, S., Caballero, Y., Seguin, J.J., Maréchal, J.C., 2016. ESPERE-A Multiple-Method Microsoft Excel Application for Estimating Aquifer Recharge. Groundwater 54, 155-156. https://doi.org/10.1111/gwat.12390

Larue, D.K., Friedmann, F., 2005. The controversy concerning stratigraphic architecture of channelized reservoirs and recovery by waterflooding. Pet. Geosci. 11, 131-146.

https://doi.org/10.1144/1354-079304-626

Laville, P., Villeneuve, M., Monteau, R., Argyriadis, I., Arlhac, P., Blanc, J.-J., Dubar, M., Floquet, M., Fournier, F., Hennuy, J., Masse, J.P., Monteau, R., Nury, D., Philip, J., Tassy, A., Thinon, I., 2018. Carte géol. France (1/50 000), feuille Aubagne-Marseille, 3ème édition (1044).

Le Mesnil, M., Charlier, J.B., Moussa, R., Caballero, Y., Dörfliger, N., 2020. Interbasin groundwater flow: Characterization, role of karst areas, impact on annual water balance and flood processes. J. Hydrol. 585, 124583. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124583

Legeay, P.-L., 2013. Utilisation des isotopes du strontium pour caractériser les dynamiques de recharge et de transfert d'un aquifère karstique.

Liu, Y., Wagener, T., Beck, H.E., Hartmann, A., 2020. What is the hydrologically effective area of a catchment? Environ. Res. Lett. 15. https://doi.org/10.1088/1748-9326/aba7e5

Lods, G., Roubinet, D., Matter, J.M., Leprovost, R., Gouze, P., 2020. Groundwater flow characterization of an ophiolitic hard-rock aquifer from cross-borehole multi-level hydraulic experiments. J. Hydrol. 589, 125152. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125152

Malavoi, J.-R., Bravard, J.-P., 2007. Elements of river hydromorphology (Eléments d'hydromorphologie fluviale) - ONEMA.

Mangin, 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Institut des sciences de la Terre de l'Université de Dijon.

Maréchal, J.-C., Ladouche, B., Dewandel, B., Fleury, P., Dörfliger, N., 2014. Diagnostic Plots Applied to Well-Tests in Karst Systems. H2Karst Res. Limestone Hydrogeol. 127-137. https://doi.org/10.1007/978-3-319-06139-9_9

Maréchal, J.-C., Ladouche, B., Dewandel, B., Fleury, P., Dörfliger, N., 2011. Application de la courbe diagnostique aux essais de pompage en milieu karstique. Karstologia Rev. Karstol. spéléologie Phys. 57, 33-36. https://doi.org/10.3406/karst.2011.2692

Maréchal, J.C., Dewandel, B., Subrahmanyam, K., 2004. Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer. Water Resour. Res. 40, 1-17. https://doi.org/10.1029/2004WR003137

Maréchal, Jean Christophe, Ladouche, B., Dörfliger, N., Lachassagne, P., 2008. Interpretation of pumping tests in a mixed flow karst system. Water Resour. Res. https://doi.org/10.1029/2007WR006288

Maréchal, J C, Ladouche, B., Dörfliger, N., Lachassagne, P., 2008. Pumping tests in a mixed flow karst system.

Mariethoz, G., Renard, P., Straubhaar, J., 2010. The direct sampling method to perform multiple-point geostatistical simulations. Water Resour. Res. 46. https://doi.org/10.1029/2008WR007621

Marsily, G. de, Delay, F., Gonçalvès, J., Renard, P., Teles, V., Violette, S., 2005. Dealing with spatial heterogeneity. Hydrogeol. J. 13, 161-183. https://doi.org/10.1007/s10040-004-0432-3

Martel, E.A., 1921. Nouveau traité des eaux souterraines.

Martin, P., 1991. Hydromorphologie des geosystemes karstiques des versants nord et ouest de la sainte baume. Etude hydrologique, hydrochimique et de vulnérabilité à la pollution. Aix-Marseille II.

Martin, P., 1986. Les travertins du vallon de Saint Pons (Gémenos). Méditerranée 57, 92-100. https://doi.org/10.3406/medit.1986.2374

Martínez-Pérez, L., Luquot, L., Carrera, J., Marazuela, M.A., Goyetche, T., Pool, M., Palacios, A., Bellmunt, F., Ledo, J., Ferrer, N., del Val, L., Pezard, P.A., García-Orellana, J., Diego-Feliu, M., Rodellas, V., Saaltink, M.W., Vázquez-Suñé, E., Folch, A., 2022. A multidisciplinary approach to characterizing coastal alluvial aquifers to improve understanding of seawater intrusion and submarine groundwater discharge. J. Hydrol. 607, 127510. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127510

Martos-Rosillo, S., Rodríguez-Rodríguez, M., Pedrera, A., Cruz-SanJulián, J.J., Rubio, J.C., 2013. Groundwater recharge in semi-arid carbonate aquifers under intensive use: The Estepa Range aquifers (Seville, southern Spain). Environ. Earth Sci. 70, 2453-2468. https://doi.org/10.1007/s12665-013-2288-0

Masse, J.P., Villeneuve, M., Leonforte, E., Nizou, J., 2009. Block tilting of the North Provence early Cretaceous carbonate margin: Stratigraphic, sedimentologic and tectonic data. Bull. la Soc. Geol. Fr. 180, 105-115. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.180.2.105

Massonnat, G.J., Bandiziol, D., 1991. Interdependence between geology and well test interpretation. Proc. - SPE Annu. Tech. Conf. Exhib. Omega, 813-822. https://doi.org/10.2523/22740-ms

Matonti, C., 2021. Apport de la géologie structurale pour la caractérisation des roches réservoirs de la région d ’ Aubagne (fossé oligocène et ses bordures carbonatées) To cite this version : HAL Id : hal-03469934 Apport de la géologie structurale pour la caractérisation.

Mazet, J., Nicod, J., 2012. Les bassins supérieurs du cauron et du caramy, au nord-est du massif de la sainte-baume (var, provence) : des hydrosystèmes karstiques complexes. Études Géographie Phys. XXXIX, 21-51.

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. Environ. Model. Softw. 1-7. https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.03.015

McNutt, R.H., 2000. 8 - Strontium Isotopes, in: Environmental tracers in subsurface hydrology. p. 233-260. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-4557-6_8

Meier, P.M., Carrera, J., Sánchez-Vila, X., 1998. An evaluation of Jacob’s method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous formations. Water Resour. Res. 34, 1011-1025. https://doi.org/10.1029/98WR00008

Melton, F.A., 1936. An Empirical Classification of Flood-Plain Streams. Am. Geogr. Soc. 26, 593-609.

Merlivat, L., Jouzel, J., 1979. Global climatic interpretation of the Deuterium-Oxygne 18 relationship for precipitation. J. geoph 84, 5029-5033.

Mijinyawa, A., Gringarten, A.C., 2008. Influence of geological features on well test behavior. 70th Eur. Assoc. Geosci. Eng. Conf. Exhib. 2008 Leveraging Technol. Inc. SPE Eur. 2008 3, 1434-1444. https://doi.org/10.2118/59398-ms

Minvielle, S., 2015. Etude de l’infiltration et de ses variations interannuelles en contexte épikarstique pour la caractérisation du fonctionnement des hydrosystèmes karstiques: utilisation de la méthode ISc-Pco2 et des modèles réservoirs.

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. Sediment. Geol. 188-189, 219-233. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.03.006

Moench, A.F., 1984. Double-Porosity Models for a Fissured Groundwater Reservoir. Water Resour. Res. 20, 831-846.

Möller, P., Geyer, S., Salameh, E., Dulski, P., 2006. Sources of mineralization and salinization of thermal groundwater of Jordan. Acta Hydrochim. Hydrobiol. 34, 86-100. https://doi.org/10.1002/aheh.200500613

Moncaster, S.J., Bottrell, S.H., Tellam, J.H., Lloyd, J.W., Konhauser, K.O., 2000. Migration and attenuation of agrochemical pollutants: Insights from isotopic analysis of groundwater sulphate. J. Contam. Hydrol. 43, 147-163. https://doi.org/10.1016/S0169-7722(99)00104-7

Montech, A.T., 2019. MO 380: Analyses isotopiques du soufre des sulfures et du soufre et de l'oxygène des sulfates sur matrices eaux et solides.

Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment, in: Symposia of the Society for Experimental Biology. p. 205-234.

Mook, W.G., 2001. Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique - Volume IV - Eau souterraine IV.

Mudry, J., 1987. Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés.

Nanson, G.C., Croke, J.C., 1992. A genetic classification of of floodplains. Geomorphology 4, 459-486. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.3.7.611

Nassimi, A., Mohammadi, Z., 2017. Analysis of flow dimension from a pumping test in a karst aquifer. Carbonates and Evaporites 33, 651-661. https://doi.org/10.1007/s13146-017-0383-0

Négrel, P., Guerrot, C., Millot, R., 2007. Chemical and strontium isotope characterization of rainwater in France: Influence of sources and hydrogeochemical implications. Isotopes Environ. Health Stud. 43, 179-196. https://doi.org/10.1080/10256010701550773

Négrel, P., Pauwels, H., Chabaux, F., 2018. Characterizing multiple water-rock interactions in the critical zone through Sr-isotope tracing of surface and groundwater. Appl. Geochemistry 93, 102-112. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2018.04.006

Négrel, P., Petelet-Giraud, E., Barbier, J., Gautier, E., 2003. Surface water-groundwater interactions in an alluvial plain: Chemical and isotopic systematics. J. Hydrol. 277, 248-267. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00125-2

Neuman, S.P., 1972. Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the water table. Water Resour. Res. 8, 1031-1045. https://doi.org/10.1029/WR008i004p01031

Neuman, S.P., Wierenga, P.J., 2003. A Comprehensive Strategy of Hydrogeologic Modeling and Uncertainty Analysis for Nuclear Facilities and Sites. U.S. Nucl. Regul. Comm. Off. Nucl. Regul. Res. 311.

Nevers, P., 2022. Fonctionnement hydrogéologique et processus de transfert dans le massif fissuré instable de Séchilienne (Alpes françaises) : apports du couplage de traceurs naturels et isotopiques To cite this version : HAL Id : tel-03663336.

Nevers, P., Bouchez, J., Gaillardet, J., Thomazo, C., Faure, L., Bertrand, C., 2020. Landslides as geological hotspots of CO₂ to the atmosphere: clues from the instrumented Séchilienne landslide, Western European Alps. Earth Surf. Dyn. Discuss. 1-44. https://doi.org/10.5194/esurf-2020-42

Nofal, S., 2015. Etude du fonctionnement hydrodynamique de la nappe alluviale d'Avignon : impact de l'usage du sol sur les mécanisme de recharge.

Oehlmann, S., Geyer, T., Licha, T., Sauter, M., 2015. Reducing the ambiguity of karst aquifer models by pattern matching of flow and transport on catchment scale. Hydrol. Earth Syst. Sci. 19, 893-912. https://doi.org/10.5194/hess-19-893-2015

Olive, P., 1996. Introduction À La Geochime Des Eaux Continentales.

Ollivier, C., 2019. Caractérisation et spatialisation de la recharge des hydrosystèmes karstiques : Application à l ' aquifère de Fontaine de Vaucluse , France Chloé Ollivier To cite this version.

Palmer, A.N., 1991. Origin and morphology of limestone caves. Geol. Soc. Am. Bull. 103, 1-21. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0001:OAMOLC>2.3.CO;2

Panagopoulos, G., 2009. Application of major and trace elements as well as boron isotopes for tracing hydrochemical processes: The case of Trifilia coastal karst aquifer, Greece. Environ. Geol. 58, 1067-1082. https://doi.org/10.1007/s00254-008-1586-4

Papadopulos, I.S., Cooper, H.H., 1967. Drawdown in a well of large diameter. Water Resour. Res. 3, 241-244. https://doi.org/10.1029/WR003i001p00241

Parkhurst, D.L., Appelo, C. a. J., 2013. Description of Input and Examples for PHREEQC Version 3 — A Computer Program for Speciation , Batch-Reaction , One-Dimensional Transport , and Inverse Geochemical Calculations. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 6, chapter A43, 497 p. U.S. Geol. Surv. Tech. Methods, B. 6, chapter A43 6-43A.

Pauwels, H., Fouillac, C., Goff, F., Vuataz, F.D., 1997. The isotopic and chemical composition of CO2-rich thermal waters in the mont-dore region (Massif-Central, France). Appl. Geochemistry 12, 411-427. https://doi.org/10.1016/S0883-2927(97)00010-3

Payne, B.R., 1992. On the statistical treatment of environmental isotope data in hydrology, in: Isotope techniques in water resources development 1991. Proc. symposium, Vienna, 1991. p. 415-428.

Pellegrini, T., Blanchoin, N., 2019. Identification et préservation des ressources majeures en eau souterraine pour l ' alimentation en eau potable Communauté d ' Agglomération d ' Aubagne et de l ' Etoile du Pays Rapport phase 2 – Caractérisation des zones de sauvegarde. https://doi.org/10.48799/SPLEDC.aep.ERS.2019.030

Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, hare soil and grass. Proc. R. Soc. Lond. A. Math. Phys. Sci. 193, 120-145. https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037

Perrin, J., Jeannin, P.Y., Zwahlen, F., 2003. Epikarst storage in a karst aquifer: A conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. J. Hydrol. 279, 106-124. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00171-9

Petelet-Giraud, E., Négrel, P., Casanova, J., 2018. Tracing surface water mixing and groundwater inputs using chemical and isotope fingerprints (δ18O-δ2H, 87Sr/86Sr) at basin scale: The Loire River (France). Appl. Geochemistry 97, 279-290. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2018.08.028

Pétré, M.A., Ladouche, B., Seidel, J.L., Hemelsdaël, R., De Montety, V., Batiot-Guilhe, C., Lamotte, C., 2020. Hydraulic and geochemical impact of occasional saltwater intrusions through a submarine spring in a karst and thermal aquifer (Balaruc peninsula near Montpellier, France). Hydrol. Earth Syst. Sci. 24, 5655-5672. https://doi.org/10.5194/hess-24-5655-2020

Philip, J., Angladar, R., Rousset, C., Tronchetti, G., 1975. Sur la découverte d'un nouveau témoin de la transgression miocène en Basse Provence occidentale. Implications paléogéographiques. Comptes Rendus l'Académie des Sci. 280.

Philip, J., Masse, P., Machhour, L., 1987. L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais ... Bull. la Soc. Geol. Fr. 8, 541-550.

Picarro, 2013. Picarro L2140-i: High-precision triple oxygen isotope research in water is finally simple and affordable.

Piper, A.M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analysis 914-928.

Potot, C., 2011. Etude hydrochimique du système aquifère de la basse vallée du Var. Apport des éléments traces et des isotopes (Sr, Pb, d18O, 226,228 Ra).

Poulain, A., Watlet, A., Kaufmann, O., Van Camp, M., Jourde, H., Mazzilli, N., Rochez, G., Deleu, R., Quinif, Y., Hallet, V., 2018. Assessment of groundwater recharge processes through karst vadose zone by cave percolation monitoring. Hydrol. Process. 32, 2069-2083. https://doi.org/10.1002/hyp.13138

Prada, S., Cruz, J.V., Figueira, C., 2016. Using stable isotopes to characterize groundwater recharge sources in the volcanic island of Madeira, Portugal. J. Hydrol. 536, 409-425. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.03.009

Price, G.D., Gröcke, D.R., 2002. Strontium-isotope stratigraphy and oxygen- and carbon-isotope variation during the Middle Jurassic-Early Cretaceous of the Falkland Plateau, South Atlantic. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 183, 209-222. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00486-2

Quenet, M., Celle-Jeanton, H., Voldoire, O., Albaric, J., Huneau, F., Peiry, J.L., Allain, E., Garreau, A., Beauger, A., 2019. Coupling hydrodynamic, geochemical and isotopic approaches to evaluate oxbow connection degree to the main stream and to adjunct alluvial aquifer. J. Hydrol. 577, 123936. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.123936

Quinif, Y., Baele, J.M., Dubois, C., Havron, C., Kaufmann, O., Vergari, A., 2014. Fantômisation: Un nouveau paradigme entre la théorie des deux phases de Davis et la théorie de la biorhexistasie d'Erhart. Geol. Belgica 17, 66-74.

Rebeix, R., 2010. Datation, traçage de l'origine et traçage des transferts des eaux et des solutés au sein d'aquifères profonds. https://doi.org/10.13140/2.1.3258.1440

Rees, C.E., 1970. The sulphur isotope balance of the ocean: an improved model. Earth Planet. Sci. Lett. 7, 366-370. https://doi.org/10.1016/0012-821X(69)90051-X

Renard, P., 2005. The future of hydraulic tests. Hydrogeol. J. 13, 259-262. https://doi.org/10.1007/s10040-004-0406-5

Renard, P., Glenz, D., Mejias, M., 2009. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. Hydrogeol. J. 17, 589-600. https://doi.org/10.1007/s10040-008-0392-0

Rolet, P., Seguin, J.-J., 1986. Traitement de données multivariables (application aux sciences de la

terre). Aspect pratique, Tome 2.

Rouchy, J.M., Caruso, A., 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. Sediment. Geol. 188-189, 35-67. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.02.005

Rousset, C., Jacq, V.A., Magnan, N., 1996. D'une Lagune Continentale Aux Eaux Sulfatées. Bull. la Soc. Geol. Fr. 167, 375-388.

Rozanski, K., Araguas-Araguas, L., Gonfiantini, R., 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. Geophys. Monogr. 78.

Rudkiewicz, J.L., 1988. Grenoble et Briançon au Lias et au Dogger.

Rusjan, S., Sapač, K., Petrič, M., Lojen, S., Bezak, N., 2019. Identifying the hydrological behavior of a complex karst system using stable isotopes. J. Hydrol. 577. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.123956

SAFEGE, 2011. Ressource en eau des contrefors nord de la Sainte Baume. Identification et caractérisation de la ressource majeure à préserver pour l'alimentation en eau potable. Compte rendu de fin de traçage.

Salquèbre, D., Gourcy, L., Baran, N., 2008. Aquifère alluvial de la plaine de Berre : Détermination de l'origine des pollutions diffuses. BRGM/RP-55508-FR.

Samani, N., Pasandi, M., Barry, D.A., 2006. Characterizing a heterogeneous aquifer by derivative analysis of pumping and recovery test data. J. Geol. Soc. Iran 29-41.

Samborska, K., Halas, S., 2010. 34S and 18O in dissolved sulfate as tracers of hydrogeochemical evolution of the Triassic carbonate aquifer exposed to intense groundwater exploitation (Olkusz-Zawiercie region, southern Poland). Appl. Geochemistry 25, 1397-1414. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2010.06.010

Sánchez, D., Barberá, J.A., Mudarra, M., Andreo, B., Martín, J.F., 2018. Hydrochemical and isotopic characterization of carbonate aquifers under natural flow conditions, Sierra Grazalema Natural Park, southern Spain. Geol. Soc. Spec. Publ. 466, 275-293. https://doi.org/10.1144/SP466.16

Santoni, S., Huneau, F., Garel, E., Aquilina, L., Vergnaud-Ayraud, V., Labasque, T., Celle-Jeanton, H., 2016. Strontium isotopes as tracers of water-rocks interactions, mixing processes and residence time indicator of groundwater within the granite-carbonate coastal aquifer of Bonifacio (Corsica, France). Sci. Total Environ. 573, 233-246. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.08.087

Sappa, G., Vitale, S., Ferranti, F., 2018. Identifying karst aquifer recharge areas using environmental isotopes: A case study in central Italy. Geosciences 8. https://doi.org/10.3390/geosciences8090351

Saxena, R.K., 1984. Seasonal variations of Oxygen-18 in soil moisture and estimation of recharge in esker and moraine formations. Nord. Hydrol. 15, 235-242. https://doi.org/10.2166/nh.1984.0020

Scanlon, B.R., Keese, K.E., Flint, A.L., Flint, L.E., Gaye, C.B., Edmunds, W.M., Simmers, I., 2006. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. Hydrol. Process. 20, 3335-3370. https://doi.org/10.1002/hyp.6335

Schleich, A., Pellegrini, T., 2019a. Diagnostic et évaluation de la productivité des deux forages d'Aubagne - Compte rendu des pompages d'essais Numéro.

https://doi.org/10.48799/SPLEDC.aep.ERS.2019.031

Schleich, A., Pellegrini, T., 2019b. Diagnostic et évaluation de la productivité du forage de Puyricard n°2 à Cuges-les- Pins (13) - Compte rendu des pompages d'essais Numéro. https://doi.org/10.48799/SPLEDC.aep.ERS.2019.032

Schlumberger, 2002. Well Test Interpretation. Schlumberger Rap., 122.

Seiler, K.-P., Gat, J.R., 2007. Groundwater recharge from run-off, infiltration and percolation, Water Science and Technology Library.

Séraphin, P., Vallet-Coulomb, C., Gonçalvès, J., 2016. Partitioning groundwater recharge between rainfall infiltration and irrigation return flow using stable isotopes: The Crau aquifer. J. Hydrol. 542, 241-253. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.005

Shamsuddin, M.K.N., Sulaiman, W.N.A., Ramli, M.F., Mohd Kusin, F., Samuding, K., 2018. Assessments of seasonal groundwater recharge and discharge using environmental stable isotopes at Lower Muda River Basin, Malaysia. Appl. Water Sci. 8, 1-12. https://doi.org/10.1007/s13201-018-0767-x

Shand, P., Love, A.J., Darbyshire, D.P.F., Edmunds, W.M., 2007. Sr isotopes in natural waters: Applications to source characterisation and water-rock interaction in contrasting landscapes. Water-Rock Interact. - Proc. 12th Int. Symp. Water-Rock Interact. WRI-12 1, 27-35. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2008.12.011

Siegenthaler, U., Oeschger, H., 1980. Correlation of 18O in precipitation with temperature and altitude. Nature 285, 314-317. https://doi.org/10.1038/285314a0

Silvestre, J.-P., 2015. Avis d'Hydrogéologue Agréé relatif à la définition des périmètres de protection règlementaires du captage AEP du Coulin à Gémenos - Avis définitif.

Simler, R., 2012. Manuel pour DIAGRAMMES.

Slatt, R.M., 2013. Fluvial deposits and reservoirs, in: Developments in Petroleum Science. p. 283-369. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-56365-1.00007-9

SMBVH, 2015. Contrat de rivière du bassin versant de l'Huveaune - synthèse.

Société des Eaux de Marseille, 2012. Schéma directeur d'alimentation en eau potable - Commune de Cuges-les-Pins.

Spitzberg, S., Ufrecht, W., 2013. Hydraulische Charakterisierung eines urbanen Karstgrundwasserleiters mit Pumpversuchen - Hydraulic characterization of a karst aquifer in an urban environment focusing on pumping tests. Grundwasser 19, 5-16. https://doi.org/10.1007/s00767-013-0241-5

Stephens, D.B., 1994. A Perspective on Diffuse Natural Recharge Mechanisms in Areas of Low Precipitation. Soil Sci. Soc. Am. J. 58, 40-48. https://doi.org/10.2136/sssaj1994.03615995005800010006x

Sylvestre, J.P., 2012. Avis hydrogéologique relatif à la définition des périmètres de protection du forage AEP de Puyricard.

Szramek, K., Walter, L.M., Kanduč, T., Ogrinc, N., 2011. Dolomite Versus Calcite Weathering in Hydrogeochemically Diverse Watersheds Established on Bedded Carbonates (Sava and Soča Rivers, Slovenia). Aquat. Geochemistry 17, 357-396. https://doi.org/10.1007/s10498-011-9125-4

Tago, J., Hernández-Espriú, A., 2018. A B-Spline Framework for Smooth Derivative Computation in Well Test Analysis Using Diagnostic Plots. Groundwater 56, 131-142. https://doi.org/10.1111/gwat.12579

Tamborski, J., van Beek, P., Conan, P., Pujo-Pay, M., Odobel, C., Ghiglione, J.F., Seidel, J.L., Arfib, B., Diego-Feliu, M., Garcia-Orellana, J., Szafran, A., Souhaut, M., 2020. Submarine karstic springs as a source of nutrients and bioactive trace metals for the oligotrophic Northwest Mediterranean Sea. Sci. Total Environ. 732, 1-14. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.139106

Tassy, A., 2012. Karsts côtiers et canyons sous-marins de la marge provençale au Cénozoïque : Contrôle géodynamique, eustatique, hydrologique et structural. Aix-Marseille Université.

Temovski, M., Túri, M., Futó, I., Braun, M., Molnár, M., Palcsu, L., 2021. Multi-method geochemical characterization of groundwater from a hypogene karst system. Hydrogeol. J. 1129-1152. https://doi.org/10.1007/s10040-020-02293-w

Tempier, C., 1987. Modele nouveau de mise en place des structures provencales. Bull. la Société Géologique Fr. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.iii.3.533

Theis, C. V, 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. Transations Am. Geophys. Union part 2, 519-524.

Thornthwaite, C.W., 1948. An Approach toward a Rational Classification of Climate. Geogr. Rev. 38, 55-94. https://doi.org/10.2307/210739

Tirone, L., 2000. Regards sur le territoire industriel de Gémenos-Aubagne. Rives méditerranéennes 61-66. https://doi.org/10.4000/rives.78

Tooth, A.F., Fairchild, I.J., 2003. Soil and karst aquifer hydrological controls on the geochemical evolution of speleothem-forming drip waters, Crag Cave, southwest Ireland. J. Hydrol. 273, 51-68.

Tramblay, Y., Somot, S., 2018. Future evolution of extreme precipitation in the Mediterranean. Clim. Change 151, 289-302. https://doi.org/10.1007/s10584-018-2300-5

Tsakiris, G., Spiliotis, M., Paritsis, S., Alexakis, D., 2009. Assessing the water potential of karstic saline springs by applying a fuzzy approach: The case of Almyros (Heraklion, Crete). Desalination 237, 54-64. https://doi.org/10.1016/j.desal.2007.12.022

UNESCO - IAEA, 2001a. Environmental Isotopes in the hydrological cycle. Principles and applications. https://doi.org/IAEA-TCS-32F

UNESCO - IAEA, 2001b. Environmental Isotopes in the hydrological cycle. Principles and applications I, 1-19.

Union Européenne - SOeS, 2012. CORINE Land Cover - 2012.

Vallet-Coulomb, C., Couapel, M., Sonzogni, C., 2021. Improving memory effect correction to achieve high precision analysis of δ17O, δ18O, δ2H, 17O-excess and d-excess in water using cavity ring-down laser spectroscopy. Rapid Commun. Mass Spectrom. 1-13. https://doi.org/10.1002/rcm.9108

Van Everdingen, R.O., Shakur, M.A., Krouse, H.R., 1982. Isotope geochemistry of dissolved, precipitated, airborne, and fallout sulfur species associated with springs near Paige Mountain,

Norman Range, N. W. T. Can. J. Earth Sci. 19.

Vandenschrick, G., Van Wesemael, B., Frot, E., Pulido-Bosch, A., Molina, L., Stiévenard, M., Souchez, R., 2002. Using stable isotope analysis (δD-δ18O) to characterise the regional hydrology of the Sierra de Gador, south east Spain. J. Hydrol. 265, 43-55. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00097-5

Vanegas, M.A., Lucquin, C., Arfib, B., 2021. Essais de modélisation Pluie-Débit de l'Huveaune avec le logiciel KarstMod.

Veizer, J., 1989. Strontium Isotopes in Seawater Through Time. Ann. Rev. Earth Planet Sci. 17, 141-167.

Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Garden, 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. Chem. Geol. 161, 59-88. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00081-9

Vengosh, A., Spivack, A.J., Artzi, Y., Ayalon, A., 1999. Geochemical and boron, strontium, and oxygen isotopic constraints on the origin of the salinity in groundwater from the Mediterranean coast of Israel. Water Resour. Res. 35, 1877-1894.

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. Aix-Marseille 1.

Villeneuve, M., Blanc, J.-J., Collina-Girard, J., Dubar, M., Floquet, M., Masse, J.P., Monteau, R., Nury, D., Philip, J., Villeneuve, M., Arfib, B., Argyriadis, I., Arlhac, P., Arnal, C., Caron, J.-P., Fournier, F., Jouves, J., Hennuy, J., Laville, P., Ricour, J., Rousset, C., Tassy, A., Thinon, I., Vacca-Goutoulli, M., 2018. Mémoire explicatif. Carte géol. France (1/50 000), feuille Aubagne-Marseille, 3ème édition (1044). Orléans : BRGM, 333 p. Carte géologique par Laville P., Monteau R., Villeneuve M. et al.

Vogelgesang, J.A., Holt, N., Schilling, K.E., Gannon, M., Tassier-Surine, S., 2020. Using high-resolution electrical resistivity to estimate hydraulic conductivity and improve characterization of alluvial aquifers. J. Hydrol. 580, 123992. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.123992

Vörösmarty, C.J., Green, P., Salisbury, J., Lammers, R.B., 2000. Global Water Resources: Vulnerability from Climate Change and Population Growth. Science (80-.). 289, 284-288. https://doi.org/10.1126/SCIENCE.289.5477.284

Waters and Rivers Commission, 2002. Recognising channel and floodplain forms - River restoration Report No. RR17.

Williams, P.W., 2008. The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: A review. Int. J. Speleol. 37, 1-10. https://doi.org/10.5038/1827-806X.37.1.1

Williams, P.W., 1983. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. J. Hydrol. 61, 45-67. https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90234-2

Xu, Z., Han, G., 2009. Chemical and strontium isotope characterization of rainwater in Beijing, China. Atmos. Environ. 43, 1954-1961. https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2009.01.010

Yeh, T.C.J., Mao, D., Zha, Y., Hsu, K.C., Lee, C.H., Wen, J.C., Lu, W., Yang, J., 2014. Why Hydraulic Tomography Works? Groundwater 52, 168-172. https://doi.org/10.1111/gwat.12129

Yonge, C.J., Ford, D.C., Gray, J., Schwarcz, H.P., 1985. Stable isotope studies of cave seepage water. Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect. 58, 97-105. https://doi.org/10.1016/0168-9622(85)90030-2

Zektser, I.S., Everett, L.G., 2004. Groundwater resources of the world and their use - UNESCO.

Zheng, S.Y., Corbett, P.W.M., Emery, A., 2003. Geological interpretation of well test analysis: A case study from a fluvial reservoir in the Gulf of Thailand. J. Pet. Geol. 26, 49-64. https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2003.tb00017.x

Zhu, G.F., Li, Z.Z., Su, Y.H., Ma, J.Z., Zhang, Y.Y., 2007. Hydrogeochemical and isotope evidence of groundwater evolution and recharge in Minqin Basin, Northwest China. J. Hydrol. 333, 239-251. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.08.013

Zimmermann, U., Münnich, K.O., Roether, W., Kreutz, W., Schubach, K., Siegel, O., 1966. Tracers determine movement of soil moisture and evapotranspiration. Science (80-.). 152, 346-347. https://doi.org/10.1126/science.152.3720.346

Liste de publications et participation aux conférences

1) Liste des publications réalisées dans le cadre du projet de thèse :
   a. Garin T, Arfib B, Ladouche B, Goncalves J, Dewandel B (2021) Improving hydrogeological understanding through well test interpretation by diagnostic plot and modelling: a case study in an alluvial aquifer. Hydrogeology Journal. DOI : 10.1007/s10040-021-02426-9
   b. Garin T, Arfib B, Ladouche B, Goncalves J, Dewandel B (2022) Characterization of the isotopic signature of effective rainfall (δ18O, δ2H) to constrain the groundwater recharge zones in a Mediterranean karst aquifer. Extended abstract in « EuroKarst 2022, Málaga: Advances in the Hydrogeology of Karst and Carbonate Réservoirs »

2) Participation aux conférences et écoles d'été au cours de la période de thèse :
   a. Garin T, Arfib B, Ladouche B, Goncalves J, Dewandel B (2019) Improving pumping test interpretation in carbonate aquifers with diagnostic plot method. Poster; International Karst School (IKS); Ljubljana, Slovénie.
   b. Arfib B, Garin T, Jouves J, Baudement C (2019) Assessing the safe yield of a karst aquifer by rainfall-discharge modelling. Poster; International Karst School (IKS); Ljubljana, Slovénie.
   c. Garin T (2019 Les essais de pompage en aquifère carbonaté sont-ils une source d'information négligée ? SNO Karst Orléans, présentation orale.
   d. Garin T '(2019) Des réserves d'eau sous nos pieds ? Expérimentarium, https://www.experimentarium.fr/les-chercheurs/des-reserves-deau-sous-nos-pieds
   e. Garin T, Arfib B, Jouves J (2020) Journée régionale des eaux souterraines. Poster
   f. Garin T, Arfib B, Ladouche B, Goncalves J, Dewandel B (2021) Coupling geochemical an isotopic tracers (δ18O, δ2H, 87Sr/86Sr) to quantify groundwater mixing in carbonate environment. Short talk, vEGU, Visio conference. DOI: 10.5194/egusphere-egu21-12990.
   g. Garin T (2021) La ressource en eau stratégique pour l'agglomération marseillaise. Gest'EAU BRGM, Pitch vidéo (4min).
   h. Garin T, Arfib B, Ladouche B, Goncalves J, Dewandel B (2021) Coupling geochemical an isotopic tracers (δ18O, δ2H, 87Sr/86Sr) to quantify groundwater mixing in carbonate environment. Congrès de l'Ecole Doctorale 251, présentation orale, visioconférence.
   i. Garin T (2021) Caractérisation de l'interaction eau-roche par les isotopes du strontium en domaine carbonaté. SNO Karst, présentation orale, visioconférence.
   j. Garin T, Ladouche B, Arfib B, Dewandel B, Goncalves J (2022) Characterization of the isotopic signature of effective rainfall (δ18O, δ2H) to constrain the groundwater recharge zones in a Mediterranean karst aquifer. Présentation orale, Eurokarst 2022

Liste des figures

Figure I.1 : Masses d'eau définies par l'Agence de l'Eau RMC en 2014 dans le contexte du bassin versant de l'Huveaune. 5
Figure I.2 : Notions de masse d'eau stratégique, ressource stratégique et zone de sauvegarde (Fournier et al, 2021) 6
Figure I.3 : Schéma de synthèse des différents types de pression sur la ressource en eau exploitée pour l'AEP (Fournier et al., 2021) 7
Figure I.4 : Stratégie globale d'exploitation des eaux souterraines et zones de sauvegarde (limites approximatives) (extrait de Fénard, 2019)....10
Figure I.5 : A – Origine de l'eau pour l'alimentation en eau potable sur le bassin versant de l'Huveaune ; B – Usage de l'eau souterraine prélevée sur le bassin versant de l'Huveaune. Données extraites du diagnostic quantitatif réalisé par le SMBVH, et issues du site de l'Agence de l'Eau RMC pour l'année 2011. Mm^3 – millions de mètre cube 11
Figure I.6 : Origine de l'approvisionnement en eau potable sur le bassin versant de l'Huveaune en 2011 (SMBVH, 2015) 11
Figure I.7 : Carte de l'évolution de la recharge moyenne multi-modèles annuelle future en proportion de la recharge moyenne annuelle pour la période 2046-2065 (extrait de Caballero et al, 2016)....12
Figure I.8 : Carte des aquifères karstiques Européen (extrait de Chen et al. 2017)....14
Figure I.9: A – « Karstification by total removal » - Karstification par l'action couplée du potentiel de dissolution d'une eau acidifiée à un potentiel hydraulique permettant l'évacuation des minéraux solubilisé et non-solubilisé. B – « Ghost-rock karstification » - karstification de fantôme de roche impliquant une dissolution et l'évacuation des minéraux par l'eau acidifiée et un faible potentiel hydraulique. Le fantôme de roche correspond aux minéraux non-solubilisés qui restent en place au niveau de karst. Ils peuvent être évacués du système si le gradient hydraulique augmente (extrait de Dubois et al., 2014) 16
Figure I.10 : Les deux types d'alimentation des systèmes karstiques (Bakalowicz, 1999) 17
Figure I.11 : Schéma en coupe de la structuration et de l'évolution des vides karstiques selon la variation du niveau de base au cours du temps (modifié d'après Arfib 2021)....18
Figure I.12 : Coupe transversale idéalisée d'un système karstique avec zonation spatiale verticale du karst et vue en plan des motifs associés. La recharge peut être épigène, avec une infiltration diffuse ou concentrée, ou hypogène (Extrait de Jouves (2018) modifié d'après Palmer (1991) et Audra et Palmer (2013)).....19
Figure I.13: Schéma illustrant les principaux éléments structuraux et hydrologiques de l'épikarst, et sa relation avec la zone non-saturée (ou zone vadose ou ZNS). SF= shaft flow - drainage vertical ; WS = vadose seepage - infiltration vers la ZNS (extrait de Klimchouk, 2004) 20
Figure I.14: Schéma fonctionnel des processus de recharge de la zone non-saturée et de la zone saturée (extrait de Ollivier, 2019) 21
Figure I.15 : Schéma 3D d'un aquifère karstique représentant les différentes formes de surface et souterraine (modifié de Mangin 1975; extrait de Bakalowicz 1999)....23
Figure I.16 : Classification des rivières alluviales et de l'évolution de la réponse d'un système fluviatiles – implications sédimentaires (extrait de Buffington et Montgomery, 2013 dans « Treatise on geomorphology »).....24
Figure I.17 : Schéma conceptuel 2D en coupe d'aquifères karstique et alluvial en domaine carbonaté méditerranéen (sans échelle)....25
Figure I.18: Rabattement du niveau d'eau (ou niveau piézométrique) au cours d'un essai de pompage dans un aquifère captif (extrait de Kruseman et Ridder, 1991) 27
Figure I.19 : Régimes d'écoulements théoriques et dimensions d'écoulement n (Ferroud et al., 2018 d'après Ehlig-Economides et al., 1994) 29

Figure I.20 : Réponse d'un puits interceptant un conduit karstique se comportant comme une fracture verticale de longueur finie et de perméabilité finie: (a) Écoulement linéaire dans le conduit ou effet capacitif du puits/conduit aux temps courts; (b) Écoulements bilinéaires; (c) Écoulement linéaire dans la matrice; (d) Écoulement pseudo-radial dans la matrice au cours des temps longs, modifié d'après Cinco-Ley & Samaniego-V, 1981; (e) Courbe diagnostique résultante (extrait de Maréchal et al., 2011). 30
Figure I.21 : Synthèse de l'origine et du type de renseignement apporté par les principaux marqueurs présents dans les eaux des systèmes karstiques (extrait de Dörfliger et al., 2010) 32
Figure I.22: Diagramme de Piper. Trois faciès chimiques sont mis en valeur sur le diagramme : Pôle carbonaté karstique, Pôle évaporitique et Pole marin ou évaporitique (Halite). Graphique tracé avec le logiciel Diagramme (Université d'Avignon, disponible sur le lien http://www.lha.univ-avignon.fr/LHA-Logiciels.htm - Simler, 2012) 33
Figure I.23 : Application de graphique binaire basé sur la droite de dilution de l'eau de mer (« Correlation of Na,[…] and Cl concentrations of hydrological components of the Rochefort marsh. The grey dotted line is the dilution line of seawater and rainwater» - extrait de Ladouche et Weng, 2005) 34
Figure I.24 : Application de graphique binaire avec la droite de dissolution des carbonates (« Plots of HCO_3^- versus Ca^{2+} + Mg^{2+} for the two watersheds. The $2HCO_3^-$:1 Ca^{2+}+Mg^{2+} relationship is shown as a dashed line on the plot » -extrait de Szramek et al, 2011) 34
Figure I.25 : Application de graphique binaire intégrant outil isotopique et rapport molaire (« 87Sr/86Sr vs […] Sr/Cl (D) plots of groundwater samples » - extrait de Santoni et al., 2016) 35
Figure I.26 : Diagramme des valeurs propres, et espace des variables et des individus pour une ACP effectuée sur ces données acquises sur les 3 sites (perte, source, forage) du système karstique du Hannetôt durant 3 événements pluvieux (décembre 1999, avril 2000 et novembre 2000) B = perte du bébec, S = source, F = forage (extrait de Dörfliger et al. 2010, d'après Fournier et al., 2007). 36
Figure I.27 : a – Hyperbole de mélange à deux composantes A et B. b – Transformation de l'hyperbole de mélange en ligne droite en traçant le ratio isotopique du strontium avec 1/Sr, l'inverse de la concentration en strontium (d'après Faure, 1986). 38
Figure I.28 : Variation du rapport isotopique du deutérium δD (ou δ2H) et de l'oxygène 18(δ18O) dans des rivières ,lacs, précipitations et neiges, exprimée par rapport au SMOW. La ligne pleine correspond à la droite météorique mondiale GMWL. La ligne en pointillée représente les rivières et lacs d'Afrique de l'Est présentant une pente de 5 (extrait de Craig, 1961). 41
Figure I.29 : A- Processus impliquant un fractionnement de la signature isotopique d'une eau souterraine. La droite météorique mondiale est placée pour montrer l'évolution de la signature isotopique en fonction des processus par rapport à cette droite (extrait de Banton et Bangoy, 1997). B – Effets cinétiques pendant l'évaporation de l'eau de mer pour former de la vapeur d'eau selon plusieurs taux d'humidité relative (à 25°C), entrainant un fractionnement isotopique de la première pluie formée en équilibre (extrait de Clark and Fritz, 1997). 43
Figure I.30: Exemple de droite de mélange entre plusieurs pôles d'eaux souterraines, d'eau de mer et d'eau fossile (extrait de UNESCO – IAEA, 2001) 44
Figure I.31: Évolution théorique de deux rapports isotopiques du strontium à partir du temps de formation initial de la roche (t0) jusqu'au temps de mesure (t1) 46
Figure I.32 : Ratio isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ de l'eau de mer depuis le Cambrien (Paléozoïque) basé sur 4055 échantillons de brachiopodes, bélemnites et conodontes, ainsi que 9 échantillons de micrites (extrait Veizer et al. 1999, initialement proposé par Burke et al. 1982) 47
Figure I.33 : Rapport isotopique du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) en fonction du rapport 1/Sr pour caractériser les réservoirs carbonatés. Données de la bibliographie : Rond vide de couleur - Rapport RP-70327-FR Causse Méjean - (Bailly-Comte et al., 2021b) ; Rond plein bleu - Source du Lez (Batiot-Guilhe et al., 2014) ; Rond plein rouge – Source Sauve (Legeay, 2013) ; Rond plein vert – Source Lirou (Bicalho et al., 2017) ; Carré de couleur – Projet Ark (Bailly-Comte et al., 2015; Dewandel et al., 2017) ; Pluie Dax et Brest (Négrel et al., 2007) ; Pluie Montpellier (extrait de Négrel el al., 2007, d'après BenOthman et al., 1997) ; Rapport isotopique moyen par âge géologique (Bralower et al., 1997; Price et Gröcke, 2002; Veizer et al., 1999) 49

Figure I.34: Valeurs de $\delta^{34}S$ et de $\delta^{18}O$ des sulfates de différentes origines, dissous dans l'eau souterraine (extrait de UNESCO-IAEA, 2001; d'après Clark et Fritz, 1997) 51
Figure I.35: Fractionnement isotopique du soufre par phénomène d'oxydation, réduction et dissolution/précipitation dans les eaux souterraines (extrait de Krouse et Mayer, 2000) 51
Figure I.36 : Rapports isotopiques du soufre 34 ($\delta^{34}S_{SO4}$) en fonction de l'oxygène 18 ($\delta^{18}O_{SO4}$) des sulfates de l'eau issus des données de la littérature sur l'eau et les roches régionales. Les gypses de Provence (Vernet et Vernet, 1980) sont des valeurs mesurées sur des roches du bassin versant de l'Huveaune (Camoins, Auriol, Ste-Baume/St-Pons et Forage Allauch). Les valeurs de l'océan actuel, l'influence agricole, l'influence industrielle, et les sulfates atmosphériques sont tirés de Krouse, 1980 ; Les données de pluie sont tirées de Bottrell et al., 2008 ; les données sur le Bassin de l'Arc viennent de Bailly-Comte et al, 2015 et Dewandel et al, 2017 ; les valeurs du gypse Oligo-miocène et du gypse du Trias des Corbières viennent de Ladouche B., com. Pers., BRGM/RP-67528-FR (2018). 52

Figure II.1 : Cadre géographique de la zone d'étude présentant les différents massifs carbonatés et les limites du bassin versant hydrologique de l'Huveaune. 54
Figure II.2 : A - Répartition des altitudes par classe de 100m du bassin versant hydrologique de l'Huveaune ; B - Histogramme des altitudes par classe de 4,5m calculé par analyse de raster sur QGis ; C - Répartition des altitudes par classe de 100m du bassin versant hydrologique de l'Huveaune à la station d'Aubagne Le Charrel ; D – Histogramme des altitudes par classe de 4,5m calculé par analyse de raster sur QGis. 55
Figure II.3 : Vue sur le massif de la Sainte-Baume et l'est de la plaine d'Aubagne depuis le massif du Douard (Thibaut Garin, le 05/12/2019) 56
Figure II.4 : Carte d'occupation des sols simplifiée extrait de la base de données CORINE Land Cover 2012 (Union Européenne – SoeS). 57
Figure II.5: Contexte hydrologique du bassin versant de l'Huveaune. Quatre stations de mesure du débit sont installées sur l'Huveaune en amont d'Aubagne et au niveau de la source de Saint-Pons (étoiles noires). 58
Figure II.6 : A-Moyenne mensuelle interannuelle du débit de l'Huveaune calculée entre le 01/01/2010 et le 31/12/2021 pour les trois stations hydrométriques ; B-Débit moyen annuel et interannuel de l'Huveaune calculé entre le 01/01/2010 et le 31/12/2021. 60
Figure II.7 :Débit mesuré sur trois stations hydrométriques de l'Huveaune entre sa source et Aubagne et sur la source de Saint-Pons. A- Débit moyen journalier ; B- Débit moyen horaire. 61
Figure II.8 : Situation géographique des stations météorologiques gérées par Météo-France dont les données journalières sont exploitées au cours de cette thèse 63
Figure II.9 : Données climatiques journalières sur les stations météorologiques gérées par Météo-France du Castellet Aérodrome et du Plan d'Aups depuis 2010. P-Précipitations, T-Température, ETP-Evapotranspiration.s 64
Figure II.10 : Moyenne mensuelle interannuelle (en mm) sur les stations du Castellet Aérodrome et du Plan d'Aups entre 2010 et 2020. 65
Figure II.11 : Cumuls annuels des précipitations par année hydrologique (du 1er septembre au 31 août) sur les stations du Castellet Aérodrome et du Plan d'Aups 65
Figure II.12 : Identification des semestres hydrologiques centrés sur les étés (S2-E et S4-E) et les hivers (S1-H, S3-H et S5-H), des périodes de Hautes et Basses Eaux (HE-BE), des Périodes Sèches et Humides (PS-PH). 66
Figure II.13 : Schéma structural de la Provence, proposé par Demory et al., 2010, à partir des cartes géologiques de Marseille et de Nice au 1:250 000 (BRGM). FMd: Faille de la moyenne durance; Fa: Faille d'aix; GL-FsF: Graben Lamanon - Faille salon-Fos ; MV: anticlinal Mirabeau-Vautubière ; VG : chevauchements Vinon-Gréoux (extrait de Demory et al., 2010). 69
Figure II.14 : Contexte géologique du bassin versant de l'Huveaune. Trois traits de coupe sont présentés : i) un trait pointillé rouge correspondant à la coupe régionale de la Figure II.15 ; ii) un trait pointillé noir au nord de la plaine d'Aubagne correspondant à la coupe WNW-ESE (Figure II.16) ; et iii) un trait pointillé jaune correspondant à la coupe nord-sud de la plaine d'Aubagne (Figure II.17). 70

Figure II.15: Coupe équilibrée régionale présentant les grands ensembles stratigraphique et structures régionales (trait pointillé rouge – modifié d'après Bestani et al., 2016) 71
Figure II.16 : Coupe structurale Nord du bassin d'Aubagne (extrait de Matonti, 2021) 71
Figure II.17 : Coupe structurale Sud du bassin d'Aubagne (modifié d'après Matonti, 2021) 72
Figure II.18: Synthèse de l'histoire géodynamique de la Provence avec les principales directions de contraintes associées (extrait de Fournillon, 2012). 72
Figure II.19 : Coupe schématique du versant sud du Bombement Durancien, conséquence de la phase tectonique « autrichienne » de l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur : basculement, émersion, érosion, altération et formation de bauxite, discordance et biseau de recouvrement transgressif vers le Nord au cours du Crétacé supérieur (Ce. à Ca. en vert clair et jaune) (extrait de Villeneuve et al, 2018 ; modifié d'après M. Gignoux, 1927 et J.-P. Masse et J. Philip, 1976) 74
Figure II.20 : Les séries stratigraphiques décrites sur le massif de la Sainte-Baume (extrait de Coulier, 1985). 75
Figure II.21 : Synthèse stratigraphique de l'Unité du Beausset depuis l'Hettangien jusqu'au Campanien (Extrait de Fournillon, 2012) 76
Figure II.22: Situation des systèmes karstiques profond dans le sud-est de la France par rapport aux canyons Messinien et au trait de côte du Pliocène (extrait de Jouves, 2018 – d'après Camus, 2003 et Audra, 2007) 79
Figure II.23: Réseau hydrographique Messinien hypothétique (d'après Tassy, 2012). Les lignes pointillées représentent les écoulements hypothétiques par la voie souterraine dans les réseaux karstiques. Les lignes pleines représentent les écoulements de surface hypothétiques. En rond rouge, des sources karstiques hypothétiques sont présentées au niveau des canyons sous-marins (d'après Tassy, 2012). Les travaux de Jouves (2018) proposent que le Gapeau soit postérieur au Messinien et que le paléo-Gapeau dessiné sur la carte de 2012 soit effacé. 79
Figure II.24 : Synthèse stratigraphique, hydrogéologique et karstologique de l'Unité du Beausset (Extrait de Fournillon, 2012) 81
Figure II.25 : Situation géographique des sources karstiques drainant les aquifères carbonatés. 83
Figure II.26 : Sources karstiques alimentant l'Huveaune de l'amont vers l'aval de la rivière. A et B : la source de l'Huveaune en basses et hautes eaux. C : la source des Nayes. D : la source des Encanaux Inférieure. E et F : la source Saint-Pons en hautes et basses eaux. 86
Figure II.27 : Schéma de synthèse des volumes d'eau écoulés à travers l'Unité du Beausset par exutoire et pour l'année 2010 (Fournillon, 2012). 87
Figure II.28 : Délimitation du bassin versant hydrogéologique (ou bassin d'alimentation) des sources sous-marines de Cassis (Port-Miou, Bestouan). Une zone de contribution temporaire est définie à l'est du bassin d'alimentation (au niveau de Signes) du fait du fonctionnement hydrologique contrasté du ruisseau du Latay entre hautes eaux et basses eaux. Le fond de carte reprend le contexte géologique et sa légende (Figure II.14). Les numéros de traçages artificiels correspondent à ceux présentés dans l'annexe 7. 89
Figure II.29 : A - Répartition des altitudes par classe de 100m du bassin versant hydrogéologique des sources de Port-Miou; B - Histogramme des altitudes par classe de 4,5m calculé par analyse de raster sur QGis 90
Figure II.30 : Image aérienne thermique infrarouge prise dans les Calanques de Marseille-Cassis le 20/09/2012 autour de 18h. a) calanque de Cortiou, le triangle noir indique l'exhaure de la station d'épuration de Marseille. b) Calanque de Sormiou. c) Calanque de Sugiton. d) Calanque de Port-Miou et e) Bestouan à l'entrée du port de Cassis, les triangles blancs indiquent les sources, leurs tailles représentent qualitativement leurs débits. PMS : Port-Miou Spring (source de Port-Miou). 90
Figure II.31 : Barrage souterrain de Port-Miou en hautes eaux (crue exceptionnelle de décembre 2008) et source de Port-Miou au fond de la calanque 91
Figure II.32 : a – Contexte hydrologique et géologique de la plaine d'Aubagne (fond de carte géologique 1/50 000 mise à jour en 2018). Quatre points d'intérêts sont situés sur la carte (F1, F2, Pz1 et Pz2). La carte piézométrique de février 2013 est présentée en trait fin bleu (d'après Gandolfi et Imbault, 2014). b – Coupe géologique NW-SE mettant en évidence l'hétérogénéité verticale et latérale de la plaine alluviale (ligne grise en pointillés a-b sur la carte géologique et modifiée d'après Durozoy 1972) (modifié d'après Garin et al., 2021). 93

Figure II.33 : Synthèse du diagnostic qualitatif de la nappe alluviale de l'Huveaune en février 2013 (Gandolfi et Imbault, 2014) 95
Figure II.34 : Situation géographique des forages pour l'alimentation en eau potable, référencés sur la base de données BSS (triangle rouge). L'ensemble des forages est référencé sans distinction d'usage (piézomètre, irrigation, eau domestique – en triangle jaune). 96
Figure II.35 : A - Forage Puyricard surplombant le poljé de Cuges-les-Pins. B – Forage F2017 à proximité du forage d'exploration F2013 en rive droite de l'Huveaune à Roquevaire. C – Forage Impôts lors des travaux au cours des essais de pompage de septembre 2018. D – Prélèvement d'eau sur le Piézomètre Impôts à proximité du forage Impôts. E et F – Emplacement et tête du forage Bronzo, au bord de la route de la Ciotat. 98
Figure II.36 : Situation géographique des points d'eau souterraine, d'eau de surface et de stations météorologiques ayant fait l'objet de prélèvements ou de suivi hydroclimatique au cours de ces travaux de thèse. Les stations de mesure du débit sur l'Huveaune et les stations Météo-France sont aussi placées. Les numéros concernent uniquement les points de prélèvements mensuels d'eau pour leurs analyses géochimiques. 99
Figure II.37 : Stations de collecte des isotopes stables des précipitations intégrées dans le SNO Renoir (extrait du site web https://osups.universite-paris-saclay.fr/page/services-nationaux-dobservation, plus d'informations sur « https://www.insu.cnrs.fr/fr/les-services-nationaux-dobservation ») 106
Figure II.38 : Schéma du collecteur de pluie (extrait Görning et al., 2012) et photographie du dispositif de collecte et de mesure des précipitations à la station du Plan d'Aups les Béguines. 108

Figure III.1 : A- Contexte hydrogéologique autour du forage Puyricard implanté dans les formations du Crétacé Inférieur avec le poljé de Cuges-les-Pins (délimité par le trait pointillé jaune) rempli par des dépôts du quaternaires à l'affleurement. Des pertes (embuts) sont placées sur les bordures du poljé et de la plaine d'Aubagne B – Log technique du forage d'exploitation réalisé par ANTEA (Schleich et Pellegrini, 2019b) au cours de l'inspection caméra 133
Figure III.2: Évolution du niveau piézométrique mesuré au niveau du forage Puyricard entre 2004 et 2012. Les données de niveau piézométrique sont digitalisées à partir du document de définition du schéma directeur d'alimentation en eau potable de la commune de Cuges-les-Pins (Société des Eaux de Marseille, 2012) 134
Figure III.3 : Débit de pompage et niveau piézométrique mesuré dans le forage Puyricard. L'essai de pompage le plus long est mis en valeur entre le 08/10/2018 et le 09/10/2018. 135
Figure III.4 : Diagnostic de puits à partir de la log- dérivée du rabattement (s') du rabattement mesuré (s) pendant l'essai de pompage de 15h réalisé sur le forage Puyricard (BSS002LAJE). Les valeurs sont normalisées par rapport au débit. Schématisation des deux régimes d'écoulement identifiés par le diagnostic de puits en considérant une fracture verticale recoupée par le puits de pompage. Les flèches jaunes représentent l'écoulement linéaire induit par le pompage sur la matrice carbonatée. Les flèches vertes représentent l'écoulement radial à long terme induit par le pompage sur l'aquifère dans sa globalité 136
Figure III.5 : A – Modélisation du rabattement et de la log-dérivée du rabattement à partir de la solution analytique de Gringarten et Ramyu (1974) en échelle logarithmique. B – Modélisation du rabattement en échelle normale. C – Paramètres de calibration de la solution analytique. T – transmissivité de l'aquifère, S – coefficient d'emmagasinement de l'aquifère, Xf – longueur de la fracture, RMSE – Root Mean Square Error 138
Figure III.6 : Coupe schématique en 2D de la zone investiguée par l'essai de pompage effectué sur le forage F2017. Les flèches bleues représentent les écoulements d'eau souterraine hypothétiques. 139
Figure III.7 : A – Contexte hydrogéologique autour du forage F2017 implanté dans les formations du Jurassique Supérieur d'après les formations affleurantes. B – Informations extraites de l'étude des cuttings de forage (Berthalon, 2018). 140
Figure III.8 : Débit de pompage et niveau piézométrique sur le forage F2017 (en rouge) et le forage F3 (en violet) mesuré au cours des essais par paliers et de l'essai de pompage en juin 2018 142
Figure III.9 : A et B – Rabattement s (m) et sa log-dérivée s' (en m) tirés de l'essai de pompage longue durée effectué sur le forage F2017 de Roquevaire en juin 2018. Deux diagnostic de puits sont proposés suivant différents modèles

conceptuels tirés de la littérature. Une schématisation des régimes d'écoulement identifiés par les diagnostics de puits est aussi proposée. *143*

Figure IV.1 : Situation géographique des points de prélèvements d'eau souterraine et de surface pour leurs analyses chimiques et isotopiques. *150*
Figure IV.2 : A - Répartition temporelle des analyses géochimiques durant la thèse. Cinq types de point de prélèvement ont été investigués : M – Mer ; C – Canaux ; S – Source ; F – Forage ; R – Rivière. Les triangles noirs représentent les jours de mesures et de prélèvements sur le terrain et pour lesquels l'analyse des ions majeurs est réalisée. Les croix noires représentent les prélèvements analysés pour les isotopes stables de l'eau. Les ronds noirs représentent les analyses des isotopes du strontium. Les carrés noirs représentent les analyses des isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates. B -Débit de l'Huveaune à la station d'Aubagne Le Charrel. C – Précipitations journalières mesurées aux stations Météo-France du Plan d'Aups et du Castellet Aérodrome. *151*
Figure IV.3 : Diagramme de Piper pour identifier les faciès hydrochimique des eaux souterraines (ESO) et de surface (ESU) échantillonnées sur les bassins versants de l'Huveaune et de Port-Miou entre septembre 2018 et mai 2021 ..... *154*
Figure IV.4 : Diagramme de Stiff présentant le faciès hydrochimique d'une série d'échantillon effectué en hautes eaux. Les dates de prélèvements sont variables selon les échantillons (25/11/2019, 26/11/2019, 04/02/2020 et 30/11/2020) *156*
Figure IV.5 : Diagramme de Stiff présentant le faciès hydrochimique d'une série d'échantillon effectué en basses eaux. Les dates de prélèvements sont variables selon les échantillons (29/06/2019, 29/06/2020, 07/09/2020, 12/10/2020) *157*
Figure IV.6 : Rapport isotopique du soufre 34 ($\delta^{34}S_{SO4}$) en fonction de l'oxygène 18 ($\delta^{18}O_{SO4}$) des sulfates des eaux analysées durant le projet Karst-Huveaune, comparé avec des données de la littérature sur l'eau et les roches régionales. *160*
Figure IV.7 ; Rapports isotopiques du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) en fonction du rapport 1/Sr pour les échantillons d'eau prélevés entre septembre 2018 et mai 2021. Les lignes de couleur représentent les valeurs moyennes du rapport isotopique du strontium pour les dépôts sédimentaires du Mésozoïque ainsi que la signature isotopique de l'océan. . . *162*
Figure IV.8 : Signature en isotopes stables de l'eau des points d'eau souterraine (ESO), d'eau de surface (ESU) ainsi que les eaux du canal d'irrigation, de la source de Port-Miou et de la Mer Méditerranée à St-Cyr-la-Madrague. Trois droites météoriques sont placées en tant que références mondiales et régionales de la signature isotopique des précipitations (Celle-Jeanton, 2000; Craig, 1961; Gat et Carmi, 1970). *163*
Figure IV.9: Situation des points de prélèvements investigués au cours du projet Karst-Huveaune ainsi que ceux issus de la bibliographie. Fond de carte de l'occupation du sol (Union Européenne - SOeS, 2012) *164*
Figure IV.10 : Boites à moustaches basées sur les valeurs de concentration en nitrates observées sur les points investigués. Le nombre indiqué correspond au nombre d'échantillon. Une boite à moustache est un outil statistique représentant les valeurs minimales, médianes, maximales et les 1er et 3e quartiles d'une série quantitative *166*
Figure IV.11 : Diagrammes binaires basés sur des traceurs naturels de l'influence anthropique sur les eaux souterraines *167*
Figure IV.12 : ACP n°1 réalisé à partir de l'ensemble du jeu de données acquis au cours du projet Karst-Huveaune. *169*
Figure IV.13 : ACP n°2 réalisé à partir d'un jeu de données réduit excluant les points de prélèvements décrits dans le tableau VI.2 (mer, Port-Miou et Camoins). *171*
Figure IV.14 : Corrélation entre les ions Na^{+}, K^{+}, SO_4^{2-}, Sr^{2+}, Ca^{2+} et Mg^{2+} et les ions Cl^{-} (en mg/l) des échantillons d'eaux souterraine et de surface prélevés entre septembre 2018 et mars 2021. Les traits pointillés représentent les droites de dilution de l'eau de mer. La droite de lessivage de l'halite est ajoutée au graphique A (Na vs Cl – en trait fin). *175*
Figure IV.15 : Identification des faciès hydrochimiques selon la situation géographique des eaux souterraines et de surfaces *176*
Figure IV.16 : Contexte géologique ciblé sur le massif de la Sainte-Baume et le massif de la Lare, et situation des échantillons d'eau souterraine à faciès carbonaté. *177*

Figure IV.17 :A, B, C et D – Diagrammes binaires présentant des traceurs naturels témoignant d'interaction eau-roche avec des formations carbonatées. E et F – Diagrammes binaires pour identifier les processus d'échange cationique. . 179
Figure IV.18 : Indice de saturation des points de prélèvements drainant le massif de la Sainte-Baume 180
Figure IV.19 : Rapport isotopique du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) en fonction de trois rapports molaires pour les sources et forages drainant le massif de la Sainte-Baume 181
Figure IV.20 : δ^2H en fonction de $\delta^{18}O$ des sources karstiques et du forage du Vèze drainant le massif de la Sainte-Baume 183
Figure IV.21 : Température in-situ mesurée sur les sources karstiques du massif de la Sainte-Baume. Les trois points barrés par une croix rouge sont des prélèvements d'eau de la source Glacière influencés par un apport d'eau de surface 185
Figure IV.22 : Indice de saturation de six minéraux composés majoritairement de silice (SiO_2). 187
Figure IV.23 : Température calculée en fonction de la température mesurée à partir du géothermomètre à quartz.... 188
Figure IV.24 : Contexte géologique ciblée sur la vallée de l'Huveaune et la plaine d'Aubagne, et situation des points d'échantillonnage d'eau souterraine, d'eau de surface (rivière) et du canal influencés par un pôle sulfaté. 190
Figure IV.25 : Diagrammes binaires permettant d'identifier les interactions eau-roche avec les formations sulfatées, l'influence agricole et les minéraux silicatés. 192
Figure IV.26 : Indice de saturation des points de prélèvements des eaux sulfatées 193
Figure IV.27 : Rapport isotopique ($^{87}Sr/^{86}Sr$) du strontium en fonction du rapport 1/Sr pour les eaux à faciès sulfatées 195
Figure IV.28 : δ^2H en fonction de $\delta^{18}O$ des sources, forages, rivières et canal caractérisés par une eau à faciès sulfaté. L'identification des pôles Canal (1a et 1b) et Huveaune Beaudinard (2a, 2b) pour le calcul de mélange d'eau alimentant le forage Impôts est indiqué pour l'approche quantitative 195
Figure IV.29 : Contexte géologique de la zone de contact entre massif de la Sainte-Baume et Unité du Beausset et situation géographique des points de prélèvements en eaux souterraines. 199
Figure IV.30 : A – Diagramme binaire Na en fonciton de Cl avec la droite de dilution de l'eau de mer.B, C – Diagrammes binaires présentant des traceurs naturels en fonction des droites de dissolution des minéraux carbonatées (calcaire, dolomite, et gypse). D, E – Rapports molaires obtenus à partir des traceurs naturels des roches carbonatées et sulfatées présents sur le bassin versant de l'Huveaune. F – Rapport molaire intégrant les nitrates pour évaluer l'effet des apports anthropiques sur les forages Bronzo, Coulin et Puyricard 200
Figure IV.31 : Indices de saturation de la calcite, dolomite, gypse et calcédoine calculés sur les forages de la zone de contact entre massif de la Sainte-Baume et Unité du Beausset 201
Figure IV.32 : Diagrammes binaires couplant isotopes stables de l'eau, les isotopes du soufre des sulfates et les isotopes du strontium avec les ions majeurs. Les valeurs de $\delta^{34}S$ attribuées au forage du Vèze et à la source St-Pons viennent de Vernet et Vernet (1980). 205
Figure IV.33 : Proportions de mélanges calculées pour chaque prélèvement du Forage Bronzo selon plusieurs traceurs géochimiques en fonction des conditions hydrologiques 207
Figure IV.34 : Proportions de mélanges calculées pour chaque prélèvement du Forage Coulin selon plusieurs traceurs géochimiques en fonction des conditions hydrologiques 209
Figure IV.35 : A - Conductivité électrique mesurée ponctuellement au niveau de la Source Port-Miou (rond noir), de la mer Méditerranée (carré noir) et de deux points d'eau douce (source Saint-Pons et forage Impôts) regroupés sous un même symbole (rond bleu). La conductivité électrique moyenne journalière est mesurée au niveau du barrage de Port-Miou avec une sonde CTD (trait rouge). B -Précipitations journalières de la station du Plan d'Aups et du Castellet Aérodrome (Météo-France) avec les périodes de hautes et basses eaux définies dans le contexte d'étude. Le pourcentage d'eau de mer calculé sur les échantillons prélevés mensuellement à la source de Port-Miou est indiqué en croix violette. 211
Figure IV.36 : Graphiques binaires représentant les ions majeurs discriminant les pôles carbonatés et sulfatés en fonction des ions chlorures. F- les ions nitrates complètent les traceurs en identifiant l'influence du Groupe B (eaux souterraines à faciès sulfaté) sur les écoulements régionaux. I – le rapport Cl^-/Br^- pour identifier l'origine de la salinité mesurée au niveau de la source Port-Miou 213

Figure IV.37 : Couplage des outils isotopiques pour identifier l'origine de la salinité de l'eau de la Source Port-Miou et caractériser le mélange entre eau souterraine et eau de mer *214*
Figure IV.38 : Triangle des mélanges à trois pôles observés sur la Source Port-Miou selon les ions majeurs et les isotopes du strontium. Les pourcentages indiqués sur les courbes de mélanges sont dans l'ordre croissant du pôle 1 vers 3, du pôle 2 vers 3 et du pôle 2 vers 1. ..... *216*
Figure IV.39 : Diagrammes binaires d'identification des processus géochimiques modifiant la signature chimique de l'eau lors du phénomène d'intrusion saline *218*
Figure IV.40 : Carte hydrogéologique régionale simplifiée proposée à partir de l'approche géochimique *220*

Figure V.1 : Signature isotopique (δ2H en fonction de δ18O) des eaux souterraines comparées à la signature isotopique des précipitations pondérée entre avril 2019 et mars 2021. Le losange orange et la croix noire représentent respectivement les stations météorologiques du Castellet Le Cas et du Plan d'Aups Les Béguines. *222*
Figure V.2 : Situation géographique des stations météorologiques de Météo-France (MF) et des pluviomètres collecteurs installés en 2018 et 2019 par l'université pour l'analyse des isotopes stables de l'eau (AMU, en encadré). Un profil altitudinal entre les pluviomètres AMU montre la variabilité altitudinale entre ces deux points de collecte des isotopes de la pluie. *224*
Figure V.3 : Données climatiques journalières (P, T, ETP) disponibles depuis 2015 sur les stations météorologiques du Castellet Aérodrome et du Plan d'Aups (trait orange et noir respectivement). Le cumul annuel des précipitations est calculé pour les deux stations (en point orange et noir). Le débit de l'Huveaune à la station du Charrel à Aubagne (n°Y4424040) et le niveau piézométrique mesuré sur le forage de la carrière Bronzo (données fournies par l'exploitant) permet de suivre l'évolution des conditions hydrologiques au cours du temps. *227*
Figure V.4: Démarche méthodologique suivie pour calculer la pluie efficace périodique des stations AMU du Castellet Le Cas et du Plan d'Aups Les Béguines. *228*
Figure V.5 : Schéma conceptuel de bilan hydrologique représentant les étapes de calcul de la pluie efficace et de la recharge en considérant la pluie et l'ETR en tant que données d'entrée et un réservoir superficiel caractérisé par une réserve utile maximale (RU_{max}) servant de stock et de transfert de l'eau. La recharge correspond à la part de la pluie efficace s'infiltrant vers les eaux souterraines. P : Pluie, ETR : Evapotranspiration réelle ; RU : Réserve utile ; P_{eff} :Pluie efficace *229*
Figure V.6 : Précipitations (en barres oranges) et pluies efficaces pour une RU_{max} de 10mm annuelles calculées sur la station du Castellet Le Cas selon les 4 modèles de bilan hydrologique (en barres de nuances bleues). Les labels correspondent aux cumuls annuels. *230*
Figure V.7 : Moyennes mensuelles interannuelles entre 2015 et 2020 de la pluie efficace calculées sur la station du Castellet Aérodrome à partir des quatre modèles de bilan hydrologiques et pour une réserve utile maximale de 10 mm. *231*
Figure V.8 : Moyennes mensuelles interannuelles entre 2015 et 2020 de la pluie efficace calculées sur la station du Castellet Aérodrome à partir des quatre modèles de bilan hydrologiques et pour une réserve utile maximale de 100 mm. *231*
Figure V.9 : Relation linéaire proposée entre les précipitations mesurées aux stations météorologiques gérées par Météo-France (Axes Y – Le Castellet Aérodrome et Plan d'Aups) et les précipitations collectées par l'université au cours du travail de thèse (Axes X – Castellet Le Cas et Plan d'Aups Les Béguines). *233*
Figure V.10 : Précipitations et pluies efficaces périodiques sur les stations AMU du Castellet Le Cas (A) et du Plan d'Aups Les Béguines (B) selon 6 valeurs de $RU_{max.}$ *235*
Figure V.11 : Périodes de pondérations basées sur des critères qualitatifs et quantitatifs. A – Semestres hydrologiques (S) sont centrée sur les étés (E) et les hivers (H). B – Le débit journalier de l'Huveaune à la station d'Aubagne le Charrel est tracé en trait bleu ; Les périodes de Hautes Eaux (HE) sont en bloc transparent vert et les périodes de Basses Eaux (BE) en bloc transparent beige C – Les précipitations journalières mesurées sur les stations MF sont tracées en trait orange et noir respectivement pour Le Castellet Aérodrome et le Plan d'Aups ; Les Périodes Humides (PH) correspondent au bloc transparent violet et les Périodes Sèches (PS) au bloc transparent jaune. D – Les précipitations

périodiques sont représentées pour les deux stations météorologiques AMU (bâton noir pour le Plan d'Aups Les Béguines, bâton orange transparent pour Le Castellet Le Cas). La période de 2 ans (Avril 2019 – Mars 2021) est indiquée par la double-flèche noire.....236
Figure V.12 : Signatures isotopiques des précipitations mesurées au niveau des stations AMU du Castellet Le Cas et du Plan d'Aups Les Béguines. Les losanges orange correspondent à la station du Castellet pour les points présentant un d_{exc} supérieur à 10‰ , les losanges jaunes présentent des d_{exc} inférieurs à 10‰. Les croix noires indiquent l'ensemble des prélèvements faits sur la station du Plan d'Aups Les Béguines(tous les points ont un d_{exc} > 10‰). Les deux points labélisés correspondent aux moyennes pondérées par les précipitations sur la période d'avril 2019 à mars 2021. 241
Figure V.13 : Signatures isotopiques des précipitations mensuelles mesurées sur les stations du Castellet Le Cas (en losange orange) et du Plan d'Aups Les Béguines (en croix grise). Les droites météoriques mondiales (en trait plein noir) et de la Méditerranée Occidentale (en trait pointillé noir) sont aussi placées. Deux droites météoriques locales sont proposées, calées avec la méthode de Hughes and Crawford, 2012 (« weighted precipitations ») sur les données de avril 2019 à mars 2021 (Le Castellet Le Cas en trait à point orange et Plan d'Aups Les Béguines en trait à rond noir). 246
Figure V.14: Station du Castellet Le Cas : A-1- Excès en deutérium (en losange marron) ; A-2- Signature isotopique $\delta^{18}O$ (en losange noir) et $\delta^{2}H$ (en losange bleu), A-3 Précipitations périodiques collectées à la station du Castellet Le Cas (histogramme orange). Station du Plan d'Aups Les Béguines : B-1- Excès en deutérium (en croix marron), B-2- Signature isotopique δ18O (en croix noire) et δ2H (en croix bleue) ; B-3- Précipitations périodiques collectées à la station du Plan d'Aups Les Béguines (en histogramme gris). Les traits gris clair et noir (en A-3 et B-3) représentent la température journalière et la moyenne mobile de la température journalière sur 31 jours et calée sur la première et dernière valeur pour chaque station météorologique.....248
Figure V.15 : Signatures isotopiques pondérées par les précipitations suivant 4 critères de période de pondération (longue période de nov. 2018 à mars 2021 et avril 2019 à mars 2021, semestres hydrologiques, périodes humides et sèches, hautes-eaux et basses-eaux). Les cumuls de précipitations pour chaque période sont indiqués en bâton orange et noir (respectivement pour le Castellet Le Cas et le Plan d'Aups Les Béguines). Les signatures isotopiques du Plan d'Aups sont placées en croix de couleur noir et bleu pour le $\delta^{18}O$ et le $\delta^{2}H$ respectivement. Les signatures isotopiques du Castellet sont placées en losange de couleur orange et rose pour le $\delta^{18}O$ et le $\delta^{2}H$ respectivement. Les labels indiquent la valeur de chacune des variables.....250
Figure V.16 : Gradients altitudinaux calculés entre les stations du Castellet Le Cas et du Plan d'Aups Les Béguines pour toutes les périodes de pondération pour lesquelles des données sont disponibles sur les deux stations (Tableau V.6). Les gradients sont calculés pour le $\delta^{18}O$ (en point noir) et le $\delta^{2}H$ (en point vert). La différence de cumul de précipitation entre les deux stations est présentée en point bleu. 252
Figure V.17 : Approche méthodologique développée dans le but de contraindre le signal d'entrée de l'eau et d'identifier les altitudes des zones d'alimentation des eaux souterraines 253
Figure V.18 : Schéma conceptuel d'infiltration et de bilan isotopique à l'échelle des périodes de pondération S, HE-BE et PH-PS.....255
Figure V.19 : Évolution de la signature isotopique en $\delta^{18}O$ de la pluie efficace selon la valeur de RU_{max} utilisée. Deux types de périodes sont présentés avec : A- période de 2 ans (Avril 2019 – Mars 2021) ; B et C : Semestres hydrologiques S1 à S5 (S1-H du 01/09/2018 au 28/02/2019 ; S2-E du 01//03/2019 au 31/08/2019 ; S3-H du 01/09/2019 au 28/02/2020 ; S4-E du 01/03/2020 au 31/08/2020 ; S5-H du 01/09/2020 au 28/02/2021) pour les stations du Castellet Le Cas et du Plan d'Aups Les Béguines. Les pluies efficaces pour B et C sont indiquées sous forme de tableau en dessous de chaque figure avec une valeur de pluie efficace par RU_{max} et par période de pondération (S1 à S5) 257
Figure V.20 : Rapport isotopique $\delta^{2}H$ en fonction de $\delta^{18}O$ de la pluie efficace selon la valeur de RU_{max} utilisée. Deux types de périodes sont présentés avec : A- période de 2 ans (Avril 2019 – Mars 2021) ; B et C : Semestres hydrologiques S1 à S5 (S1 du 01/09/2018 au 28/02/2019 ; S2 du 01//03/2019 au 31/08/2019 ; S3 du 01/09/2019 au 28/02/2020 ; S4 du 01/03/2020 au 31/08/2020 ; S5 du 01/09/2020 au 28/02/2021) pour les stations du Castellet Le Cas et du Plan d'Aups Les Béguines 259
Figure V.21 : Signature isotopique pondérée par la pluie efficace sur la période de 2 ans sur les stations du Castellet Le Cas (losange de couleur) et du Plan d'Aups Les Béguines (croix de couleur) avec leurs incertitudes par rapport aux eaux souterraines. 262

Figure V.22 : Signature isotopique pondérée par la pluie efficace sur le semestre S3-H sur les stations du Castellet Le Cas (trapèze) et du Plan d'Aups Les Béguines (trapèze encadré de rouge) par rapport aux eaux souterraines 263
Figure V.23 : A – Schéma en coupe d'un aquifère karstique avec le signal d'entrée en isotopes stables de l'eau et les processus d'infiltration et de transfert du signal d'entrée vers le signal de sortie. B – Constatation d'un appauvrissement de la signature isotopique des eaux souterraines par rapport au signal moyen de la pluie et modification théorique de la signature isotopique de l'eau par évaporation 264
Figure V.24 : Courbes de niveau classées en quatre groupes avec la part respective de chaque groupe par rapport à la superficie de l'unité karstique du massif d'Agnis. La source du Gapeau est localisée par un point bleu. Fond de carte géologique au 1/50000. 266
Figure V.25 : Rapport isotopique $\delta^{18}O$ en fonction de l'altitude des eaux souterraines drainant des aquifères carbonatés karstiques, avec la source du Gapeau mis en évidence ici en rond violet. Les rapports isotopiques pondérées par les précipitations et les pluies efficaces sur la période de 2 ans (Avril 2019 – Mars 2021) sont présentés suivant le code couleur utilisé dans les parties V.5.2 et V.5.3 pour différencier la pluie et les pluies efficaces selon les valeurs de RU_{max} utilisées. La station du Plan d'Aups Les Béguines est représentée par des croix, la station du Castellet Le Cas par des losanges. Les gradients altitudinaux pour chaque pluie et pluie efficace sont tracées entre chaque signature isotopique pondérée (en trait fin de couleur). Un exemple de lecture est donné avec les traits pointillés de couleur qui permettent de déterminer l'altitude de la zone d'alimentation (ZA) de la source du Gapeau en fonction du signal d'entrée sélectionné, en prenant comme signal d'entrée la pluie (trait pointillé noir), la pluie efficace calculée à partir d'une RU_{max} de 20mm (en trait pointillé bleu) et la pluie efficace calculée à partir d'une RU_{max} de 100mm (en trait pointillé rouge).....267
Figure V.26 : Processus de fractionnement et de modification de la signature isotopique d'une eau souterraine, et implication par rapport à une droite météorique. Le processus n°5 représente la condensation d'eau évaporée (« secondary evaporation »). Le processus n°6 implique des échanges entre l'eau souterraine et du CO_2. Le processus n°9 représente l'effet de la pondération du rapport initial local par la pluie efficace mis en évidence dans cette thèse. Les processus n°4, 7 et 8 sont mis en transparence car en-dehors du cadre de cette étude (modifié d'après Clark and Fritz, 1997 et Banton et Bangoy, 1997).....270
Figure V.27 : Illustration schématique de l'hétérogénéité des aquifères karstiques caractérisés par une dualité de la recharge (autochtone vs. allochtone), de l'infiltration (ponctuelle vs. diffuse) et de la porosité et des écoulements (conduit vs. matrice) (Extrait de Goldscheider and Drew, 2007).....271

Figure VI.1 : Changements relatifs moyens vers l'année 2100 de la période de retour de 20 ans des précipitations extrêmes pour chacun des 102 bassins méditerranéens selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (extrait de Tramblay et Somot, 2018).....274
Figure VI.2 : Prévisions d'augmentation de la population et des besoins en eau associés à l'horizon 2050 (extrait de Fénard, 2019).....275
Figure VI.3 : Classification graphique des masses d'eau douce des bassins versants de l'Huveaune et Port-Miou, à l'aide des isotopes stables de l'eau mesurés entre 2018 et 2021 278

Liste des tableaux

Tableau I.1 : Approches d'étude des aquifères karstiques (d'après Goldscheider 2015, modifié par Jouves, 2018. Les éléments modifiés dans ce travail sont en italique). Les approches mises en œuvre au cours de cette thèse sont mises en évidence en gras, et sont présentées plus en détails dans les parties I.3.1 et I.3.2 26
Tableau II.1 : Répartition de la surface d'occupation des sols des bassins versants de l'Huveaune et du Charrel à Aubagne 57
Tableau II.2 : Caractéristiques des bassins versants des stations hydrométriques de l'Huveaune jusqu'à Aubagne 59
Tableau II.3 : Précipitations mensuelles mesurées à la station Météo-France du Plan d'Aups et part du cumul mensuel par rapport aux années hydrologiques (du 1er septembre au 31 août). Le code couleur met en valeur les années hydrologiques 2018-2019 (en vert), 2019-2020 (en bleu) et 2020-2021 (en orange). 68
Tableau II.4 : Précipitations mensuelles mesurées à la station Météo-France du Castellet Aérodrome et part du cumul mensuel par rapport aux années hydrologiques (du 1er septembre au 31 août). Le code couleur met en valeur les années hydrologiques 2018-2019 (en vert), 2019-2020 (en bleu) et 2020-2021 (en orange). 69
Tableau II.5: Module moyen interannuel des principaux cours d'eau du nord-est du massif de la Sainte-Baume. Les données sont extraites de la base de données hydro-eaufrance. 88
Tableau II.6 : Informations générales concernant les sites de mesures et de prélèvements répartis sur la zone d'étude 102
Tableau II.7 : Méthodes d'échantillonnages, de conditionnements et d'analyses des traceurs chimiques et isotopiques . LCE – Laboratoire de Chimie de l'Environnement (Aix-Marseille université) ; CEREGE – Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement (Aix-Marseille université) ; LAMA - LAboratoire Mutualisé d'Analyse des isotopes tables de l'eau (université Montpellier) ; Groupe CARSO – Laboratoire d'analyse des eaux sur l'ensemble du territoire national ; BRGM – Bureau de Recherches Géologiques et Minières – service national géologique 105
Tableau II.8 : Liste des essais de pompages sur forages AEP effectués sur le bassin versant de l'Huveaune en 2018 et 2019. Les trois essais de pompage interprétés au cours de la thèse sont surlignés en vert 109
Tableau III.1 : Synthèse des essais de pompages étudiés au cours des travaux de thèse 147
Tableau IV.1 : Valeur moyenne, minimum et maximum par âge géologique d'après les bases de données extraites de Bralower et al., 1997; Price et Gröcke, 2002; Veizer et al., 1999. 161
Tableau IV.2 : Cosinus carrés des variables calculés pour l'ACP n°1. Les valeurs en gras correspondent pour chaque variable au facteur pour lequel le cosinus carré est le plus grand 170
Tableau IV.3 : Motif d'exclusion des points de prélèvements pour la réalisation de l'ACP n°2 170
Tableau IV.4 : Cosinus carrés des variables calculés pour l'ACP n°2. Les valeurs en gras correspondent pour chaque variable au facteur pour lequel le cosinus carré est le plus grand 172
Tableau IV.5 : Signature isotopique des pôles Canal et Huveaune pour le calcul de fraction d'eau provenant du Canal Marseille et alimentant l'aquifère quaternaire d'Aubagne 197
Tableau IV.6 : Fractions d'eau provenant du Canal Marseille en fonction des pôles de mélanges et pour chaque prélèvement effectué sur le Forage Impôts 198
Tableau V.1 : Données isotopiques des précipitations pour la station du Plan d'Aups Les Béguines. Le d_{exc} est calculé suivant la relation $d_{exc} = \delta^2H - 8 \times \delta^{18}O$. 225
Tableau V.2 : Données isotopiques des précipitations pour la station du Castellet Le Cas. Le d_{exc} est calculé suivant la relation $d_{exc} = \delta^2H - 8 \times \delta^{18}O$. 226
Tableau V.3 : Moyenne mensuelle interannuelle de la pluie efficace calculée à partir de la moyenne des bilans hydrologiques, et en considérant trois valeurs de RU_{max}, sur la station du Castellet Aérodrome. 232

Tableau V.4 : Station Le Castellet Le Cas - Pluie efficace par périodes d'intérêts hydrologiques de 2ans, S3-H, HE2 et PH2 pour les différentes valeurs de RU_{max}. Le pourcentage de pluie efficace pour les périodes S3-H, HE2 et PH2 sont calculés par rapport à la pluie efficace calculée sur 2 ans, pour les six valeurs de RU_{max}. 237
Tableau V.5 : Station Plan d'Aups Les Béguines - Pluie efficace par périodes d'intérêts hydrologiques de 2ans, S3-H, HE2 et PH2 pour les différentes valeurs de RU_{max}. Le pourcentage de pluie efficace pour les périodes S3-H, HE2 et PH2 sont calculés par rapport à la pluie efficace calculée sur 2 ans, pour les six valeurs de RU_{max}. 238
Tableau V.6 : Période de pondération de la signature isotopique des précipitations basé sur des critères qualitatifs, quantitatifs et croisé avec les périodes de collecte sur les deux stations météorologiques AMU.....239
Tableau V.7 : Équations des droites météoriques locales calculées à partir de trois critères de calcul et à l'aide de trois méthodes de régression. Les équations en gras seront utilisées en tant que droites météoriques locales. 244
Tableau V.8 : Équations de droites météoriques mondiale, régionales et locales 247
Tableau V.9: Signature isotopique pondérée par les précipitations sur la période s'étendant du 01/04/2019 au 01/03/2021 pour les deux stations météorologiques. 250
Tableau V.10 : Gradients de $\delta^{18}O$ (en ‰ / 100m) calculés dans des contextes méditerranéens et alpins. 251
Tableau V.11 : Nombres et valeurs moyennes , maximales et minimales des échantillons d'eau souterraine depuis octobre 2018 ; H – Niveau piézométrique ; ? niveau piézométrique hypothétique 261
Tableau V.12 : Points d'eau souterraine et de surface non intégrés pour qualifier la signature isotopique de la recharge 261
Tableau V.13 : Répartition de la superficie de l'unité karstique du massif d'Agnis par classe d'altitude de 100m.....266
Tableau V.14 : Intervalle d'altitude moyenne des zones d'alimentation des sources karstiques et forages implantés dans des aquifères carbonatés à l'aide du gradient altitudinal en isotopes stables de l'eau, pour une pluie efficace calculées avec une RU_{max} = 20mm. ? niveau piézométrique hypothétique. 268