Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (SE France)

Arnaud Fournillon

▶ **To cite this version:**

Arnaud Fournillon. Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (SE France). Interfaces continentales, environnement. Aix-Marseille Université, 2012. Français. NNT : . tel-00830331

HAL Id: tel-00830331
https://theses.hal.science/tel-00830331

Submitted on 4 Jun 2013

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.

Aix Marseille Université

Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement

Discipline : Sciences de la Terre

Ecole doctorale : Sciences de l'Environnement

THÈSE

pour obtenir le grade de

Docteur d'Aix Marseille Université

par

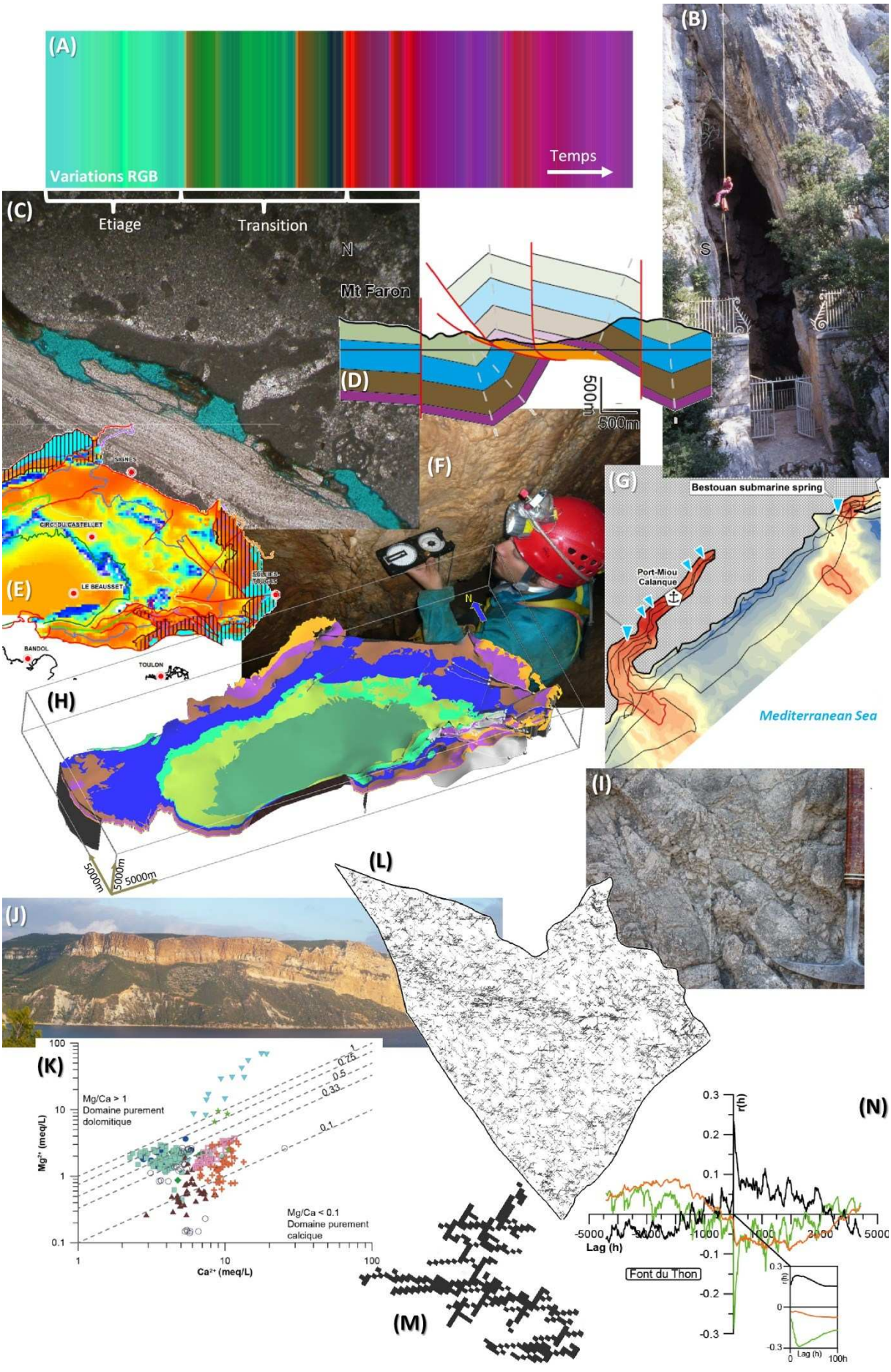
Arnaud Fournillon

Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (Var et Bouches-du-Rhône, SE France)

Directeurs de Thèse : Bruno ARFIB & Jean BORGOMANO

Soutenue publiquement à Marseille le 28 septembre 2012
devant la commission d'examen composée de

Bruno ARFIB (MdC)	Aix-Marseille Université	Directeur de thèse
Jean BORGOMANO (Pr)	Aix-Marseille Université	Directeur de thèse
Hervé JOURDE (MdC HDR)	Université de Montpellier 2	Rapporteur
Philippe RENARD (Pr)	Université de Neuchâtel	Rapporteur
Yves GUGLIELMI (Pr)	Aix-Marseille Université	Examinateur
Nicolas MASSEI (Pr)	Université de Rouen	Examinateur
Sophie VISEUR (IR)	Aix-Marseille Université	Invitée
Laurent CADILHAC	Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse	Invité
Jean-François TAPOUL	Conseil Général du Var	Invité


(A)
Variations RGB
Temps
(B)
S
(C)
Etiage
Transition
N
Mt Faron
(D)
500m
500m
(E)
SIGNES
CIRC. DU CASTELLET
LE BEAUSSET
SOLLIES-FARLEDE
BANDOL
TOULON
(F)
N
(G)
Bestouan submarine spring
Port-Miou
Calanque
Mediterranean Sea
(H)
5000m
5000m
5000m
(I)
(J)
(K)
100
10
1
0.1
Mg/Ca > 1
Domaine purement
dolomitique
1
0.75
0.5
0.33
0.1
Mg/Ca < 0.1
Domaine purement
calcique
Mg²⁺ (meq/L)
Ca²⁺ (meq/L)
(L)
(M)
(N)
r(h)
0.3
0.2
0.1
-0.1
-0.2
-0.3
-5000
-3000
-1000
1000
3000
5000
Lag (h)
Font du Thon
0
Lag (h)
100h

Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (Var et Bouches-du-Rhône, SE France)

Projet financé grâce au support de :

Légende de la page précédente :

(A) Variations RGB de la source Werotte représentant ses variations de paramètres *CTD*. (B) Source vauclusienne du Ragas (cliché Philippe Maurel). (C) Dissolution (en bleu) d'un test de rudiste le long d'un stylolithe vue en lame mince (Barrémien, Cassis). (D) Coupe structurale du Mont Faron. (E) Carte de l'indice Wi de potentialité de succès d'un forage pour la profondeur 500 m. (F) Mesure d'un plan de fracture dans la cavité l'Athos (Coniacien, Le Beausset). (G) Carte interpolée de salinité de la surface de l'eau de mer à Port-Miou et Bestouan. (H) Modèle géologique 3D de l'Unité du Beausset. (I) Dolomies de la Formation du Vallon de Toulouse (Oxfordien, Marseille). (J) Vue des falaises de Soubeyran depuis la Calanque de Port-Miou. (K) Graphique calcium-magnésium de l'intégralité des prélèvements hydrochimiques de l'Unité du Beausset. (L) Simulation stochastique du karst contenu dans le Bathonien supérieur du Massif des Morières. (M) Détail d'un des réseaux simulés. (N) Corrélogrammes croisés pluie – paramètres *CTD* de la source de la Font du Thon.

Pour explorer le champ des possibles, le bricolage est la méthode la plus efficace.

H. Reeves (L'Espace prend la forme de mon regard)

There is a theory which states that if ever anyone discovers exactly what the Universe is for and why it is here, it will instantly disappear and be replaced by something even more bizarre and inexplicable.

There is another theory which states that this has already happened.

Douglas Adams (The Restaurant at the End of the Universe)

Remerciements

Ce mémoire représente l'achèvement d'un travail commencé voilà plus de quatre années. Il n'aurait pu voir le jour sans l'aide physique, intellectuelle, morale, financière ou encore logistique de nombreuses personnes. Ces quelques pages leur sont dédiées, et que les oubliés (bien involontaires) me pardonnent.

En premier lieu, je tiens à remercier Bruno Arfib instigateur du gargantuesque projet KarstEAU (qui aurait pu s'appeler RHYKAR, pour Ressources Hydrogéologiques KARstiques), qui est venu le proposer au master que j'étais alors et qui a su diriger cette thèse même en eaux (souterraines) troubles. En souvenir de toute l'énergie dépensée depuis les inextricables bilans financiers jusqu'aux longues heures passées dans les travées de Leroy-Merlin à la recherche de LA vis ; en souvenir de tous les bons moments sur le terrain, sous le terrain ou en congrès ; en souvenir des discussions menées du premier jusqu'au dernier jour de ce travail. Un très grand merci.

Un très grand merci également à Jean Borgomano, depuis sa rencontre aux confins des Alpes de Haute Provence (Blieux) en 2004 jusqu'au *saupoudrage* final de la thèse. Merci de m'avoir initié aux joies des réservoirs carbonatés tout au long de ces années, pour tous les concepts, les données *apriori* et les changements d'échelle. Merci d'avoir codirigé cette thèse dans l'immensité des données du Beausset et entre les écueils qui s'y profilaient.

Merci à tous les membres du jury d'avoir bien voulu prendre part à la fin de cette aventure.

Merci à Hervé Jourde et Philippe Renard d'avoir accepté de rapporter ce manuscrit, et ce malgré la chaleur estivale. Merci à Yves Guglielmi d'avoir dit oui à l'examen de ce travail, merci également pour les discussions sur les orientations à donner à ce travail et qui m'ont permis d'y voir plus clair. Merci à Nicolas Massei d'avoir accepté d'examiner cette thèse, un grand merci également pour m'avoir initié aux analyses corrélatoires et spectrales (ce qui ne manque pas d'R…).

Un grand merci à Sophie Viseur pour avoir embrassé la cause « karst » avec autant de bonne volonté, et avoir permis de mettre au point leur simulation stochastique et leur analyse automatique. Merci d'avoir accepté l'invitation pour participer au jury. Et surtout merci de nous faire partager tes impressions nocturnes sur les dinosaures à dents en bois ou encore ta *Weltanschauung* : « je trouve ça plus clair quand s'est mis en équation »…

Merci aux institutions qui ont soutenu ce projet financièrement :

Merci à l'Agence de l'Eau Rhône – Méditerranée – Corse pour avoir supporté le projet, merci à l'agence de Marseille. Merci également à Laurent Cadilhac pour les discussions autour des objectifs du travail et d'avoir accepté l'invitation de faire partie du jury.

Merci au Conseil Général du Var, à la Direction de l'Environnement et au Service Eau et Assainissement, pour avoir supporté et initié le projet KarstEAU. Mes remerciements vont particulièrement à Christelle Billet et à Jean-François Tapoul, pour leur implication dans le projet, le forage (c'était bien l'Urgonien ?) et l'accès aux archives de René Cova. Merci à Jean-François Tapoul d'avoir accepté l'invitation à faire partie du jury.

Merci au Conseil Général des Bouches-du-Rhône et plus particulièrement au Service Partenariats et Territoires de la Direction de l'Environnement pour avoir soutenu financièrement ce projet.

Merci à la Région Provence Alpes Côte d'Azur pour avoir contribué à la bourse d'étude de cette thèse et au Service d'Hydraulique Agricole pour avoir soutenu financièrement ce projet.

Merci à l'ASGA et ParadigmGeo pour avoir fourni GOCAD avec l'ensemble de ces plug-ins.

Merci à MétéoFrance pour la mise à disposition de nombreuses données de pluviométrie.

Un grand merci à toutes les personnes et institutions qui ont donné de leur temps, nous ont permis d'installer le matériel à travers toute l'Unité du Beausset et d'accéder aux coins les plus reculés des collines :

MM. Roquebrune pour leur accord pour l'installation d'une sonde CTD et d'un fluorimètre à la source Roche Bleue (source du Gapeau), ainsi que pour leur disponibilité lors de la relève des données.

La Mairie de Solliès-Toucas, et en particulier M. Dufils et Mme Phelippeau, pour leur aide et leur accord pour l'équipement de la source de la Font du Thon. Un grand merci également aux Services Techniques de la mairie pour leur aide matériel lors de l'installation de la sonde.

Mme Werotte pour son autorisation d'installer une sonde CTD sur la source qui porte son nom, ainsi qu'un pluviomètre dans son jardin.

La Mairie d'Ollioules, et en particulier M. Huguet, pour son autorisation d'équiper la source de Bonnefont et la source captée de Maïre des Fontaines. Merci également à Eau de Provence, filiale de la Lyonnaise des Eaux, pour sa disponibilité lors des visites de la Maïre des Fontaines. L'ASA d'Ollioules, et à MM. Corsia et Fenouillet, pour l'autorisation d'équipement de la source de Labus.

La Mairie de Toulon, en particulier Mme Sanchez, pour son autorisation d'accès aux données d'exploitation du Barrage de Dardennes au Revest-les-Eaux ainsi que son équipement. Un grand merci également à Véolia, en particulier à MM. Dusart, Buttier, Taxy et Rocca, pour leur disponibilité lors de l'installation et de la relève du fluorimètre. Merci également à Véolia de nous avoir permis d'accéder aux données de production et de niveau d'eau du Barrage de Dardennes.

La Mairie de Ceyreste pour son autorisation pour l'équipement de la source de la Fontaine Romaine.

Le Domaine d'Orves, et en particulier M. Joly, pour l'autorisation et l'aide apportée lors de l'installation du pluviomètre.

Christian Liguori pour son autorisation pour l'installation d'un pluviomètre dans son jardin à Chateauvallon et son accueil à chaque relève de données. Un grand merci également pour les sorties de terrain ensemble et l'initiation à la spéléo, ce fut de grands moments. Merci aussi d'avoir alimenté son blog de tant d'images qui m'ont été précieuses.

M. Bonifay pour son autorisation d'installer un pluviomètre dans son champ à Riboux (alors que ce n'était pas le bon).

M. Molinengo pour son autorisation pour l'installation d'un pluviomètre sur son terrain de La Ciotat et pour son accueil lors de la relève des données.

M. Hugou pour son autorisation pour installer une station météorologique en bordure de son champ au Grand Caunet. Un grand merci également à Mme Gaillarde, du Centre Equestre du Grand Caunet, pour son autorisation pour l'installation de la console de la station météorologique au centre.

M. Delteil pour l'autorisation d'installation d'une station météorologique au Domaine de la Limate, ainsi que Laurent Jovet pour le prêt du local où est entreposé la console de la station.

La Mairie de Signes et l'ONF pour les autorisations de circuler sur les pistes des Massifs de Siou-Blanc et des Morières

La Mairie de Cassis, le Conservatoire du Littoral et l'ONF pour l'autorisation de circuler à travers les Calanques et accéder à la cabane d'entrée du barrage de Port-Miou.

La Société des Eaux de Marseille pour l'accès aux forages de Coulin à Gémenos et de Puyricard à Cuges-les-Pins lors de la campagne d'hydrochimie.

Mes remerciements vont également à tous ceux qui ont passé du temps et de l'énergie dans les aspects logistiques, sur le terrain comme en laboratoire.

Merci à Thomas Cavalera d'avoir ainsi passé le flambeau et pour les nombreuses journées à écumer les boulangeries de l'Unité du Beausset. Merci à Thierry Honoré Lamarque de l'Université de Six-Fours-les-Plages pour avoir été le premier à me faire découvrir les sources du Beausset et pour tous les bons moments passés ensemble. Merci à Philippe Maurel pour la bilbio et pour avoir partagé ses connaissances encyclopédiques de Siou-Blanc et des Collines Toulonnaises. Merci à Lionel Marié pour la fameuse technique du caillou percé (maintenant mondialement connue) et pour l'aide apportée sur le terrain. Merci au CDS 83, Raymond Monteau, Jean-Joseph Blanc et Jean Nicod pour avoir partagé leur connaissance des karsts de la région. Merci aux étudiants du Master GEMA et du Master Géosystème de Marseille, pour l'aide sur le terrain lors de sorties impromptues ou encore lors des campagnes de jaugeages. Merci à Luc Rossi et Explobotique pour toutes les réflexions menées sur l'équipement du Barrage de Dardennes (un jour les secrets du Ragas seront percés). Merci à Jocelyne Turiello pour sa diligence sur tous les aspects adminstratifs.

Un grand merci à tous ceux qui m'ont apporté aides, discussions et idées scientifiques tout au long de ce périple.

Le Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon, en particulier Michel Daniel et Roland Simler pour les analyses des ions majeurs et des isotopes. Mais également Christophe Emblanch et Bernard Blavoux qui ont donné de leur temps pour de fructueuses discussions autour de l'hydrochimie. Merci également à Simon Carrière pour avoir posé la première pierre hydrogéochimique de ce travail.

L'hydrogéochimie a également pu bénéficier des précieux conseils de Stéphane Binet, le précurseur de cette étude à Siou-Blanc.

Marc Floquet pour son incroyable connaissance des terrains jurassiques et crétacés supérieurs, pour les très nombreuses discussions et les sorties de terrain. Un grand merci également pour m'avoir communiqué sa rigueur d'analyse, mais toujours dans la bonne humeur.

Juliette Lamarche pour m'avoir mis le pied à l'étrier du fougueux cheval des coupes équilibrées, pour les sorties de terrain à la recherche des pendages perdus ou encore pour l'aide lors de l'étude micro-structurale. Merci également à son Maurin (notre Demory qui vaut mieux qu'un).

François « le Fouf » Fournier (dit Ratafieu 1er) pour toutes les bonnes infos sur les propriétés pétrophysiques des roches du Beausset, pour toutes les discussions sur les carbonates et l'histoire de l'ancien bloc de l'Est. A l'Ardèche et aux châtaignes !

Philippe Léonide pour toutes les discussions et les encouragements (y compris dans l'utilisation de GoogleStreetView) : un jour le lien sera fait entre microporosité et structure du karst !

Loïc Villier pour l'aide et les toujours bonnes idées en statistique. Mes pensées t'accompagnent pour ta nouvelle vie parisienne, et n'oublie pas le secret du Bandol c'est la pente !

Gilles Conesa pour m'avoir initié à la recherche en première année, en Master 1 et Master 2. Merci pour tout ! A un certain moment, on le finira l'article de Carry !

Bertrand Martin-Garin pour ces encouragements spirituels (et spiritueux).

Jean Philip et Jean-Pierre Masse pour m'avoir éclairé de leur connaissance sur les aspects stratigraphiques et faciologiques du Crétacé de l'Unité du Beausset. Claude Rousset pour avoir partagé ses connaissances sur l'hydrogéologie de la région.

Enfin, des remerciements ne seraient pas des remerciements, sans une pensée pour toutes les personnes qui m'ont soutenu au cours de toutes ces années (liste non exhaustive et sans ordre de préférence, *aka* = *also known as*).

A tous les stakhanovistes des Carbonates avec qui j'ai traversé plateforme, lagune, sebkha ou encore bassin : Jâme (le préquel), Joudet (maître ès Petitevidéo, ça y est ils ont relancé StripTease !), Rémy la BêÂite (à toutes les blessures, les tiennes et celles des autres, pour l'honneur et la folie), Stefan (pour avoir essayé de m'occire à l'aide du mélange cigare vénézuélien+huîtres bretonnes+alcool roumain), CGB *aka* Menaize (et si Joe Dassin avait chanté la Mortadelle ?), Gaëlle *aka* Caliméro (mais où es tu ?), Alec la Maurec *aka* le Sorcier Arménien (merci d'avoir supporté avec un tel stoïcisme : musique étrange, vidéos japonaises et 5 ans de bureau commun), 'Mandine (parce qu'il n'y a pas que les pates dans la vie), Juju *aka* l'Ours de Berlin *aka* le Boucher de la Millère *aka* l'Homme-Ophiure (pour tout mon Juju, et vers l'infini et au-delà), Francko *aka* le Pâté au Riesling *aka* la Croix d'Ecosse et ses chardons *aka* celui qui est tombé dans le fût de Guinness quand il était petit (là on y est, on y est !), Dim le Skud *aka* l'Insoumis *aka* la Mèche de Kronembourg (Punk is not dead !), Aurélie *aka* la Galéjade (et dire qu'il est arrivé à pied par la Chine), Ben *aka* le Koala (caresse mon ventre !) *aka* le Jumeau Diabolique (mais qui est la version diabolique de qui ?), Pobinou le Petit Minou *aka* François Sagat *aka* Adam Prince d'Eternia (reste fidèle toi-même mon petit Pobinou, on t'aime comme ça !), Arthuro *aka* le Baobab (mais est-ce qu'il fait plus beau là haut ?) *aka* la Charentaise d'Or (« je peux pas j'ai piscine »), Micka *aka* le Blond (le plein de sans plomb svp, bon courage à Pau Mickette), Gueulloys *aka* Ventilo (mais dis-don' tu viens plus aux soirées ?), Emilio *aka* Spongebob (Oh mon Dieu ! Seigneur Dieu !), Rintintin *aka* le rire qui tue (respire et tout ira mieux), Blenouille *aka* Narcisse *aka* Léon Beauffroy (tabernac' vivement le dégel), Toullec *aka* Ratafieu le 2ème *aka* Kleptoman *aka* VGE (alors le conseil constitutionnel ?), Abelard *aka* le Knacky Ball *aka* the Slave (il faudra mettre à jour le code !), Salardon *aka* Exhausted Man (je ne suis pas fatigué, j'ai la mononucléose !), et tous les autres ! A Péri Lithon, courage les ptits gars il va falloir continuer à envoyer du lourd ! Au Jimny, parce que « en avant les histoires ».

A tous les autres, amis qui ont supportés mes absences et mes excuses (je peux pas, je fais ma thèse) : Chrichri *aka* Sharkator *aka* 海坊主 (merci de ta patience mon chrichri, on va pouvoir refaire des soirées débiles), Clément *aka* la Pince *aka* le Roux (Blucker !!!), Clément *aka* Deep *aka* Purple (pas Jon Lord !!!), Adrien *aka* The Organisator (là je suis encore à Briançon, mais dans deux heures on peut commencer une soirée à la Rochelle), Nathan *aka* le Violon Fou (vivement que je puisse te voir en concert), Andresito *aka* Touhé *aka* le FARC (trois mesures de Jack, trois mesures de RebBull et de la glace pilée), les Demoiselles de Rochefort *aka* les Filles (ça y est Fanny et Flo, c'est enfin fini) et tous les autres que j'oublie dans la précipitation.

A toute ma famille qui m'a accompagné avec patience et compréhension, d'Avignon au Pontet, de Nîmes à Teyran, tout au long de ces années d'études. Pour avoir fait de moi ce que je suis, merci à tous ! A ma belle-famille qui m'a accueilli avec chaleur et du couscous, merci à Bertrand pour ses conseils et Zohra pour ses recettes. A toi Didou !

A Ma Pitite, Aurore dès le matin et Etoile de mes nuits. Merci pour ta patience, ton impatience, ta folie, ton sérieux et surtout ton amour. Je t'aime.

Table des matières

Remerciements **4**
Table des matières **8**
Résumé **17**
Abstract **18**
Introduction **19**

Partie 1 : Enjeux et méthodologie

1 Enjeux des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset **23**
1.1 Les enjeux sociétaux 23
1.2 Cadre général et problématique 25
1.2.1 Cadre général *25*
1.2.1.1 Cadre géographique et climatique 25
1.2.1.2 Cadre géologique et hydrogéologique 25
1.2.2 Problématique *27*
2 Enjeux et méthodes d'étude des aquifères carbonatés karstiques **28**
2.1 Enjeux des aquifères carbonatés karstiques 28
2.2 Caractéristiques des aquifères carbonatés karstiques 28
2.2.1 Les aquifères carbonatés *28*
2.2.2 Définition et particularités des aquifères karstiques *29*
2.2.3 Fonctionnement des aquifères carbonatés karstiques *30*
2.2.3.1 Recharge 30
2.2.3.2 Ecoulement et stockage 32
2.2.3.3 Synthèse du fonctionnement et ressources 33
2.3 Méthodes d'étude des aquifères carbonatés karstiques 35
3 Méthodologie **37**
3.1 Modèle statique conceptuel (approche structurelle) 38
3.2 Modèle dynamique conceptuel (approche fonctionnelle) 39
4 Bibliographie **41**

Partie 2 : Contexte général

1 Contexte géographique et climatique **47**

1.1 Contexte géographique 47
1.1.1 Situation générale et topographie 47
1.1.2 Occupation du sol 49
1.2 Contexte climatique 51
2 Contexte géologique 53
2.1 Structure et géodynamique de l'Unité du Beausset 54
2.2 Stratigraphie de l'Unité du Beausset 56
2.2.1 Trias 57
2.2.2 Jurassique 57
2.2.3 Crétacé 60
2.2.3.1 Crétacé inférieur 60
2.2.3.2 Crétacé supérieur 64
2.2.4 Synthèse stratigraphique 70
2.3 Propriétés pétrophysiques des roches de l'Unité du Beausset 72
2.4 Contexte karstologique 74
2.4.1 Le karst de surface 74
2.4.2 L'endokarst de l'Unité du Beausset 76
2.4.2.1 Typologie et répartition des cavités 76
2.4.2.2 Particularités des karsts de l'Unité du Beausset 80
2.4.3 Etapes de la karstification en Provence 80
3 Contexte hydrogéologique 83
3.1 Synthèse des sources et forages 83
3.1.1 Les sources 83
3.1.1.1 Partie occidentale 83
3.1.1.2 Partie orientale 86
3.1.2 Les forages 86
3.2 Formations aquifères et aquicludes 87
3.3 Les traçages artificiels 89
3.4 Synthèse hydrogéologique préliminaire 91
4 Bibliographie 93

Partie 3 : Modèle géologique 3D de l'Unité du Beausset

1 Introduction 104
2 Méthodologie 106
2.1 Méthodologie générale du géomodèle 106

2.2 Construction des horizons 107
3 Choix des horizons modélisés 110
3.1 Choix des horizons stratigraphiques 110
3.2 Choix des failles 112
3.3 Données d'entrée du géomodèle 113
3.3.1 Les pendages 113
3.3.2 Les forages et galeries 114
3.3.3 Les données cartographiques 115
3.3.4 Les données en coupes 116
3.3.5 Le modèle numérique de terrain (MNT) 118
4 Coupes structurales de l'Unité du Beausset 119
4.1 Choix des tracés 119
4.2 Méthodologie et hypothèses 119
4.2.1 Méthodologie 119
4.2.2 Hypothèses structurales 121
4.3 Les coupes 122
4.4 Discussion – conclusion 125
5 Modèle géologique 3D de l'Unité du Beausset 128
5.1 Visualisation de la structuration de l'Unité du Beausset 129
5.2 Cartes isobathes 129
5.3 Volumes des couches 131
5.4 Incertitudes du géomodèle 3D 134
6 Bibliographie 136

Partie 4 : Hydrogéologie de l'Unité du Beausset

1 Introduction 140
2 Les données acquises 142
2.1 Introduction 142
2.2 Les données physico-chimiques des sources 142
2.2.1 Les sondes installées 142
2.2.2 Les sources équipées 144
2.2.2.1 La source du Gapeau 146
2.2.2.2 La source de Font d'Ouvin 148
2.2.2.3 La Font du Thon 149
2.2.2.4 La source de Werotte 149

2.2.2.5 Le Barrage de Dardennes 150
2.2.2.6 La source de Bonnefont 151
2.2.2.7 La source de la Maïre des Fontaines 151
2.2.2.8 La source du Labus....152
2.2.2.9 La source de la Fontaine Romaine 153
2.2.2.10 Les données enregistrées 154
2.2.3 Les données météorologiques....159
2.2.3.1 Choix des appareils de mesures et des installations 159
2.2.3.2 Les données enregistrées....161
2.3 Les données ponctuelles 164
2.3.1 Les débits et les campagnes de jaugeage 164
2.3.1.1 Les méthodes utilisées....164
2.3.1.2 Les courbes de tarages....165
2.3.1.3 Les campagnes de jaugeage sur l'Unité du Beausset 167
2.3.2 Les prélèvements pour l'hydrogéochimie 167
2.3.2.1 Les campagnes de prélèvement 167
2.3.2.2 Les méthodes analytiques....168
3 Analyse des enregistrements *CTD* des sources 171
3.1 Introduction.... 171
3.2 Description des séries temporelles 173
3.2.1 Bonnefont 174
3.2.2 Fontaine Romaine 176
3.2.3 Font d'Ouvin....178
3.2.4 Font du Thon 179
3.2.5 Source du Gapeau 181
3.2.6 Labus 182
3.2.7 Werotte 184
3.2.8 Synthèse....186
3.3 Les analyses « fréquentielles » 186
3.3.1 Méthode 187
3.3.2 Distribution fréquentielle de la conductivité électrique....189
3.3.3 Distribution fréquentielle de la température 191
3.3.4 Synthèse et conclusion....193
3.4 Les analyses corrélatoires et spectrales 194

3.4.1 Matériel et méthodes 195

3.4.1.1 Matériel 195

3.4.1.2 Analyses corrélatoires et spectrales univariées 196

3.4.1.3 Analyses corrélatoires bivariées 201

3.4.2 Résultats et premières interprétations 203

3.4.2.1 Exposants spectraux 203

3.4.2.2 Aurtocorrélogramme et spectre simple 206

3.4.2.3 Corrélogrammes croisés 208

3.4.3 Classification des sources du Beausset et discussion (méthode MIB) 212

***3.4.3.1* Formes impulsionnelles *CTD* 212**

***3.4.3.2* Classification des sources basées sur les formes impulsionnelle *CTD* 216**

3.5 Intégration des paramètres CTD pour une compréhension rapide des écoulements (méthode KaRGB) 220

3.5.1 Introduction 220

3.5.2 Méthode 222

3.5.2.1 Construction des bandes de couleur 222

3.5.2.2 Méthode d'interprétation des résultats 224

3.5.3 Résultats et conclusion 225

3.5.3.1 Exemple d'interprétation sur une source 225

3.5.3.2 Comparaison du fonctionnement des sources du Beausset par la méthode KaRGB 226

3.5.3.3 Apports de la méthode KaRGB dans la caractérisation de la vulnérabilité 228

3.5.3.4 Conclusion 229

4 Hydrogéochimie de l'Unité du Beausset 230

4.1 Introduction 230

4.2 Typologie à l'échelle de toute l'unité 231

4.2.1 Diagrammes généraux 231

4.2.1.1 Introduction et méthodologie 231

4.2.1.2 Résultats et interprétations 232

4.2.2 Analyses multivariées des ions majeurs 236

4.2.2.1 Introduction et méthodologie 236

4.2.2.2 Résultats et interprétations 237

4.2.3 Origine de la salinté des eaux, diagramme Cl/Br 239

4.2.4 Apports des isotopes stables de l'eau, $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ 241

4.2.4.1 Introduction et méthodologie 241

4.2.4.2 Qualité des mesures et gradient altitudinal 244
4.2.4.3 Résultats globaux et interprétations 247
4.3 Typologie des eaux par secteur 249
4.3.1 Secteur du Gapeau 249
4.3.2 Secteur de Toulon – La Farlède 252
4.3.3 Secteur d'Evenos – Ollioules 257
4.3.4 Secteur de l'Aire Centrale 260
4.3.5 Conclusion 264
5 Essais de bilans hydriques 265
5.1 Introduction 265
5.2 Enseignements des campagnes de jaugeage 265
5.3 Essai de bilan 268
5.3.1 Limites de l'aquifère 269
5.3.2 Estimation de la recharge et des débits totaux 269
5.3.2.1 Recharge 269
5.3.2.2 Débits aux exutoires 272
5.3.3 Essai de bilan pour l'année 2010 274
6 Bibliographie 277

Partie 5 : Ressource en eau souterraine de l'Unité du Beausset

1 Piézométrie et volumes d'eau en place 289
1.1 Piézométrie de l'Unité du Beausset 289
1.1.1 Carte piézométrique interpolée par pondération inverse à la distance (IDW) 289
1.1.2 Carte piézométrique interpolée par krigeage ordinaire 290
1.2 Volumes d'eau en place 292
2 Caractérisation des aquifères côtiers de Port-Miou et de La Ciotat par des mesures de salinité en mer 294
2.1 Introduction 295
2.2 Material and methods 297
2.2.1 Conceptual reservoir models 297
2.2.2 SGD characterization 297
2.3 Case studies: onshore geological and hydrogeological characterization . 298
2.3.1 The Calanques area 298

2.3.2 La Ciotat Bay area 300
2.4 SGD characterization 302
2.4.1 SSS mapping of the Calanques area 302
2.4.2 SSS mapping of the La Ciotat Bay area 303
2.5 Discussion: groundwater flows and freshwater issues 305
2.5.1 Coastal karst aquifer type: the Calanques area aquifer 305
2.5.2 Coastal matrix type aquifer: the La Ciotat Bay area aquifer 307
2.6 Conclusion 308
3 Caractérisation hydrogéologique des aquifères 316
3.1 Port-Miou et Bestouan, et la contamination saline 319
3.1.1 Nouvelles connaissances hydrogéologiques sur Port-Miou et Bestouan 319
3.1.1.1 Synthèse des connaissances 319
3.1.1.2 Synthèse des nouveaux résultats 320
3.1.2 Synthèse des connaissances sur le mode de contamination marine 320
3.2 Secteur central, hydrothermalisme ? 321
3.3 Secteur d'Ollioules 322
3.4 Secteur de Dardennes et le rôle des sources vauclusiennes 323
3.4.1 Secteur de Dardennes 323
3.4.2 Importance des sources vauclusiennes 324
3.5 Secteur du Gapeau et illustration des différents types d'échanges matrice/conduit 326
3.5.1 Secteur du Gapeau 326
3.5.1.1 Le Haut Gapeau 326
3.5.1.2 La Vallée du Gapeau 327
3.5.2 Le fonctionnement des aquifères au regard des échanges matrice/conduit 328
4 Nouvelles ressources en eau de l'Unité du Beausset 331
4.1 Les ressources en eau au niveau des sources 331
4.1.1 Introduction 331
4.1.2 Nouvelles AEP au niveau des sources 333
4.1.3 Autres AEP au niveau des sources 335
4.1.3.1 Maïre des Eaux, un nouveau captage possible ? 336
4.1.3.2 Font Nègre, une ressource inconnue 337
4.1.3.3 Ollioules, renforcement de la ressource 338
4.1.3.4 Toulon, une modification possible de la ressource ? 339
4.2 Nouvelles ressources en eau par forage profond (indice *Wi*) 341

4.2.1 Une nouvelle méthode : l'indice de potentialité W_i 341
4.2.2 Résultats 344
4.2.2.1 Détermination des indices K_i 344
4.2.2.2 Construction des cartes d'indice W_i 345
4.2.2.3 Cartes de potentialité W_i des forages 347
5 Bibliographie 349

Partie 6 : Conclusion générale

1 Les ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset 353
1.1 Quelles sont les relations entre l'Unité du Beausset et les autres ? 353
1.2 Où la ressource aquifère est-elle présente ? 354
1.3 Quelle est la qualité et la quantité des ressources ? 354
1.4 Quels sont les modes de captage possibles ? 355
2 Inconnues et perspectives 356
3 Les développements méthodologiques et l'incertitude des résultats . 358
3.1 Apports du géomodèle 3D, méthodes utilisées et réduction des incertitudes 358
3.2 Nouvelles méthodes développées 359

Listes et Annexes

Liste des figures 360
Liste des tableaux 371
ANNEXE 1 374
1.1 Introduction 375
1.2 Methodology 375
1.3 Case study 376
1.4 Analysis and simulation of the karstic network 377
1.5 Conclusion 378
ANNEXE 2 380
1.1 Introduction 381
1.2 Method and material 382
1.2.1 General workflow 382
1.2.2 Stochastic simulation of karstic networks 382
1.2.3 KNIT approach and characterisation of observed karstic networks 385
1.2.4 Multivariate analysis of karstic networks 387

1.2.5 Simulation of the case study *387*
1.2.6 Geological settings *388*
1.3 Results 388
1.3.1 Characterisation of observed karstic networks *388*
1.3.1.1 Sensitivity analysis 388
1.3.1.2 Multivariate analyses of observed karstic networks 390
1.3.2 Characterisation of stochastically simulated karstic networks *392*
1.3.2.1 3D numerical framework 392
1.3.2.2 Input parameters 392
1.3.2.3 Stochastic simulations of karstic networks 394
1.3.2.4 Multivariate analyses of simulated karstic networks 395
1.4 Discussion 396
1.4.1 Comparison and validation of simulations *396*
1.4.2 Modelling strategy and flow simulation *398*
1.5 Conclusion and perspectives 399
ANNEXE 3 ..... **402**
ANNEXE 4 ..... **405**
ANNEXE 5 ..... **408**
ANNEXE 6 ..... **410**
ANNEXE 7 ..... **414**
ANNEXE 8 ..... **417**
Liste des annexes numériques **425**

Résumé

Cette thèse a pour but de contribuer à l'étude des réservoirs carbonatés karstiques par une approche intégrant modélisation géologique numérique 3D et hydrogéologie. Une méthodologie originale a été ainsi développée pour être appliquée à la caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (Bouches-du-Rhône et Var, SE France). Cette méthodologie lie l'architecture géologique 3D du réservoir à ses propriétés hydrodynamiques extraites de son étude hydrogéologique. Cette zone est un synclinal de roches sédimentaires mésozoïques d'une épaisseur pouvant atteindre 3000m. Ces roches affleurent sur environ 650 km², et ont subi de nombreuses phases de fracturation et karstification. La synthèse des données existantes permet de définir sept intervalles lithostratigraphiques qui représentent la compartimentation verticale de l'unité. Ce découpage a servi de base à l'élaboration d'une série de coupes géologiques proposant de nouvelles interprétations structurales. Ces coupes, basées sur une récolte de données de terrain, ont permis de construire un géomodèle structural 3D du secteur. Le terrain a également fait l'objet de l'acquisition de nouvelles données hydrogéologiques : sept sources ont fait l'objet d'un suivi en continu à l'aide de sondes de conductivité électrique, température et pression (CTD) ; plusieurs campagnes hydrochimiques exhaustives ont été menées pour obtenir le contenu en ions majeurs et en isotopes de l'eau des exutoires ; deux campagnes de jaugeages ont également eu lieu. Les enregistrements CTD ont été analysés selon les techniques d'analyses des séries temporelles. Deux nouvelles méthodes de traitement du signal sont proposées pour qualifier la fonctionnalité karstique des aquifères à partir de ces enregistrements CTD. Les analyses hydrochimiques ont permis de définir des bassins hydrogéologiques d'alimentation de sources par traçage naturel. Et les jaugeages ont servis à discuter de l'établissement d'un bilan hydrique général. Ces données hydrogéologiques représentent les caractéristiques hydrodynamiques des aquifères « échantillonnés » à travers les sources. La connaissance de la géométrie 3D des couches, et de leurs propriétés géologiques et karstologiques, ouvre la voie à un changement d'échelle pour caractériser le réservoir dans son ensemble. Cette approche lie les observations de surface et de subsurface pour définir la compartimentation hydraulique de l'unité et cibler les intervalles les plus propices à l'exploitation de nouvelles ressources. La proposition de nouvelles ressources aquifères est discutée à l'échelle des sources ou à celle d'un forage profond. L'implantation de forages profonds se fait sur la base de carte de potentialité de présence de ressources aquifères. Ces cartes sont construites à l'aide du géomodèle 3D et d'une approche paramétrique de qualité des aquifères, intégrant données statiques et dynamiques. L'approche choisie pour cette étude permet donc d'intégrer dans un même cadre numérique des observations et des données, d'origines et de résolutions variées, pour caractériser un réservoir carbonaté karstique.

Abstract

The aim of this PhD thesis is to provide an original approach for the characterization of karstic carbonate reservoirs that integrates 3D geological modeling and hydrodynamics. The 3D geological model stands for the structural compartmentalization of the reservoir and the hydrodynamics provide dynamic properties for the understanding of the fluid flow. This methodology is applied to the characterization of the groundwater resources of the Beausset Unit (SE France). The study area is a syncline composed of nearly 3000 m of Mesozoic sedimentary rocks, which age from late Triassic to Upper Cretaceous. These rocks, which are mainly carbonates, crop out over an area of 650 km² and have known several phases of fracturation and karstification.

This study is divided in four parts: (1) synthesis of existing data, (2) 3D geological modeling, (3) study of hydrodynamics, and (4) integration of static and dynamic data in order to discuss the characterization of the groundwater resources in the Beausset Unit.

The existing data on stratigraphy, lithology, petrophysical properties, karstology and hydrogeology allow the definition of seven lithostratigraphic intervals that have been chosen for modeling. These intervals represent the vertical compartmentalization of the reservoir: each interval has an unique combination of karst and rocks properties. The building of the 3D geological model of the Beausset Unit relies on new structural cross-sections based on field survey and literature data. In the field, new hydrogeological data have been obtained: seven springs have been continuously monitored for their CTD (specific Conductivity, Temperature and Depth –pressure–) parameters, an almost exhaustive sampling of springs for their hydrochemistry and flow measurement surveys. The CTD recordings have been analyzed as time series in order to infer the flow units and the reservoir units. Two new methods have been proposed from this data: a new classification of karstic aquifers based on the impulse response of the springs (MIB method) and a measure of the karst functionality by the conversion of CTD series into color spectral bands (KaRGB method). The hydrochemical analyses have provided the hydrogeological compartmentalization by natural tracing. The flow measurement surveys have allowed quantifying the groundwater fluxes at the year scale.

The characterization of the static and dynamic properties of the Beausset Unit leads to the upscaling of these properties for pointing out the key horizons for groundwater tapping. New groundwater resources are proposed by spring tapping and by well drilling. The wellbore implantation proposition relies on a new method of multiparametric mapping of well potentiality (W_i index method). This method is based on the use of the 3D geological model as a framework for the synthesis of static and dynamic quality of each lithostratigraphic interval. The global methodology used in this PhD thesis allows the integration of observations, data and results, with various origins and resolution, in the same numeric framework for the characterization of carbonate karstic reservoirs.

Introduction

Les réservoirs carbonatés karstiques sont caractérisés par une très forte hétérogénéité liée à la présence d'un réseau de conduits dissous qui crée une importante anisotropie des écoulements. Le contraste de propriétés hydrauliques entre le réservoir et les conduits provoque une séparation des supports physiques de l'écoulement et du stockage des fluides. L'étude des réservoirs carbonatés karstiques se heurte donc à leurs caractères uniques. Toutefois, ces réservoirs représentent d'importants enjeux économiques et humains pour les ressources en eau et en hydrocarbures. Pour ces raisons, les méthodes d'étude doivent être adaptées aux spécificités de ces réservoirs et aux enjeux associés.

L'Unité du Beausset est une zone géographique située entre Marseille et Toulon (SE de la France) qui est caractérisée par une forte pression démographique et des ressources en eau potable locales sises dans des réservoirs carbonatés karstiques. Le but de ce travail de thèse est de proposer une méthodologie originale de caractérisation de ces milieux pour améliorer les connaissances sur les ressources en eau souterraine. La zone d'étude correspond à un synclinal de 650 km² composé de 3000 m de roches sédimentaires mésozoïques, essentiellement des calcaires et des dolomies, mais également des évaporites, des calcaires argileux et des calcaires gréseux. Ces roches sont toutes karstifiées, mais à des degrés divers. Il en résulte des écoulements complexes d'eau souterraine et des exutoires constitués par des sources dont certaines ont des débits dépassant le mètre cube par seconde. Par ailleurs, le secteur d'étude est en partie situé en zone littorale, sujet à l'intrusion saline et drainé par des venues d'eau douce, ou saumâtre, en mer. Cette étude s'inscrit dans le cadre du projet KarstEAU dont l'objectif est d'établir l'état de lieux sur les ressources en eau souterraine disponibles entre Marseille et Toulon par la caractérisation des milieux karstiques. Cet état des lieux est nécessaire pour faire face à la sécurisation des apports en eau potable. Au-delà de l'aspect méthodologique, l'autre objectif de cette thèse est de proposer de nouvelles ressources pour l'Unité du Beausset. En effet, de nombreuses communes de cette zone ne possèdent qu'une seule source d'alimentation en eau potable (AEP).

Les buts de ce travail sont : (1) contribuer à la connaissance hydrogéologique de l'Unité du Beausset, (2) développer de nouvelles méthodologies pour la caractérisation des aquifères carbonatés karstiques, en particulier à partir de suivis physico-chimiques de sources, et (3) construire un modèle géologique 3D de l'unité. Pour atteindre ces objectifs, une méthodologie intégrant géologie d'affleurements, modélisation géologique 3D et hydrogéologie a été développée. Cette méthodologie vise à caractériser le réservoir carbonaté d'un point de vue statique, les propriétés de la roche, et dynamique, les variations physico-chimiques des fluides. La modélisation géologique 3D permet de construire l'architecture générale du réservoir et les données géologiques synthétisées permettent de définir les propriétés hydrauliques des roches du réservoir. Les connaissances dynamiques sont obtenues par l'analyse des séries temporelles de données *CTD* (pour conductivité, température et pression) enregistrées en continu aux principaux exutoires, ainsi que par traçage naturel à partir de données hydrochimiques et par des campagnes de jaugeages. A partir de la synthèse de ces résultats, deux voies sont explorées et discutées pour l'apport de nouvelles ressources en eau potable : le captage d'une source, par forage local ou autre mode de captage, et l'implantation d'un forage profond.

Ce mémoire de thèse a été rédigé selon deux axes pour répondre aux objectifs à la fois méthodologiques et appliqués à l'Unité du Beausset. Il a également été divisé en parties qui se veulent indépendantes, pour faciliter une lecture orientée de ce travail.

Le premier axe de lecture correspond à l'hydrogéologie de l'Unité du Beausset. Il s'agit d'apporter une synthèse sur les ressources en eau souterraine de ces territoires afin de répondre à la problématique des apports en eau potable. Ce premier axe apparaît préférentiellement dans les parties 1, 2 et 5.

Le deuxième axe de lecture a trait aux aspects méthodologiques, à travers la synthèse des méthodes existantes et le développement de nouvelles méthodes pour la caractérisation des aquifères karstiques. Les nouvelles méthodologies proposées sont : la simulation stochastique des réseaux karstiques (en annexe 1 et 2), la classification dynamique des aquifères karstiques par analyses corrélatoires (méthode MIB partie 4) et la caractérisation dynamique de ces aquifères par conversion colorimétrique des enregistrements de paramètres physico-chimiques (méthode KaRGB partie 4). Les résultats statiques et dynamiques ont également permis de mettre au point une méthode d'utilisation des géomodèles 3D pour la définition multiparamétrique de succès de forage profond en milieu karstique (méthode des indices W_i en partie 5). Cet axe de lecture est présent dans tout le mémoire et en particulier dans les parties 1, 3, 4 et 5.

Ce mémoire de thèse se divise en six parties :

- Partie 1 : elle introduit le mémoire par la présentation des enjeux socio-économiques et scientifiques liés au secteur d'étude. Les particularités des aquifères carbonatés karstiques sont présentés, ainsi que les méthodes déjà mises en œuvre dans la littérature pour y répondre. La méthodologie générale employée dans ce mémoire est décrite.
- Partie 2 : il y est synthétisé l'ensemble des données géologiques et hydrogéologiques connues dans la littérature sur l'Unité du Beausset. Cette synthèse permet de définir le cadre général de l'étude. La structure, la géodynamique, la stratigraphie et les propriétés pétrophysiques des différentes formations géologiques y sont détaillées. Les connaissances sur le karst d'un point de vue géomorphologique et géodynamique y sont également présentées. Cette partie intègre également les observations et résultats hydrogéologiques connus avant ce travail de thèse.
- Partie 3 : elle présente les résultats obtenus à travers l'élaboration du modèle géologique numérique 3D de l'Unité du Beausset. Cette partie expose le choix des horizons et failles modélisés, avec l'acquisition de nouvelles données nécessaires. Les hypothèses émises lors de la construction du modèle sont détaillées, ainsi que 12 nouvelles coupes à travers l'Unité du Beausset servant de trame au géomodèle. Enfin le géomodèle est exposé avec une étude critique des incertitudes associées.
- Partie 4 : cette partie se concentre sur les résultats obtenus par les méthodes hydrogéologiques. Elle s'articule autour de trois thèmes principaux : l'analyse d'enregistrements de paramètres physico-chimiques de sources, des analyses hydrochimiques et des campagnes de mesures de débits. Les enregistrements des valeurs de hauteur, température et conductivité électrique des sources sont analysés par les méthodes d'étude des séries temporelles. Ces enregistrements sont faits au pas de temps du quart d'heure de sept sources réparties à travers la zone d'étude. L'analyse des séries temporelles a permis de proposer une nouvelle classification des sources selon les réponses corrélatoires des exutoires. Une nouvelle méthode de caractérisation de la fonctionnalité du karst est également proposée, pouvant servir à la définition de ce paramètre de fonctionnalité dans le

cadre des cartographies de vulnérabilité des aquifères karstiques. Les analyses hydrochimiques et les jaugeages ont été faits de manière à représenter des instantanés du fonctionnement de l'Unité du Beausset. Le choix des points de mesures a été fait de manière à être le plus exhaustif possible.

- Partie 5 : cette partie a pour but de synthétiser le fonctionnement hydrogéologique de l'Unité du Beausset pour les ressources en eaux souterraines. Il y est présenté les résultats qui nécessitent la synthèse des approches géologiques et hydrogéologiques, ainsi que les discussions sur les propriétés statiques et dynamiques des aquifères. Cette partie propose de nouvelles ressources en eaux souterraines exploitables au niveau des sources et par forage profond. La proposition d'implantation de forages profonds est faite par une nouvelle méthode intégrant connaissance géologique, hydrodynamique et modélisation géologique 3D.
- Partie 6 : il s'agit de la conclusion de ce mémoire. Les méthodes utilisées et celles créées sont synthétisées avec les moyens futurs de réduire les incertitudes qui y sont associées. Les principales inconnues restant sont exposées avec des voies d'exploration en perspective.

PARTIE 1
Enjeux et méthodes

Willst du ins Unendliche schreiten,
Geh nur im Endlichen nach allen Seiten.

J.W. von Goethe (Werke - Hamburger Ausgabe Bd. 1, Gedichte und Epen I, Sprüche)

1 Enjeux des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset

1.1 Les enjeux sociétaux

La zone d'étude de ce travail correspond à la masse d'eau du Beausset selon le référentiel hydrologique français (IGN-BDCarthage, 2001). Elle se situe en région Provence Alpes Côtes d'Azur à cheval entre les départements des Bouches-du-Rhône et du Var le long de la côte méditerranéenne (Figure 1.1). Cette zone se répartit entre les deux grands ensembles urbains marseillais et toulonnais. En 2004, la population y était supérieure à 350'000 habitants (IGN-BDCarto, 2006), hors Marseille. L'accroissement de population en période estivale implique une pression démographique supplémentaire sur les ressources en eau de la zone.

Figure 1.1 : Situation géographique de l'Unité du Beausset vis-à-vis de ces ensembles administratifs.

L'Unité du Beausset s'étend sur 31 communes dont l'origine de l'alimentation en eau potable (AEP) varie entre les eaux souterraines locales et des eaux de surfaces transférées par des canaux (Figure 1.2). Les schémas départementaux d'alimentation en eau potable des Bouches-du-Rhône (BRL Ingénierie, 2002) et du Var (DEER CG83, 2006) indiquent que les ressources en AEP des communes de la zone dépendent essentiellement des eaux de surface, mise à part celles de la bordure nord (Figure 1.2). Ces eaux de surface sont les eaux du Canal de Provence et du Canal de Marseille, en provenance de la Durance, du Verdon et du Lac de Saint Cassien. Cette source unique d'approvisionnement pose donc un problème de sécurisation de l'alimentation en eau potable et implique la nécessité d'une diversification de la ressource.

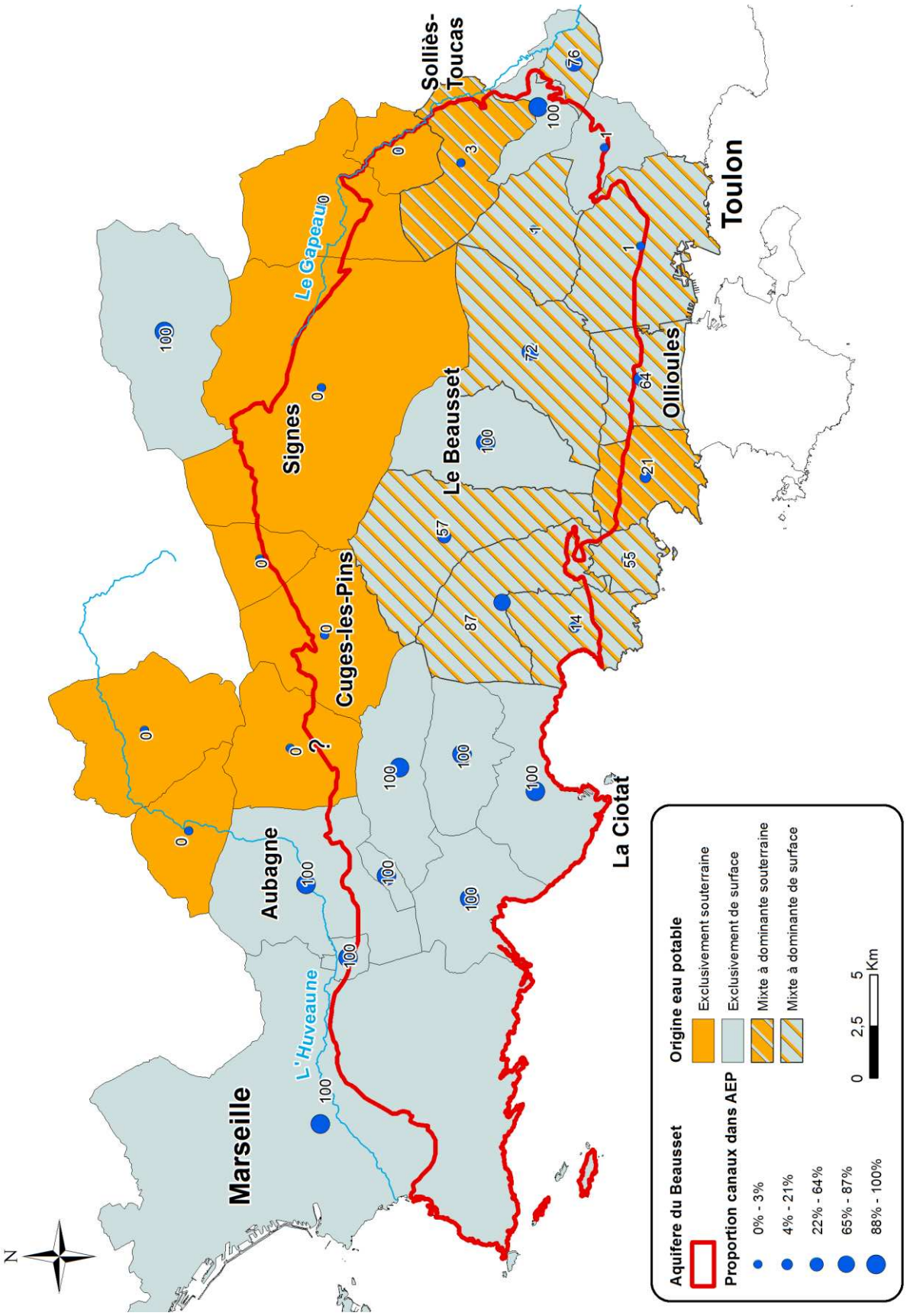


Figure 1.2 : Alimentation en eau potable des communes du territoire incluant l'Unité du Beausset montrant la proportion entre les eaux de surface et les eaux souterraines.

1.2 Cadre général et problématique

1.2.1 Cadre général

1.2.1.1 Cadre géographique et climatique

L'unité du Beausset est située entre la Saint-Baume au Nord et les Massifs Nord-Toulonnais, ainsi que la Mer Méditerranée au sud ; à l'Ouest elle est limitée par les Calanques et à l'Est par le Gapeau. Cette zone est typique des climats méditerranéens chauds, Csa selon la classification de Köppen (Peel *et al.*, 2007), avec des hivers froids à tempérés et des été chauds (Figure 1.3). Les précipitations sont abondantes, généralement supérieures à 800 mm/an, mais concentrées hors de l'été (Figure 1.3) et sous forme d'orages.

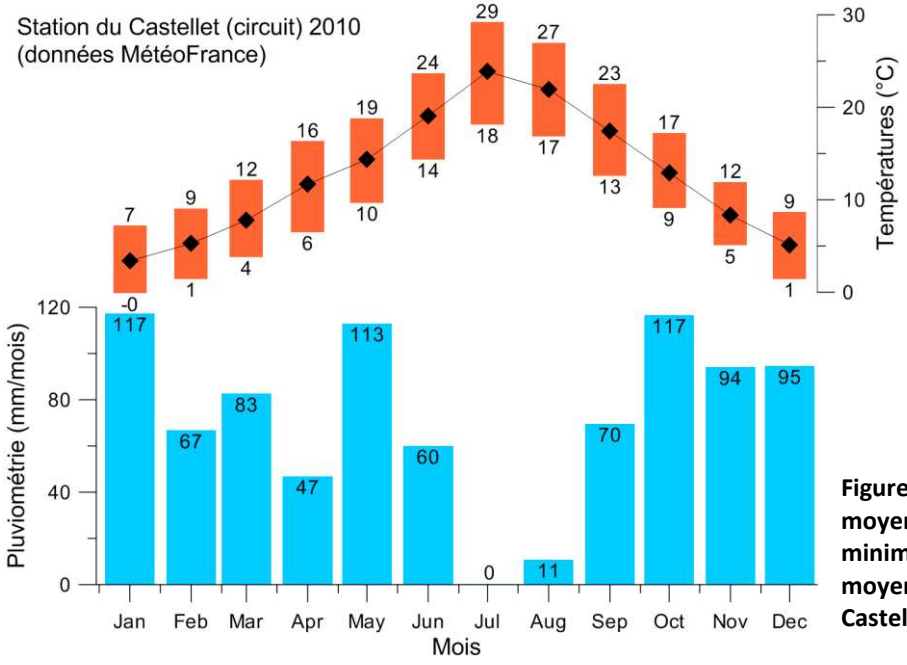


Figure 1.3 : Pluviométrie et moyenne des températures minimales, maximales et moyennes au Circuit du Castellet (Var) en 2010.

Le relief de l'Unité du Beausset est contrasté avec des massifs dont les altitudes varient entre 500 m et 1000 m. Le cœur de l'unité est une plaine vallonnée, en partie côtière qui vient s'enchâsser dans ces massifs. L'hydrographie est constituée par un seul fleuve pérenne, le Gapeau, qui marque la frontière orientale de l'unité. Il existe trois autres fleuves principaux : le Grand Vallat, la Reppe et le Las, mais ils sont temporaires à l'échelle pluriannuelle.

1.2.1.2 Cadre géologique et hydrogéologique

L'Unité du Beausset considérée ici en tant que masse d'eau, consiste en une unité structurale. Comme illustré par la Figure 1.4, sa frontière nord est marquée par le contact tectonique avec l'unité de la Sainte-Baume (Guieu, 1968) et sa frontière sud par celui des écailles toulonnaises (Gouvernet, 1963). L'Unité du Beausset est organisé en un synclinal dissymétrique d'axe est-ouest composé quasi uniquement de roches sédimentaires mésozoïques (Rouire, 1979a et b). Celles-ci sont essentiellement des calcaires, des dolomies et des marnes entre la base de l'Hettangien (Jurassique inférieur) et le sommet du Santonien (Crétacé supérieur). Le Trias n'affleure qu'en bordure de cette

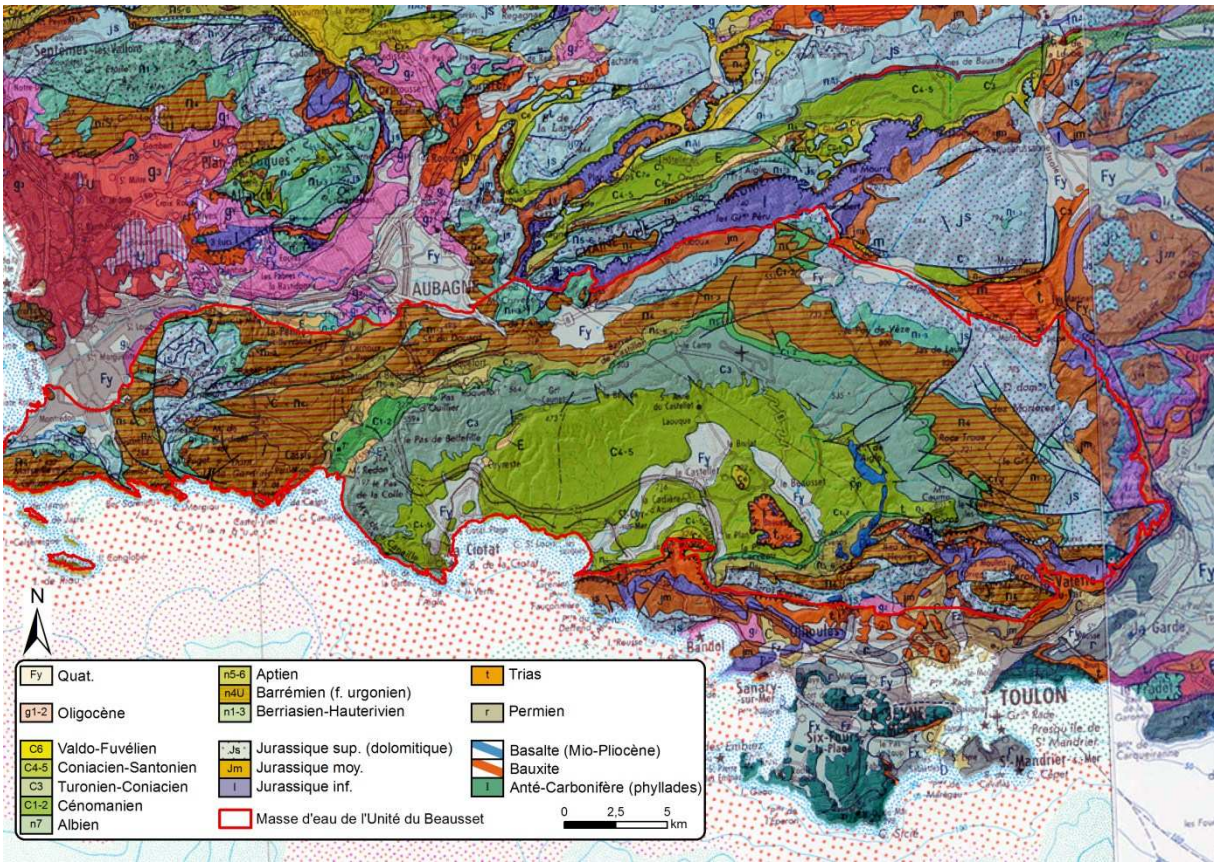


Figure 1.4 : Carte géologique au 1/250000 de l'Unité du Beausset (BRGM, 1979a et b). Masse d'eau de l'Unité du Beausset modifiée selon le référentiel IGN – BD Carthage (2001).

Unité (Figure 1.4) et est composé d'évaporites ainsi que d'autres roches sédimentaires. Le Crétacé supérieur qui constitue le centre de l'unité (Figure 1.4), est composé de calcaires et calcarénites quartzeuses. Le terrain le plus récent est la base du Campanien, ou Valdo-Fuvélien (Figure 1.4). L'ensemble des terrains est épais de plusieurs milliers de mètres. Compte tenu de cette puissance stratigraphique et des pendages structuraux, les terrains aquifères peuvent être présents à grande profondeur entre 1000 m et 2500 m (Tempier, 1985).

L'écoulement de l'eau en profondeur et surface est dominé par le système karstique développé dans les carbonates (Dellery *et al.*, 1967 ; Binet *et al.*, 2006 ; Cavalera, 2007). Ces derniers affleurent sur une grande partie de l'unité (Figure 1.4), en alternance ou passage latéral avec d'autres lithologies (marnes, grès carbonatés et conglomérat). L'ensemble des roches est potentiellement perméable, soit par leur nature lithologique, soit par leur fracturation. L'Unité du Beausset connaît peu d'écoulement de surface pérenne et ces derniers semblent concentrés au niveau des sources. Certaines d'entre elles, comme en particulier Port-Miou qui est une source sous-marine et saumâtre, peuvent atteindre des débits moyens supérieurs au m^3/s (Blavoux *et al.*, 2004). Cavalera (2007) a montré que de nombreuses inconnues subsistent quant au devenir de l'eau dans l'Unité du Beausset.

1.2.2 Problématique

L'étude de l'Unité du Beausset peut s'inscrire dans de nombreuses problématiques du fait de sa localisation géographique, de sa géologie et des enjeux sociétaux associés. L'enjeu majeur est la caractérisation de la ressource en eau dans le but d'améliorer sa gestion, et sa préservation dans le cadre d'exploitations possibles pour la diversification des AEP des communes de la zone. Très peu de forages importants existent dans cette zone alors que les terrains potentiellement aquifères sont épais. L'étude de cette unité peut donc également s'inscrire dans une démarche de caractérisation et de préservation des aquifères patrimoniaux.

L'Unité du Beausset présente des particularités en termes de ressources en eau souterraine : la présence de karst, la relation avec le littoral et la mer, et la présence de terrains peu karstiques et de perméabilité inconnue au centre de l'unité. Cette étude doit donc intégrer les outils de caractérisation des aquifères karstiques, littoraux et potentiellement sous-couverture. Cette problématique hydrogéologique s'insère dans un contexte climatique méditerranéen associé à des phénomènes de recharge par les pluies très irrégulières et difficilement prévisibles.

Les questions majeures de ce travail sont :

- Où la ressource en eau souterraine est-elle présente ?
- Quelle est sa qualité et sa quantité ?
- Quels sont les modes de captage possibles ?
- Quelles sont les relations hydrogéologiques entre l'Unité du Beausset et les ensembles géologiques périphériques ?

Ce travail a pour objectif additionnel de contribuer au développement de nouveaux outils d'étude et de caractérisation des aquifères karstiques et côtiers intégrant la modélisation géologique numérique 3D.

2 Enjeux et méthodes d'étude des aquifères carbonatés karstiques

2.1 Enjeux des aquifères carbonatés karstiques

Les roches carbonatées représentent environ 15% des affleurements mondiaux (Williams & Yin, 2010). Elles renferment environ 60% des réserves mondiales de pétrole et 40% des réserves mondiales de gaz (Schlumberger, 2012). Les réservoirs exclusivement karstiques ne représentent qu'une petite portion des réservoirs carbonatés d'hydrocarbures, mais la présence de karst a été relevée dans de nombreux champs (Loucks, 1999). Par ailleurs, à l'échelle globale, 20% de la population mondiale dépend des aquifères karstiques pour son alimentation en eau potable (Ford & Williams, 2007).

Autour de la Méditerranée, les enjeux liés à l'eau revêtent une importance croissante du fait de la pression démographique (Margat, 2004). La plupart des aquifères sont surexploités et de nombreux problèmes de ressources apparaissent (BGR/UNESCO, 2008). La Figure 2.1 illustre l'importance occupée par les carbonates autour de la Méditerranée. La plupart d'entre eux étant karstifiés (Lewin & Woodward, 2009), les aquifères carbonatés karstiques sont donc un enjeu majeur pour les ressources en eau du bassin méditerranéen.

2.2 Caractéristiques des aquifères carbonatés karstiques

2.2.1 Les aquifères carbonatés

Les carbonates comprennent les calcaires, généralement composés de calcite, et les dolomies, comprenant au moins 50% de dolomite. Il s'agit de roches sédimentaires essentiellement sous-aquatiques (marines ou lacustres) qui ont la particularité d'être formées à partir de processus biologiques, ou physico-chimiques (James, 1979). Ces roches sont donc issues de l'interaction entre de très nombreux paramètres qui vont de paramètres physico-chimiques de l'environnement au moment du dépôt au type de faunes présentes à ce moment (Bathurst, 1975). Au moment du dépôt, les faciès sédimentaires sont donc très variables ainsi que leurs propriétés pétrophysiques.

La composition chimique de ces carbonates, $CaCO_3$ et $MgCa(CO_3)_2$, les rendent particulièrement sensibles à des modifications chimiques au cours de la diagenèse. Cette dernière peut provoquer des variations de porosité et de perméabilité de plusieurs ordre de magnitude (Smith *et al.*, 1976). Ainsi des roches ayant le même faciès mais une histoire diagénétique différente peuvent avoir des propriétés pétrophysiques complétement différentes et vice versa. Par exemple, les calcaires à faciès urgonien de Provence ont des porosités variant entre 0% et 24% à faciès identique (Fournier *et al.*, 2011). Les roches carbonatées sont par conséquent des réservoirs très hétérogènes. Les aquifères carbonatés reflétant cette hétérogénéité, les outils d'étude doivent être adapté à ces objets (Borgomano *et al.*, 2008).

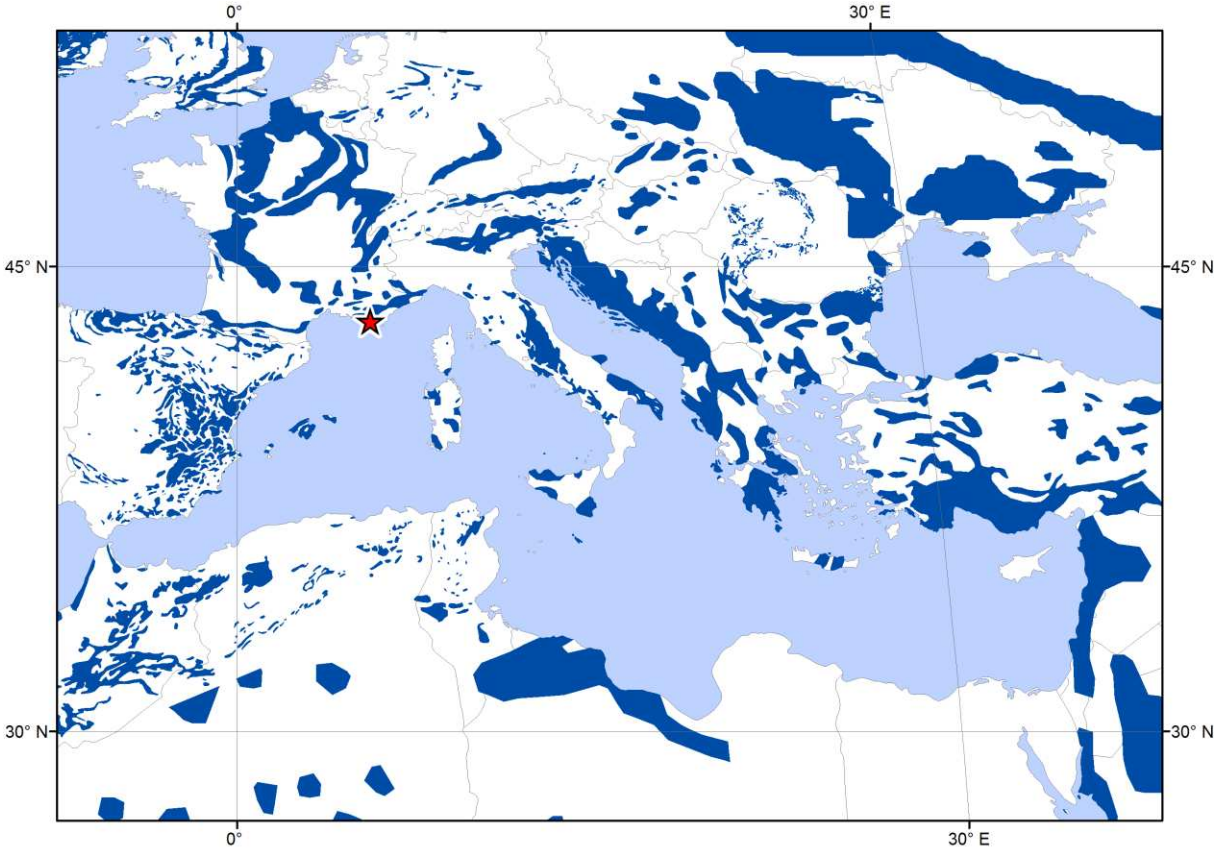


Figure 2.1 : Situation de l'Unité du Beausset (étoile rouge) dans le cadre des affleurements (en bleu foncé) de carbonates circumméditerranéens (modifié d'après Williams & Yin, 2010).

A l'état de roche, les carbonates peuvent également être sujets à la fracturation. Cette dernière modifie alors la relation entre l'aquifère et la circulation des fluides (Berkowitz, 2002). Une dissolution de la roche, contrôlée par de nombreux facteurs, peut se surimposer à cette fracturation. Cette dissolution peut intervenir depuis l'éogenèse jusqu'à la télogenèse et créer ainsi des systèmes de vides organisés modifiant là encore les propriétés aquifères (Vacher & Mylroie, 2002). Cette dissolution constitue le karst. Ces deux processus, fracturation et karstification, s'ajoutent à l'hétérogénéité « naturelle » des carbonates et sont de ce fait fondamentaux pour la compréhension des écoulements (Edwards *et al.*, 1992).

2.2.2 Définition et particularités des aquifères karstiques

Le concept de karst est fondé par les travaux anciens des auteurs tels Cvijic (1893 et 1918) et Martel (1921). Les systèmes karstiques sont tout d'abord décrits comme des paysages dominés par des formes de dissolution des roches (Cvijic, 1893). A ces paysages sont associés des aquifères particuliers qui sont caractérisés par des systèmes intégrés de transfert de masse dans des roches solubles dont la perméabilité est dominée par des conduits dissous organisés pour faciliter la circulation des fluides (Ford & Williams, 2007).

Ces caractéristiques induisent de nombreuses spécificités aux aquifères karstiques (e.g. Bakalowicz, 2005) :

- Evolution : l'eau circulant dans les grands vides fait évoluer son propre système de drainage. Les hydrosystèmes tendent, à l'échelle géologique, vers la maturité, ce qui correspond à un équilibre avec le niveau de base local.
- Hétérogénéité : les grands vides sont responsables d'une très grande hétérogénéité : il n'existe pas de plus petit volume représentatif de ces aquifères. Au contraire, il peut exister des volumes représentatifs à l'échelle de bassins (Scanlon *et al.*, 2003).
- Anisotropie : du fait de la distribution des conduits, les écoulements suivent des directions difficilement prédictibles sans leur cartographie (Figure 2.2). Les écoulements ont donc de nombreuses directions préférentielles. La concentration des écoulements au sein de ces conduits amène une grande variabilité spatio-temporelle de la piézométrie.

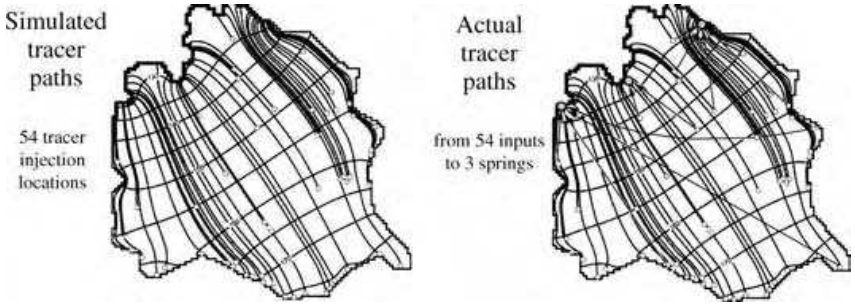


Figure 2.2 : Simulation des directions d'écoulements du bassin hydrogéologique de Mammoth Cave, utilisant un milieu poreux équivalent, versus les directions d'écoulements réelles (d'après Worthington, 2004).

2.2.3 Fonctionnement des aquifères carbonatés karstiques

Les aquifères carbonatés karstiques réunissent les propriétés liées à ces deux particularités : les carbonates et le karst. Les paramètres contrôlant la formation des carbonates (e.g. Flügel, 2004) et leur imposant le développement de karst (Klimchouck *et al.*, 2000) sont extrêmement nombreux et interdépendants. Il en résulte que les aquifères carbonatés karstiques sont définis par leur unicité. Il existe tout de même des caractéristiques communes qui sont liées : d'une part à leur formation et d'autre part à leur fonctionnement. Ces caractéristiques communes sont présentées dans ce chapitre et ouvrent la voie à l'établissement de méthodes d'étude propres à ces milieux, présentées plus loin dans ce mémoire.

2.2.3.1 Recharge

Les aquifères carbonatés karstiques se différencient des autres aquifères par leur recharge. En effet, en plus d'une éventuelle recharge souterraine liée à une limite à flux imposé d'un autre aquifère, il existe plusieurs modalités de recharge par les précipitations (Figure 2.3). Elle peut être soit autochtone soit allochtone (Dörfliger *et al.*, 2009). Dans le premier cas, le karst est dit unaire et la recharge s'effectue sur toute la surface de l'aquifère. Cela implique que cette surface soit composée uniquement de roches perméables et que le ruissellement soit négligeable pour la recharge. La recharge allochtone correspond à un apport d'eau de surface à la nappe via une perte. Il s'agit généralement de l'apport d'eau de ruissellement venue d'une zone de roches imperméables et s'infiltrant ensuite dans le karst.

Les modalités de recharge des karsts unaires ont trait à la structure même de la zone non-saturée de l'aquifère (Gunn, 1985). Celle-ci se divise en deux à trois parties (Figure 2.3a et b) : le sol, l'épikarst et la zone de transfert. Il est courant dans les milieux karstiques que le sol soit inexistant, l'épikarst est alors directement affleurant (Li *et al.*, 2011). Ce dernier correspond à la zone superficielle de l'aquifère où la roche a subi une intense fracturation liée à sa décompaction. La roche ainsi fracturée est cariée par la dissolution ; des argiles de décalcification et du sol s'injectent en profondeur dans ces structures (Bakalowicz, 2012). L'épikarst a un rôle primordial dans le fonctionnement des aquifères karstiques. D'une part, il crée un effet tampon en retenant l'eau dans ce qui peut former des nappes épikarstiques perchées (Mangin, 1975). D'autre part, la présence de matière organique influence la chimie de l'eau et lui permet d'acquérir son acidité responsable de la karstification (Emblanch *et al.*, 2003). La partie inférieure de la zone non-saturée est occupée par la zone de transfert.

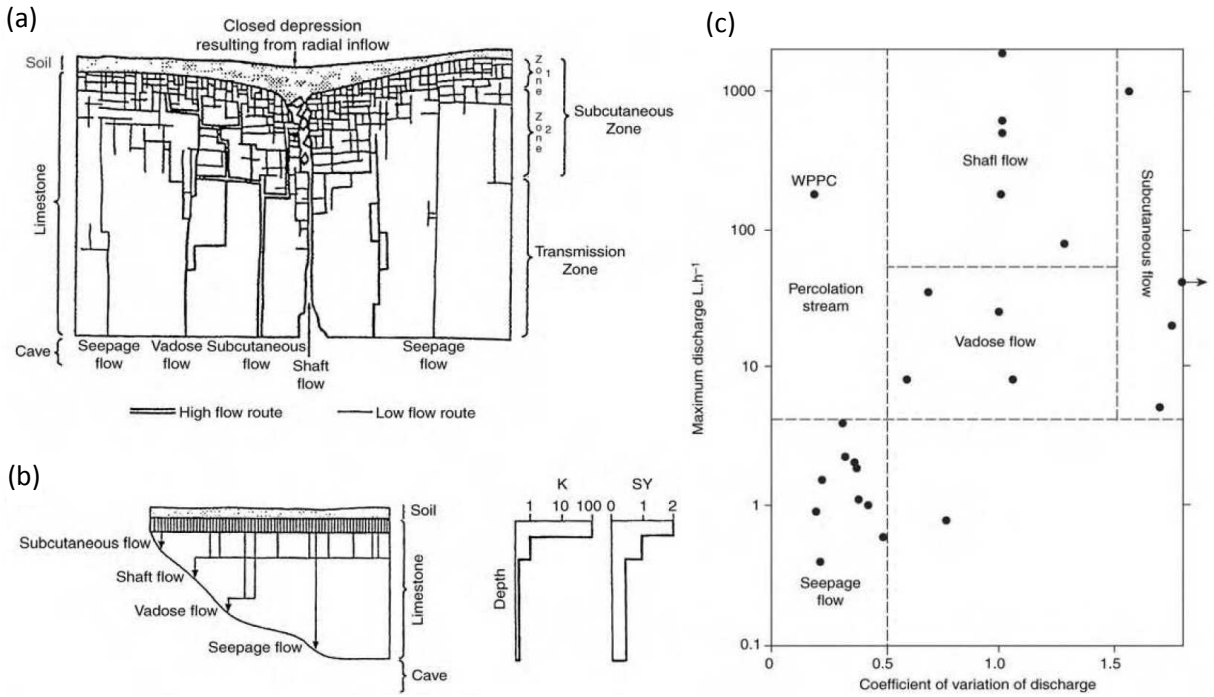


Figure 2.3 : Représentations des modalités de recharge dans un aquifère carbonaté karstique (d'après Smart & Friedrich, 1987). (a) Schéma de la zone non-saturée du karst de Mendip Hills en Angleterre, (b) Modèle de la même zone non-saturée basé sur l'intensité de la fracturation, *K* est un index perméabilité et *SY* un index du coefficient d'emmagasinement, (c) variabilité des débits d'écoulement dans cette zone non-saturée.

Les écoulements dans la zone non-saturée sont complexes et influencent les écoulements dans la zone saturée. Ils atteignent plusieurs ordres de magnitude différents en fonction que leur support soit des fissures, des fractures ou des karsts (Figure 2.3c). Lorsque ces écoulements passent par des pertes ou des structures karstiques verticales bien developpées, ils atteignent de forts débits et favorisent l'arrivée d'eaux d'infiltration rapides. Les eaux empruntant ces structures sont peu influencées par l'épikarst ou le sol. Les écoulements peuvent également prendre des structures relativement drainantes, mais qui récupèrent l'eau du sol ou de l'épikarst. Ces flux sont généralement tamponnés par les rétentions en surface et correspondent à une infiltration lente. Enfin, l'eau peut également emprunter les espaces intergranulaires, ou matriciels, de la roche. Ce mode d'infiltration peut être qualifié de diffus.

Ces modalités de recharge montrent qu'un événement pluvieux peut provoquer différentes arrivées d'eau dans la zone noyée. De plus, selon le mode d'infiltration au sein de la zone non-saturée les propriétés physico-chimiques de l'eau différent.

2.2.3.2 Ecoulement et stockage

Comme cela a été présenté pour la zone non-saturée, les écoulements peuvent suivre plusieurs vecteurs : conduits karstiques, fractures et matrice. Au sein de la zone saturée la problématique est similaire : le milieu karstique est assimilé à un milieu à double voire triple porosité (Hobbs & Smart, 1986). Ainsi les écoulements, mais aussi le stockage, sont répartis entre deux à trois composantes, selon leurs rapports d'échelle. Un aquifère carbonaté karstique est donc dominé par un de ces trois vecteurs, mais intègre partiellement également les propriétés des deux autres vecteurs (Figure 2.4A).

La prédominance d'un vecteur ou d'un autre a un impact très important sur la nature même de l'écoulement. En effet, les conduits karstiques permettent de déplacer de grands volumes de fluides à grande vitesse. Dès des diamètres de conduits inframétriques, les écoulements peuvent devenir turbulents (Smith & Atkinson, 1976). Selon l'importance des conduits karstiques dans l'aquifère et le gradient hydraulique, les écoulements pourront s'échelonner entre des écoulements laminaires et très turbulents (Figure 2.4B).

L'interaction entre les composantes de l'écoulement et leurs régimes rend les écoulements non-linéaires. Ils sont caractérisés par un fonctionnement par effets de seuils. Ce point implique qu'ils sont difficiles à prévoir (Kong A Siou *et al.*, 2007) et qu'ils peuvent connaître des augmentations de charge subites et très importantes (Jourde *et al.*, 2007).

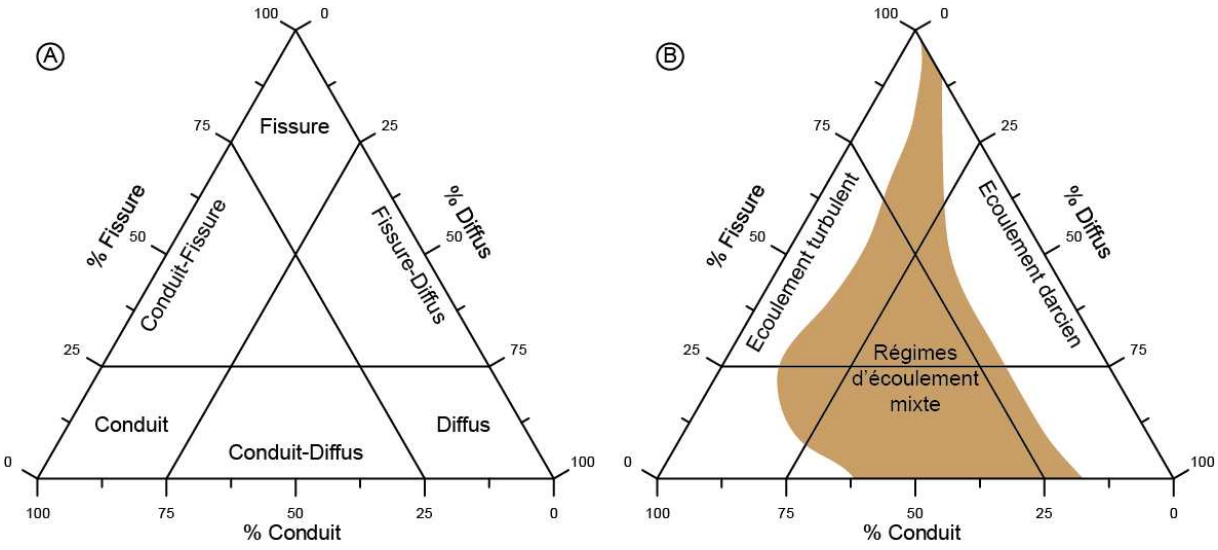


Figure 2.4 : Classification conceptuelle des aquifères karstiques (d'après Atkinson, 1985) selon (A) les vecteurs de l'écoulement et (B) leur régime d'écoulement dominant présumé.

L'existence d'une double ou triple porosité au sein des aquifères carbonatés karstiques peut être responsable d'une dichotomie entre les supports de l'écoulement et ceux du stockage. Comme cela a été établi pour les réservoirs fracturés (Figure 2.5), la proportion de stockage et d'écoulement entre le karst, les fractures et la matrice peut varier d'un aquifère à l'autre (Hobbs & Smart, 1986). Pour les réservoirs fracturés, les écoulements peuvent passer majoritairement par les fractures tandis que l'eau est stockée soit dans la matrice, soit dans les fractures soit dans les deux (Figure 2.5). Quatre types de réservoirs fracturés (Figure 2.5) ont ainsi été définis par Nelson (2001) : (IV) un

réservoir uniquement matriciel ; (III) un réservoir où le stockage est uniquement dans la matrice et l'écoulement entre la matrice et les fractures ; (II) le stockage se situe dans la matrice et les fractures, tandis que l'écoulement a lieu uniquement dans les fractures ; (I) le stockage et l'écoulement ont lieu uniquement dans les fractures. Cette partition est valable pour les aquifères karstiques, bien que les rapports entre vecteurs de stockage et d'écoulement y sont plus tranchés (Table 2-1). Les chiffres présentés Table 2-1 sont à prendre avec précaution car établis à partir de formules empiriques appliquées à des données dynamiques sur des puits et des sources, mais ils illustrent néanmoins une clef du fonctionnement des aquifères karstiques, et cela pour différentes formations et contextes karstiques. Cette clef est la nécessité des échanges entre la matrice et les conduits. Cela implique l'existence de différentes échelles d'écoulements pour permettre à l'eau de percoler à travers la matrice jusqu'aux conduits de grande dimensions (Cornaton & Perrochet, 2002). L'aquifère karstique doit alors être considéré comme un tout pour pouvoir caractériser son fonctionnement (Teutsch & Sauter, 1991).

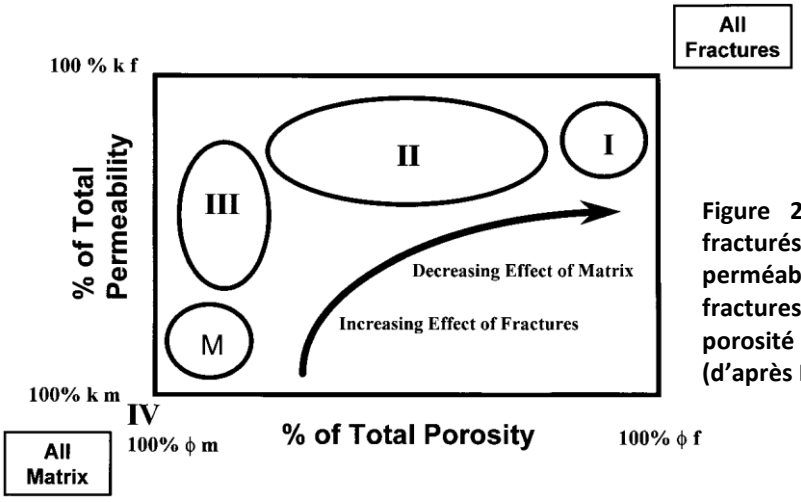


Figure 2.5 : Classification des réservoirs fracturés selon leur proportion de perméabilité dans la matrice et les fractures, en fonction de la proportion de porosité dans la matrice et les fractures (d'après Nelson, 2001).

	Proportion du stockage (%)			Proportion de l'écoulement (%)		
Localité	**Matrice**	**Fracture**	**Conduit**	**Matrice**	**Fracture**	**Conduit**
Smithwille (Canada)	99.7	0.3	0.05	<<1%	3.0	97.0
Mammoth Cave (USA)	96.4	1.2	2.4	0.00	0.3	99.7
Craie (UK)	99.9	0.03	0.07	0.02	6.0	94.0
NohochNahChich (Mex.)	96.6	0.6	2.8	0.02	0.2	99.7

Table 2-1 : Proportions du stockage et de l'écoulement de l'eau souterraine entre la matrice, les fractures et les conduits pour quatre aquifères carbonatés karstiques (d'après Worthington *et al.*, 2000).

2.2.3.3 Synthèse du fonctionnement et ressources

Le fonctionnement d'un aquifère carbonaté karstique est synthétisé par la Figure 2.6. Les aquifères karstiques s'organisent autour de drains principaux. Ces drains sont organisés en réseaux plus ou moins complexes. Ces réseaux sont l'héritage de l'interaction de l'ensemble des facteurs spéléogénétiques (le lecteur peut se reporter à l'ouvrage édité par Klimchouk *et al.* – 2000 – pour avoir plus de détails concernant ces facteurs). Le réseau principal se développe au niveau d'un horizon de karstification plus favorable, appelé horizon de spéléoinception (Lowe, 2000 ; Filipponi *et*

al., 2009). Dans le cadre des aquifères karstiques arrivés à maturité, ce réseau principal est à l'équilibre avec le niveau de base local (Butscher & Huggenberger, 2008). Les réseaux non équilibrés sont généralement considérés comme perchés ; ils peuvent être actifs de manière temporaire ou alimentés par des nappes elles aussi perchées.

Le réseau principal est alimenté soit de manière allochtone, soit de manière autochtone à travers la zone non-saturée. La recharge peut alors être concentrée et rapide à travers des drains verticaux, lente à travers les fractures, ou diffuse à travers la matrice. Les recharges rapides et lentes alimentent majoritairement le drain principal, tandis que la réserve de la zone noyée est plutôt alimentée par la recharge diffuse, mais des échanges peuvent intervenir entre toutes ces structures (Ford & Williams, 2007). Autour du drain principal, d'autres réseaux karstiques fonctionnant de manière équivalente peuvent participer à son alimentation. Ces réseaux secondaires constituent des systèmes annexes au drainage (Marsaud, 1997).

Les décharges des aquifères karstiques se font généralement sous forme de sources (Kresic & Stevanovic, 2010). La source principale jaillit au niveau de base. En période de hautes eaux, des sources secondaires, temporaires, peuvent apparaître au-dessus du niveau de base (Figure 2.6).

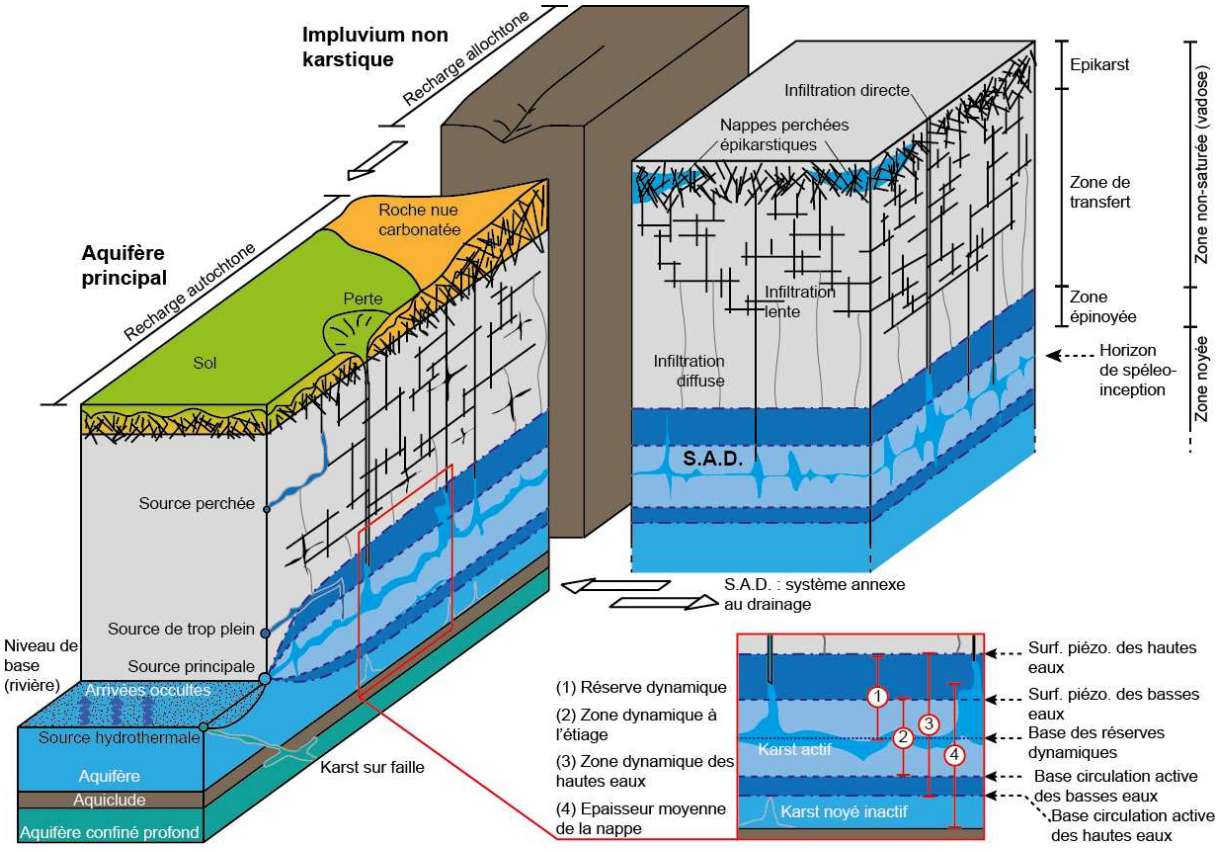


Figure 2.6 : Schéma conceptuel du fonctionnement d'un aquifère karstique.

Dans le cas d'une nappe libre, la partie noyée de l'aquifère peut être divisée en plusieurs domaines selon le contexte hydrique (Figure 2.6). La base du drain principal constitue la base des réserves dynamiques ; c'est-à-dire qu'une chute du niveau de la nappe sous cet horizon provoque l'arrêt des circulations dans la zone noyée mobilisable par gravité. L'épaisseur de nappe au-dessus de cet horizon est donc la réserve dynamique (ou réserve mobilisable par gravité). En termes de ressources, cette tranche d'eau correspond à l'eau récupérable naturellement par captage de la source. En fonction de l'étiage ou des hautes eaux, cette épaisseur peut varier. La zone dynamique,

qui correspond à la zone de circulation active au-dessus et au-dessous du drain principal, change donc d'épaisseur au cours du temps. Sous la base de circulation active des hautes eaux, il peut exister une zone noyée inactive avec des conduits karstiques. Cette zone s'étend jusqu'à la limite de karstification, liée aux anciens niveaux de base ou constituée par un horizon imperméable. La tranche d'eau entre la surface piézométrique moyenne et la base de la zone noyée correspond à l'épaisseur moyenne de la nappe. Cette épaisseur constitue la tranche d'eau maximale théoriquement exploitable par forage.

Sous le niveau de base de la karstification, il peut exister une nappe captive dans le cas d'aquifères superposés. Cette nappe captive peut alimenter l'aquifère supérieur ou ressortir à la surface sous forme d'une source. Selon la profondeur de cet aquifère confiné et les vitesses de remontée, cette eau peut alors être hydrothermale. La venue de tels fluides se fait généralement le long de grandes failles qui peuvent être également karstifiées.

En termes d'exploration et de gestion, les aquifères karstiques présentent plusieurs difficultés. Le problème majeur lors de la recherche de ressources par forage est la localisation des drains. En effet, la matrice peut se révéler totalement non perméable et l'eau mobilisable est alors concentrée uniquement dans ces drains (Gilli *et al.*, 2008). En ce qui concerne leur gestion, leur fonctionnement par seuils pose des difficultés quant aux possibles variations de régimes et débits (Kresic & Stevanovic, 2010).

2.3 Méthodes d'étude des aquifères carbonatés karstiques

L'étude des aquifères karstiques reposent sur deux approches principales (Jeannin, 1996) : l'approche fonctionnelle (Mangin, 1975) et l'approche structurelle (Kiraly, 1978). L'approche fonctionnelle vise à inférer les caractéristiques de l'aquifère karstique à partir de son fonctionnement (e.g. Grasso, 1998). Cette approche peut reposer soit sur l'étude d'enregistrement de paramètres physico-chimiques de l'aquifère (e.g. Marsaud, 1997) soit sur l'étude hydrochimique de l'aquifère (e.g. Plagnes, 1997). Selon Jeannin (1996), cette approche présente l'avantage de pouvoir caractériser l'aquifère dans sa globalité mais pas de spatialiser les informations. Des modèles de type boîte-noure peuvent en dériver (Fleury *et al.*, 2007). Ils n'ont pas, ou peu, de réalité physique mais peuvent servir d'outil de gestion des aquifères (e.g. Makropoulos *et al.*, 2008 ; Fleury *et al.*, 2009)

L'approche structurelle repose sur la caractérisation de l'ensemble des paramètres régissant le fonctionnement de l'aquifère étudié (Figure 2.7). Cette approche intègre donc les dimensions et les caractéristiques physiques de l'aquifère (Sauter, 1992). Le fonctionnement temporel du karst doit alors être déduit de sa structure. Cependant, la quantité de données à récolter est telle que dans la pratique les applications de cette approche sont limitées (Jeannin, 1996 ; Palmer *et al.*, 1999). Néanmoins, elle peut être appliquée de manière pragmatique pour de nombreux problèmes, comme par exemple la reconnaissance d'horizons de karstification préférentielle en géotechnique (Plan *et al.*, 2009). Cette approche est également préconisée dans la caractérisation des limites de l'aquifère (Dörfliger *et al.*, 2010). Teutsch & Sauter (1998) ont également montré que cette approche peut s'intégrer dans la mise au point de modèles hydrogéologiques distribués en simplifiant les données d'entrée. Le développement d'outils tels le module *Conduit Flow Process* de MODFLOW (Reimann, 2009) se situe dans le prolongement de l'approche structurelle.

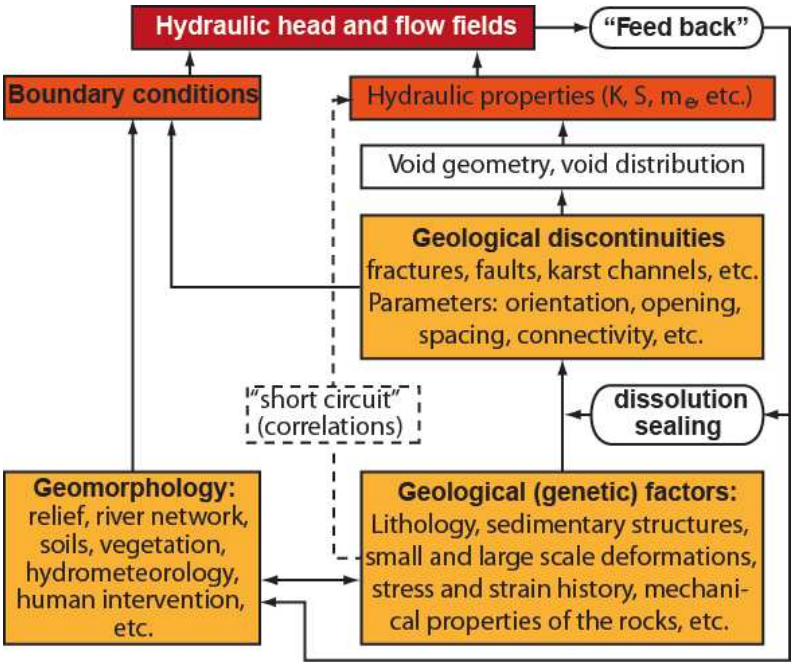


Figure 2.7 : Représentation schématique du lien entre le fonctionnement de l'aquifère karstique (rouge et orange foncé) et ses facteurs de contrôle (en orange). (Modifié d'après Kiraly, 2002).

Les avantages et inconvénients respectifs des approches fonctionnelles et des approches structurelles montrent la nécessité de les intégrer, en particulier à travers la modélisation numérique (Orr & Meystel, 2005). En effet, ces deux approches deviennent complémentaires et permettent de comparer et de corréler la réalité physique des aquifères et leur fonctionnement dynamique. Les approches intégrées doivent donc reposer sur une caractérisation multi-échelle des objets karstiques du fait de leur hétérogénéité (Sauter, 1992). En effet, les échelles d'investigation ne sont optimales que pour une fourchette réduite de taille d'objets hydrogéologiques (Figure 2.8).

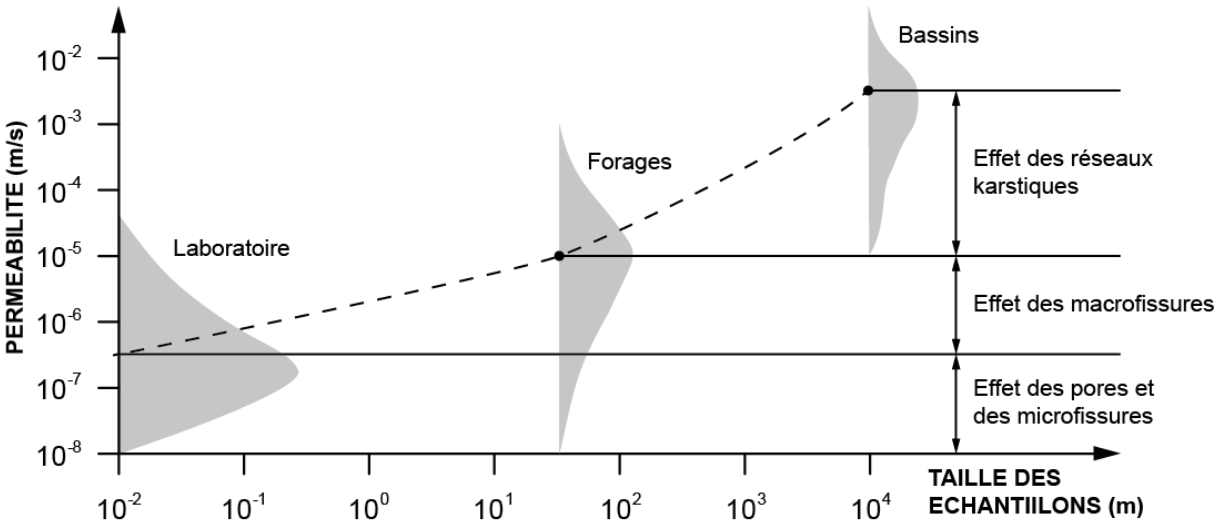


Figure 2.8 : Effet des échelles d'investigation sur la reconnaissance de la magnitude de la perméabilité (modifié d'après Kiraly, 1975).

3 Méthodologie

Comme l'ont signalé de nombreux auteurs (e.g. Jeannin, 1996 ; Bakalowicz, 1999), l'étude des aquifères carbonatés karstiques nécessite une approche multi-objet et multi-échelle, à la fois temporelle et spatiale. Ces mêmes auteurs soulignent également l'importance de combiner approche structurelle et fonctionnelle du karst. L'approche structurelle doit intégrer la caractérisation de la matrice en termes de stockage, et des karsts et fractures en termes d'écoulements. Les résultats ainsi obtenus doivent donc être comparés à ceux obtenus par la caractérisation dynamique, fonctionnelle, des objets considérés. Ces approches intégrées ont déjà été appliqués à des aquifères karstifiés et fracturés (e.g. Jourde *et al.*, 2002 ; Jazayeri Noushabadi, 2009). Ces dernières sont également efficaces pour la caractérisation des réservoirs fissurés et karstifiés, en particulier d'hydrocarbures, où elles reposent sur le lien entre données statiques et dynamiques (Dominguez *et al.*, 1992 ; Mazzullo & Chilingarian, 1992).

L'Unité du Beausset est un objet hydrogéologique de taille régionale (650 km²) et possède, outre du karst, une géologie et une structure complexe. A cette échelle, les horizons stratigraphiques et les failles régionales jouent un rôle majeur dans la compartimentation régionale de l'aquifère (Bakalowicz, 2006 ; Butscher & Huggenberger, 2007). Spottke *et al.* (2005) et Turner *et al.* (2007) ont montré que les modèles géologiques numériques 3D sont des outils performants pour intégrer des données hydrogéologiques et géologiques complexes dans un cadre commun pour la compréhension des écoulements à cette échelle. Ces modèles permettent de représenter avec précision les principaux horizons stratigraphiques et faillés à partir de données d'affleurement (Zanchi *et al.*, 2009). L'intégration avec les modèles hydrogéologiques ouvre la possibilité de calculer les profondeurs des horizons cibles en 3D, ainsi que les volumes des différentes unités (Kaufman & Martin, 2009). L'utilisation des modèles numériques géologiques 3D peut donc s'inscrire dans un processus méthodologique pour la caractérisation à l'échelle régionale de réservoirs carbonatés profonds (Borgomano *et al.*, 2008). L'intérêt de ce processus méthodologique (Figure 3.1) est la part importante laissée aux données analogues et apriori, et le lien itératif entre données dynamiques et statiques. Ce dernier point est d'une grande importance car il permet de compenser l'absence de mesure directe sur l'objet karst qui est très difficile à imager en géophysique (Chalikakis *et al.*, 2011).

Pour pouvoir apporter les réponses aux problématiques posées par cette thèse, une méthodologie combinant approche structurelle et fonctionnelle a donc été définie (Figure 3.2). Cette méthode est par essence multi-objet, basée sur la caractérisation à la fois statique et dynamique de la réserve et des écoulements, et multi-échelle, considérant les objets depuis la matrice jusqu'au bassin. Etant donné l'échelle de l'étude, le choix a été fait de baser l'approche structurelle sur la retranscription des données et des connaissances géologiques sous la forme d'un modèle géologique numérique 3D. Ce modèle associé aux connaissances karstologiques sert à établir un modèle statique conceptuel. Ce dernier est comparé au modèle dynamique conceptuel établi sur la base des données hydrogéologiques et météorologiques. L'inter-comparaison de ces deux modèles permet de caractériser à l'échelle du bassin son fonctionnement. Cette comparaison souligne la nécessité d'intégrer les connaissances géologiques, karstologiques et hydrogéologiques au cours du processus méthodologique que ce soit dans les modèles statiques ou dynamiques.

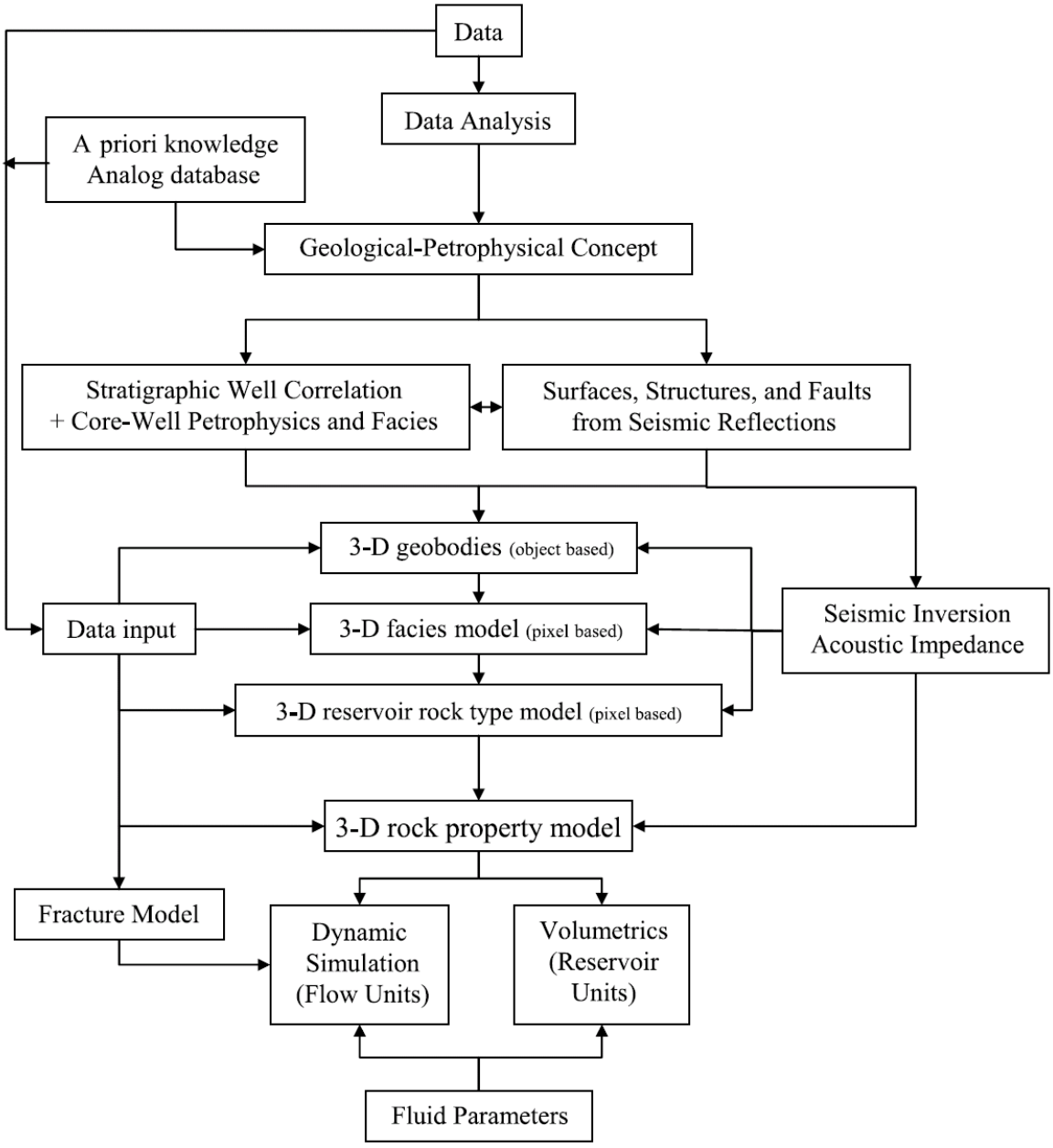


Figure 3.1 : Méthodologie de caractérisation des réservoirs carbonatés d'hydrocarbures basée sur l'intégration au sein de modèles géologiques numériques de données géophysiques, de données dynamiques et statiques, et de connaissances apriori (d'après Borgomano *et al.*, 2008).

3.1 Modèle statique conceptuel (approche structurelle)

Dans ce travail (Figure 3.2), le modèle statique conceptuel a pour objectif d'une part de représenter les grands contrastes lithologiques et pétrophysiques des formations géologiques de l'Unité du Beausset, ainsi que sa compartimentation structurale. Il doit également illustrer le développement potentiel du karst d'un point de vue statique. Les contrastes entre les différentes formations illustrent leurs capacités à stocker l'eau, la laisser passer ou encore à favoriser la formation de karst. Cette approche est basée sur la synthèse des connaissances géologiques en termes de paléogéographie, lithologie, pétrophysique, et héritage structural et diagénétique. Cette

synthèse permet alors de définir les unités d'écoulement et de stockage, qui peuvent être aussi bien différentes qu'identiques selon le type de réservoir (Figure 2.5).

Les unités ainsi définies sont modélisées en 3D pour représenter leur compartimentation structurale. La construction du modèle 3D repose sur un processus itératif qui lie définition des unités d'écoulement et de stockage, l'établissement de coupes structurales et la modélisation géologique 3D. Cette boucle itérative permet de prendre en compte l'évolution des concepts au cours de l'avancement du modèle. En effet, les coupes reposent sur une définition apriori de ces unités. Cette définition peut changer lors de l'établissement des coupes ou du modèle du fait de leur intégration en 3D. Ce processus itératif permet également de prendre en compte l'évolution des concepts lors de l'intégration entre statique et dynamique.

L'autre objectif du modèle statique conceptuel est d'intégrer une compréhension du karst en termes de potentialité de développement. Celle-ci repose sur la synthèse des connaissances géologiques et géomorphologiques. La potentialité de développement dérive alors de l'héritage structurale et géodynamique. Cet héritage est comparé aux propriétés des roches du point de vue spéléogénétique. Cette connaissance karstologique peut être intégrée dans des modèles géologiques 3D par des méthodes de simulations numériques géostatistiques (Fournillon *et al.*, 2010, en annexe 1) ou autres (e.g. Borghi *et al.*, 2011 ; Pardo-Iguzquiza *et al.*, 2012). Une méthodologie de simulations géostatistiques de karst a été développée dans ce travail et est présentée à titre d'exemple en annexe 2 (Fournillon *et al.*, 2012).

3.2 Modèle dynamique conceptuel (approche fonctionnelle)

L'établissement du modèle dynamique conceptuel repose sur la caractérisation par l'approche fonctionnelle de l'Unité du Beausset (Figure 3.2). Etant donné que peu de forages sont disponibles sur l'aire d'étude, le choix des points de suivis dynamiques de l'unité s'est porté sur les sources. Ces dernières représentent un point privilégié pour la compréhension des hydrosystèmes (Mangin, 1975 ; Bakalowicz, 2006 ; Dörfliger *et al.*, 2010).

L'approche fonctionnelle vise ici à définir la compartimentation de l'aquifère grâce au traçage naturel, c'est-à-dire à l'hydrochimie. Cette compartimentation est faite en regard des propriétés dynamiques des différentes zones de l'aquifère obtenue par les analyses des enregistrements de données de conductivité électrique, température et pression (*CTD*) installées sur des sources. Ces propriétés dynamiques permettent de définir la fonctionnalité du karst en amont des sources et ainsi vérifier l'existence d'une simple, double ou triple porosité. Ce dernier point est essentiel pour la caractérisation des ressources en eau souterraine, car il indique la nature des zones de stockage et des vecteurs d'écoulement. Enfin, les volumes d'eau transitant par l'unité feront l'objet d'une quantification pour l'estimation des volumes potentiellement captés. Celle-ci repose sur des mesures météorologiques, et des débits des sources et des cours d'eau.

Les résultats de l'approche fonctionnelle sont synthétisés sous la forme d'un modèle conceptuel dynamique qui intègre également les données issues des forages où l'eau est présente. Ces forages ainsi que les sources ouvrent la voie à la définition d'une surface piézométrique 3D dans l'Unité du Beausset. Cette surface intégrée au modèle conceptuel dynamique permet au sein d'une boucle itérative de faire évoluer les unités d'écoulement et de stockage selon ces données.

C'est l'intégration des modèles statiques et dynamiques conceptuels qui permettent de répondre aux problématiques posées en début de cette partie. Les réponses apportées s'inscrivent dans le contexte climatique de la durée de l'étude et sont basées sur une caractérisation de l'unité

dans son ensemble. L'utilisation d'un modèle géologique numérique 3D permettra l'intégration des résultats obtenus par de futures études (Jones *et al.*, 2009). En effet, un modèle numérique est évolutif : il peut s'intégrer dans une structure gigogne pour apporter des réponses à une échelle plus locale (e.g. Guyonnet-Benaize, 2011) ou servir de support à des données spatialisées pour des simulations d'écoulement (e.g. Falivene *et al.*, 2006).

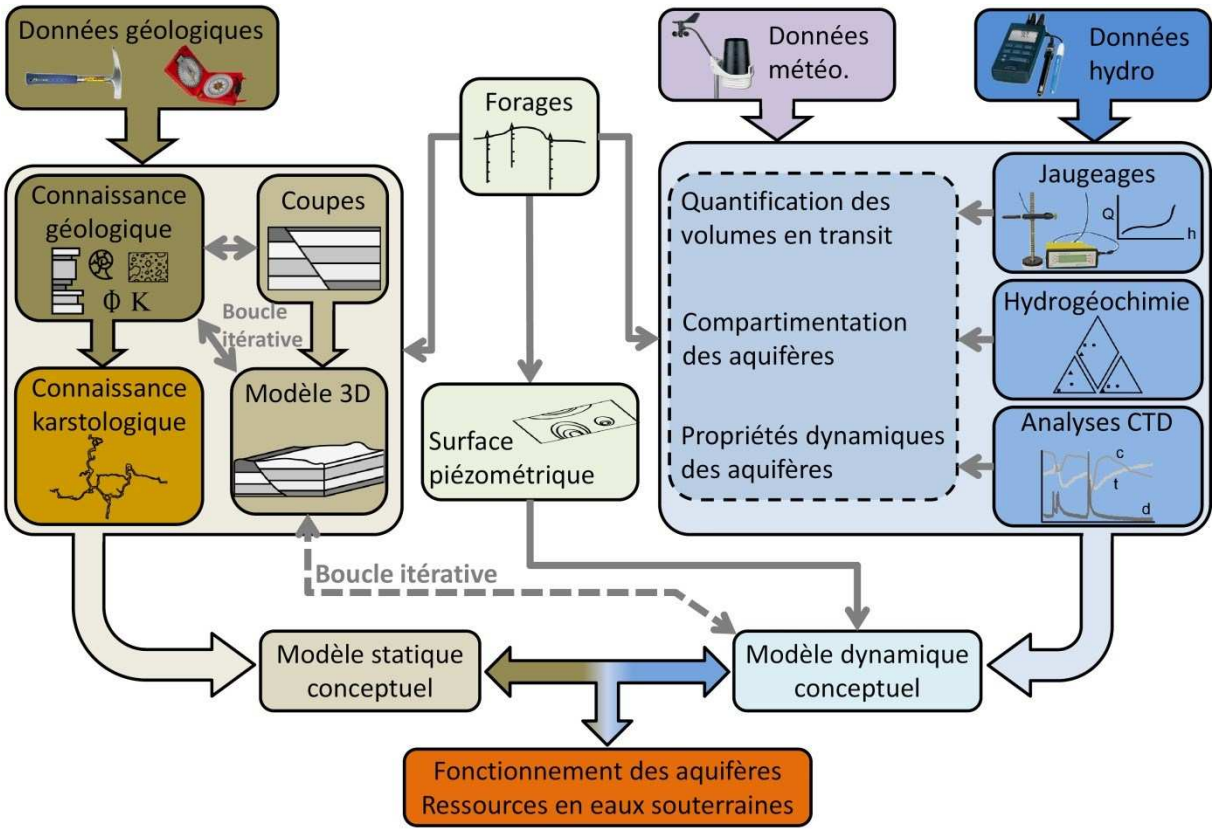


Figure 3.2 : Méthodologie d'étude des ressources en eaux karstiques intégrant modélisation numérique géologique 3D et analyses hydrogéologiques.

4 Bibliographie

Atkinson T.C., 1985. Present and future directions in karst hydrogeology. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 108, p. 293–96.

Bakalowicz M., 1999. *Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les regions karstiques*. SDAGE et Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, Guide Technique n°3, 44 pp.

Bakalowicz M., 2006. Importance of regional study site conditions in elaborating concepts and approaches in karst science. *Geological Society of America, Special Paper 404*, p. 15-22.

Bakalowicz M., 2012. The epikarst – The skin of karst. *Encyclopedia of Caves, White W.B. & Culver D.C. (Eds.)*, Academic Press, Chennai, p. 284-288.

Bakalowicz, M., 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13, p. 148–60.

Bathurst R.G.C., 1975. *Carbonate Sediments and their Diagenesis*. Elsevier, New York (N.Y.), 658 pp

Berkowitz B., 2002. Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resources*, 25, p. 861-884.

BGR/UNESCO, 2008. Groundwater resources of Europe. 1 map.

Binet S., Mudry J., Bertrand C. & Cova R., 2006. Estimation of quantitative descriptors of northeastern Mediterranean karst behavior : multiparametric study and local validation of the Siou-Blanc massif (Toulon, France). *Hydrogeology Journal*, 14, p. 1107-1121.

Blavoux B., Gilli E. & Rousset C., 2004. Alimentation et origine de la salinité de la source sous-marine de Port-Miou (Marseille–Cassis). Principale émergence d'un réseau karstique hérité du Messinien. *Comptes Rendus Géosciences*, 336, p. 523-533.

Borghi A., Renard P. & Jenni S., 2012. A pseudo-genetic stochastic model to generate karstic networks. *Journal of Hydrology*, 414-415, p. 516-529.

Borgomano J., Fournier F., Viseur S. & Rijkels L., 2008. Stratigraphic well correlations for 3-D static modeling of carbonate reservoirs. *AAPG Bulletin*, 92, 6, p. 789-824.

BRL Ingénierie, 2002. Département des Bouches-du-Rhône. *Réalisation d'un schéma départemental d'alimentation en eau potable – Phase 1*. Rapport 3751, 89 pp.

Butscher C & Huggenberger P., 2007. Implications for karst hydrology from 3D geological modeling using the aquifer base gradient approach. *Journal of Hydrology*, 342, p. 184-198.

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*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 403 pp.

Chalikakis K., Plagnes V., Guerin R., Valois R. & Bosch F.P., 2011. Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview. *Hydrogeology Journal*, 19, P. 1169–1180.

Cornaton F. & Perrochet P., 2002. Analytical 1D dual-porosity equivalent solutions to 3D discrete single-continuum models. Application to karstic spring hydrograph modelling. *Journal of Hydrology*, 262, 1-4, p. 165.

Cvijic J., 1992. Hydrographie souterraine et évolution morphologique du Karst. *Recueil des travaux de l'institut de géographie alpine*, 6, 4, p. 375-426.

Cvijic, J. (1893) *Das Karstphänomen. Versuch einer morphologischen Monographie*. Geographische Abhandlungen herausgegeben von A Pench, Bd., V.H, 3. Wien, p. 218–329.

Dellery B., Durozoy G., Gouvernet C. & Jonquet P., 1967. *Inventaire des ressources hydrauliques du Bassin du Beausset -B.-du-Rh. - Var). Données géologiques et hydrogéologiques acquisess à la date du 31 décembre 1966*. Rapport B.R.G.M. D.S.G.R.67.A.91, 110 pp.

Direction de l'Environnement et de l'Equipement Rural du Conseil Général du Var, 2006. *Schéma Départemental des Ressources et de l'Alimentation en Eau du Var. Phase 1 : Etat des lieux des Ressources et de l'Alimentation en Eau du Var*, 162 pp.

Dominguez G.C., Samaniego V. F. & Chilingarian G.V., 1992. Simulation of carbonate reservoirs. *Carbonate Reservoir Characterization: A Geologic-Engineering analysis, Part I, Chilingarian G.V., Mazzullo S.J. & Rieke H.H. (Eds.)*, Elsevier, Amsterdam, p. 543 - 588.

Dörfliger N., Crochet P., Guerin R., Jozja N., Marsaud B., Mondain P.H., Muet P. & Plagnes V., 2010. *Guide méthodologique, les outils de l'hydrogéologie karstique*. Rapport du BRGM RP-58237-FR, 246 pp.

Dörfliger N., Fleury P. & Ladouche B., 2009. Inverse Modeling Approach to Allogenic Karst System Characterization. *Ground Water*, 47, 3, p. 414-426.

Edwards A.J., Smart P.L. & Hobbs S.L., 1992. Heterogeneity in Carbonate aquifers; effect of scale, fissuration, eithology and karstification. *3rd Conference on the Hydrology, Ecology, Monitoring and Management of Groundwater in Karst Terrain*s, p. 373-388.

Emblanch C., Zuppi G.M, Mudry J., Blavoux B. & Batiot C., 2003. Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone: the example of the Vaucluse karst systems (Southeastern France). *Journal of Hydrology*, 279, 1-4, p. 262–274.

Falivene O., Arbues P., Howell J., Munoz J.A., Fernandez O. & Marzo M., 2006. Hierarchical geocellular facies modelling of a turbidite reservoir analogue from the Eocene of the Ainsa basin, NE Spain. *Marine and Petroleum Geology*, 23, p. 679-701.

Filipponi M., Jeannin P.Y. & Tacher L., 2009. Evidence of inception horizons in karst conduit networks. *Geomorphology*, 106, p. 86-99.

Fleury P., Bakalowicz M. & de Marsily G., 2007. Submarine springs and coastal karst aquifers: A review. *Journal of Hydrology*, 339, 1-2, p. 79-92.

Fleury P., Ladouche B., Conroux Y., Jourde H. & DÃ¶rfliger N., 2009. Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management â€“ The Lez spring. *Journal of Hydrology*, 365, 3/4, p. 235-243.

Flügel E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer, Berlin Heidelberg, 976 pp.

Ford D.C. & Williams P., 2007. *Karst hydrogeology and geomorphology*, Wiley, Chichester, 562 pp.

Fournier F., Léonide P., Biscarrat K., Gallois A., Borgomano J. & Foubert A., 2011. Elastic properties of microporous cemented grainstones. *Geophysics*, 76, 6, p. E211–E226.

Fournillon A., Abelard S., Viseur S., Arfib B. & Borgomano J., 2012. Characterisation of karstic networks by automatic extraction of geometrical and topological parameters: comparison between observations and stochastic simulations. *Advances in Carbonate Exploration and Reservoir Analysis*, *Garland J., Nelson J., Widden K. & Laubach S. (eds)*, the Geological Society, London, Special Publication, v.370. (in press)

Fournillon A., Viseur S., Arfib B. & Borgomano J., 2010. Insights of 3D geological modelling in distributed hydrogeological models of karstic carbonate aquifers. *Advances in Research in Karst Media, Andreo B., Carrasco F., Duran J. J. & LaMoreaux J. (Eds.), Springer, Berlin Heidelberg New-York*, p. 257-262.

Gilli E., Mangan C. & Mudry J., 2008. *Hydrogéologie : Objets, méthodes, applications*, Dunod, Paris, 339 pp.

Gouvernet C., 1963. Structure de la région toulonnaise. *Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France*, Paris, 244 pp.

Grasso D.A., 1998. *Interprétation des réponses hydrauliques et chimiques des sources karstiques (Essai d'inférence de la structure des systèmes karstiques)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Neufchâtel, 135 pp.

Guieu G., 1968. *Etude tectonique de la région de Marseille*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 608 pp.

Gunn J., 1985. A conceptual model for conduit flow dominated karst aquifers. *Karst Water Resources, Proceedings of the Ankara - Antalya Symposium, July 1985. IAHS Publication* 161, p. 587-596

Guyonnet-Benaize C., 2011; *Modélisation 3D multi-échelle des structures géologiques de la region de la Faille de la Moyenne Durance (SE, France)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 165 pp.

Hobbs S.L. & Smart P.L., 1986. Characterization of carbonate aquifers: a conceptual base. *Proceedings of the 9th International Congress of Speleology, Barcelona*, 1, p. 43–6.

IGN BD Carthage, 2001. *BD Carthage version 3.0. Descriptif de livraison format ArcInfo* (www.ign.fr), 41 pp.

IGN BD Carto, 2006. *BD Carto version 3. Descriptif du contenu* (www.ign.fr), 106 pp.

James N. P., 1979. Facies models 9. Introduction to carbonate facies models. *Facies Models*, Walker R. G. (ed.), Geoscience Canada Reprint Series 1, p. 105-107.

Jazayeri Noushabadi M.A., 2009. *Characterisation of relationships between fracture network and flow-path network in fractured and karstic reservoirs. Numerical modeling and field investigation (Lez aquifer, Southern France)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Montpellier II, 279 pp.

Jeannin P.Y., 1996. *Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques*. Thèse de Doctorat de l'Université de Neufchâtel, 237 pp.

Jones R.R., McCaffrey K.J.W., Clegg P., Wilson R.W., Holliman N.S., Holdsworth R.E., Imber J., Waggott S., 2009. Integration of regional to outcrop digital data: 3D visualization of multi-scale geological models. *Computers & Geosciences*, 35, p. 4-18.

Jourde H., Flodin E.A., Aydin A., Durlofsky L.J. & Wen X.H., 2002. Computing permeability of fault zones in eolian sandstone from outcrop measurements. *AAPG Bulletin*, 86, 7, p. 1187–1200.

Jourde H., Roesch A., Guinot, V. & Bailly-Comte V., 2007. Dynamics and contribution of karst groundwater to surface flow during Mediterranean flood. *Environmental Geology*, 51, 5, p. 725–730.

Kaufmann O. & Martin T., 2008. 3D geological modelling from boreholes, cross-sections and geological maps, application over former natural gas storages in coal mines. *Computers & Geosciences*, 34, p. 278–290.

Kiraly L., 1975. Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques*. Hydrogeology of Karstic Terrains, Burger A. & Dubertret L. (Eds.)*, International Union of Geological Sciences, Series B, Vol. 3, pp. 53–67.

Kiraly L., 1978. La notion d'unité hydrogéologique. Essai de définition. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de Neufchâtel*, 2, p. 83-216.

Kiraly L., 2002. Karstification and groundwater flow. *Evolution of Karst: from Prekarst to Cessation, F. Gabrovsek F. (Ed.),* Institut za raziskovanje krasa, ZRC SAZU, Postojna-Ljubljana, p. 155–90.

Klimchouk A.B., Ford D.C., Palmer A.N. & Dreybodt W. (Eds.), 2000. *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*, National Speleological Society, Huntsville, 527 pp.

Kong A Siou L., Johannet A., Borrell V. & Pistre S., 2011. Complexity selection of a neural network model for karst flood forecasting: The case of the Lez Basin (southern France). *Journal of Hydrology*, 403, p. 367-380.

Kresic N. & Stevanovic Z. (Eds.), 2010. *Groundwater hydrology of springs. Engineering, theory, management and sustainability*, Butterworth-Heinemann, Oxford, 565 pp.

Lewin J & Woodward J.C. 2009. Karst geomorphology and environmental change. *The Physical Geography of the Mediterranean*, Woodward J.C. (Ed.), Oxford University Press, Oxford, p. 287-317

Li X.Y., Contreras S., Solé-Benet A., Cantón Y., Domingo F., Lázaro R., Lin H., Van Wesemael B., Puigdefábregas J., 2011. Controls of infiltration–runoff processes in Mediterranean karst rangelands in SE Spain. *Catena*, 86, p. 98-109.

Loucks R.G., 1999. Paleocave carbonate reservoirs; origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications. *AAPG Bulletin*, 83, 11, p. 1795-1834.

Lowe D.J., 2000. Role of stratigraphic elements in speleogenesis; the speleoinception concept. *National Speleological Society : Huntsville, AL, United States,* 65 pp.

Makropoulos C., Koutsoyiannis D., StaniÄ‡ M., DjordjeviÄ‡ S., ProdanoviÄ‡ D., DaÅ¡iÄ‡ T., Prohaska S., MaksimoviÄ‡ Ä. & Wheater H., 2008. A multi-model approach to the simulation of large scale karst flows. *Journal of Hydrology*, 348, 3/4, p. 412-424.

Mangin A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. *Thèse de Docteur ès Sciences, Université de Dijon* ; publié dans *Annales de Speléologie*, 1974, 29, 3, p. 283-332 ; 1974, 29, 4, p. 495-601 ; 1975, 30, 1, p. 21-124.

Margat J., 2004. *Atlas de l'eau dans le Bassin Méditerranéen*, UNESCO/ Plan Bleu/ CCGM, Paris, 46 pp.

Marsaud B., 1997. *Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux*. Documents du BRGM 268, 352 pp.

Martel E.A., 1921. *Nouveau traité des eaux souterraines*, Editions Doin, Paris, 840 pp.

Mazzullo S.J. & Chilingarian G.V., 1992. Hydrocarbon reservoirs in karsted carbonate rocks. *Carbonate Reservoir Characterization: A Geologic-Engineering analysis, Part II, Chilingarian G.V., Mazzullo S.J. & Rieke H.H. (Eds.)*, Elsevier, Amsterdam, p. 797-865.

Nelson R.A., 2001. *Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs (2nd Edition)*, Gulf Professional Publishing, Oxford, 352 pp.

Orr S. & Meystel A.M., 2005. Approaches to optimal aquifer management and intelligent control in a multiresolutional decision support system. *Hydrogeology Journal*, 3, p. 223–246.

Palmer A.N., Palmer MVV. & Sasowsky I.D. (Eds), 1999. *Karst Modeling, Special Publication 5*, Karst Waters Institute, Charles Town, WV, 265 pp.

Pardo-Iguzquiza E., Dowd P.A., Xu C. & Duran-Valsero J.J., 2012. Stochastic simulation of karst conduit networks. *Advances in Water Resources*, 36, p. 141-150.

Peel M. C., Finlayson B. L. & McMahon T. A., 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 4, 439-473.

Plagnes V., 1997. *Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la géochimie des eaux*. Thèse de Doctorat de l'Université de Montpellier II, 372 pp.

Plan L., Filipponi M., Behm M., Seebacher R. & Jeutter P., 2009. Constraints on alpine speleogenesis from cave morphology — A case study from the eastern Totes Gebirge (Northern Calcareous Alps, Austria). *Geomorphology*, 106, p. 118-129.

Reiman T., 2009. MODFLOW-2005 CFP – Ein Hybridmodell für Karstgrundwasserleiter. *Grundwasser – Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie*, 14, p. 139-145.

Rouire J. & Blanc J.J., 1979. Notice de la Carte Géologique de Marseille au 1/250000. *B.R.G.M.,* pp.

Rouire J. & Blanc J.J., 1979. Notice de la Carte Géologique de Nice au 1/250000. *B.R.G.M.,* pp.

Sauter M., 1992. Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer. *Tübinger Geowissenschaftlichen Abhandlungen*, Reihe C, 13, 150 pp.

Scanlon B.R., Mace R.E., Barrett M.E. & Smith B., 2003. Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. *Journal of Hydrology*, 276, p. 137–158

Schlumberger, 2012. Carbonate Reservoirs. (consulté le 12/03/2012) http://www.slb.com/services/industry_challenges/carbonates.aspx

Smart P.L. & Friederich H., 1987. Water movement and storage in the unsaturated zone of a maturely karstified carbonate aquifer, Mendip Hills, England. *Proceedings of Conference on Environmental Problems in Karst Terranes and their Solutions, National Water Well Association, Dublin, Ohio*, p. 59–87.

Smith D.I. & Atkinson, T.C., 1976. Process, landforms and climate in limestone regions. *Geomorphology and Climate*, Derbyshire E. (Ed.), Wiley, Chichester, p. 369–409.

Smith D.I., Atkinson T.C. & Drew D.P., 1976. The hydrology of limestone terrains. *The Science of Speleology*, Ford T.D. & Cullingford C.H.D.(Eds.), Academic Press, London, pp. 179–212

Spottke I., Zechner E. & Huggenberger P., 2005. The southeastern border of the Upper Rhine Graben: a 3D geological model and its importance for tectonics and groundwater flow. *International Journal of Earth Sciences*, 94, p. 580–593.

Tempier C., 1985. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, 3, p. 533-540.

Teutsch G. & Sauter M., 1991. Groundwater modelling in karst terranes: scale effects, data acquisition and field validation. *Proceedings of the Third Conference on hydrogeology, ecology, monitoring and management of groundwater in karst terranes, Nashville*, p. 17-35.

Teutsch G. & Sauter M., 1998. Distributed parameter modeling approaches in karst-hydrological investigations. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel*, 16, p. 99–110.

Turner K.J., Hudson M.R., Murray K.E. & Mott D.N., 2007. *Three-Dimensional Geologic Framework Model for a Karst Aquifer System, Hasty and Western Grove Quadrangles, Northern Arkansas*. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2007–5095, 12 pp.

Vacher H.L. & Mylroie J.E., 2002. Eogenetic karst from the perspective of an equivalent porous medium. *Carbonates and Evaporites*, 17, 2, p. 182–96.

Williams P. & Yin T.F., 2010. World map of carbonate rock outcrops v3.0. http://www.geog.auckland.ac.nz/research/karst.shtml (consulté le 12/03/2012)

Worthington S.R.H., 2004. Hydraulic and geologic factors influencing conduit flow depth. Caves and Karst Science, 31, 3, p. 123–34.

Worthington S.R.H., Ford D. C. & Beddows P. A., 2000. Porosity and permeability enhancement in unconfined carbonate aquifers as a result of solution. *National Speleological Society : Huntsville, AL, United States,* 463 pp.

Zanchi A., Francesca Z., Stefano Z., Simone S., Graziano G., 2009. 3D reconstruction of complex geological bodies: Examples from the Alps. *Computers & Geosciences*, 35, p. 49–69.

PARTIE 2
Contexte général

Il ne faut pas regarder le gouffre car il y a au fond un charme inexplicable qui nous attire.

G. Flaubert (Correspondance)

Tranquillement suspendu la tête en bas au fond de la grotte, un chauve sourit.

P. Dac

1 Contexte géographique et climatique

1.1 Contexte géographique

1.1.1 Situation générale et topographie

L'Unité du Beausset se situe dans le Sud-Est de la France entre Marseille et Toulon (Figure 1.1). Elle appartient à la Basse-Provence Occidentale. Cette zone est particulière dans les grands ensembles géographiques français. En effet, elle combine les particularités des bassins sédimentaires, mais sa proximité des Alpes lui confère une complexité topographique (Figure 1.2). L'unité est éloignée des grands fleuves et rivières régionaux et se situe à proximité du littoral méditerranéen.

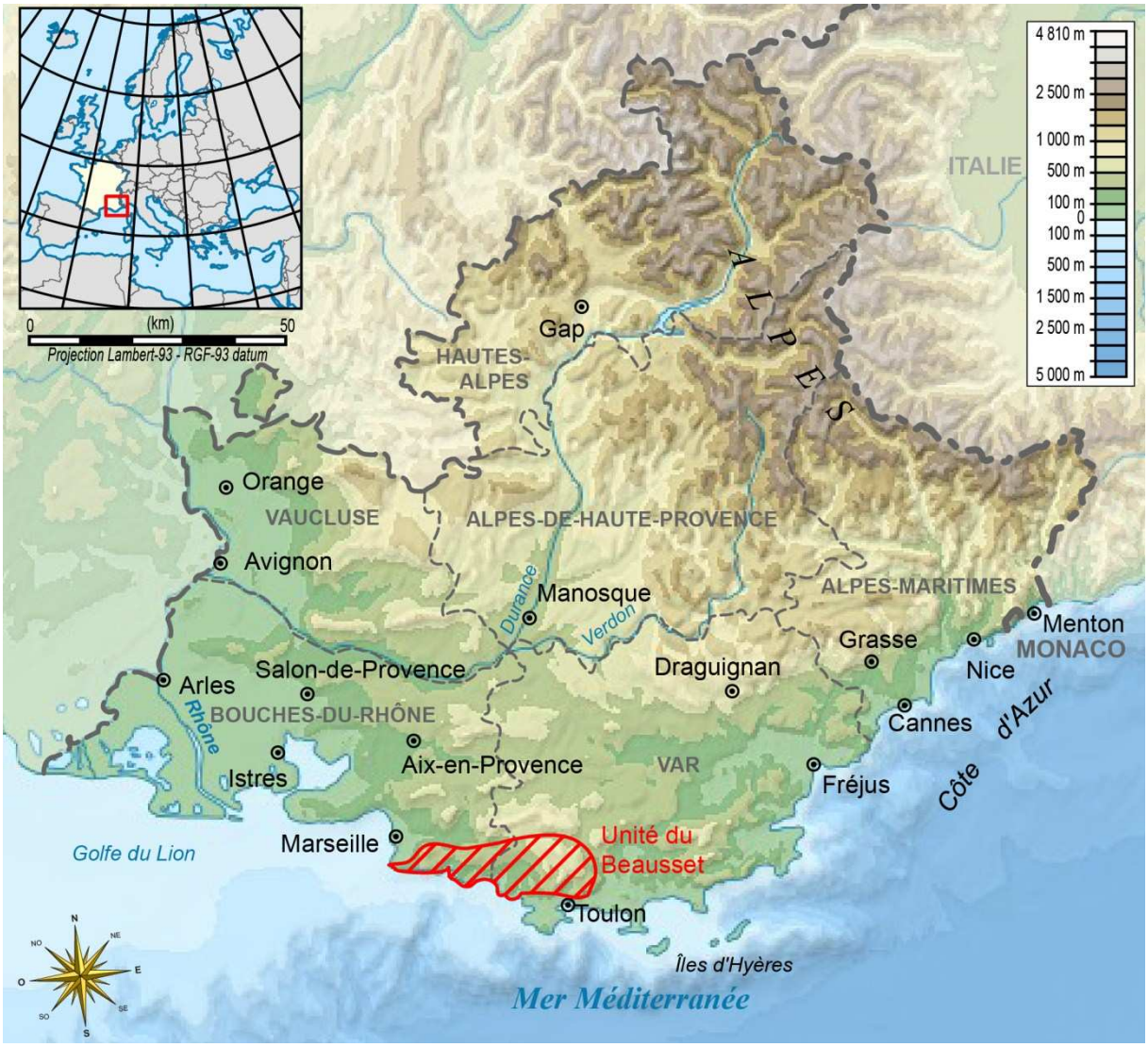


Figure 1.1 : Situation géographique et topographique de l'Unité du Beausset dans l'ensemble Provence-Alpes-Côte d'Azur (modifié d'après Bourrichon/Wikimedia, 2012).

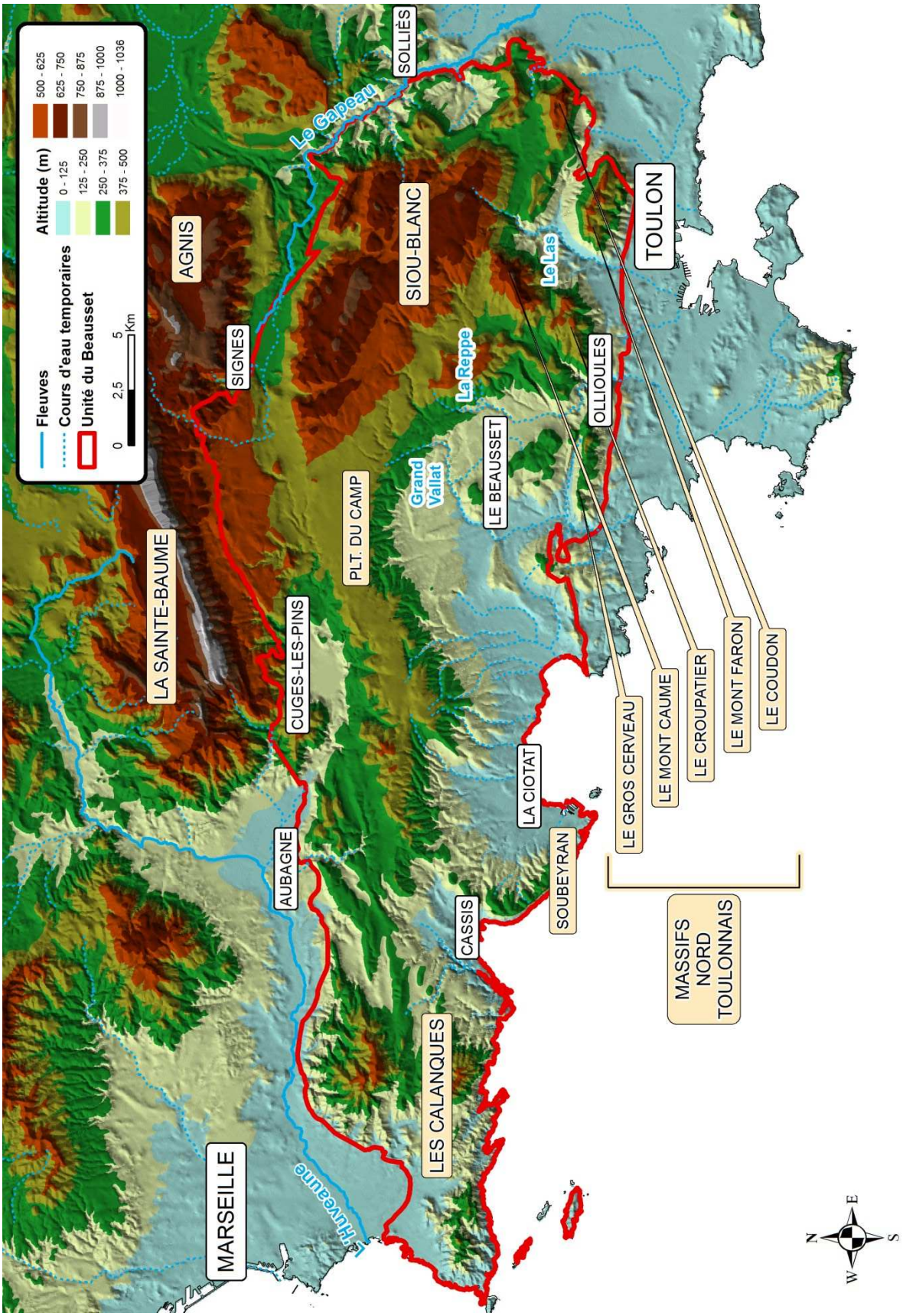


Figure 1.2 : Limites géographiques de la zone d'étude correspondant aux limites établies par le référentiel Carthage (IGN – BD Carthage, 2001). Altitudes extraites de la BD altimétrique de l'IGN (IGN – BD Alti, 2004). Hydrographie extraites de la BD Carthage (IGN – BD Carthage, 2001).

L'Unité du Beausset est définie ici apriori selon les limites de la masse d'eau « Bassin du Beausset » du référentiel de l'hydrographie française (IGN – BD Carthage, 2001). Cette unité peut se décomposer en plusieurs unités topographiques et géographiques (Figure 1.2). Le Massif de la Sainte-Baume marque la frontière nord. Seuls ses contreforts font partie de la zone d'étude ; elle culmine à 1040 m. La Sainte-Baume se prolonge par le Massif d'Agnis qui se situe en dehors de la zone d'étude. Au sud de ce massif et donc à l'est de l'unité, se trouve le Massif de Siou-Blanc qui est séparé d'Agnis par une dépréssion. Le Massif de Siou-Blanc est un vaste plateau culminant à 800 m d'altitude. Ce massif peut être divisé en d'autres « sous-massifs » qui sont exposés ultérieurement dans ce travail. La partie sud de l'Unité est marquée par une succession de massifs dont les altitudes varient entre 800 m et 200 m d'altitude. Ces massifs peuvent être regroupés dans l'ensemble des Massifs Nord-Toulonnais, qui sont d'Est en Ouest : le Coudon, le Mont Faron, le Croupatier, le Mont Caume et le Gros Cerveau. Ils séparent l'Unité du Beausset d'une zone sud appelée Unité de Bandol. Le cœur de l'unité est organisé en une série de cuestas dont la première est constituée par les collines de la Baie de Cassis. Ces cuestas se prolongent ensuite avec la plus grande d'entre elles qui est la Falaise de Soubeyran, culminant à 400 m au-dessus de la mer, entre La Ciotat et Cassis. Les autres cuestas sont composées de collines du cœur de l'unité à proximité du Beausset. Ce cœur d'unité s'organise en un système de plaines partant du Plateau du Camp et descendant en pente régulière jusqu'à la mer. Le Plateau du Camp est une surface plane, allongée d'Est en Ouest, dont l'altitude varie entre 380 m et 450 m. Ce dernier est séparé de la Sainte Baume par une série de dépressions orientées est-ouest. Ces dépressions s'échelonnent de Signes aux Calanques en passant par le polje de Cuges. Enfin, l'Ouest de l'unité est occupé par les Calanques au sens large. Ces dernières correspondent à l'ensemble de massifs sis entre les plaines d'Aubagne et de Marseille, et la mer.

Ces ensembles géographiques sont parcourus par des fleuves côtiers pérennes et temporaires (Figure 1.2). Le Gapeau est le seul fleuve permanent de l'Unité du Beausset, car l'Huveaune est hors de la zone d'étude. Il existe trois autres fleuves importants mais qui ne sont pas pérennes sur plusieurs années ou sur tout leur cours : le Las, la Reppe et le Grand Vallat. De nombreux petits fleuves côtiers et rivières sont présents, mais ne coulent qu'occasionnellement, généralement après les orages. Il n'existe pas de plan d'eau permanent ni temporaire dans l'Unité.

1.1.2 Occupation du sol

Dans l'aire d'étude du Beausset, l'occupation des sols est typique des milieux méditerranéens. En effet, les zones bâties sont concentrées le long du littoral et des cours d'eau (Figure 1.3). Les zones agricoles se situent dans les plaines et les espaces naturels occupent le reste du territoire. L'Unité du Beausset a la particularité d'être ceinte de grandes agglomérations (Marseille et Toulon), mais de rester une zone majoritairement naturelle (Table 1-1).

	Aire (km²)	Proportion
Milieux naturels	**542**	**78%**
Végétation	492	71%
Roche	49	7%
Milieux anthropisés	**150**	**22%**
Agriculture	87	13%
Bâti	63	9%
Somme	692	100%

Table 1-1 : Surface totale et proportion de l'occupation du sol de l'Unité du Beausset à la résolution de 1/100000.

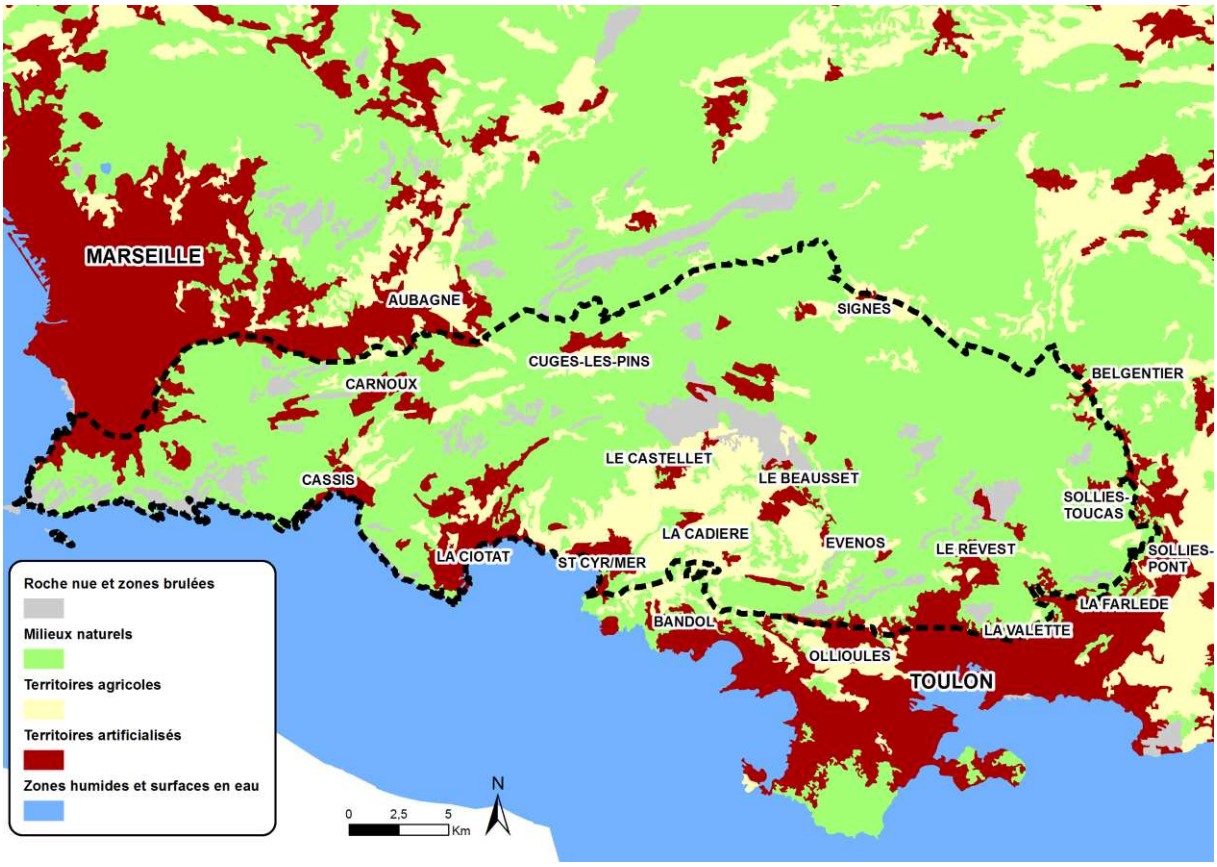


Figure 1.3 : Cartographie de l'occupation des sols de l'Unité du Beausset, délimitée en pointillés noirs, au 1/100000 (modifié d'après Corine Land Cover, 2006). Les tons verts et bleus représentent les espaces naturels, les tons chauds représentent les espaces anthropisés (artificiels ou agricoles).

Probablement du fait de ces reliefs contrastés, l'Unité du Beausset demeure une zone essentiellement naturelle. Les espaces anthropisés représentent moins d'un quart de la surface. Parmi les milieux influencés par l'homme, le bâti ne compte que pour 40% des surfaces, le reste étant dévolu à l'agriculture (Table 1-1). Cette dernière est essentiellement tournée vers la vigne (Villier *et al.*, 2012). Les espaces naturels comprennent des surfaces végétalisées à 90% (en vert sur la Figure 1.3). Les forêts (en vert foncé sur la Figure 1.3) sont relativement peu importantes par rapport aux végétations rases typiques des milieux méditerranéens (en vert clair sur la Figure 1.3). L'importance de ce type de couvert végétal peut être due à la récurrence des incendies dans cette zone. La situation de l'année 2006, illustrée par la Figure 1.3, montre que de vastes zones ont été brûlées (en gris anthracite sur cette même figure).

Les paysages naturels holokarstiques sont nombreux dans cette zone (Nicod, 1967), les plus remarquables étant ceux des Calanques. Cependant, la roche nue (en gris-bleu sur la Figure 1.3) ne représente que 7% du couvert total de la zone (Table 1-1). Ce point demeure important pour comprendre les modalités d'infiltration dans l'Unité du Beausset.

1.2 Contexte climatique

L'Unité du Beausset possède un climat méditerranéen. Les paramètres hydroclimatiques (Figure 1.4A et B), enregistrés depuis 1992, montrent une forte amplitude de variation. Les années d'étude de ce travail se sont déroulées de début 2009 à début 2011. Cette période fait suite aux années les plus sèches de ces 20 dernières années. En effet, les années 2003 à 2007 à Toulon ont des précipitations annuelles inférieures à la moyenne la période 1992-2010 (Figure 1.4A), qui est de 644 mm/an à Toulon. Par contre l'année 2008 a été une année humide avec une valeur supérieure à la moyenne. La période d'étude, de 2009 à 2011, est également caractérisée par des précipitations supérieureà la moyenne (Figure 1.4A). Il en résulte des débits plus importants aux exutoires comme le montre l'évolution des débits du Gapeau (Figure 1.4B).

Au sein de ce contexte climatique temporel, il existe de nombreuses spécificités spatiales. En effet, l'Unité du Beausset est à la fois une zone littorale et une zone d'altitudes variées. Ces facteurs provoquent des variations de précipitations et de températures. La Figure 1.4C montre ces variations pour trois stations météorologiques : la station de la Limate située sur le Massif de Siou-Blanc, celle du Castellet située sur le Plateau du Camp et celle du Grand Caunet installée au Nord de La Ciotat. Les enregistrements sont typiques des climats méditerranéens, mais il apparaît des écarts de températures mensuelles de plusieurs degrés, ainsi que des écarts de pluviométries mensuelles de plusieurs dizaines de mm/mois. Ces variations ne sont pas réparties de manière équivalente dans l'année, ni selon les stations.

Ce phénomène de différenciation climatique locale peut être illustré par d'autres paramètres. En effet, la direction des vents mesurés au pas de temps horaire aux stations de la Limate et du Grand Caunet, toutes deux sur un plateau, ont des valeurs complétements différentes (Figure 1.4D et E). Ces variations sont la marque d'un effet orogénique.

Dans de nombreux cas, les précipitations sont corrélées positivement à l'altitude qui provoque ainsi une augmentation des pluies (Barros & Lettenmaier, 2009). La Figure 1.4F montre que cette corrélation varie tout au long de l'année ; la place des stations météorologiques par rapport à la courbe de tendance diffère selon le mois considéré. Les précipitations subissent l'influence conjointe de l'altitude, de l'hétérogénéité topographique et de l'influence de la mer.

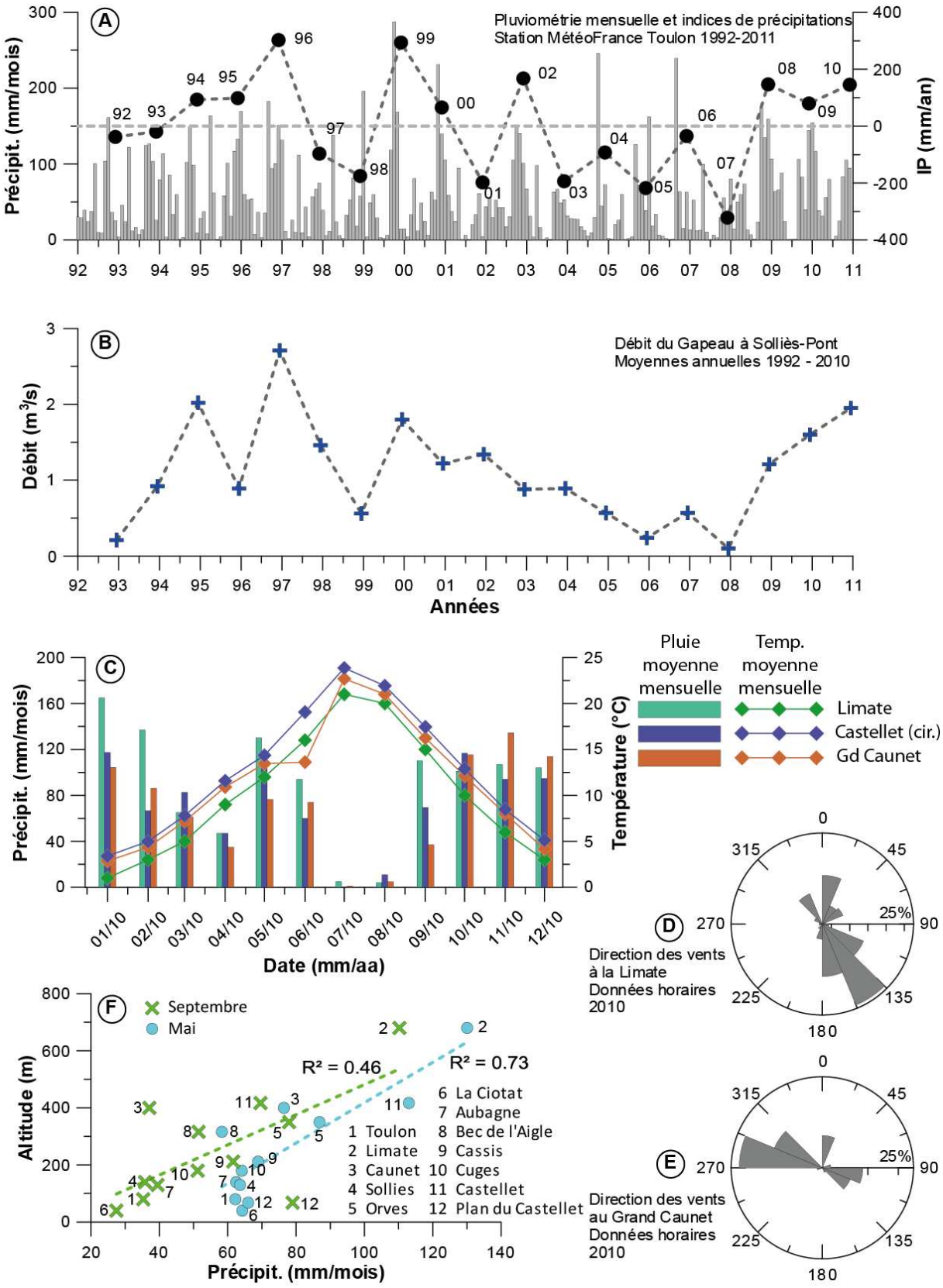


Figure 1.4 : Contexte climatique de l'Unité du Beausset. (A) et (B) évolution de paramètres climato-hydriques depuis 20 ans. (C) Graphique température-précipitations de trois stations météorologiques de l'unité. (D) et (E) directions des vents de deux stations météorologiques en 2010. (F) Relation entre altitude des pluviomètres et pluviométrie des mois de mai et septembre 2010.

2 Contexte géologique

L'Unité du Beausset a été le terrain de très nombreux travaux d'études géologiques depuis la première carte géologique des Bouches-du-Rhône de Matheron (1839) jusqu'à aujourd'hui. La présente synthèse se base sur des ouvrages généraux sur la géologie provençale ainsi que sur des études spécifiques à certaines zones ou étages stratigraphiques. Les ouvrages généraux et de synthèses sont :

- les cartes géologiques du B.R.G.M. au 1/250000 de Marseille (Rouire, 1979a) et Nice (Rouire, 1979b)
- les cartes géologiques au 1/50000 d'Aubagne-Marseille (Guieu *et al.*, 1969), de La Ciotat (Philip *et al.*, 1977), de Cuers (Blanc *et al.*, 1974), et de Toulon (Gouvernet *et al.*, 1969)
- les guides (Long, 1947 ; Gouvernet *et al.*, 1979) et synthèse régionaux (Debrand-Passard *et al.*, 1984)

Les limites géologiques de l'Unité du Beausset variant selon les auteurs (e.g. Philip, 1970 ; Rouire 1979 ; Cavalera, 2007), elles sont ici définies apriori comme celles utilisées par le BRGM pour l'unité hydrogéologique du Beausset (Durozoy *et al.*, 1969).

L'Unité du Beausset appartient à la Basse-Provence, celle-ci est divisée en deux grands ensembles géologiques : la Basse-Provence calcaire avec les terrains sédimentaires mésozoïques et cénozoïques, et la Basse-Provence cristalline avec les terrains paléozoïques sédimentaires, métamorphiques et magmatiques. L'Unité du Beausset appartient à la Basse-Provence calcaire, et a la particularité d'être à la bordure de la Basse-Provence cristalline (Figure 2.1).

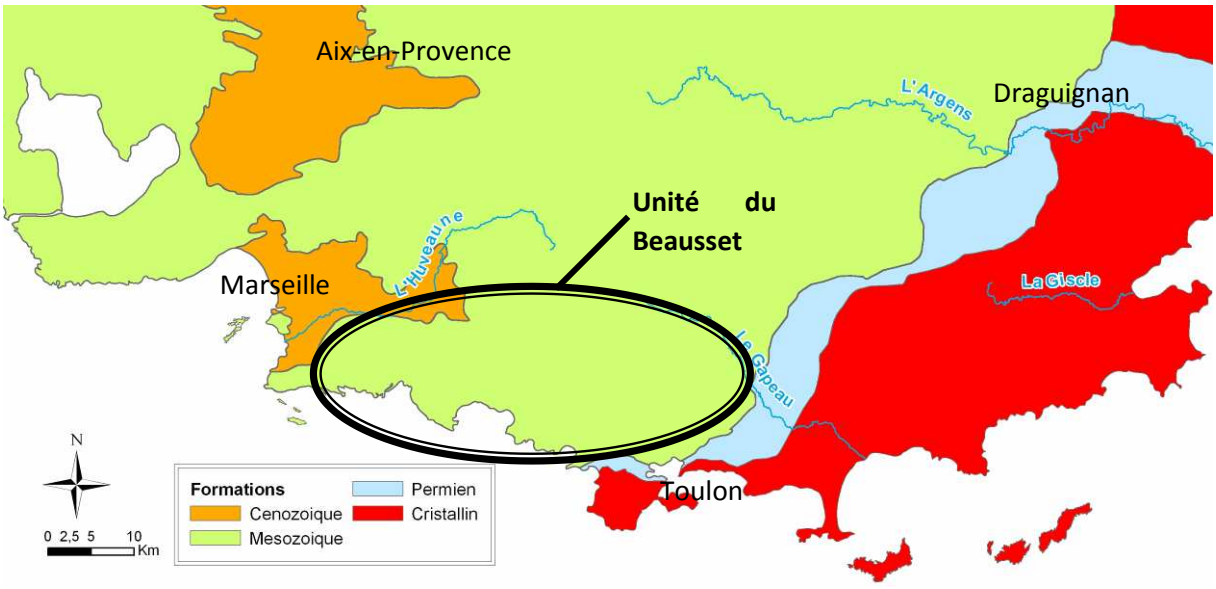


Figure 2.1 : Situation de l'Unité du Beausset par rapport aux grands ensembles géologiques de Basse-Provence.

L'Unité du Beausset est composée à l'affleurement de terrains allant du Trias inférieur au Crétacé supérieur. Elle se développe selon un vaste synclinal à bordure sud-est redressée et à charnière d'axe globalement E-W. Elle est limitée à l'Ouest par les bassins oligocènes de Marseille et

d'Aubagne, à l'Est par la dépression permienne de Solliès-Ville. Elle est bordée au Sud par les chevauchements nord-toulonnais et au Nord par le grand accident de la Sainte-Baume (Figure 2.2).

2.1 Structure et géodynamique de l'Unité du Beausset

Le cadre structural de l'Unité du Beausset a été le sujet d'âpres controverses depuis les premières études géologiques. En particulier entre le 19ème siècle et le 20ème siècle, Bertrand (1887) émet les premières hypothèses à l'origine de la notion de « nappes de charriages » qui seront intensément débattues (Gouvernet, 1963). Lutaud (1957), puis Tempier (1985), proposent le modèle généralement admis aujourd'hui de mise en place des structures de l'Unité du Beausset. Cette dernière est chevauchée au sud par l'Unité de Bandol (Figure 2.2) selon des structures complexes à vergence sud. Celles-ci ont été étudiées plus en détail par Gouvernet (1963), Bercovici (1983) et Philip *et al.* (1987). L'Unité du Beausset, quant à elle, chevauche selon un pendage sud l'Unité de la Sainte-Baume (Guieu, 1968).

Ces structures géologiques complexes sont le résultat d'une histoire non moins complexe débutée au Paléozoïque (Figure 2.3). Les premiers terrains provençaux ont été attribués au Silurien et la sédimentation peut être considérée continue jusqu'au Cénozoïque. L'évolution tectonique de la Provence a été synthétisée par Leleu (2005).

- Silurien: ces terrains affleurent principalement autour de Hyères et des îles du Levant. Leur rareté dans cette partie de la Méditerranée rend les reconstitutions difficiles. La Provence se trouvait alors sur la marge nord du Gondwana. Ce lieu pourrait être le témoin d'une phase de rifting voire à l'opposé d'une orogenèse locale, toutes deux associées à la fin de la phase calédonienne (Balintoni *et al.*, 2011).
- Dévonien – Carbonifère : ces terrains sont inconnus en Basse-Provence, mais présents dans les Maures (Feys, 1984). Le Dévonien correspond à la phase orogénique varisque (ou hercynienne). Cette phase se caractérise par une compression responsable de grands accidents orientés environ N030 (Matte, 2001). Cette orogenèse se termine au Carbonifère où sont mis en place des grands décrochements sénestres orientés N135 et dextres N045 (Arthaud et Matte, 1975). Ces deux phases sont très importantes car elles vont conditionnées les compartiments tectoniques à l'échelle de la Provence jusqu'à nos jours (e.g. Guyonnet-Benaize, 2011).
- Permien - Jurassique : un régime extensif se met en place avec le rifiting pangéen responsable de l'ouverture du Bassin Liguro-Piémontais (Rudkiewicz, 1988). L'extension se produit selon des directions N010 à N100 au Permien (Rudkiewicz, 1988) avant de devenir N040 au cours du 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).
- Berriasien – Barrémien : le Crétacé inférieur débute par la phase de rifting nord-atlantique. Celle-ci est responsable d'une extension orientée Nord-Sud jusqu'au Valanginien, puis Est-Ouest au Barrémien (Masse *et al.*, 2009).
- Aptien – Albien : mise en place du « Bombement Durancien » structure E-W de type bloc basculé formant un haut structural (Chorowitz & Mukania, 1992). Celui-ci met à l'émersion de façon diachrone les terrains du Crétacé inférieur dans l'Unité du Beausset (Philip *et al.*, 1987), formant une surface intensément karstifiée et bauxitisée (Laville & Lajoinie, 1979).

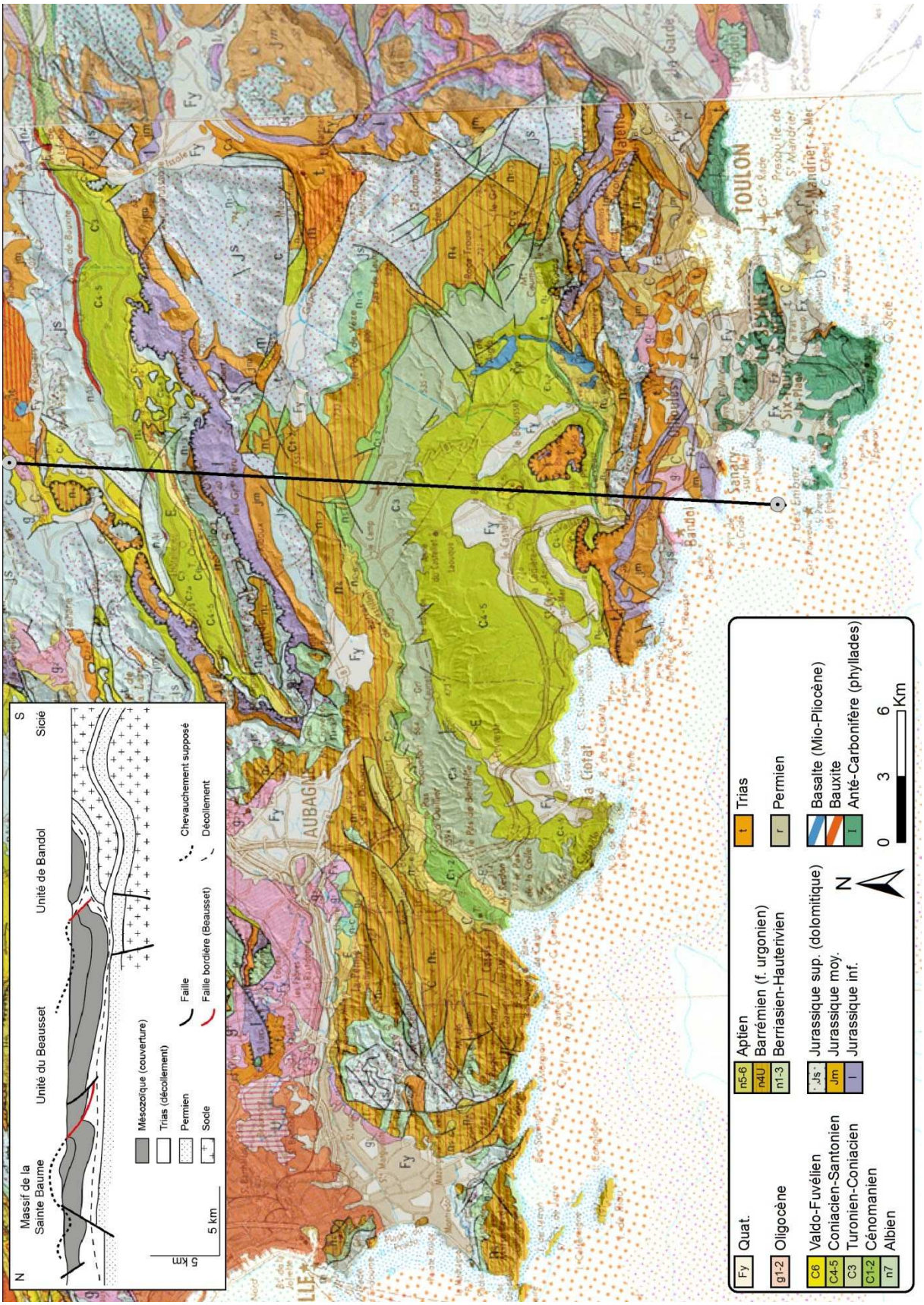


Figure 2.2 : Cadre géologique et structural de l'Unité du Beausset. Carte géologique au 1/250000 du BRGM et coupe équilibrée au 1/100000 (modifiée d'après Tempier, 1985)

- Albien – Santonien : le régime passe en transtension dans la majeure partie de l'Unité du Beausset, créant ainsi le Bassin du Beausset *sensu stricto* (Floquet *et al.*, 2005). Cette transtension se fait selon des failles de direction N110 (Hennuy, 2003).
- Santonien – Eocène : mise en place de la tectonique compressive « pyrénéo-provençale ». Cette tectonique polyphasée est à l'origine des grandes structures provençales compressives observées aujourd'hui comme les chevauchements nord-toulonnais et de la Sainte-Baume (Tempier, 1985). La première phase s'amorce avec l'inversion tectonique fini-santonienne et campanienne (Rosenbaum *et al.*, 2000) et se poursuit jusqu'à l'Eocène avec des directions de compression N160 (Andreani *et al.*, 2010)
- Oligocène – Burdigalien : expression des phases du Rifting Ouest Européen avec une extension N000 à N135 (Arthaud *et al.*, 1977), et du Rifting Corso-Sarde (ou Liguro-Provençal) avec une extension N110 (Hippolyte *et al.*, 1990). Cette dernière phase est à l'origine de la création des bassins marseillais et aubagnais.
- Burdigalien – aujourd'hui : les phases post-rift ont une expression sédimentaire jusqu'à la fin du Miocène (Conesa *et al.*, 2008). La phase alpine (Miocène terminal – Pliocène) n'a laissé que peu de traces microtectoniques en Basse-Provence (Champion *et al.*, 2000), cependant des traces microtectoniques d'activité sismique ont été observées dans les formations quaternaires du Bassin de Marseille (Bonifay, 1967 ; Dupire, 1987). Cette dernière phase a été accompagnée par un volcanisme effusif où des coulées de basalte sont apparues à la faveur de failles dans le Coniacien du Beausset et se sont écoulées jusqu'à la mer en suivant la paléo-vallée de la Reppe (Coulon, 1967). Ces coulées ont été datées par K/Ar entre la fin du Miocène (Baubron, 1974) et le début du Pliocène (Münch, com. pers.).

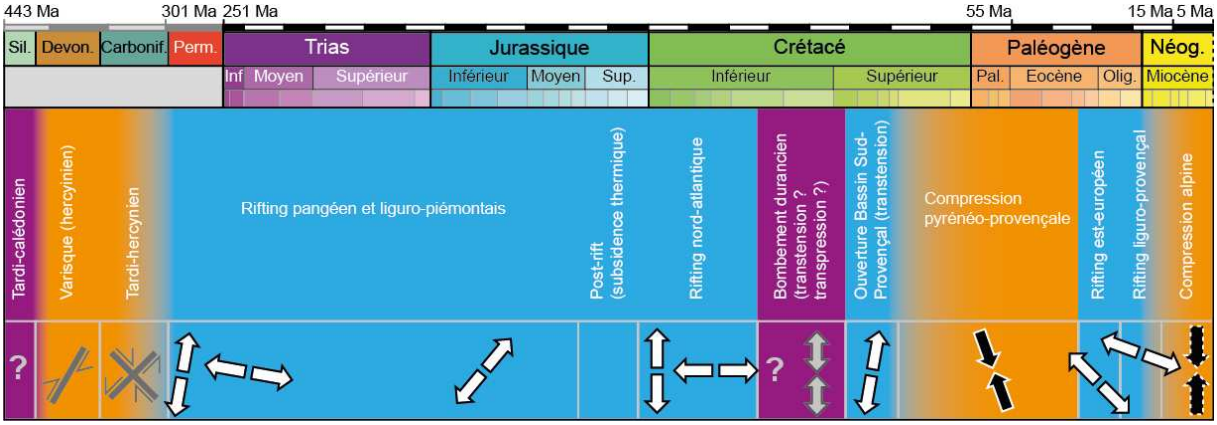


Figure 2.3 : Synthèse de l'histoire géodynamique de la Provence avec les principales directions de contraintes.

2.2 Stratigraphie de l'Unité du Beausset

La synthèse des données géodynamiques de Provence montre l'importance de l'héritage structural. Cet héritage se traduit par de nombreuses variations lithologiques et faciologiques. Ces dernières auront une importance cruciale pour la compréhension des écoulements au sein de l'Unité du Beausset. Ce chapitre vise donc à présenter en détail la stratigraphie des roches affleurantes dans cette unité.

2.2.1 Trias

Les premières études spécifiques et détaillées sur le Trias de l'Unité du Beausset remontent à Jaubert (1859) et Dieulafait (1869). Les études stratigraphiques complètes les plus récentes de l'ensemble du Trias provençal datent des années 60 avec les travaux de Gouvernet (1963a & b) et Caron (1967a, 1967b & 1969), et de la *Synthèse géologique du S.E.* (Glintzboeckel, 1984). Le travail publié le plus récent est celui de Brocard (1991), mais il ne concerne que le Trias moyen.

Le Trias n'affleure que peu dans l'Unité du Beausset : au niveau de Méounes-les-Montrieux dans une structure tectonique complexe (Cornet, 1957) et en bordure du Gapeau (Solliès). Cependant, par la présence de niveaux peu compétents salifères (alternance de marnes avec du gypse et de la halite), le Trias a souvent été considéré comme ayant un rôle majeur dans la cinétique de la tectonique provençal (Guieu, 1967 ; Tempier, 1985). Sa stratigraphie complète est donc exposée ici, en se basant sur les affleurements de l'Unité de Bandol, affleurements présentant une grande similitude de faciès avec ceux de Méounes et Solliès (Glintzboeckel, 1984 ; Brocard, 1991).

En Provence, le Trias est composé des trois termes dits « germaniques », c'est-à-dire : le Bundsandstein, le Muschelkalk et le Keuper. Mais ils n'ont qu'une valeur faciologique et non temporelle (Brocard, 1991).

- Le Trias inférieur est composé de grès et conglomérats d'origine fluviatile pour une épaisseur d'environ 70m, et de quelques mètres de grès et d'argiles intercalés avec du sel. Ce dernier niveau correspond au premier niveau de décollement du Trias (Caron, 1969).
- Le Trias moyen est le plus développé ; il s'agit d'une puissante série d'une centaine de mètres d'épaisseurs composée d'une alternance de calcaire (Figure 2.4), de dolomies et de quelques niveaux marno-gyspseux. Ces niveaux salifères forment le deuxième niveau de décollement du Trias (Caron, 1969). La série se termine par des dolomies finement litées, puis cèdent la place aux dépôts du Trias supérieur.
- A part le Rhétien, le Trias supérieur est mal daté et mal connu, car composé exclusivement de marnes gypsifères (Figure 2.4) et de dolomies cargneulisées. De plus, du fait de sa grande plasticité, il est le niveau de décollement triasique le plus impliqué dans les structures provençales (Caron, 1969) ; les rares affleurements préservés sont donc de mauvaise qualité. Son épaisseur totale est très variable selon les régions ; dans la région toulonnaise, elle est estimée à environ 80m. Le Trias se termine par le Rhétien, composé d'une alternance d'une cinquantaine de mètres de calcaires fins (couches à *Avicula contorta*) et de marnes, qui deviennent vertes au sommet de la série juste avant le passage au Jurassique inférieur.

2.2.2 Jurassique

Après les travaux préliminaires de Matheron (1839), les premières études stratigraphiques détaillées du Jurassique ne datent que des années 1960-1980 avec les travaux de Guieu (1968), Tempier (1972), Arnaud & Monleau (1979, 1984a, b & c). Des études plus détaillées ont été réalisées sur le Jurassique inférieur (Léonide, 2007a et b), moyen (El Kanchoufi, 1988) et supérieur (Dalmasso, 2001 ; Gisquet, 2012). Tous ces travaux, ainsi que ceux faits dans le cadre de Mémoires de Maîtrise et de Mémoire de D.E.A., ont été synthétisés par Floquet *et al.* (2007). Ces études ne sont pas spécifiques à l'Unité du Beausset, mais de nombreuses coupes faisant partie de ces travaux y ont été levées.

Figure 2.4 : Calcaire laminé avec déformation liée aux évaporites (Trias moyen, Vieux-Beausset), les clés font l'échelle (4cm). Marnes gypsifères (Trias supérieur, Vieux-Beausset), le crayon fait échelle (15cm).

- Jurassique inférieur se divise en deux formations : la Formation de Saint-Pons (Hettangien à Sinémurien inférieur), alternances de marnes vertes et de dolomies finement litées (Figure 2.5A) d'une puissance d'environ 100m, et la Formation des Calcaires Roux à Chailles (Sinémurien supérieur à Bajocien inférieur), composée de calcaires à spongiaires et entroques (Figure 2.5B), et de marnes.
- Le Jurassique moyen est également partitionné en deux formations. La première est la Formation des Alternances Marno-Calcaires à Zoophycos (Bajocien-Bathonien), dont l'épaisseur est variable à travers la Basse-Provence (elle est généralement aux alentours de 250m dans l'Unité du Beausset). Dans la partie orientale de l'unité cette formation est composée d'alternance de calcaires et de calcaires argileux (calcimétrie autour de 80% de CaCO3, Choquet, 1972). Elle se termine par une barre calcaire fracturée et karstifiée du Bathonien supérieur (Figure 2.5D). La deuxième formation est la Formation de La Panouse (Callovien), essentiellement calcaire (Figure 2.5E) mais qui a subi par endroit une dolomitisation *per descensum*.
- Le Jurassique supérieur est une puissante série (jusqu'à 500m environ) essentiellement composée de dolomies. Il est généralement indifférencié sur les cartes géologiques du fait de l'omniprésence des faciès dolomitiques. Il est subdivisé en cinq formations : la Formation du Vallon de Toulouse (Oxfordien moyen à supérieur), faite de dolomies secondaires saccharoïdes (Figure 2.5F) sur plus d'une centaine de mètres ; la Formation du Défens (Kimméridgien supérieur ?), formation décamétrique de sebkhras et paléosols ; la Formation de la Gineste (Tithonien), composée d'environ 150m de calcaires et dolomies affectés par des altérations salifères (*teepees*, pseudomorphoses, cavités de dissolution…) ; la Formation de La Madrague de Montredon (Tithonien supérieur), formation de calcaires dolomitisés d'une puissance d'une centaine de mètre ; et la Formation du Mont Rose (Thitonien supérieur - Berriasien) qui marque le passage du Jurassique au Crétacé, d'une puissance totale d'environ 150m, elle se compose de calcaires fins (Figure 2.5H), il est difficile d'estimer la part de Jurassique et de Crétacé dans cette formation.

Les phases de dolomitisation qu'ont subies les formations du Jurassique supérieur sont complexes et nombreuses, des études sont en cours sur ce sujet (Gisquet, 2007, 2008 et 2012). Mais il apparaît qu'il existe une phase primaire contemporaine de la formation des sédiments et une phase secondaire de dolomitisation liée aux failles (Figure 2.5G) et fractures (Blanc *et al.*, 1974 ; Jautée, 1984, Gisquet, 2008).

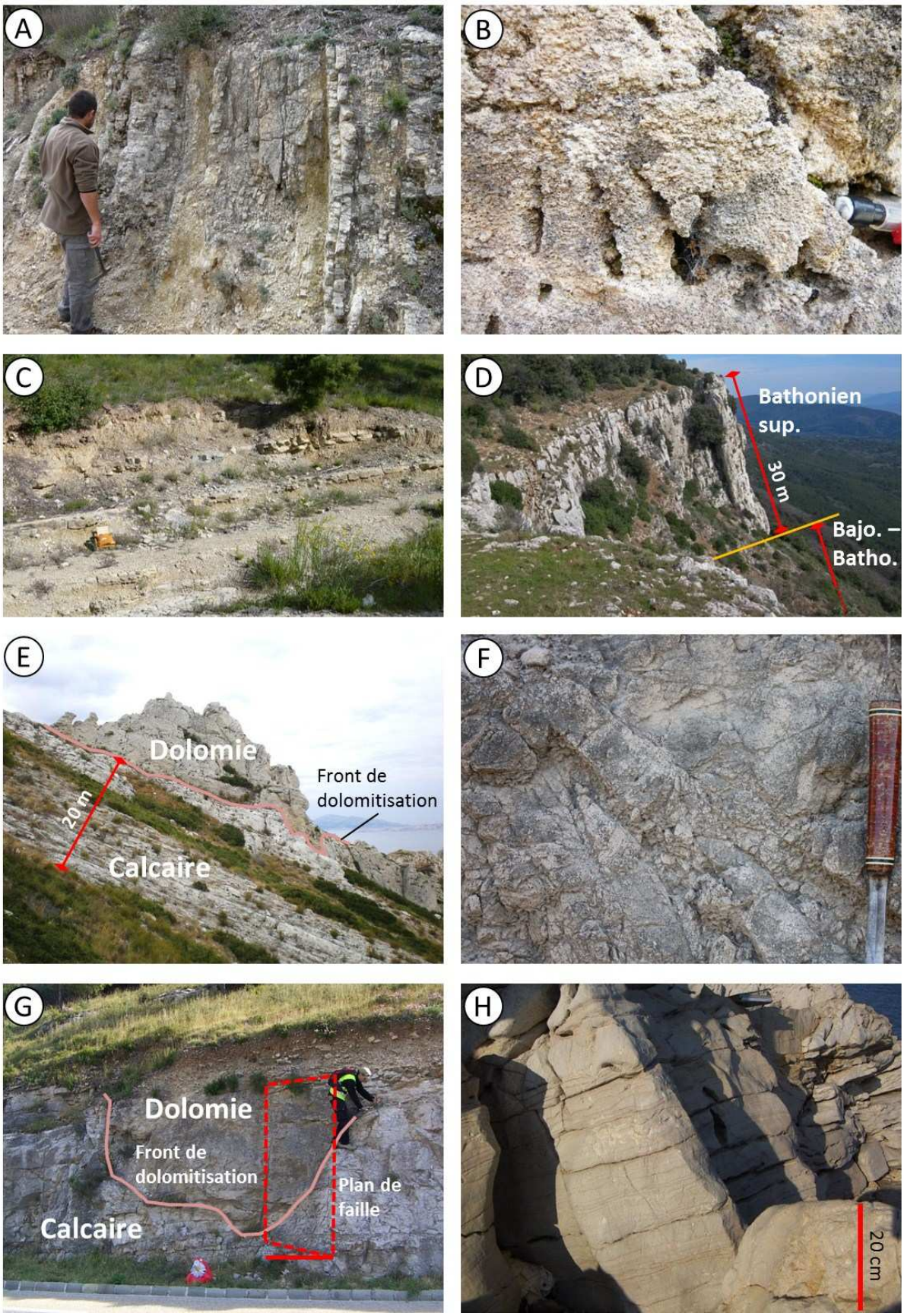


Figure 2.5 : Illustrations des principales formations jurassiques. (A) Marnes vertes et dolomies sucrosiques fracturées de l'Hettangien (Signes). (B) Calcaires à entroques du Pliensbachien (Solliès-Toucas). (C) Alternances marno-calcaires du Bajocien (Solliès-Toucas). (D) Calcaires fracturés du Bathonien sup. et début

des alternances marno-calcaires du Bajocien-Bathonien (Barre de Cuers). (E) Front de dolomitisation au sein des calcaires calloviens (Massif de l'Etoile, cliché F. Gisquet). (F) Dolomies fracturées à oolithes recristallisées, Formation du Vallon de Toulouse (Carrière Perrasso, Marseille, cliché F. Gisquet). (G) Front de dolomitisation liée à une faille au sein des calcaires tithoniens de la Formation de la Gineste (Massif de l'Etoile, cliché F. Gisquet). (H) Calcaires tithoniens de la Formation du Mont Rose (Massif de l'Etoile, cliché F. Gisquet).

2.2.3 Crétacé

2.2.3.1 Crétacé inférieur

Les terrains du Crétacé inférieur ont été pour la première fois décrit par Matheron (1839) ; si à cette époque ils étaient associés à ceux du Jurassique, dès les travaux de Toucas (1869 & 1873) sur l'Unité du Beausset les terrains « néocomiens » et « du Gault » (Aptien et Albien) sont figurés. Il n'existe que peu de synthèses sur l'ensemble du Crétacé inférieur de Provence (Denizot, 1934 ; Chevalier, 1965 ; Masse, 1984) et aucun travail de synthèse propre à l'Unité du Beausset. Cependant des études détaillées pour différents étages stratigraphiques, et comprenant des coupes provenant de cette zone d'étude, ont été réalisées. Du Berriasien à l'Aptien inférieur, l'étude la plus complète et détaillée est celle de Masse (1976). Pour l'Aptien, il existe différents travaux sur sa géométrie et stratigraphie, dans la partie ouest et nord du Beausset (Blanc, 1965 ; Masse, 1988), avec notamment la micropaléontologie (Fabre-Taxy, 1965 ; Tronchetti, 1981), et dans la partie sud (Machhour, 1988 ; Masse, 1988). Des études multi-méthodes ont également été faites pour l'Aptien dans le région de Cassis dans le cadre de la définition d'un stratotype (e.g. Moullade *et al.*, 2004). Pour l'Albien, les travaux les plus complets sont ceux de Machhour (1988) et de Masse (1988). Ces deux derniers travaux offrent une synthèse des études sur le « Crétacé moyen » en Provence (Aptien – Cénomanien).

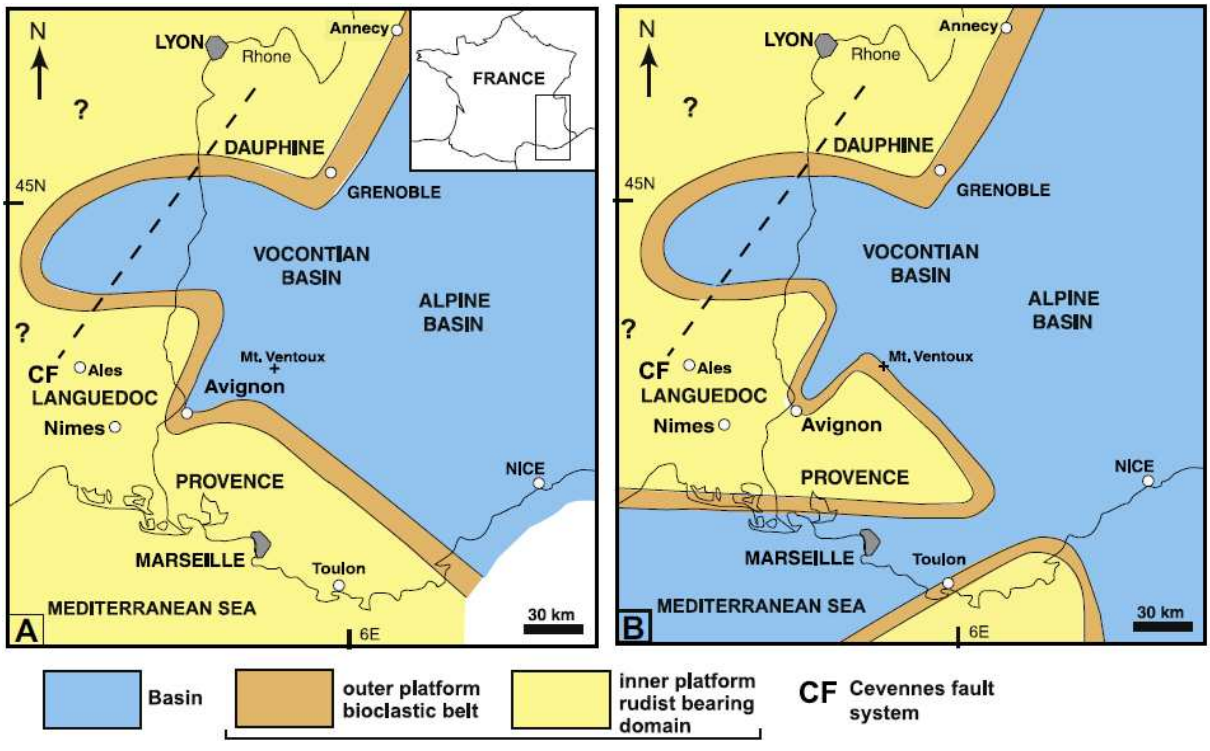
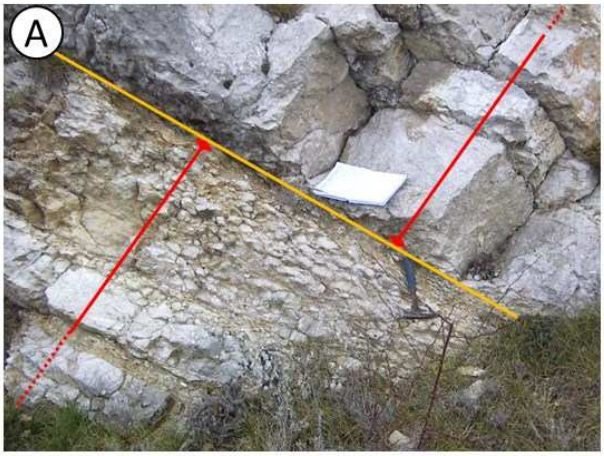
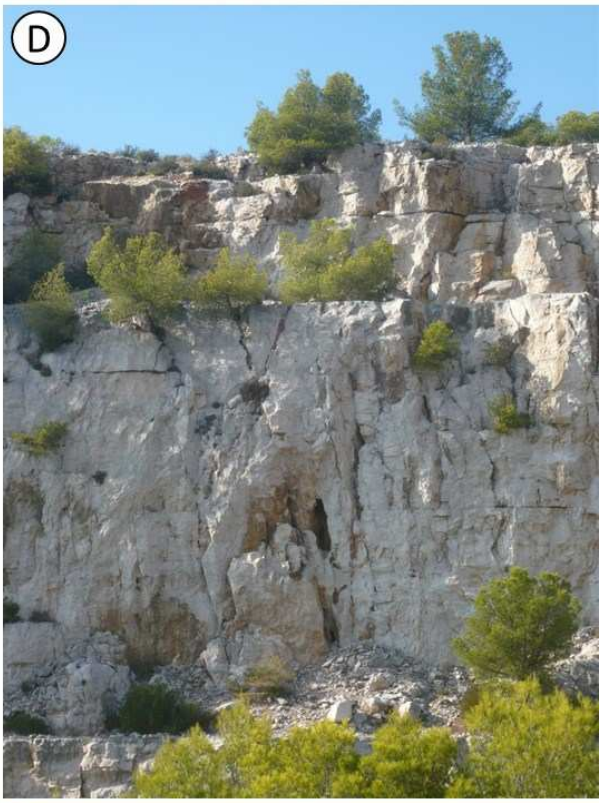


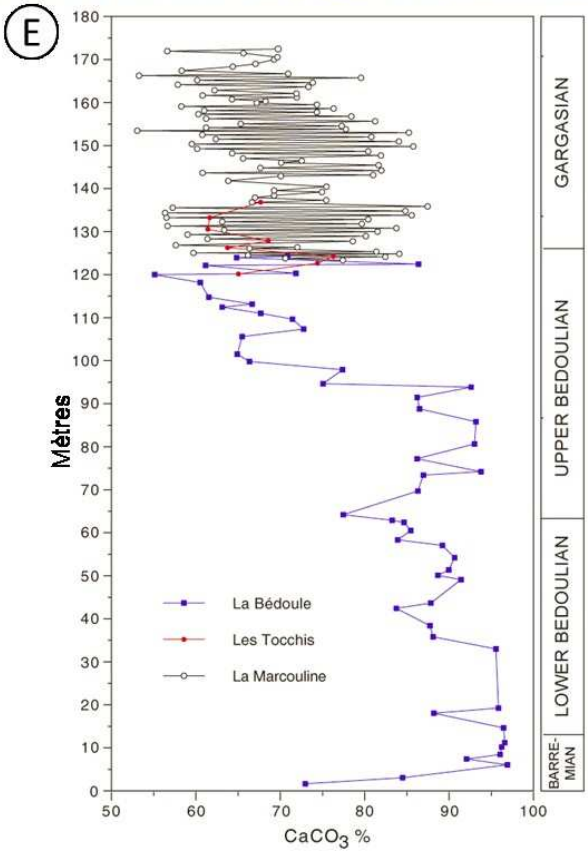
Figure 2.6 : Carte paléogéographique de la Provence au Barrémien (A) et à l'Aptien inférieur (B) (d'après Masse et Fenerci-Masse, 2008).


A

B

C


D


E
Mètres
CaCO3 %
La Bédoule
Les Tocchis
La Marcouline
GARGASIAN
UPPER BEDOULIAN
LOWER BEDOULIAN
BARRE-MIAN

F

Figure 2.7 : Illustrations des principales formations du Crétacé inférieur de Provence. (A) Transition de l'alternance marno-calcaire berriasienne de la Formation de Niolon aux calcaires valanginiens de la Formation de l'Escalette (Massif de l'Etoile, cliché F. Gisquet). (B) Marnes du Valanginien (Massif de l'Etoile, cliché F. Gisquet). (C) Calcaires à silex fracturés du Valanginien (Massif de l'Etoile, cliché F. Gisquet). (D) Calcaires fissurés et karstifiés du Barrémien (Port-Miou, Cassis). (E) Calcimétries des formations d'âge aptien à Cassis (d'après Renard *et al.*, 2007). (F) Calcaires argileux de l'Aptien supérieur (Cassis, cliché N. Romeuf).

Du Berriasien au début de l'Aptien, la Basse-Provence est une vaste plate-forme à rudistes (Masse, 1976 ; Masse, 1993) (Figure 2.6A). Liée aux événements tectoniques médio-crétacés ainsi qu'à des modifications d'ordre eustatique et climatique (Fluteau *et al.*, 2007), la plateforme carbonatée disparaît et devient le Bassin Sud-Provençal (Figure 2.6B).

- Le Crétacé inférieur débute par le Berriasien qui offre un faciès relativement uniforme à travers toute la Basse-Provence (Masse, 1984). Dans l'Unité du Beausset, il s'étend sur une quarantaine de mètres selon une alternance de calcaires fins et de marnes vertes (Masse, 1976) dite de la Formation de Niolon (Figure 2.7A).
- Du Valanginien à la base de l'Aptien, les formations de l'Unité du Beausset se subdivise en trois : celles du Massif des Calanques (bordure occidentale), celles de l'auréole externe du Beausset (partie septentrionale) et celles des massifs nord-toulonnais (bordures méridionales et orientales).

Pour la bordure occidentale, la coupe type est celle du Mont Puget, qui a des faciès similaires dans les parties nord et ouest du Bassin de Marseille. Elle est la plus épaisse de l'Unité du Beausset, 550m au total. Elle débute par la Formation inférieure du Massif du Puget qui commence par une cinquantaine de mètres de marnes et de calcaires blancs datés du Valanginien, suivie par la « trilogie valanginienne » (Denizot, 1934 ; Masse & Fenerci-Masse, 2004 ; Masse *et al.*, 2008) qui correspond à une cinquantaine de mètres de marnes, calcaires à silex et calcaires argileux (Figure 2.7B et C). L'Hauterivien, quant à lui, développe des calcaires blancs et des dolomies sur plus de 150m. Après ces premières unités, débute la Formation Supérieure du Massif du Puget qui est celle revêtant le plus d'importance pour la présente étude, dans la partie occidentale. Seule cette formation revêt le faciès urgonien dans cette zone. Il est fait de calcaires clairs compacts à rudistes (Figure 2.7D) qui se développent sur plus de 350m, avant de passer au Bédoulien. Une stratigraphie plus détaillée de la partie sommitale de cette formation a été proposée (Fenerci-Masse & Masse, 2004).

Dans la partie la plus septentrionale, la coupe du Vallon des Croupatières (à l'Ouest de Signes sur les contreforts de Siou-Blanc) sert de référence (Masse, 1976). Le Valanginien est proche de celui des séries du Puget, mais avec une épaisseur moindre (50m environ), mais la trilogie est absente, remplacée par des calcaires à coraux. L'Hauterivien est déjà représenté par les faciès urgoniens qui vont s'étendre jusqu'au Barrémien supérieur sur 250m environ. Le sommet du Barrémien est absent, probablement tronqué suite à l'érosion médio-crétacée, et ce sont les calcaires argileux cénomaniens qui reposent directement dessus (Philip, 1970).

Les faciès des parties méridionales, coupe type des gorges d'Ollioules, et orientales, coupe type des Quatre-Confronts, de l'Unité du Beausset sont plus calcaires que ceux des zones occidentales et septentrionales (Masse, 1976). A Ollioules, le faciès urgonien est présent depuis le Valanginien jusqu'au Barrémien terminal, sa puissance totale est d'environ 400m. Aux Quatre-Confronts, la succession sédimentaire est similaire, mais l'épaisseur totale moindre, aux alentours de 250m.

- Après le Barrémien, débute en Provence ce que les auteurs appellent le Crétacé moyen (Masse & Philip, 1976). Cette période est le théâtre de bouleversements tectoniques qui marquent

les prémices du « Bombement Durancien », qui va conduire à l'érosion d'une partie ou de la totalité des dépôts apto-albiens (Rousset, 1969). Ces mouvements tectoniques sont responsables d'une compartimentation structurale à travers toute la Basse-Provence qui provoque une variation faciologique mais également temporelles en termes de période de dépôts (Figure 2.8).

L'Aptien peut se diviser en deux sous-étages : le Bédoulien et le Gargasien. Les parties septentrionales et méridionales de l'Unité du Beausset présentent des faciès différents. L'Albien est absent de l'auréole externe du Beausset, dans la partie septentrionale. Seuls les Calcaires de Fontdouille albiens sont présents en bordure de cette zone à La-Penne-sur-Huveaune (Masse, 1988). Dans la partie la plus méridionale l'Albien est présent au Nord d'Ollioules et de Bandol. A l'est (Le Revest-les-Eaux), il est par contre absent (Phillip, 1970 ; Laville, 1972 ; Masse, 1976).

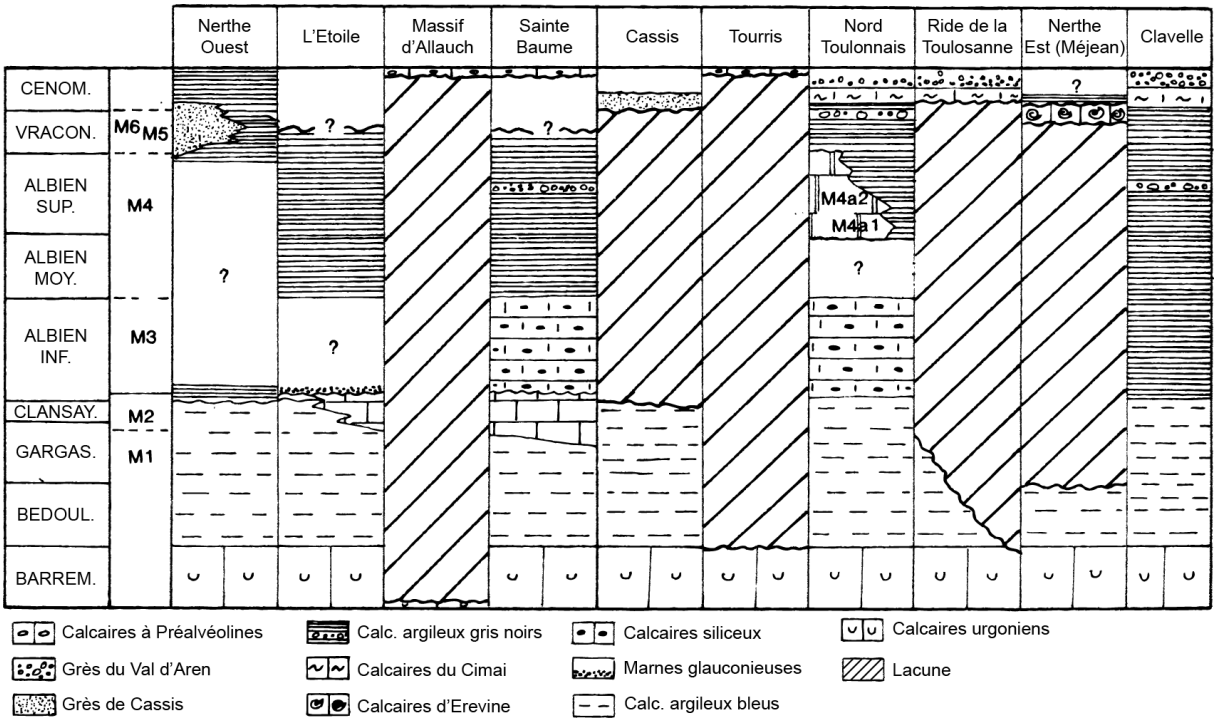


Figure 2.8 : Variations de faciès et de périodes de dépôts durant l'Aptien et l'Albien en Basse-Provence (modifié d'après Masse, 1988).

Dans la partie septentrionale, le Bédoulien est composé de calcaires siliceux puis de marno-calcaires pour une puissance maximale d'une centaine de mètres à la localité type de La Bédoule (Fabre-Taxy, 1965 ; Tronchetti, 1981). Au-dessus, se développent les marnes du Gargasien sur une cinquantaine de mètres (Figure 2.7E et F). Cependant les mesures de calcimétrie, effectuées récemment dans le cadre de la révision du stratotype aptien, montrent que ces marnes sont en fait des calcaires argileux (Figure 2.7E). Ces derniers vont voir leur épaisseur diminuer en direction du Nord-Est jusqu'à disparaître complètement au niveau de Le Camp (Blanc, 1965 ; Tronchetti, 1981). Le Bédoulien, quant à lui, diminue en épaisseur après Le Camp, tout en devenant plus calcaire, et disparaît à son tour (Blanc, 1965). Ce biseau sédimentaire montre bien le jeu de la tectonique médio-crétacée dès le début de l'Aptien.

Dans la partie méridionale, le Bédoulien est réduit (entre 15m et 20m) par rapport à la coupe type, et il est composé de calcaires siliceux (Machhour, 1988). Le Gargasien est là aussi composé de calcaires argileux et puissant d'une centaine de mètres, mais il se réduit d'Ouest en Est jusqu'à une quarantaine de mètres (Sainte-Anne d'Evenos) (Tronchetti, 1981 ; Machhour, 1988). Les formations

de l'Albien appartiennent à deux ensembles distincts. En effet, à partir de l'Aptien, une structure de type extensif apparaît au niveau du col de la Toulousanne (Sud de Sainte-Anne-d'Evenos), créant deux bassins subsidents : les Sillons de Bandol et de Sainte-Anne-d'Evenos (Philip *et al.*, 1985 ; Philip *et al.*, 1987 ; Machhour, 1988 ; Masse, 1988). Dans la partie occidentale (Sillon de Bandol) se dépose plus de 300m de marnes et argilites, dans la partie orientale (Sillon de Sainte-Anne-d'Evenos) se sont tout d'abord des calcaires siliceux puis argileux et enfin des marnes qui se mettent en place sur 120m environ. Malgré les différences faciologiques et d'épaisseurs, chaque sillon enregistre, par des changements séquentiels et par des resédimentations en provenance de la Ride de la Toulousanne médiane, les mêmes événements de manière synchrone (Macchour, 1988). Les deux sillons continueront a fonctionner jusqu'au Cénomanien moyen, date à laquelle ils seront comblés une première fois (Philip *et al.*, 1985).

2.2.3.2 Crétacé supérieur

Tout comme pour le Crétacé inférieur, les premiers travaux sur le Crétacé supérieur du Beausset sont du fait de Matheron (1839), et la première étude spécifique à cette zone est celle de Toucas (1869 & 1873). Après ce dernier, il faut attendre 1970 avec les travaux de Philip pour avoir une nouvelle étude intégrale de l'Unité du Beausset au Crétacé supérieur. Philip (1970 à 1998) est un contributeur majeur de l'étude de cette zone depuis le Cénomanien jusqu'au Santonien, ces travaux ont été synthétisés par Floquet *et al.* (2006). Pour une synthèse de toutes les études géologiques traitant de la partie occidentale de l'Unité du Beausset du Cénomanien au Coniacien moyen, il faut se référer à Gari (2008). Pour la partie occidentale de l'Unité du Beausset (région de Cassis, B.d.R.), le Cénomanien a été spécifiquement étudié en détail par Bouchard (1986), Jolet *et al.* (1997), Jolet *et al.* (2001), Floquet *et al.* (2005a), Floquet *et al.* (2006) et Gari (2008). Pour la partie orientale, les études du Cénomanien sont celles de Machhour (1988), Floquet *et al.* (2006) et Hairabian (2007). Pour le Turonien et Coniacien de l'ensemble du Beausset, les travaux intégrant à la fois stratigraphie, géométrie, sédimentologie et paléontologie, en plus de ceux de Philip (1970 à 1998), sont ceux de Jolet (1996), Hennuy (2003), Floquet *et al.* (2006) et Gari (2008). Pour le Coniacien supérieur et le Santonien, il n'existe qu'une synthèse qui est celle de Babinot *et al.* (1984), faite pour la *Synthèse Géologique du SE de la France* (Debrand-Passard *et al.*, 1984). Les autres travaux traitant du Coniacien supérieur et du Santonien de l'Unité du Beausset sont ceux de Babinot (1981), Tronchetti (1981), Grosheny (1986) et Grosheny *et al.* (1989).

Au cours du Crétacé supérieur, le Bassin Sud-Provençal se met en place en Basse-Provence (Figure 2.9A). A l'extrême nord, se situe le « Bombement Durancien », zone émergée contre laquelle se développe une vaste plateforme carbonatée (Figure 2.9B). Les limites de cette dernière différeront selon les époques (Philip, 1970). Au Sud, un massif émergé cristallin, le Massif Méridional (Hennuy, 2003), donne de nombreux apports silicoclastiques en direction du Nord (Bertrand, 1899 ; Blanc, 1950 ; Redondo, 1986, 1988). Entre la plateforme carbonatée au Nord et le Massif Méridional au sud, se développe un étroit bassin allongé, le Bassin Sud-Provençal (Figure 2.9B). Ce dispositif semble s'étendre au moins jusqu'à La Nerthe (Philip & Gari, 2005) ainsi que plus au sud en mer (Tassy *et al.*, 2012).

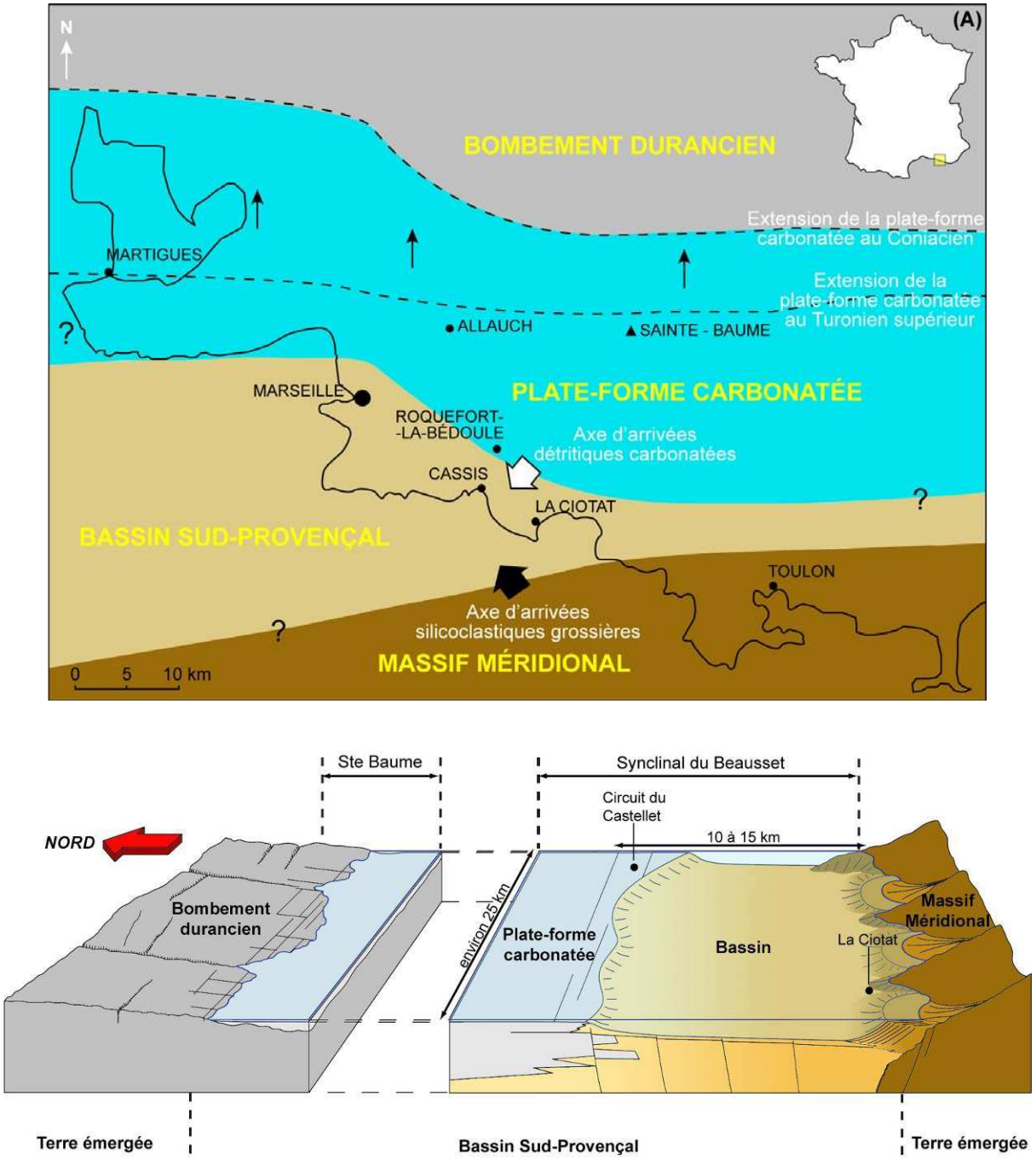


Figure 2.9 : (A) Carte paléogéographique des aires de sédimentation d'âge crétacé supérieur de la Basse-Provence. Gari (2008) modifié d'après Philip (1970). (B) Bloc diagramme représentant le cadre paléogéographique sud-provençal au Turonien et au Coniacien inférieur. D'après Hennuy (2003).

- Au Cénomanien, dans la partie méridionale, la structure de la Toulousanne joue encore, et ce jusqu'au Cénomanien moyen. Dans le Sillon de Bandol, l'Albien étant présent et complet, il n'y a pas de limite nette entre lui et le Cénomanien sus-jacent (Machhour, 1988). Au Cénomanien inférieur, la sédimentation qui était auparavant marneuse devient de plus en plus calcaire. Puis au Cénomanien moyen sous l'influence du Massif Méridional, elle est de plus en gréseuse. Dans ce sillon le Cénomanien inférieur à moyen est ainsi composé d'environ 150m de marnes et marnes gréseuses et d'environ 50m de grès calcaires. Dans le Sillon de Sainte-Anne-d'Evenos, le Cénomanien inférieur et moyen est beaucoup plus calcaire et ne devient gréseux que dans les derniers mètres ; son épaisseur totale est moindre que dans le sillon occidental et est d'environ 100m. Au Cénomanien supérieur, se

met en place, sur une vingtaine de mètre, une plateforme à rudistes (Figure 2.10A) qui est soumise à de forts apports terrigènes et qui est souvent sujette à des phénomènes d'émersion (Hairabian, 2007). La présence importante de grès et d'influences terrigènes est un bon marqueur de la grande proximité du Massif Méridional dans cette partie méridionale.

Dans la partie septentrionale, la plupart du Cénomanien inférieur et moyen est absent (Philip, 1970 ; Bouchard, 1986 ; Philip, 1998). Seul subsiste le Cénomanien supérieur qui est composé dans ce secteur d'une plateforme à rudistes sur 60m. Cette dernière passe latéralement sur 5km environ en direction du Sud-ouest à des dépôts marno-gréseux et marno-silteux de bassin puissant d'environ 200m (Philip, 1970 ; Bouchard, 1986 ; Philip, 1998 ; Floquet *et al.*, 2006). Entre la plateforme et le bassin de nombreuses resédimentations et olistolithes sont visibles (Bouchard, 1986 ; Floquet *et al.*, 2005 ; Gari 2008).

Ce dispositif, de plateforme carbonatée au Nord donnant des resédimentations dans un bassin à dépôts autochtones de calcarénites quartzeuses soumis également à des resédimentations détritiques du Sud, perdure du Cénomanien au Coniacien moyen comme l'illustre la Figure 2.11 par les variations stratigraphiques plateforme-bassin.

- Au Turonien inférieur et dans la première partie du Turonien moyen, les dépôts sont circonscrits à la partie septentrionale de l'Unité du Beausset. En effet, dans la partie méridionale, le Cénomanien est chapeauté par une discordance sur laquelle se dépose directement le Coniacien inférieur. Les dépôts de cette période se sont mis en place dans un contexte tectonique plus calme qu'au Cénomanien (relative absence des resédimentations). Ils sont constitués comme au Cénomanien par le passage d'une plateforme carbonatée à rudistes au bassin. Il est intéressant de noter que les dépôts de plateforme font environ une puissance double de ceux de bassin, soit 200m (Jolet, 1996 ; Jolet *et al.*, 2001).
- A partir du Turonien moyen terminal - Turonien supérieur, la plateforme carbonatée au Nord et le Massif Méridional au Sud subit une activité tectonique renforcée marquée par de nombreuses failles synsédimentaires (Figure 2.10B) qui résultent en de nombreux phénomènes de resédimentations (Figure 2.10C et Figure 2.12). Au Nord la plateforme carbonatée est toujours présente. Il y a au total une succession de trois de ces plateformes, chacune séparée de la sus-jacente par une discontinuité émersive parfois karstifiée (Figure 2.10D) ; les dépôts en relation sont puissants de 150m environ. Au Sud un ensemble de gilbert-deltas se mettent en place sur les contreforts du Massif Méridional (Blanc, 1950, 1951, 1956, 1963, 1980, 1987 ; Blanc & Praya, 1970 ; Blanc *et al.*, 1980 ; Hennuy, 2003 ; Floquet *et al.*, 2005), pour des dépôts d'une épaisseur de 830m (Hennuy, 2003 ; Gari, 2008). Entre le Nord et le Sud, au cœur même du Bassin Sud-Provençal *s.s.*, des phénomènes de resédimentations calcaires (RSC) et terrigènes (RST) se mettent en place alternativement avec des dépôts autochtones (A) au bassin (Figure 2.10E), mais influencés par les silicoclastiques en provenance du Sud (Figure 2.12).

Les resédimentations carbonatées sont au nombre de cinq (RSC1 à 5) et sont réparties généralement dans tout le bassin *s.s.* (sauf la dernière qui est incomplète). Les resédimentations terrigènes sont au nombre de trois (RST1 à 3) et sont inféodées à la partie sud, cela étant dû à une densité plus forte du matériel silicoclastique. Enfin les sédiments autochtones sont au nombre de cinq (A1 à 5), le dernier représentant le passage progressif vers le régime sédimentaire suivant (post Coniacien moyen). Dans la partie méridionale, la sédimentation reprend dans l'actuelle région du Mont Caume avec l'épisode sédimentaire A4 (Coniacien inférieur). Les dépôts de cet âge sont organisés selon une double rétrogradation (vers le Nord et le Sud) qui serait due à un régime tectonique en transtension (Hennuy, 2003). Cela se marque par des dépôts en onlaps de formations de bassin sur ceux de plateforme (Figure 2.10D) et par des failles synsédimentaires (Figure 2.10B).

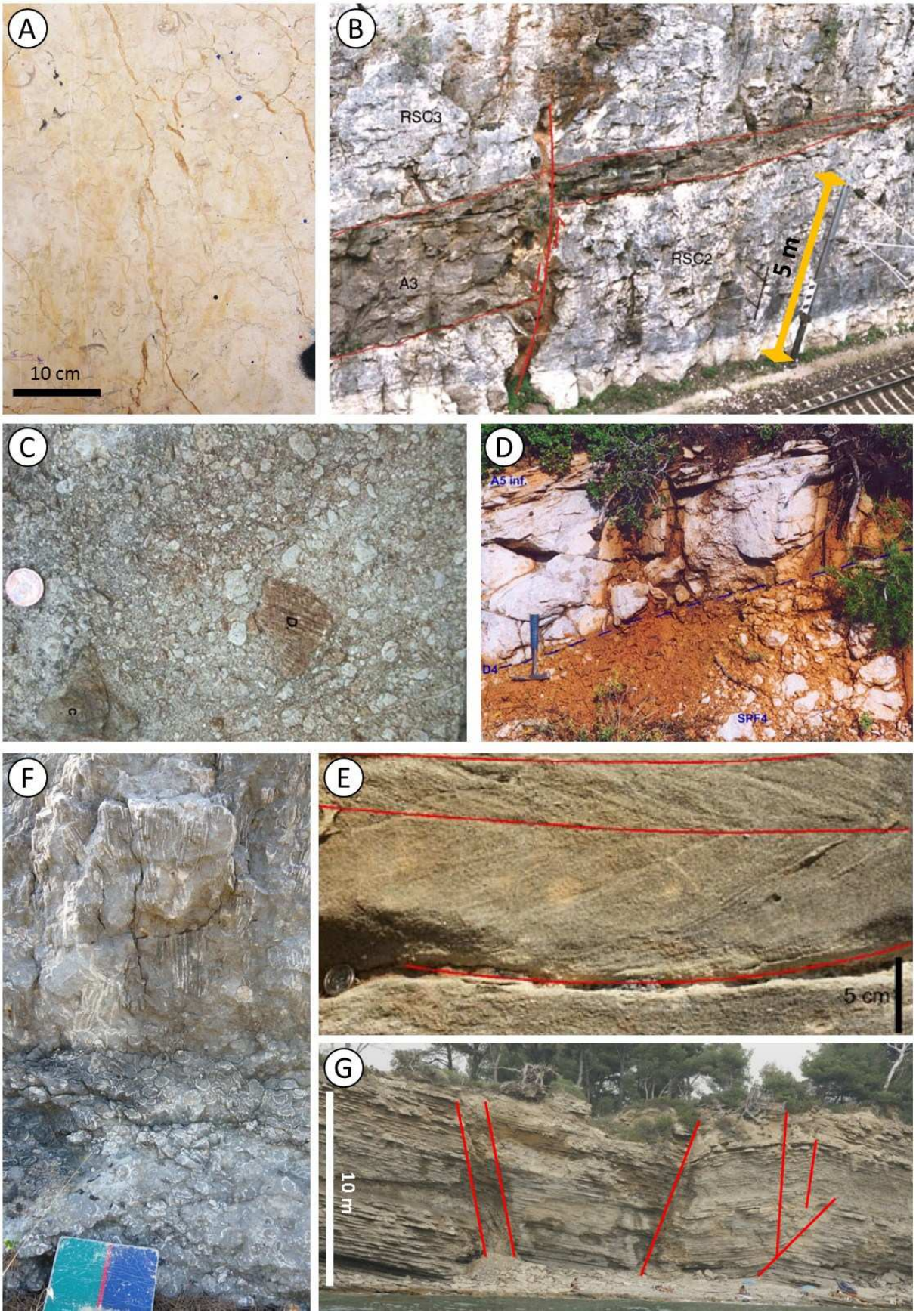


Figure 2.10 : Illustrations des principales formations du Crétacé supérieur du Bassin du Beausset. (A) Calcaires à rudistes fracturés (Carrière du Cimai, Evenos). (B) Tectonique syn-sédimentaire dans des formations coniaciennes (La Ciotat, d'après Hennuy, 2003). (C) Brèches polygéniques du Turonien supérieur

(Cassis, d'après Hennuy, 2003). (D) Surface d'érosion pédogénique au toit de la plateforme carbonatée d'âge turonien terminal et *onlap* des formations calcarénitiques de bassin d'âge coniacien (Massif de la Sainte Baume, d'après Hennuy, 2003). (E) Dépôts calcarénitiques quartzeux à litages obliques de cœur de bassin, Coniacien inférieur (Mont Caume, d'après Hennuy, 2003). (F) Calcaires à Hippurites du Santonien moyen (Oratoire St Jean, St Cyr les Lecques). (G) Calcarénites et calcisiltites faillées (en rouge) du Santonien de la Baie de La Ciotat (St Cyr les Lecques, cliché M. Floquet).

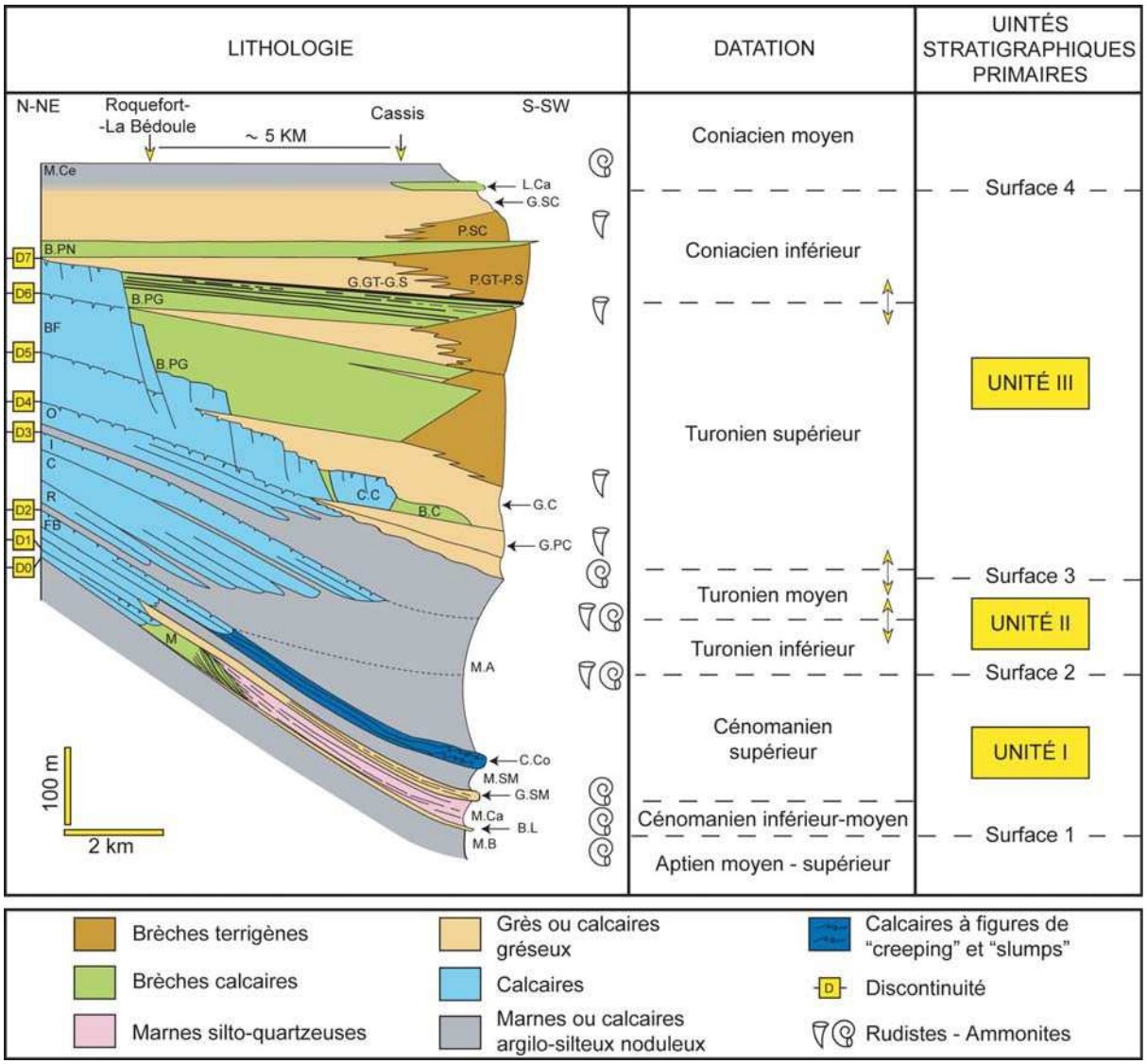


Figure 2.11 : Schéma synthétique des séries sédimentaires d'âge Cénomanien à Coniacien moyen de la bordure nord-nord est à sud-sud ouest de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal. Position et datation des unités lithostratigraphiques. M.B : Marnes Bleues ; B.L : Banc des Lombards ; M : Formation de la Marcouline ; M.Ca : Marnes de Cassis ; G.SM : Grès de l'Anse Sainte Magdeleine ; M.SM : Marnes de l'Anse Sainte Magdeleine ; FB : Formation de Font Blanche ; C.Co : Calcaires du Corton ; M.A : Marnes de l'Anse de l'Arène ; R : Barre de Roquefort ; C : Barre des Cuettes ; I : Barre Intermédiaire ; O : Barre du Pas d'Ourié ; BF : Barre de Bellefille ; G.PC : Grès du Pas de la Colle ; C.C : Couronne de Charlemagne ; B.C : Barre de Canaille ; G.C : Grès de Canaille ; B.PG : Barre du Pin de Galaban ; G.GT-GS : Grès de la Grand Tête et du Sémaphore ; P.GT-P.S : Poudingues de la Grand Tête et du Sémaphore ; B.PN : Barre du Pont Naturel ; G.SC : Grès de Sainte-Croix ; P.SC : Poudingues de Sainte-Croix ; L.Ca : Lentille de Cabot ; M.Ce : Marnes de Ceyreste. D'après Gari (2008), établi à partir des travaux de Jolet (1996 ; Turonien inférieur à moyen) et de Hennuy (2003 ; Turonien moyen à Coniacien moyen).

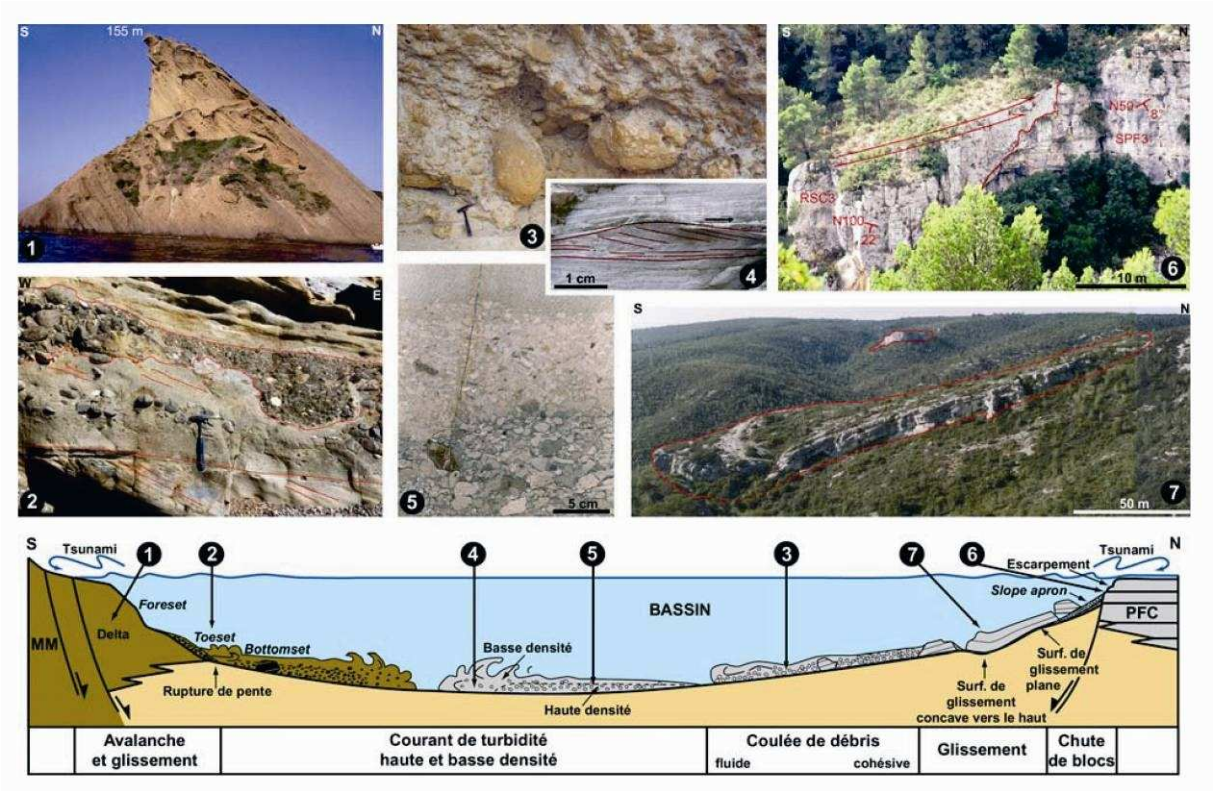


Figure 2.12 : Illustration de faciès caractéristiques (1 à 7 en haut) d'écoulements sous-marins en masse dans le Bassin Sud-Provençal au Turonien supérieur - Coniacien moyen et interprétations (en bas) en termes de processus de dépôts par écoulements gravitaires évolutifs. Les écoulements viennent à la fois de la marge de la Plateforme Carbonatée au Nord (à droite sur dessin) et de fans deltas au Sud qui bordaient le Massif Méridional émergé (MM à gauche sur dessin). Exagération verticale d'environ 6 fois. De Floquet & Hennuy (2003).

- Après le Coniacien moyen, une importante transgression a lieu alors que le bassin poursuit son ouverture. Une sédimentation marneuse sous influence terrigène se met alors en place au Coniacien supérieur jusqu'au Santonien moyen, avec les dépôts des Marnes de Ceyreste (100m), puis des Grès du Baguier (500m), et enfin des Marnes de Saint-Cyr (150m) (Philip, 1970 et 1993 ; Babinot, 1981 ; Tronchetti, 1981, Babinot *et al.*, 1984). Ces dépôts sont caractéristiques du cœur de l'Unité du Beausset où ils affleurent largement. Même si ils sont qualifiés de marnes car leurs calcimétries sont souvent inférieures à 50% (Redondo, 1986), la granulométrie des éléments terrigènes montre qu'il s'agit essentiellement de silts et de sables fins (Redondo, 1986). Le cœur du bassin est donc occupé par des grès et siltites à matrice calcaire, et par des calcarénites et calcisiltites quartzeuses (Figure 2.10G). Au Santonien moyen-supérieur, le remplissage du bassin et l'arrêt de la transgression va permettre l'installation d'un dernier épisode à rudistes (Philip, 1970 et 1974 ;Grosheny, 1986 ; Grosheny & Philip, 1989), dont les dépôts correspondant affleurent encore sur une trentaine de mètres (Figure 2.10F). Après cette sédimentation peu profonde, un dernier épisode marin subsiste avec le dépôt des Marnes du Moutin (environ 100m). Au sud du bassin, les dépôts du Santonien sont réduits, et à certains endroits se font sur des lacunes (aires surélevées) qui peuvent être importantes (Philip, 1967 ; Philip, 1970 ; Floquet *et al.*, 2006) : à Saint-Cyr, le Santonien est discordant sur le Trias moyen-supérieur, et au niveau de la Toulosanne il est discordant sur l'Albien. Au Santonien supérieur, s'amorce un régime en compression qui va permettre le retrait de la mer et la mise en place d'une sédimentation laguno-saumâtre (Ecozone du Plan d'Aups *sensu* Philip, 1970) jusqu'au

Campanien, dont il subsiste quelques mètres affleurant au nord de Saint-Cyr. Ces dépôts lacustres marquent la fin de la sédimentation dans l'Unité du Beausset. Il est possible que les phases compressives du Campanien - Maastrichtien (Leleu, 2005) aient permis l'amorce de la mise en place des chevauchements nord-toulonnais (Floquet *et al.*, 2006).

2.2.4 Synthèse stratigraphique

A travers les données stratigraphiques et structurales, l'Unité du Beausset apparaît comme ayant une compartimentation sédimentaire précoce et constante. Il en résulte de grandes variations latérales de faciès et d'épaisseur ainsi que la présence de surfaces d'érosion. Ces informations sont synthétisées par la Figure 2.13. Les valeurs d'épaisseurs sont extraites des références citées dans la partie précédente, de mesures d'épaisseur sur le terrain, de calculs faits à partir des cartes géologiques et de valeurs de pendages mesurées sur le terrain.

Dès l'Hettangien, les couches montrent des variations latérales d'épaisseurs. Ces variations ont été expliquées, pour le Jurassique inférieur, par un jeux de failles normales entre le Haut Fond du Moyen Verdon et la marge sud du Bassin Dauphino-Provençal (Léonide *et al.*, 2007). A l'échelle de l'Unité du Beausset, ce dispositif paraît plus simple au Jurassique moyen : la polarité plateforme-bassin est SE-NW. En direction du bassin, les couches s'épaississent et deviennent plus argileuses. Cette polarité perdure au Jurassique supérieur, bien qu'une structuration semble déjà apparaître à travers des variations d'épaisseurs autres.

Au Berriasien, la compartimentation s'accentue comme le montre les variations de faciès au sein du Crétacé inférieur. En ce qui concerne les formations à faciès urgonien, il existe pour ce même faciès des variations d'épaisseurs hectométriques en l'espace de quelques kilomètres (Masse, 1976). Comme cela a été illustré précédemment (Figure 2.8), le Crétacé moyen est une période d'intense activité tectonique. Au sein de l'Unité du Beausset, cela se montre par la disparition en biseau des calcaires argileux de l'Aptien vers le Nord au niveau du Plateau du Camp. Cette discontinuité est également marquée par la présence de bauxite au sud de Tourris.

La transition plateforme-bassin amorcée à l'Aptien se poursuit avec l'installation d'une polarité SSW-NNE. La Figure 2.13 montre ainsi la transition entre les dépôts de bassin au niveau de La Ciotat et ceux de plateforme apparaissant au niveau du Grand Caunet (Nord de Ceyreste). Les épaisseurs les plus faibles sont rencontrées au sud de Cuges-les-Pins et au niveau du Circuit du Castellet. La coupe faite sur le versant sud du synclinal crétacé montre l'onlap des formations coniaciennes sur les formations cénomaniennes.

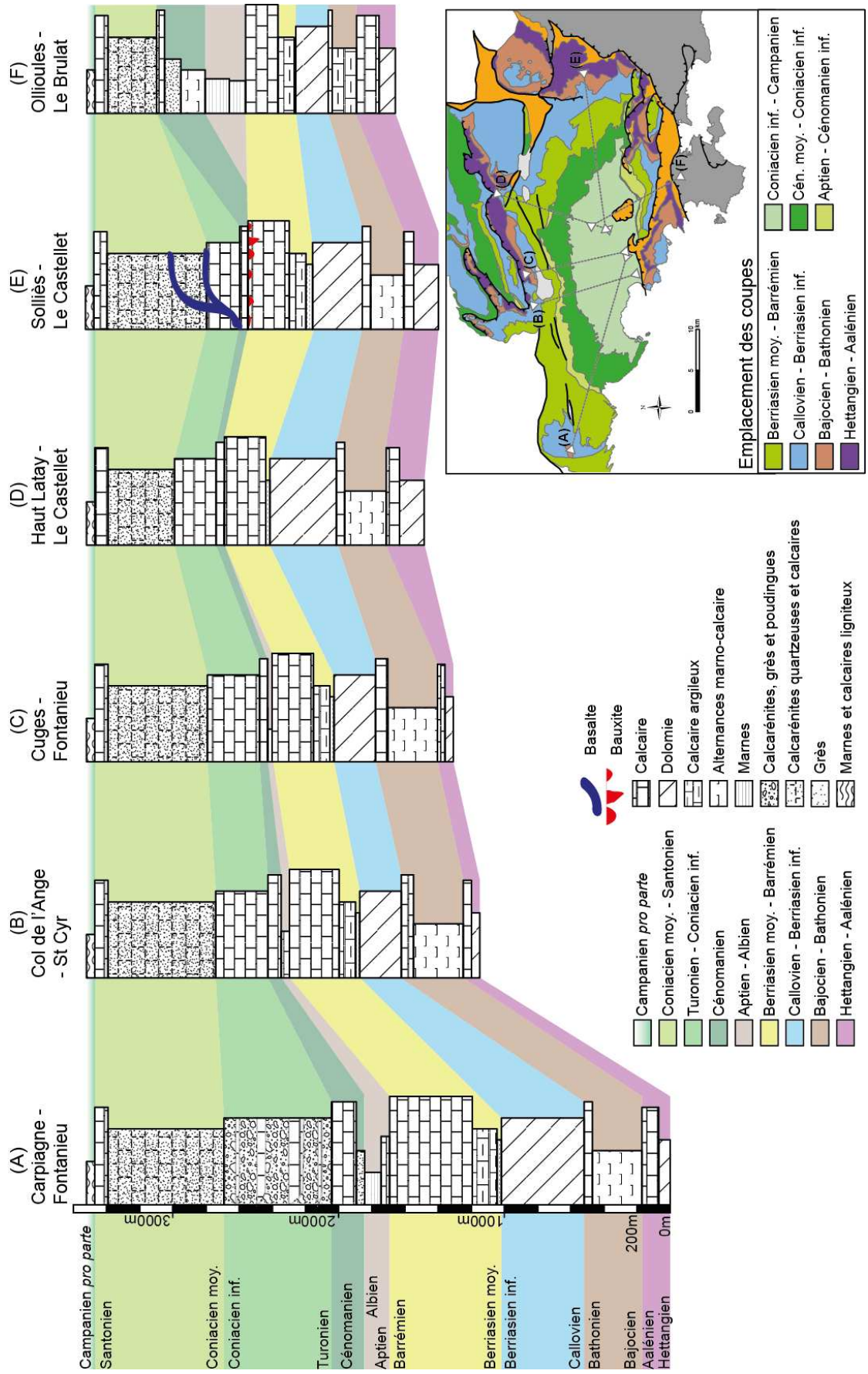


Figure 2.13 : Synthèse stratigraphique de l'Unité du Beausset depuis l'Hettangien jusqu'au Campanien, établie à travers six coupes synthétiques dont le positionnement est indiqué sur la carte.

2.3 Propriétés pétrophysiques des roches de l'Unité du Beausset

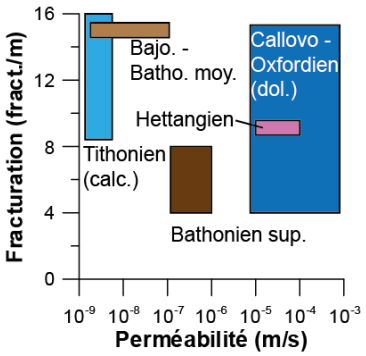
La grande variété des processus de dépôts et de lithologie conduit l'Unité du Beausset à avoir des propriétés pétrophysiques toutes aussi variées (Table 2-1). Ces propriétés décrivent la capacité des roches à stocker ou laisser circuler les fluides. Les valeurs de porosité présentées ont été mesurées sur échantillons en laboratoire. Les valeurs de perméabilité proviennent d'essais de puits et d'essais Lugeon.

Age	Lithologie	Porosité (%)	
Hettangien	Dolomies	/	
Sinémur. - Aalén.	Calcaires	/	
Bajo. - Batho. moy.	Marno-calcaires	/	
Bathonien sup.	Calcaires	0 - 3.1	
Callovo. - Oxford.	Dolomies-calc.	1.5 - 22.2	
Tithonien	Calcaires-dolo.	0.5 - 4.7	
Berria. - Hauteriv.	Calc. argileux	/	
Barrémien	Calcaires	0.6	
Apt. - Alb.	Calc. argileux	/	
		Plateforme	*Bassin*
Cénomanien	Calcaires	1 - 4	/
	Grès		3 - 8
Turonien	Calcaires	1.5 - 9	0.2 - 4.4
	Calc. gréseux	0.5 - 3	0.8 - 16.2
	Grès	1.5 - 11	5 - 20.8
Coniacien	Calc. gréseux	/	1.7 - 5.1
	Grès	/	5.2 - 23.9

Table 2-1 : Synthèse des valeurs de porosité en laboratoire des roches de l'Unité du Beausset. Données de l'Hettangien à l'Hauterivien mesurées en forage dans la partie orientale du secteur (d'après Choquet, 1972 ; Combes, 1976). Données du Barrémien au Coniacien mesurée à l'affleurement et en forages dans la partie occidentale du secteur (d'après Gari, 2008 ; Fournier et al., 2009 ; Fournier et al., 2011). « / » représente les intervalles sans mesure.

Le Jurassique peut être divisé en six ensembles lithologiques. Les valeurs pétrophysiques de la littérature (Choquet, 1972 ; Combes, 1976) illustrent également une partition selon ce schéma (Table 2-2). Les valeurs de porosité n'ont pas été mesurées pour le Jurassique inférieur et une partie du Jurassique moyen ; mais celles obtenues pour la partie supérieure de cette époque montrent des porosités faibles dans les calcaires et variables dans les dolomies (Table 2-1). Par contre, des valeurs de perméabilité et de fracturation ont été obtenues pour ces formations. L'Hettangien dolomitique est perméable et relativement fracturé. Comme à l'affleurement il apparaît intercalé avec des marnes vertes, la perméabilité est probablement due à des fractures ou du karst. Ce dernier point est cohérent avec le taux de recouvrement de carotte plus faible que pour les autres formations (Choquet, 1972). L'alternance de calcaires argileux et de calcaires du Bajocien-Bathonien est très fracturée ; mais les fractures doivent être fermées car la perméabilité de cette formation est faible. Les calcaires du Bathonien supérieur sont moins fracturés, mais par contre présentent une perméabilité moyenne. Les dolomies du Jurassique supérieur sont complètement différentes des autres formations (Table 2-2). Tout d'abord, leur porosité peut être élevée jusqu'à plus de 20%. Ces fortes valeurs peuvent être liées à la dissolution télogénétiques d'une matrice calcaire (Gisquet, 2012) ou à un retour à la porosité originelle lors de la dolomitisation (Maliva *et al.*, 2011). Les types poreux semblent complexes, à la fois matriciels, de fractures et karstiques (Figure 2.14A). En ce qui concerne sa perméabilité, elle varie de deux ordres de grandeur mais est très importante jusqu'à 6.10^{-2} m/s (Choquet, 1972). La variabilité de l'intensité de fracturation dans ces formations illustre

bien les différents supports possibles de l'écoulement avec la matrice et le karst. La partie terminale du Jurassique supérieur, qui est plus calcaire, a des propriétés également différentes. Elle possède une porosité faible et une fracturation très abondante. Par contre, il s'agit de la seule formation où les essais de perméabilité Lugeon n'ont pas rencontré d'absorption.



Age	Perméablité (m/s)	Fractures (/m)
Hettangien	10^{-5} - 10^{-4}	9
Sinémur. - Aalén.	/	/
Bajo. - Batho. moy.	10^{-7} - 10^{-9}	15
Bathonien sup.	10^{-7} - 10^{-6}	4-8
Callovo. - Oxford.	10^{-5} - 10^{-2}	4-15
Tithonien	nulle	8-16

Table 2-2 : Synthèse des valeurs de perméabilité et fracturation du Jurassique de l'Unité du Beausset mesurées en forage dans le Massif des Morières (d'après Choquet, 1972 ; Combes, 1976).

Pour le Crétacé inférieur, seul le Barrémien de la région de Cassis a été mesuré du point de vue pétrophysique. La porosité est proche de zéro. Les lames minces prises sur cette zone et dans cette formation montrent une matrice non poreuse et la porosité concentrée dans les fractures et karsts (Figure 2.14B et C). Des mesures effectuées par GPR dans la carrière Solvay de Cassis ont montrées que les karsts et fractures sont nombreux et forment un réseau bien connecté (Grasmueck *et al.*, 2010). Les données d'essais de pompage réalisés dans ces formations n'ont pas permis de définir des valeurs de perméabilité. Mais les forages qui y sont implantés ont des comportements très variables. En effet, des forages voisins de 50 m peuvent être respectivement à sec, en eau avec un fort rabattement et un asséchement rapide, et en eau avec un faible rabattement et pas d'asséchement comme aux forages Coulin de Gémenos (C. Rousset, com. pers.). Ces comportements sont typiques des milieux fracturés et karstiques.

Le Crétacé supérieur est un système sédimentaire complexe et lithologiquement très varié. En effet, la transition plateforme-bassin, et donc la transition faciologique, s'effectue sur une distance très faible. Au cours de tout le Crétacé supérieur, les calcaires que ce soit de plateforme ou resédimentés dans le bassin ont des porosités plutôt faibles. Elles ne dépassent jamais 10% et sont généralement inférieures à 5% (Table 2-1). Des relevés faits sur la plateforme cénomanienne ont montré l'existence d'une fracturation précoce ; les analyses géomorphologiques montrent une karstification plus tardive, post-basculement des couches (Fournillon *et al.*, 2011). Ces karsts et cette fracturation pourraient être un support potentiel pour l'écoulement dans les carbonates du Crétacé supérieur. Par ailleurs, il apparaît que les calcaires en place sont légèrement plus poreux que les resédimentés. Les formations les plus poreuses du Crétacé supérieur sont les grès hérités d'écoulements gravitaires depuis l'ancien Massif Méridional au sud jusque dans le bassin. Ces derniers ont toujours une porosité supérieur à 5%, et allant jusqu'à 20%. Cependant, ces formations sont confinées à la partie la plus occidentale du bassin. Le reste des dépôts est occupé par les calcarénites et calcisiltites quartzeuses. Celles-ci ont des compositions et des porosités très variables. La porosité varie entre 1% et 16%. Celle-ci est essentiellement supportée par la matrice où elle est de type intergranulaire (Figure 2.14D, E et F). Elle semble se développer par dissolution du ciment ou de la boue calcaire (Figure 2.14D et F). Ce dernier point associé à la présence de karst tardifs (Fournillon *et al.*, 2011) souligne l'importance de la télogenèse pour les écoulements dans ces formations.

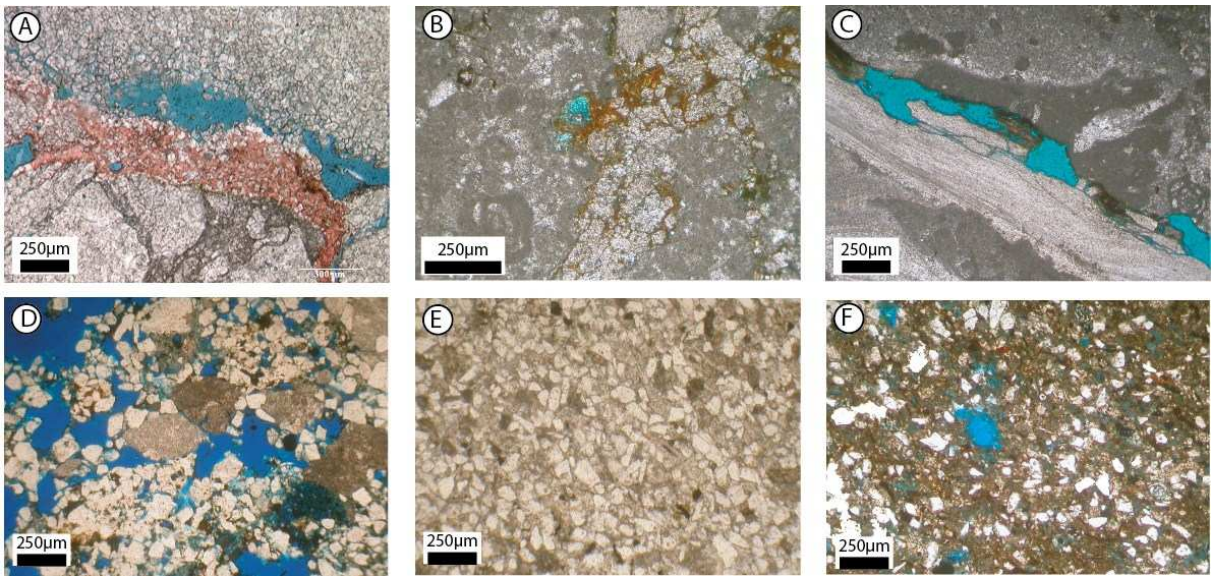


Figure 2.14 : Exemples de microfaciès rencontrés dans l'Unité du Beausset. Toutes les lames ont leur porosité colorée en bleu. (A) Dolomies du Jurassique supérieur montrant une porosité de matrice, de fracture et de microkarst. (B) Calcaire à faciès urgonien du Barrémien de Port-Miou, porosité liée à de la dissolution le long d'une fracture à microkarsts colmatés (en orange), matrice non poreuse. (C) Calcaire à faciès urgonien du Barrémien de Port-Miou, porosité liée à de la dissolution le long d'un stylolite, matrice non poreuse. (D) Calcarénite quartzeuse du Coniacien de La Ciotat (prise en forage), porosité de dissolution de ciment calcitique. (E) Calcarénite quartzeuse du Coniacien de La Ciotat (prise en forage), porosité faible. (F) Calcarénite quartzeuse du Coniacien de La Ciotat (prise en forage), porosité de dissolution de boue calcitique.

2.4 Contexte karstologique

2.4.1 Le karst de surface

De nombreuses formes de karst de surface sont présentes dans l'Unité du Beausset. Ces formes sont essentielles pour comprendre d'une part les périodes de karstification et d'autre part les modes de recharges des aquifères. Mis à part le cœur Crétacé supérieur sous influence silicoclastique, les autres formations montrent des paysages holokarstiques dont le plus emblématique est celui des calanques (Figure 2.15A). Ces formes holokarstiques sont le témoin de la réaction des roches face à la dissolution. Ainsi, les calcaires urgoniens forment des paysages aux reliefs contrastés, tandis que les dolomies vont donner des paysages plus doux dont les aiguilles dolomitiques (Figure 2.15B) sont le témoin des contrastes de propriétés de la roche.

Les formes karstiques de surfaces traduisent également les modalités de recharge de l'aquifère. Celle-ci peut avoir lieu directement dans la zone non-saturée à travers la roche grâce à des formes de types lapiez (Figure 2.15C). La recharge peut aussi passer par des dépressions karstiques telles des poljes (Figure 2.15D) ou des dolines (Figure 2.15E). Ces dernières sont nombreuses dans les massifs de l'Unité du Beausset, comme le Plateau de Siou-Blanc, celui du Camp ou le Massif des Morières (Blanc, 2001 et 2003). Les poljes peuvent être très importants, comme à Cuges-les-Pins où les sédiments récents le comble sur au moins 135 m. Au sein de ces dépressions et lapiez, la recharge

peut également se concentrer dans des circulations vadoses rapides à travers des pertes (Figure 2.15F).

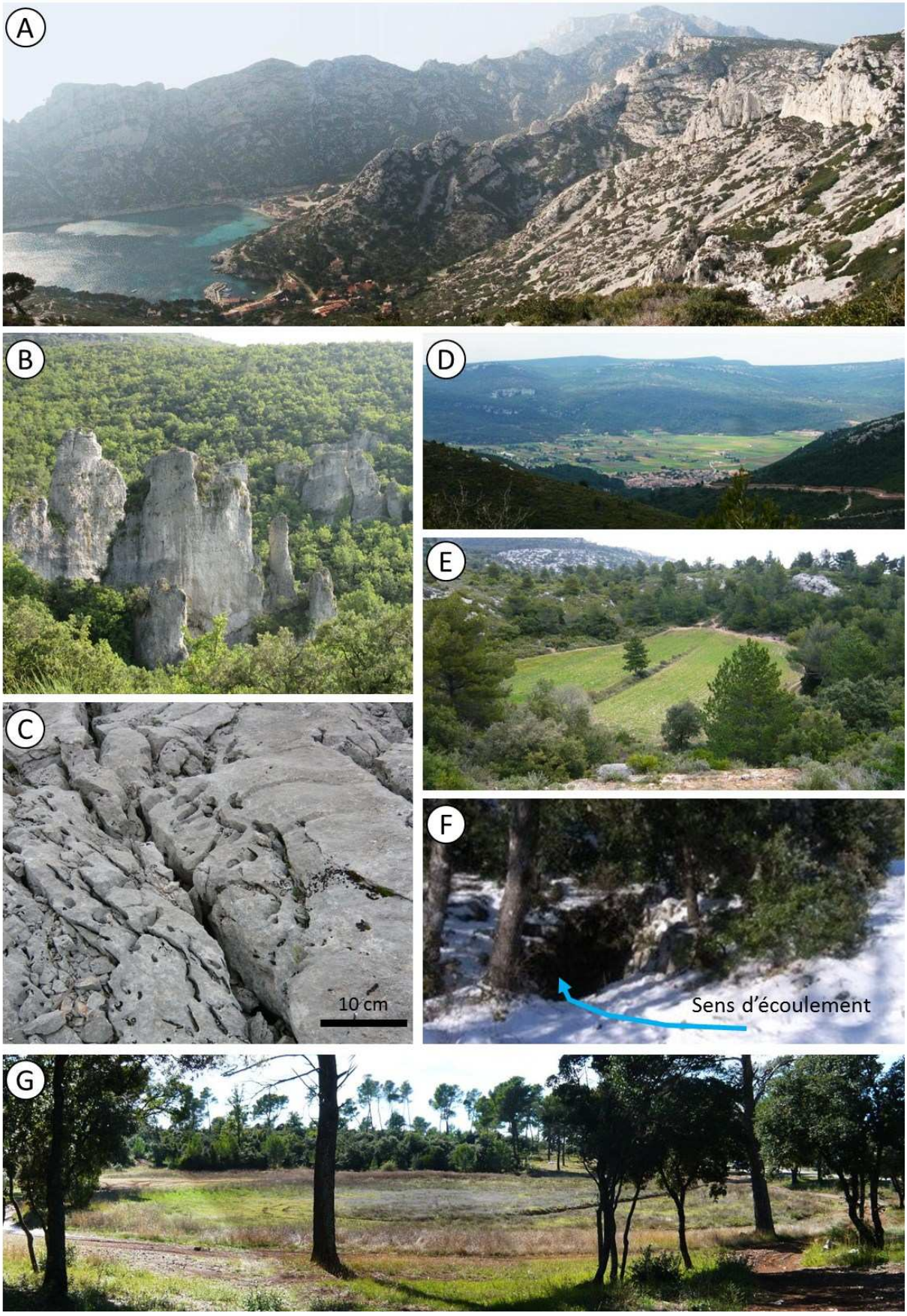


Figure 2.15 : Formes karstiques de surface de l'Unité du Beausset. (A) Vue du Massif des Calanques et de la Calanque de Sormiou (cliché randojp.free.fr). (B) Erosion en aiguilles dans le massif dolomitique des Morières (lieu-dit Valbelle, cliché A. Hairabian). (C) Lapiez dans les calcaires du Crétacé inférieur du flanc sud de la Sainte-Baume. (D) Polje de Cuges-les-Pins. (E) Doline située au sud de la Sainte-Baume. (F) Aven-perte du Cercueil sur le plateau de Siou-Blanc. (G) Doline colmatée par des argiles sur le Plateau du Camp.

Le karst de surface peut également servir de marqueur pour la compréhension des phases de spéléogenèse. L'Unité du Beausset et les unités alentours possèdent de nombreuses surfaces planes qui peuvent être liées au karst (Blanc, 1997-1998). Ces surfaces, également présentes en mer (Blanc, 2011), sont la trace d'intenses périodes d'érosion. Ces périodes marquent alors des périodes de développement potentiel de karst. Dans l'Unité du Beausset, le Plateau du Camp en est un exemple. Celui-ci présente une surface plane avec des altitudes variant entre 400 m et 450 m. Outre le fait de recouper différents terrains (Barrémien, Cénomanien, Turonien), il est caractérisé par la présence d'avens tronqués et de nombreuses dolines maintenant colmatées (Figure 2.15G). Son origine est encore débattue, mais ces structures karstiques riches en argile peuvent potentiellement provoquer la rétention en surface des eaux de recharge.

2.4.2 L'endokarst de l'Unité du Beausset

2.4.2.1 Typologie et répartition des cavités

Les cavités karstiques sont très nombreuses dans l'Unité du Beausset, plusieurs milliers y ont été recensées (Courbon & Lucot, 2005 ; Cavalera, 2007). Parmi celles-ci, un millier possède des mesures de dénivellation et de développement. Une étude effectuée sur des paramètres physiques semi-quantifiés de cavités de Provence a montré l'existence de caractères morphologiques communs (Blanc, 1999). Ceux-ci s'inscrivent dans un cadre spéléogénétique à la fois spatial et temporel. Par contre, au sein d'un même ensemble géologique se sont les facteurs spéléogénétiques locaux qui prédominent par rapports aux facteurs régionaux (Fournillon *et al.*, 2012). L'ensemble des caractères spéléomorphologiques de l'Unité du Beausset a permis d'établir une typologie des cavités karstiques (Figure 2.16).

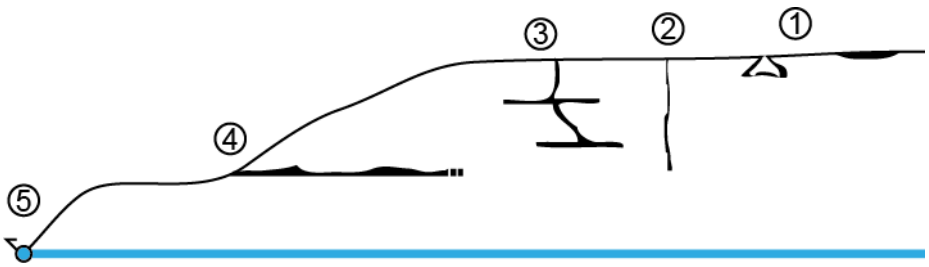


Figure 2.16 : Typologie des cavités karstiques de l'Unité du Beausset. (1) Formes karstiques superficielles, type aven d'effondrement. (2) Avens. (3) Réseaux étagés à dominante horizontale. (4) Réseaux horizontaux. (5) Réseaux actifs.

L'endokarst de l'Unité du Beausset peut être divisé en cinq types de cavités. Le premier groupe rassemble les formes karstiques les plus superficielles, tels les avens d'effondrement. Le deuxième groupe correspond aux avens. Ce sont de grands puits vadoses verticaux qui peuvent atteindre plus de 300 m de dénivellation dans le Massif de Siou-Blanc. Le troisième type regroupe les réseaux étagés. Il s'agit de réseaux plus complexes composés de puits reliant des galeries

horizontales. Plusieurs sous-groupes peuvent être définis au sein de celui-ci, selon la nature des galeries (fossiles, comblées, temporairement actives). Les trois premiers groupes se développent

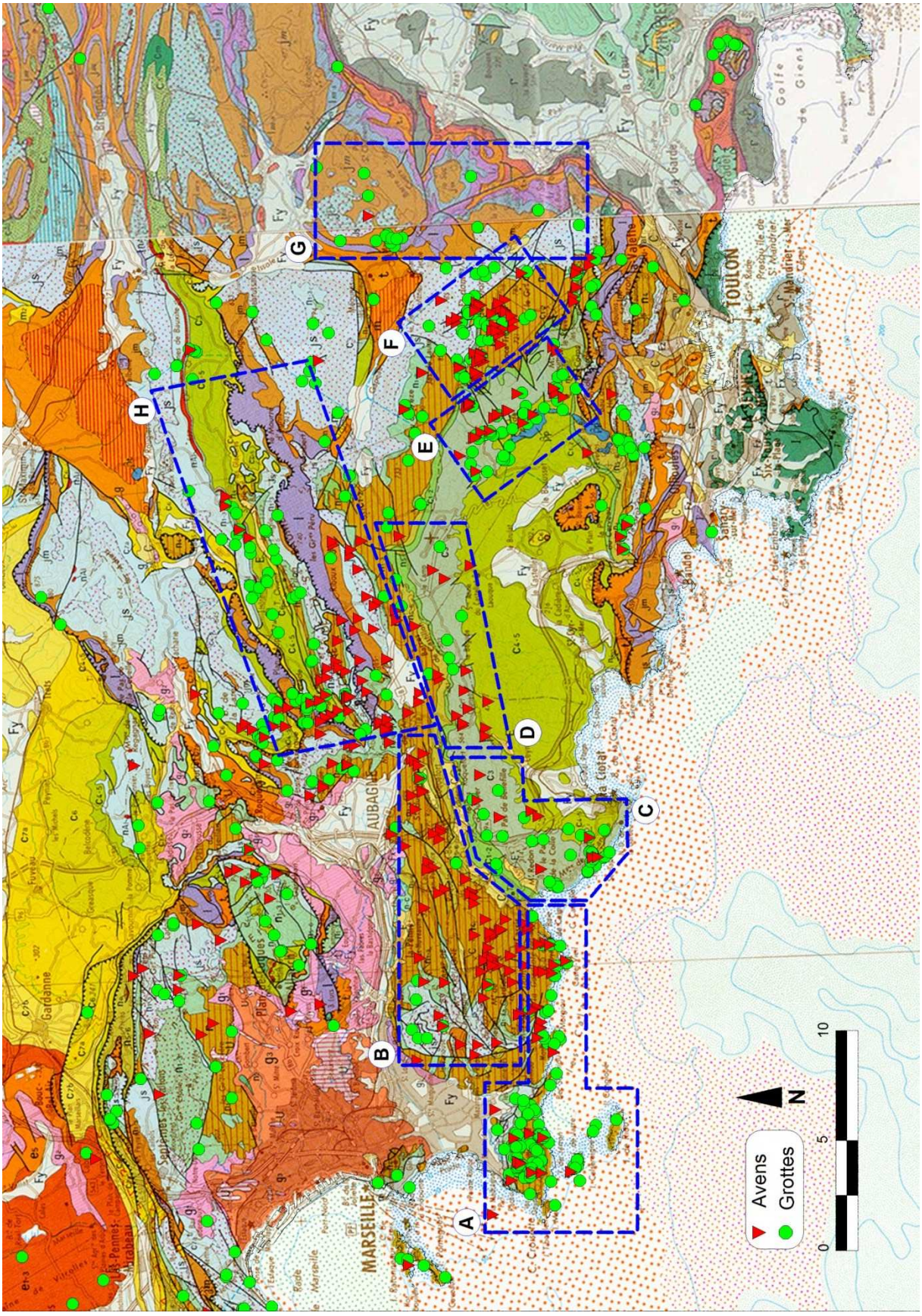


Figure 2.17 : Répartitions des avens et grottes dans l'Unité du Beausset. Les secteurs représentés sont : le littoral des Calanques (A), Carpiagne-Calanques (B), Soubeyran (C), le Plateau du Camp occidental (D), le Beausset-Evenos (E), Siou-Blanc et le Massif des Morrières (F), vallée du Gapeau (G), la Sainte Baume (H).

essentiellement sur les massifs : ils sont alors des zones de transfert vadoses ou des réseaux perchés. Le quatrième groupe représente les réseaux horizontaux fossiles. Ce sont des réseaux suspendus au-dessus du niveau de base qui se retrouvent principalement sur les versants. Le dernier groupe correspond aux réseaux actifs.

La nature des cavités de l'Unité du Beausset diffère selon les massifs (Figure 2.17). Tout d'abord, aucun karst explorable n'est présent dans les terrains coniaciens-santoniens du cœur de l'unité. En dehors de cette zone, huit zones particulières peuvent être définies selon la nature de leur karst (Figure 2.17) :

- Zone A : la zone littorale des Calanques se caractérise par de nombreux réseaux horizontaux actifs remplies d'eau saumâtre. Les réseaux explorés sont ceux de Port-Miou et du Bestouan qui ont des développements de plusieurs kilomètres vers l'intérieur des terres. Ce sont majoritairement des cavités de type 5 ou de type 4 lorsqu'elles se situent sur les versants surplombant la mer.
- Zone B : le massif des Calanques a un karst très différent à l'intérieur des terres par rapport au littoral. Il est alors composé de grands avens, dont un des plus connus est celui des Marseillais faisant plus de 180 m de dénivellation. Ce sont essentiellement des cavités de type 1 et 2.
- Zone C : les falaises de Soubeyran domine la Baie de Cassis de 400 m. En leur sein, se développent de grands réseaux horizontaux (type 4). Le plus connu est la grotte du Grand Draïoun traversant la falaise sur presque tout son long.
- Zone D : la partie occidentale du plateau du Camp possède de nombreux avens, mais la plupart ont été tronqués ou colmatés. Un certain nombre d'avens d'effondrement est également présent. Les cavités connues sont plutôt de type 1 dans ce secteur.
- Zone E : le secteur du Beausset et d'Evenos est composé majoritairement de calcaires du Crétacé supérieur. Une grande partie des karsts qui y sont rencontrés sont de grands réseaux étagés ou du moins des avens débouchant sur des galeries horizontales. Les cavités les plus représentatives de cette zone sont celles du Maramoye et de la Tête de Cade. Cette dernière ne peut plus être explorée de nos jours, sa seule entrée connue étant dans une conduite souterraine du Canal de Provence. La plupart des cavités de ce secteur sont du type 3.
- Zone F : les Massifs de Siou-Blanc et des Morières sont les zones de l'Unité du Beausset possédant le plus de cavités. Parmi elles, quelques-unes comptent des étages fossiles, généralement comblés comme dans l'Aven du Cercueil. Mais la plupart de ces cavités sont de grands avens verticaux avec des puits pouvant être entrecoupés. Ce sont donc principalement des cavités de type 2.
- Zone G : les cavités de la vallée du Gapeau sont essentiellement des réseaux horizontaux. Dans la base de la vallée, le long du fleuve, ces réseaux sont des réseaux actifs. Les autres réseaux se développent dans la falaise bathonienne surplombant la vallée. Les karsts de cette falaise sont soit des réseaux fossiles soit des exsurgences temporaires. Les cavités de cette aire sont donc de type 4 ou 5.
- Zone H : la Sainte Baume a un développement karstique tout aussi complexe que celui du Beausset. Cependant, deux grandes lignes apparaissent : au Nord des grands réseaux étagés, tel le Saint Cassien, et sur le flanc sud de nombreux avens verticaux pouvant fonctionner en perte. Les cavités de cette zone appartenant à l'Unité du Beausset sont de type 2.

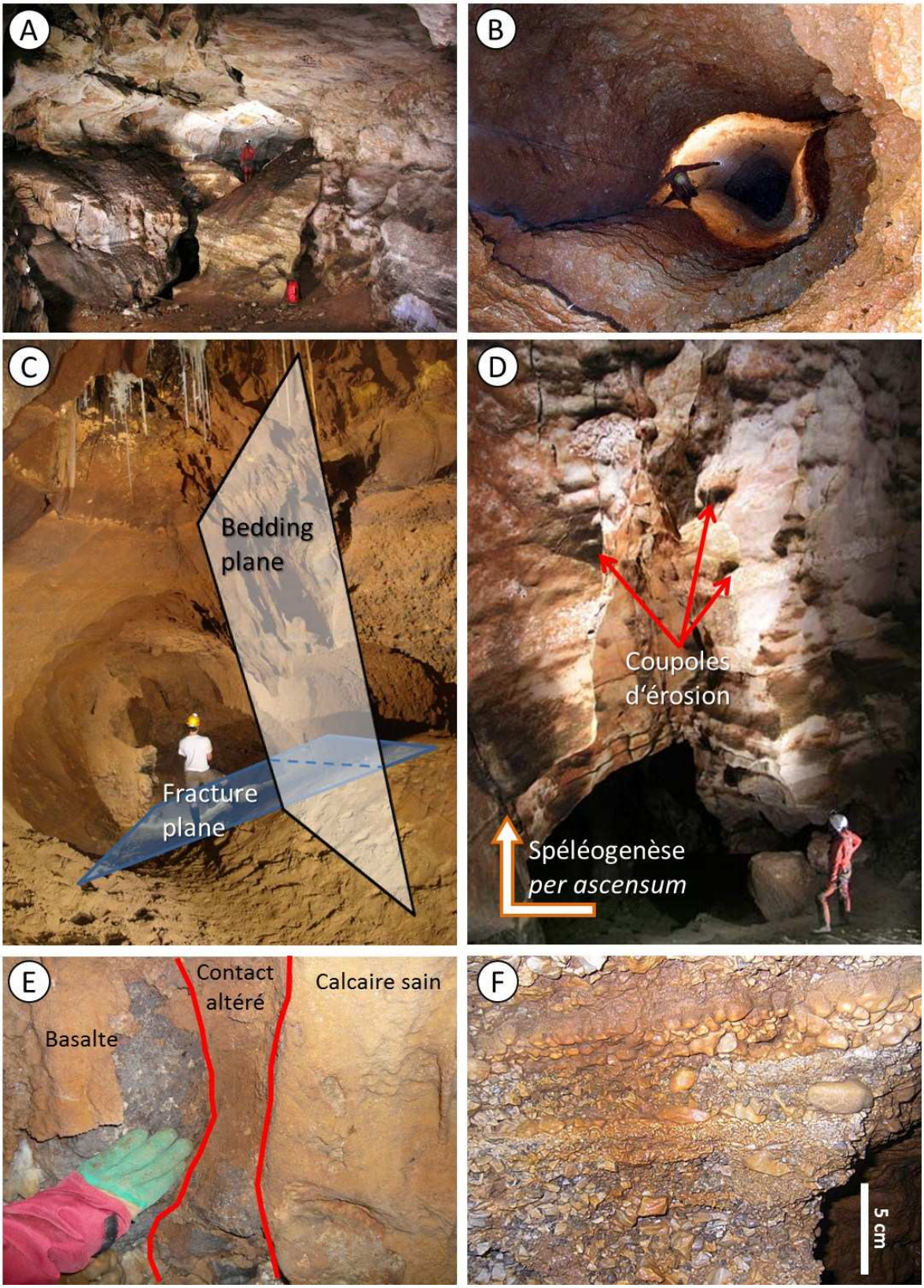


Figure 2.18 : Illustration de formes karstiques souterraines de l'Unité du Beausset. (A) Galerie supérieure de l'Abîme du Maramoye avec une encoche d'érosion selon un plan de stratification (Le Beausset, cliché J.Y. Bigot). (B) Puits vadose développé sur diaclase dans l'aven du Cyclopibus (Siou-Blanc, cliché hotwaker.free.fr). (C) Karstification géotrope selon des plans de stratifications et de fracturations basculés

dans la Foux de Sainte Anne d'Evenos. (D) Puits-cheminée marqué par des coupoles d'érosion typiques de spéléogenèse *per ascensum* (Abîme du Maramoye, Le Beausset, cliché J.Y. Bigot). (E) Coulée de basalte entourée par une frange de « cuisson » du calcaire encaissant (Aven de l'Athos, Le Beausset). (F) Remplissage polyphasé dans l'aven de l'Avatar (Plateau du Camp, cliché C. Liguori).

2.4.2.2 Particularités des karsts de l'Unité du Beausset

Grâce à la typologie établie pour l'endokarst de l'Unité du Beausset, il apparaît que la spéléogenèse de ces cavités a été variée avec le développement de réseaux horizontaux et verticaux, dont certains sont fossiles. Ces karsts se développent classiquement selon les plans de stratification et les fractures (Figure 2.18A, B et C). Mais le fait, que les différents types soient inféodés à des zones géographiques ou des horizons stratigraphiques précis, indique l'existence de contrôles temporels et spatiaux au sein de l'Unité du Beausset.

Les karsts actifs sont présents quasiment uniquement au niveau de base, littoral et vallée, indiquant ainsi la maturité de l'hydrosystème. Les zones de transfert vadoses sont circonscrites aux massifs et aux formations anté Coniacien. Les grands réseaux horizontaux sont en dehors du niveau de base en position perchée. Ils sont majoritairement dans les formations du Crétacé supérieur et du Bathonien supérieur. Hormis Port-Miou et Bestouan, les réseaux étagés ne sont présents presque que dans le Crétacé supérieur. Ces réseaux perchés étant à des altitudes variées, ils indiquent la grande variabilité des niveaux de base au cours du temps.

Les micromorphologies karstiques montrent un polyphasage de la spéléogenèse (Jouves, 2011). Celle-ci s'est faite classiquement *per descendum* (Figure 2.18B), mais également *per ascensum* à travers des puits-cheminées (Figure 2.18D). Les remplissages indiquent également plusieurs phases que ce soit des coulées basaltiques (Figure 2.18E) ou des remplissages de types alluvionaires faits de galets et cailloutis (Figure 2.18F). Monteau (1999) relève dans la partie littorale du Massif des Calanques de nombreux remplissages tectonisés. Ces derniers sont, à la manière des réseaux horizontaux fossiles, des marques de l'évolution des niveaux de base et de la complexité tectono-karstiques de l'Unité du Beausset.

2.4.3 Etapes de la karstification en Provence

En Basse-Provence, la spéléogenèse a subit l'influence des nombreux changements occasionnés par les grandes phases tectoniques et climatiques. Ces facteurs ajoutés à la variabilité lithologique et pétrophysique des formations sont responsables de la variabilité du karst dans l'Unité du Beausset.

Les auteurs successifs se sont efforcés de dégager les grandes phases de karstification de cette zone depuis le Crétacé moyen (Rousset, 1968 et 1973) jusqu'à aujourd'hui (Blanc, 1956, 1961, 1972, 1985, 1992, 1993, 1995, 1997, 1997-1998, 2000, 2001a, 2001b et 2003 ; Nicod, 1967 ; Philip *et al.*, 1974 ; Monteau, 1978 ; Blanc & Monteau, 1983, 1988 et 1997 ; Blanc & Nicod, 1990 ; Nicod *et al.*, 1991 ; Nicod, 1992 ; Mazet, 1992). :

- Jurassique supérieur : les formations carbonatées se développent dans des milieux péritidaux vadoses, création de microkarsts éogénétiques (Floquet *et al.*, 2007). L'influence de cette période sur les dépôts antérieurs n'est pas qualifiable.
- Crétacé moyen : épisode du « Bombement Durancien » qui provoque une vaste surface d'érosion sous climat tropical à travers toute la Provence (Rousset, 1968 et 1969 ; Laville,

1972 et 1981). Cette surface est comblée par la mise en place de dépôts bauxitiques (Figure 2.19A) pouvant atteindre plus de 150 m (Lajoinie & Laville, 1979). Dans l'Unité du Beausset, cette surface d'érosion est présente partout excepté dans la partie sud (au Nord du Massif du Gros Cerveau). Par contre, les bauxites ne sont présentes que dans la partie est (Evenos et le Revest les Eaux) où leur épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres d'après les forages Péchiney.

- Intra Cénomanien-Coniacien : la plateforme carbonatée qui se situe sur les contreforts du Bombement Durancien a été soumise à de nombreuses émersions qui ont laissés des paléosurfaces karstiques (Figure 2.10D, Hennuy, 2003 ; Floquet *et al.*, 2006). De même, au Cénomanien, les plateformes à rudistes situées sur les contreforts du Massif Méridional ont aussi connu des phases d'émersion avec production de bauxites (Figure 2.19B, Hairabian, 2007)
- Intra Campanien : karstification des niveaux triasiques par des dépôts lacustro-palustres (Arnaud *et al.*, 1990). Dans l'Unité du Beausset, des poches karstiques de calcaires à oncoïdes ont été retrouvées à Signes (Figure 2.19C et D), montrant ainsi que le Nord de cette unité était en partie exondé dès le Campanien.
- Paléocène – Eocène : formation des massifs liés à la tectonique compressive pyrénéo-provençale, non-dépôt et érosion sur la plupart de la Provence (Nicod *et al.*, 1991).
- Oligocène inf. à Burdigalien : grandes phases extensives des rifts Ouest-Européen et Liguro-Provençal (Gueguen, 1998). Les grandes dépressions karstiques de l'Unité du Beausset, telles le polje de Cuges ou la dépression de Carnoux, s'alignent sur les failles formées ou réactivées à cette période. La présence de dépôts de type torrentiel à éléments cristallins (Figure 2.19C et E), découverts sur le plateau du Camp et au Nord de l'Unité du Beausset, semble indiquer un paléoréseau hydrographique orienté du Sud vers le Nord (Cornet, 1966). Des faunes d'ostracodes d'eau douce du Chattien ont été découvertes dans ces formations à Méounes-les-Montrieux (J. Philip, com. pers. 2009). Il est possible qu'une partie des surfaces d'aplanissement de l'Unité du Beausset ait été mise en place durant cette période (Blanc, 1992).
- Burdigalien à Pliocène : phase post-rift (Jolivet, 2006). Le volcanisme messinien (ou Pliocène, Münch com. pers.) d'Evenos (Figure 2.19F) indique l'apparition des écoulements du Nord vers le Sud (Coulon, 1967 ; Baubron, 1974). Il montre également que la plupart des terrains étaient exondés durant cet épisode. Antérieurement à cet épisode volcanique, au Langhien-Serravalien, des cavités et des poljes littoraux sont remplis par des sédiments marins comme dans le Massif du Douard (Philip *et al.*, 1975). Cet épisode conduit Blanc & Monteau (1983 et 1988) à attribuer une phase de colmatage des cavités et des poljés sur les surfaces d'aplanissement durant cette période. Egalement à cette période a lieu la crise de salinité messinienne avec une chute du niveau marin supérieure à 1000m (Clauzon, 1982 ; Clauzon *et al.*, 2005 ; Rouchy *et al.*, 2006). Sur tout le pourtour de la Méditerranée, des karsts profonds se creusent (Audra *et al.*, 2004). Cet épisode est suivi de la formation de nombreux puits-cheminées lors de la remise eau de la Méditerranée au Pliocène (Mocochain *et al.*, 2006).
- Post-Pliocène : peu ou pas de nouvelles structures tectoniques (Champion *et al.*, 2000), la karstification se fait donc en suivant le schéma structural antérieur. Cette période est le cadre potentiel de creusements verticaux en fonction des variations eustatiques quaternaires (e.g. Blanc, 2001).

Ces modalités tectono-eustatiques montrent que le karst de l'Unité du Beausset peut potentiellement être très ancien, puisque chaque période a connu une phase de karstification. La datation des phases de karstification apparaît difficile. Hormis, les remplissages de sable marin et de basalte, il n'existe pas de marqueur spéléogénétique daté. Il est donc difficile d'estimer parmi toutes les phases possibles lesquelles sont prépondérantes. Néanmoins, le Messinien semble jouer un rôle clef. Tout d'abord, il représente une variation eustatique géante qui a permis le creusement de karsts

très profonds et donc une structuration toute aussi profonde des écoulements. Il est également le témoin d'une période charnière qui est l'inversion du relief. En effet, avant cette période les écoulements de surface étaient sud-nord, alors que pendant et après ils étaient nord-sud. Ce changement de polarité topographique a dû changer les zones de recharges et donc le karst.

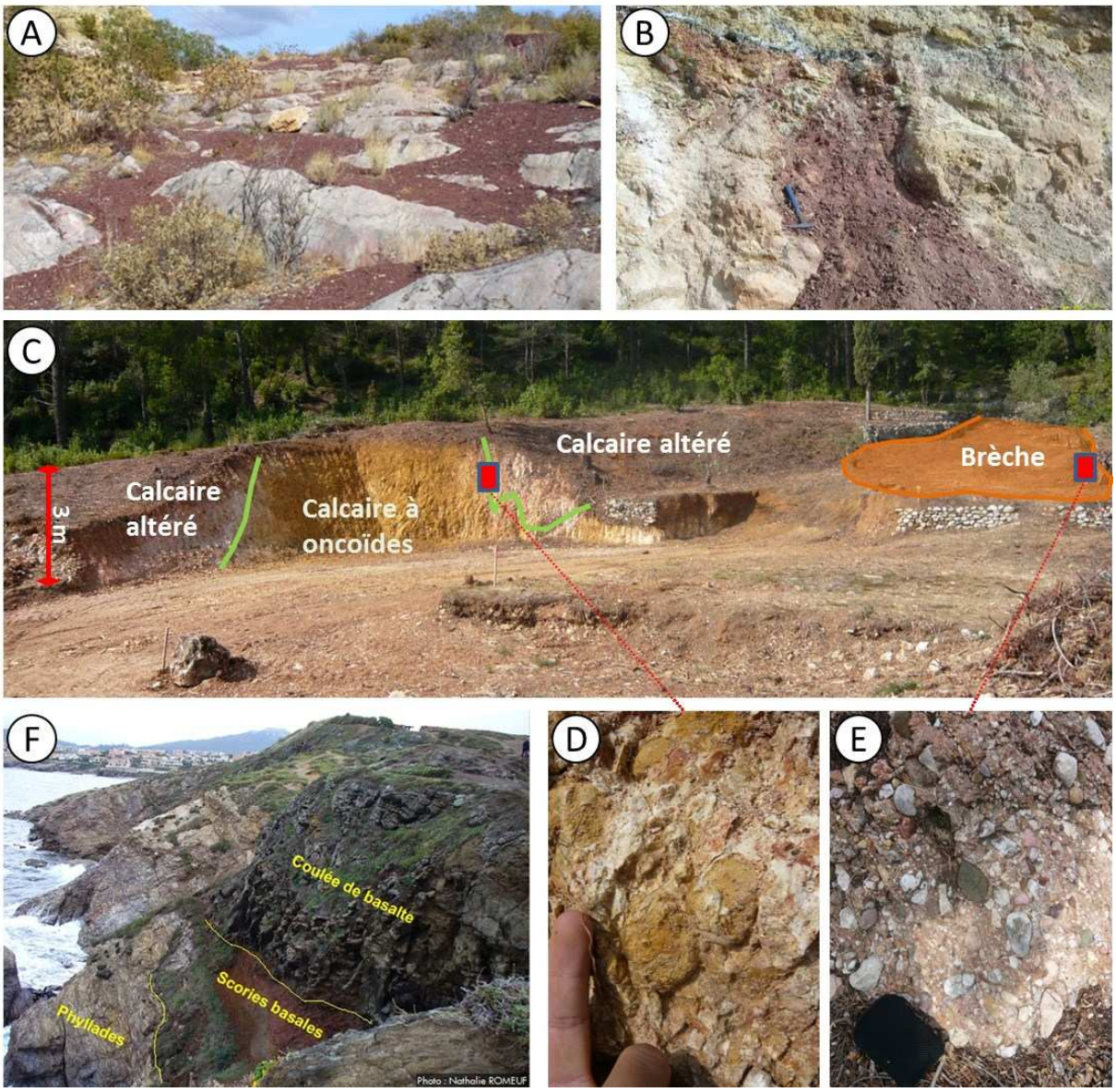


Figure 2.19 : Formations paléokarstiques et formations repères pour la compréhension de la karstification. (A) Mur de l'érosion médio-crétacée scellé par les bauxites (Massif d'Allauch, cliché N. Romeuf). (B) Poche d'altérites intra Cénomanien supérieur (Barre de la Jaume, Evenos, cliché A. Hairabian). (C) Poche de dissolution au sein des calcaires triasiques altérés dans le quartier de la Gaude à Signes, remplie par des formations à oncoïdes (D), elles-mêmes recouvertes par une brèche polygénique (la pochette noire mesure 10 cm) à matrice quartzitique sableuse à élèments hétérométriques cristallins (E). (F) Coulée du basalte miocène d'Evenos sur les phyllades de la Pointe Nègre (Six-Fours, cliché N. Romeuf).

3 Contexte hydrogéologique

Si l'Unité du Beausset a connue de nombreuses études géologiques, elle n'a connu que peu d'études hydrogéologiques. Les premières études, outre les observations à Port-Miou de de Marsilli (1725), remontent à la deuxième moitié du 19ème siècle et s'intéressent plus particulièrement à la partie varoise du Beausset. La première étude, et la plus complète, est celle de de Villeneuve-Flayosc (1856) où il fait des premières estimations des niveaux aquifères et aquicludes, ainsi qu'un premier bilan hydraulique des sources et rivières. D'autres études suivront, telles celle de Dieulafait (1867) sur le rôle aquifère du Rhétien, ou encore l'inventaire des cours d'eau de Giraud (1871). Il faudra attendre les années 1950 pour qu'une étude soit à nouveau menée sur les sources de l'Unité du Beausset (Grimaud, 1952). Depuis les années 60, les études sont devenues plus nombreuses, en particulier avec les grands travaux d'inventaires des ressources hydrauliques du B.R.G.M. (e.g. Durozoy *et al.*, 1966 ; Dellery *et al.*, 1967 ; Durozoy *et al.*, 1970). Tous ces travaux ont été synthétisés par Gilli (2002), puis par Cavalera (2007) lors de sa thèse. Cette dernière est le travail de référence pour l'inventaire des ressources hydrauliques de l'Unité du Beausset.

3.1 Synthèse des sources et forages

3.1.1 Les sources

Bien que les sources « ne se disent pas » en Provence, des documents de synthèses sur leur localisation ont été établis (Grimaud, 1952 ; Derommelaere *et al.*, 1995 ; Gilli, 2002 ; Cavalera, 2007 ; IGN – BD Carthage, 2001 ; BSS – BRGM, 2011). Au total, 131 sources pérennes et temporaires sourdent dans l'Unité du Beausset (annexe 3). Elles se répartissent en cinq secteurs (Figure 3.1) : les Calanques, l'Aire Centrale, Ollioules, Toulon et les bords du Gapeau. Il est également à noter la présence d'une dichotomie est-ouest dans leur répartition. En effet dans la partie occidentale, peu d'exutoires sont connus : seules jaillissent les sources sous-marines du littoral des calanques, celles bordières de la Sainte-Baume et les sources de la zone La Ciotat - Ceyreste. Dans la partie orientale, les sources sont plus nombreuses et se concentrent dans les zones de Signes - Gapeau (rive droite), de Toulon - Revest et d'Ollioules.

3.1.1.1 Partie occidentale

Les sources de la partie occidentale sont donc peu nombreuses. Les plus importantes sont les sources sous-marines de Port-Miou (Figure 3.2A) et du Bestouan, avec un débit estimé entre 2500 L/s et 10000 L/s (Cavalera, 2007 ; Lismonde *et al.*, 2011). Le long du littoral des calanques, de nombreuses sources sont signalées (Blanc, 1956 ; Vernet & Vernet, 1980) mais leur débit n'a pu être déterminé avec précision. Il a été estimé plutôt faible par ces auteurs. Ces sources sont généralement liées à des fractures qui ont été reprises par de la karstification. Elles sourdent généralement à la faveur de petit griffons. Les sources bordières de la Sainte-Baume (Saint-Pons, Vèze et Sainte-Madeleine) peuvent être considérées comme hors-zone car elles proviennent de la Sainte Baume (Coulier, 1986 ; Martin, 1991) et ne font que transiter par la partie nord de l'unité avant de la quitter.

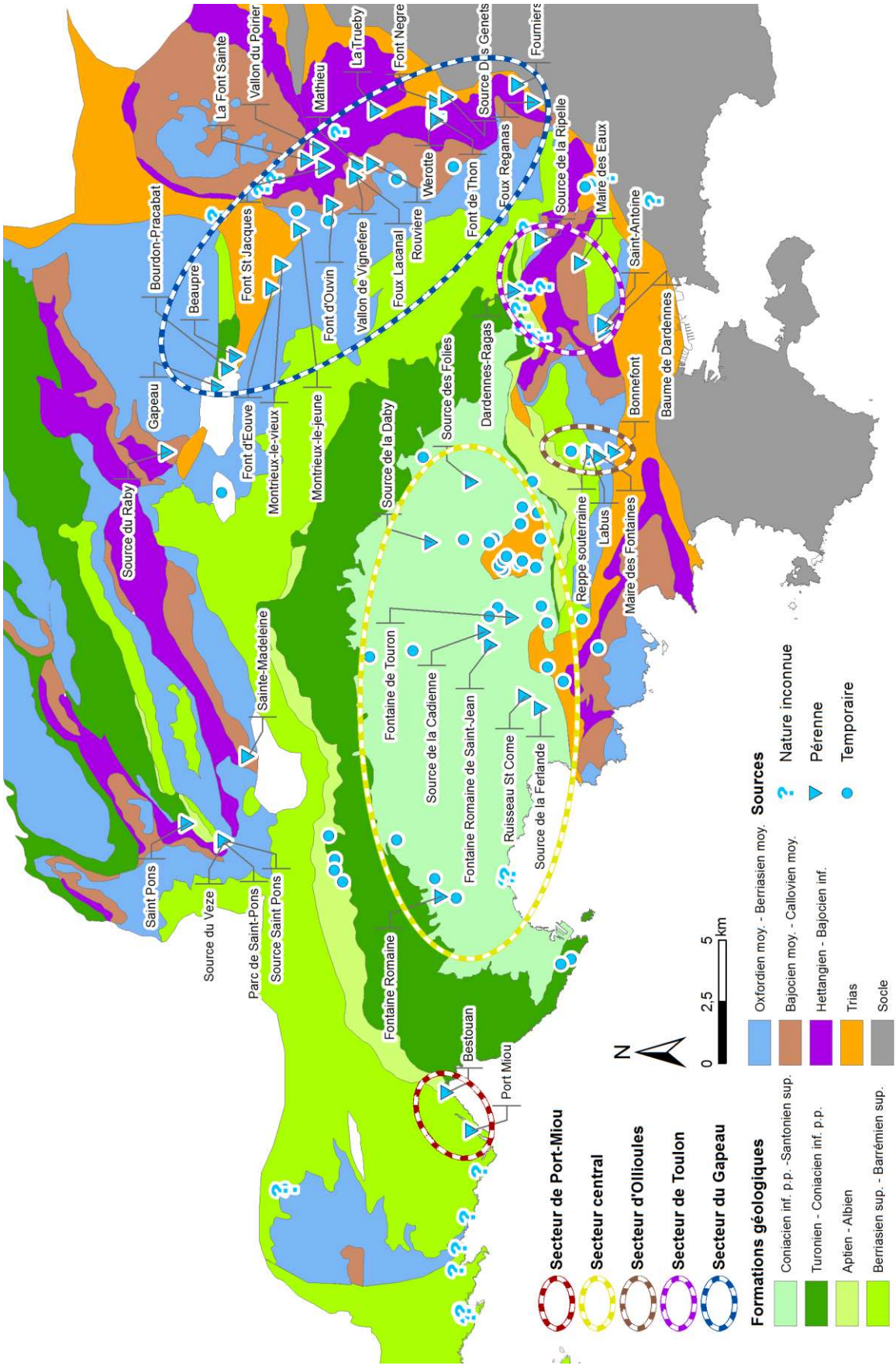


Figure 3.1 : Localisation des sources et de leur secteur dans l'Unité du Beausset.

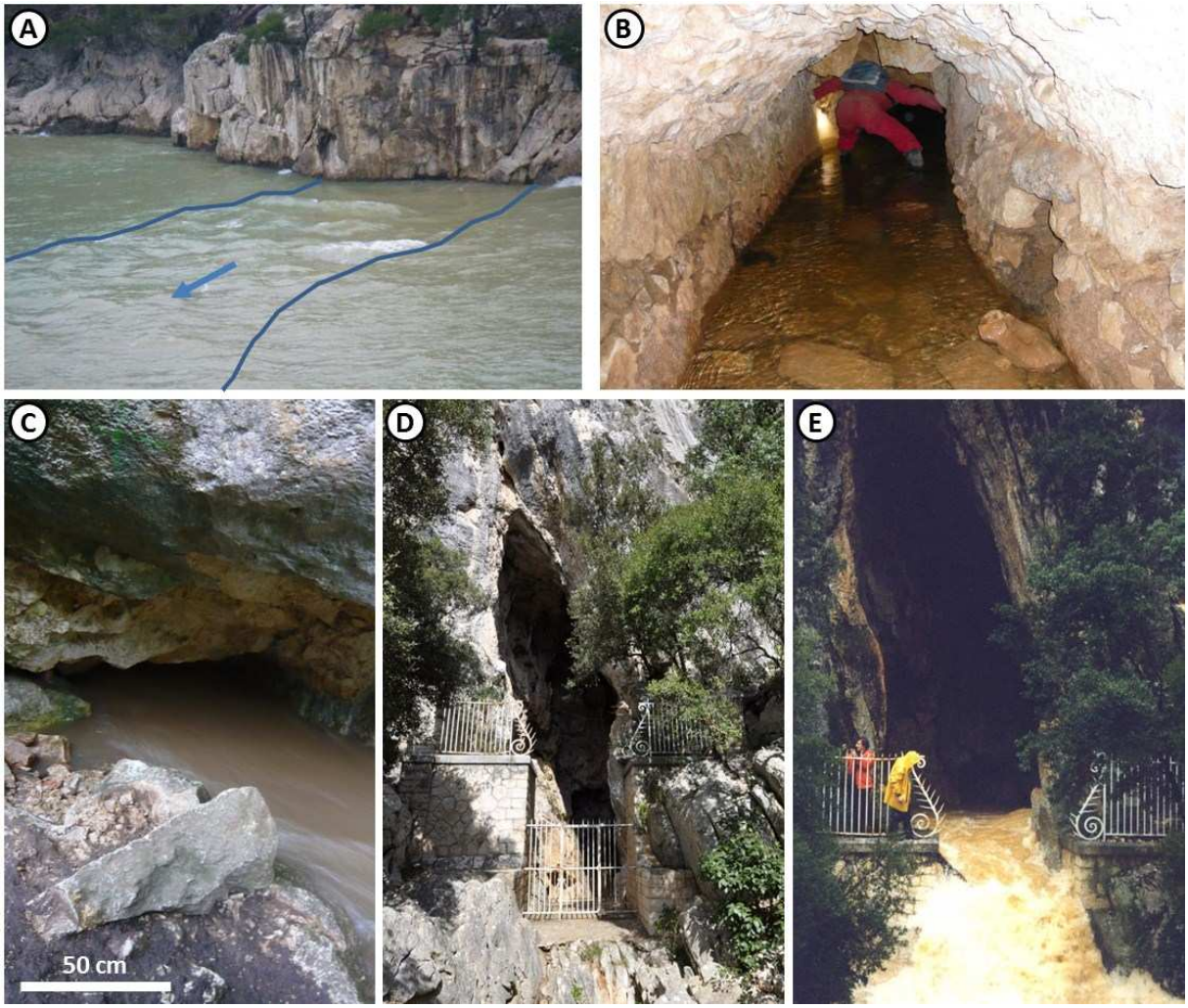


Figure 3.2 : Exemples de sources de l'Unité du Beausset. (A) Panache en mer d'eau saumâtre de la source sous-marine de Port-Miou en crue (cliché C. Liguori). (B) Source de la Reppe souterraine dans sa conduite maçonnée située sous le lit de la Reppe (Ollioules). (C) Source temporaire de la Foux de Sainte Anne d'Evenos en crue. (D) Source vauclusienne du Ragas au Revest à l'étiage (cliché P. Maurel). (E) Source vauclusienne du Ragas au Revest en crue (cliché T. Lamarque).

Les sources de la zone La Ciotat-Ceyreste sont, à l'intérieur des terres, de petites exsurgences pour la plupart temporaires. A Ceyreste, seule la Fontaine Romaine est pérenne. Au niveau de l'Anse de Figuerolles, un karst ennoyé par l'eau de mer renfermerait une source d'eau douce temporaire (Cavalera, 2007 ; C. Touloumdjian, communication personnelle). Cette source est probablement liée à une alimentation très locale au travers des poudingues crétacés. Enfin, depuis longtemps la présence de sources sous-marines dans la baie de La Ciotat est suspectée. Sur le littoral il existe certaines sources qui pourraient être pérennes (Fontsainte), mais leur fonctionnement est d'un suivi malaisé. Une campagne d'analyse de la salinité et de la température, dans la Baie de La Ciotat, a été réalisée par le B.R.G.M. en 1965 (Cluseau *et al.*, 1965), mais avec des résultats difficilement interprétables. Une autre campagne de mesure de salinité en mer a été réalisée dans le cadre du projet KarstEAU (Gilli *et al.*, 2009) et sera présentée dans la suite de ce mémoire. Cette campagne a montré l'absence de grandes sources concentrées dans la Baie de la Ciotat, mais elle a également montré de nombreuses arrivées d'eau douce diffuses. Un forage test effectué par la S.E.M. en 2006 en bordure du littoral ciotaden aurait pompé de l'eau exclusivement douce (T. Cavalera, communication personnelle), ce qui attesterait d'une importante charge hydraulique au niveau de La

Ciotat, avec de l'eau qui circulerait dans les calcarénites decalcifiées de ce qui est appelé « Formation des Grès du Baguier ». Ce point sera développé dans une partie ultérieure de cette thèse.

3.1.1.2 Partie orientale

Les sources de la partie orientale sont plus nombreuses que celles de la partie occidentale. Elles peuvent être jurassiennes ou vauclusiennes, pérennes ou temporaires (Figure 3.2B, C, D et E). Les exsurgences principales en termes de débit sont les sources de la zone Toulon - Revest avec les sources alimentant la retenue de Dardennes, dont la source vauclusienne du Ragas (Figure 3.2D et E), et les sources toulonnaises de Saint-Antoine et de la Baume de Dardennes. Les sources de la région du Revest-les-Eaux sont liées à de l'eau circulant au niveau des accidents complexes séparant le Crétacé inférieur au Nord des calcaires marneux cénomaniens au Sud (Figure 3.1). Pour les sources toulonnaises, les origines sont semblables, il s'agit d'accidents tectoniques de grande importance qui ont été repris par la karstification, et à la faveur desquels l'eau circule.

En rive droite du Gapeau, entre Signes et Solliès-Toucas, de nombreuses sources sont présentes (Figure 3.1). Ce sont des sources qui se développent généralement dans des karsts induits par des changements de lithologie, comme la Font d'Ouvin, ou alors le long de contacts tectoniques, comme les sources jurassiques en bordure du Trias de Méounes. Ces sources ont des débits individuels faibles, généralement autour de 10 L/s, mais elles sont nombreuses. Mises à part les sources de contact avec le Trias du Haut-Gapeau, toutes ces sources sont jurassiennes.

Les sources d'Ollioules (Figure 3.1) apparaissent dans les gorges d'Ollioules à la faveur des nombreuses failles et fractures présentes dans cette zone tectoniquement complexe. Les quatre sources principales sont : Maïre des Fontaines, Bonnefont, Labus et la Reppe souterraine (Figure 3.2B). Elles ont la particularité d'être très proches l'une de l'autre et d'avoir des signatures physico-chimiques très différentes. Par exemple, la Reppe souterraine est à environ 200 m de celle de Labus, et pourtant cette dernière est une source chaude (≈20°C) tandis que l'autre non (≈14°C). Ce phénomène met bien en évidence l'importance de la compartimentation liée à la tectonique et/ou à la karstification sur les propriétés de l'eau souterraine. Enfin au Nord de la région d'Ollioules, se trouve également l'exsurgence temporaire de la Foux d'Evenos (Figure 3.1C). Il s'agit d'une cavité qui se termine sur un siphon représentant une poche d'eau suspendue non connectée à l'aquifère profond durant l'étiage. Elle se développe dans les calcaires cénomaniens et les calcarénites coniaciennes. Cette source se met en charge très rapidement après de gros épisodes pluvieux (>100mm/24h) et a la particularité de pouvoir atteindre de très forts débits (>100 L/s).

Au centre de l'Unité du Beausset, au sein des terrains du Santonien, de nombreuses exsurgences pérennes sourdent au gré de changements lithologiques (passage marnes - calcaires gréseux) et probablement d'accidents sous-couvertures. Ces sources ont des débits très faibles, généralement < 1 L/s, mais possèdent des propriétés physcio-chimiques particulières : une eau avec une température supérieure à 15°C et une minéralisation élevée. Il existe également des sources temporaires qui proviennent du drainage des collines du Vieux-Beausset, et qui se situent à l'interface entre les terrains triasiques et crétacés (Figure 3.1).

3.1.2 Les forages

Dans l'Unité du Beausset, les forages pour l'alimentation en eau des particuliers et des entreprises sont très nombreux, plus de 1000 sont déclarés (Figure 3.3). A l'opposé, les forages d'alimentation en eau potable communale sont relativement peu nombreux, de l'ordre d'une dizaine

(Figure 3.3). Les forages sont concentrés sur les zones les plus peuplés et la plupart sont dans des zones alluvionnaires, où ils exploitent de petites lentilles d'eau.

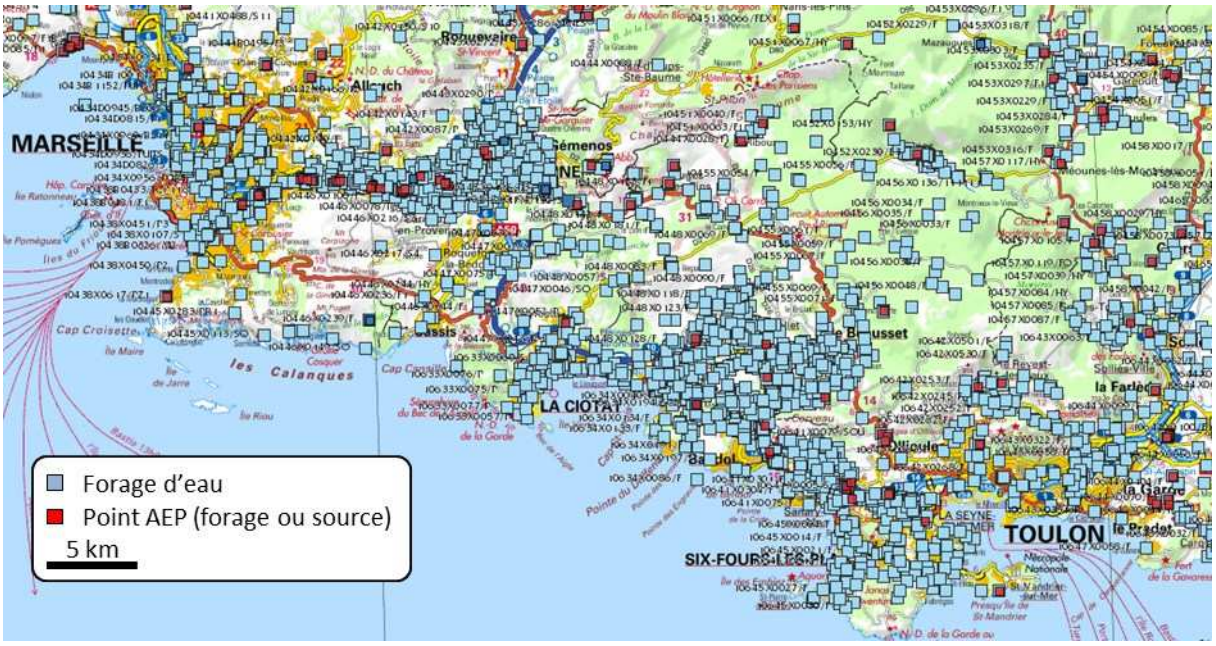


Figure 3.3 : Répartition des forages d'eau déclarés selon la BSS début 2012.

Une synthèse des forages de la Banque de Données du Sous-Sol (BSS) du BRGM a permis de recenser 70 forages avec des informations considérées fiables sur leur géologie et caractéristiques aquifères. Ces forages dont la liste est disponible en annexe seront utilisés ultérieurement dans ce mémoire (annexes 4 et 5). Il apparaît que presque toutes les formations de l'Unité du Beausset sont susceptibles d'être aquifères. Les forages positifs ont été rencontrés là où la zone saturée est la plus facile à atteindre : dans la vallée du Gapeau avec des terrains hettangiens et jurassiques moyens, dans les gorges d'Ollioules dans les dolomies du Jurassique supérieur et les calcaires du Crétacé inférieur, sur la bordure nord de l'unité dans le Crétacé inférieur, ou encore dans le Crétacé supérieur du cœur de l'unité.

Les niveaux statiques reconnus dans ces forages sont variés. Ils sont proches de 0 m NGF dans l'Ouest et la partie centrale. Vers le Nord et vers l'Ouest, ils augmentent jusqu'à environ 400 m.

3.2 Formations aquifères et aquicludes

Les données géologiques, pétrophysiques, karstologiques et hydrogéologiques permettent de définir la capacité aquifère de chaque formation. A l'échelle de l'Unité du Beausset, une formation peut être soit aquifère, soit aquiclude, soit les deux du fait de changements latéraux de faciès et d'épaisseur (Figure 3.4).

- Trias : si les forages ont révélés que le Trias moyen calcaréo-dolomitique est aquifère. La position des sources, comme celles de la région de Montrieux, et d'autres données de forage montrent que le Trias supérieur évaporitique est imperméable. Le Rhétien calcaire semble posséder une perméabilité de fracture, mais très inférieure à l'Hettangien sus-jacent.

- Hettangien : cette formation est une des plus exploitées par forage. Les essais de pompage ont montré une bonne perméabilité. Sa capacité aquifère semble liée à une d'une part une microfracturation et d'autre part à de la karstification.
- Sinémurien – Aalénien : ces formations ont essentiellement des faciès calcaires. A l'affleurement, elles sont fracturées et karstifiées. Il n'existe pas de données pétrophysiques de ces formations dans la littérature, mais quelques forages positifs prouvent leur capacité aquifère. Cependant celle-ci ne peut être quantifiée.
- Bajocien – Bathonien : cette formation est caractérisée par des alternances de calcaires et de calcaires argileux. Elle est plus argileuse en allant vers le Nord et l'Ouest de l'Unité. Elle était considérée comme aquiclude par les études antérieures. Cependant, les données pétrophysiques et de forages dans l'Est de l'Unité montrent que lorsqu'elle est plus calcaire, elle peut être considérée aquifère. Il est à noter également que des conduits paléokarstiques métriques ont été observés au Nord-Ouest de Cuges les Pins dans les parties les plus argileuses de cette formation. En conclusion, si elle peut former localement un aquiclude, elle peut potentiellement laisser passer les fluides.
- Bathonien supérieur : cette formation calcaire possède une très faible porosité et un karst horizontal développé. Elle ne fait donc pas écran à la circulation des fluides, mais ne constitue pas non plus de zone de stockage.
- Callovien – Tithonien : les caractéristiques lithologiques et pétrophysiques de ces formations sont relativement variées du fait de l'hétérogénéité de la dolomitisation. Globalement ces formations ont des porosités et des perméabilités élevées. Dans les couches qui sont les moins poreuses, le karst et la fracturation sont bien développés. Ces formations représentent une très bonne zone de stockage et également de très bonnes unités d'écoulement. Cependant, il peut exister localement des zones de moins bonne capacité aquifère.
- Berriasien : certains forages implantés dans le Jurassique supérieur se sont révélés captifs, indiquant ainsi la capacité aquiclude de cette formation. A l'opposé, des évidences de terrains, comme la présence de failles dolomitisées, indiquent l'existence d'une communication hydrogéologique possible à travers cette formation. Quelques forages se sont également révélés positifs dans cette formation.
- Valanginien – Hauterivien : malgré la présence d'horizons marneux et de calcaires massifs, les formations de cet intervalle ont des capacités aquifères supérieures à celles du Berriasien. Elles sont globalement aquifères bien qu'elles puissent localement être aquicludes. Par ailleurs, ces formations ne sont pas présentes dans la partie orientale du Beausset.
- Hauterivien - Barrémien : il s'agit des calcaires à faciès urgonien. Leur matrice apparaît non poreuse, mais ils possèdent une grande perméabilité de fracture et surtout de karst. Ces formations renferment les sources les plus importantes de l'unité. De nombreux forages très productifs sont implantés dans ces formations.
- Aptien – Albien : ces formations possèdent le taux d'argile le plus important de toute l'Unité du Beausset. A l'affleurement, elles ne présentent pas de fractures ou de failles. A l'échelle de l'échantillon, ses formations sont imperméables. Elles représentent potentiellement l'aquiclude principal de l'unité. Cependant, elles sont discontinues à l'échelle de l'unité et ont subi de nombreuses phases tectoniques dont une synsédimentaire. Un traçage artificiel (Arfib & Lamarque, 2012) a montré qu'elles pouvaient être traversées par l'eau.

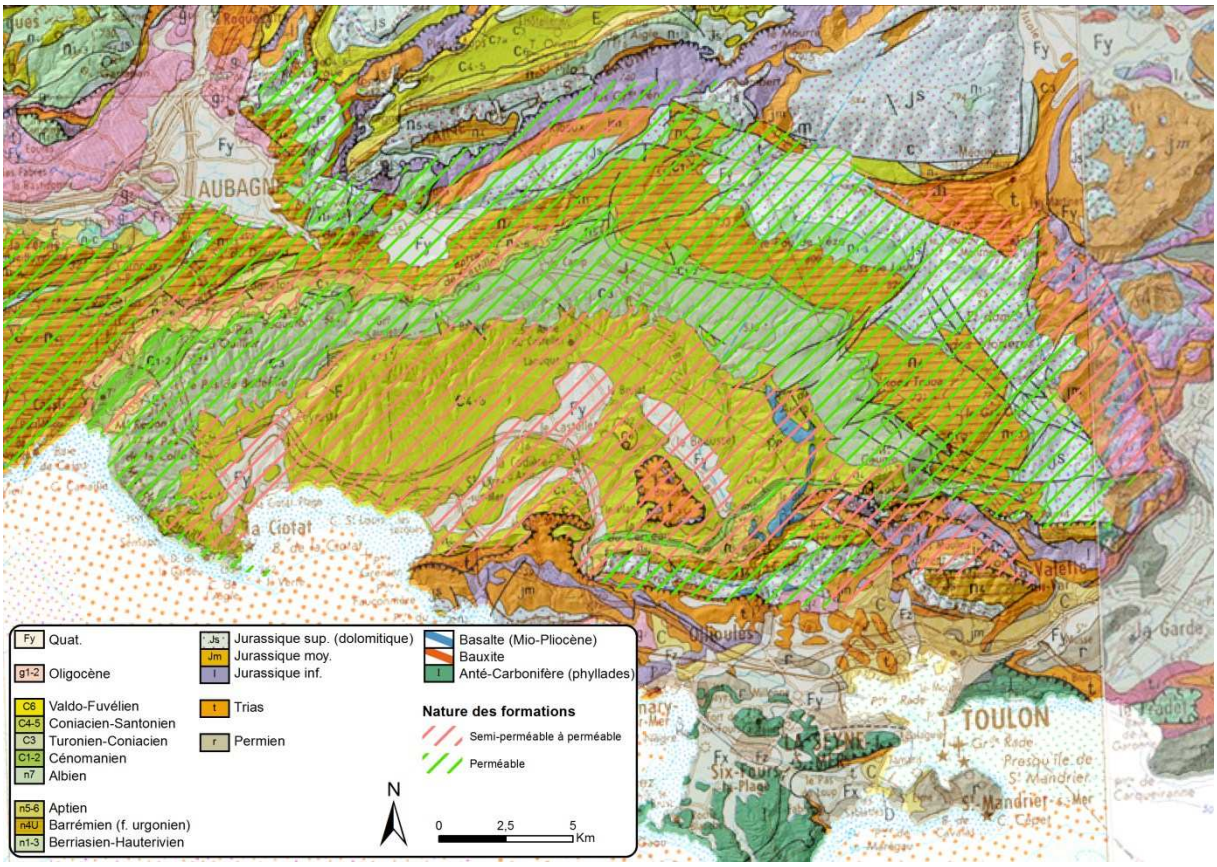


Figure 3.4 : Carte géologique au 1/250000 de l'Unité du Beausset (BRGM, 1979a et b) avec la capacité aquifère des formations.

- Crétacé supérieur : ces formations sont composées de calcaires, grès et calcaires gréseux qui possèdent chacun des propriétés différentes. Les calcaires ont des propriétés qui semblent équivalentes à celles des calcaires urgoniens : faible porosité, mais intense fracturation et karstification. De plus, des forages d'eau positifs permettent d'établir leur caractère aquifère. Cependant, elles sont souvent élevées topographiquement et donc au-dessus de la zone saturée. Les grès sont globalement très poreux et perméables. Les calcarénites présentent des propriétés plus variées. Elles sont par endroits imperméables du fait d'une porosité matricielle faible et de l'absence de fracturation, et par d'autres perméables et poreuses. Les formations calcarénitiques peuvent être considérées comme mixtes, à la fois aquifère et aquiclude. Le changement de capacité de l'un vers l'autre peut être à la fois latéral et vertical.

Au final, les trois aquifères principaux de l'Unité du Beausset sont l'Hettangien, le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. Les aquicludes sont présents, mais aucun n'est continu à l'échelle de l'unité. Les formations les moins aquifères sont : le Bajocien – Bathonien, le Berriasien, l'Aptien – Albien. La position du Crétacé supérieur de bassin est encore difficile à définir, mais il semble globalement appartenir au groupe des formations les plus aquifères.

3.3 Les traçages artificiels

Depuis 1969, des traçages artificiels ont été réalisés dans des karsts de l'Unité du Beausset et des unités alentours (Durozoy & Paloc, 1969 ; Gilli, 2002 ; Lamarque & Maurel, 2004). Trois autres

traçages ont également été réalisés en 2011 dans le cadre du projet KarstEAU (Arfib & Lamarque, 2011a) auquel appartient ce travail.

Dans la partie occidentale, des traçages ont été effectués au sein des calcaires du Crétacé inférieur (Durozoy & Paloc, 1969). La source sous-marine de Port-Miou a été traçée à partir de l'embut de Coulin, en bordure sud de la plaine d'Aubagne, et d'une cavité karstique recoupée par le tunnel ferroviaire du Mussuguet au Nord de Cassis (Figure 3.5). Ces traçages confirment l'alimentation de Port-Miou par les calcaires urgoniens qui sont dans son impluvium direct. Un traçage effectué en 2011 depuis la perte du Mauregard (Arfib & Lamarque, 2011b), qui se situe au Nord de Ceyreste dans des calcarénites du Coniacien, est ressorti également à la source de Port-Miou. Ce traçage souligne le fait que de l'eau peut circuler à travers les marnes aptiennes (Figure 3.5). Le vecteur de circulation d'eau est probablement un réseau de failles sous-couverture, car le transfert s'est fait en sept jours lors d'une crue. Ce traçage montre que le Crétacé supérieur peut contribuer lui aussi à l'alimentation de Port-Miou.

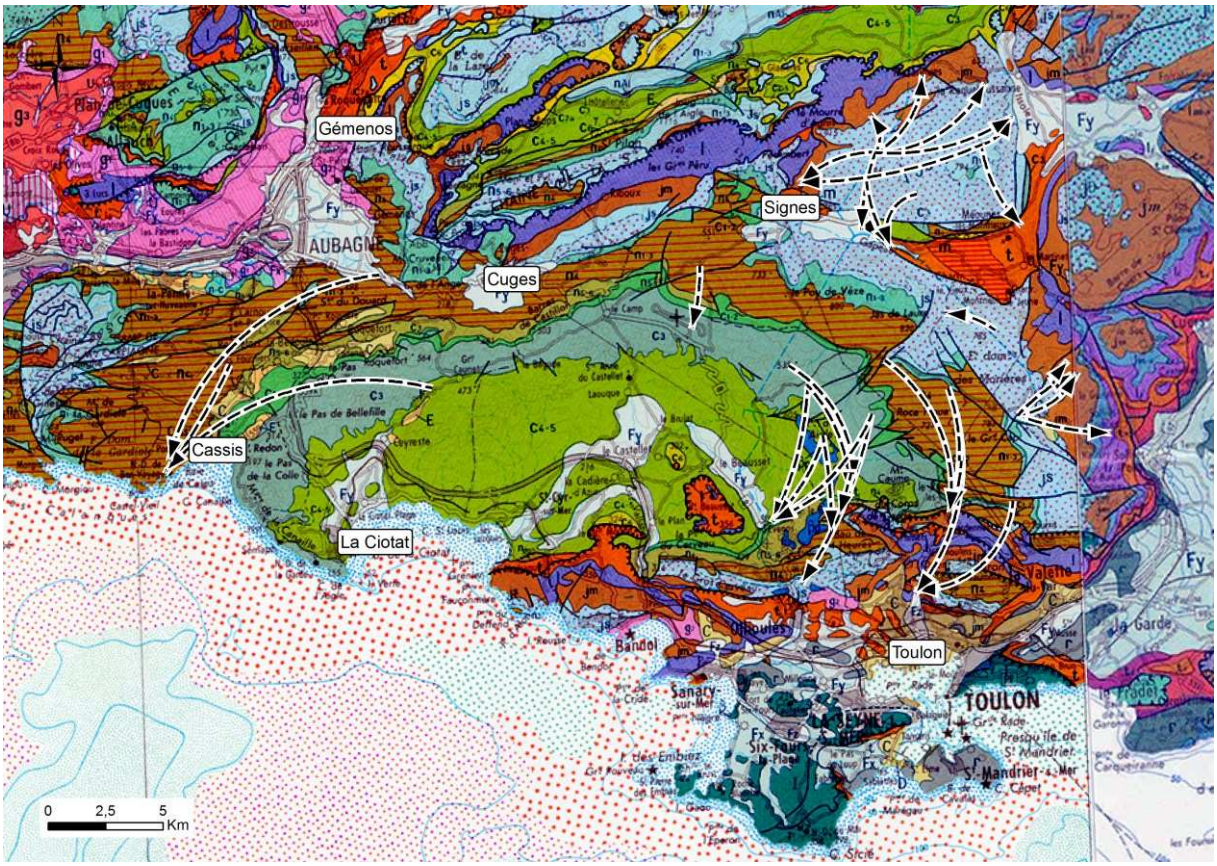


Figure 3.5 : Synthèse des traçages artificiels effectués dans l'Unité du Beausset.

Dans la partie orientale de nombreux avens et pertes ont été tracées (Durozoy & Palloc, 1969 ; Gilli, 2002 ; Lamarque & Maurel, 2004 ; Arfib & Lamarque, 2011a). Ces traçages ont été réalisés dans cinq secteurs (Figure 3.5). Tout d'abord hors-zone, trois traçages ont montrés l'alimentation des sources bordières du Massif d'Agnis à partir de pertes et d'avens de ce même massif (Gilli, 2000). Les sources situées en rive gauche du Gapeau à Signes ont été tracées positivement depuis Agnis (Figure 3.5). Les traçages réalisés par le BRGM (Durozoy & Palloc, 1969) et SpeleH2O (Lamarque & Maurel, 2004) indiquent que le Massif des Morières est drainé vers les sources de la rive droite du Gapeau, que le sud de Siou-Blanc est drainé vers les sources de

Dardennes et Saint-Antoine, et que la partie orientale du Plateau du Camp est drainée vers la source temporaire de la Foux de Sainte Anne d'Evenos et vers les sources d'Ollioules (Figure 3.5). Le traçage effectué dans le cadre du projet KarstEAU à la perte de Revengudo (Arfib & Lamarque, 2011a) au Nord du Plateau du Camp n'a pas permis de montrer vers quelle groupe de sources cette zone est drainée. Ce traçage a été détecté dans un forage implanté dans le Crétacé inférieur sur le Plateau du Camp (Arfib, com. pers.).

3.4 Synthèse hydrogéologique préliminaire

Les limites hydrogéologiques de l'Unité du Beausset, illustrées jusqu'ici dans ce travail, sont des limites structurales, topographiques et hydrogéologiques. Elles sont donc de plusieurs natures et illustrent par conséquent les relations complexes qui lient cette unité aux autres unités hydrogéologiques. En termes d'écoulement, les forages ont montrés que la zone non saturée pouvait être très importante par endroit. Les zones de décharges sont concentrées en bordure de l'unité au niveau de base. Jusqu'à présent la zone saturée n'a pu être atteinte par l'homme à partir des zones de recharge (Courbon, 1975 ; Monteau & Courbon, 1983 ; Blanc, 2001).

Au Nord, l'Unité de la Sainte-Baume constitue une zone de recharge alimentant des sources sur toute sa bordure (Coulier, 1985 ; Martin, 1991). Elle constitue également une potentialité d'alimentation pour l'Unité du Beausset (Cavalera, 2007) et en particulier pour les sources sous-marines de Port-Miou et du Bestouan (Blavoux *et al.*, 2004). Au NE de l'Unité du Beausset et à l'Est de la Sainte Baume, l'Unité d'Agnis présente une géologie et une structure plus simple que ces unités voisines. Elle semble individualisée des autres unités (Gilli, 2000 ; Cavalera, 2007). A l'image du Massif de la Nerthe (Chevenier, 1985), la complexité structurale de la bordure sud de l'Unité du Beausset reflète la complexité des écoulements et de sa relation avec les autres massifs de la zone Bandol-Toulon (Chanut, 1976). Une partie sud de l'unité, en particulier les baies de La Ciotat et de Cassis sont drainées vers la mer (Cluseau, 1965 ; Gilli ; 2002 ; Gilli *et al.*, 2009).

L'Unité du Beausset se caractérise par une dissymétrie dans la répartition des sources mais également dans les zones de recharge. En effet, l'Ouest ne compte que peu de sources et des zones de recharges réduites en excluant le secteur de drainage 2 (Figure 3.6). Ces dernières se concentrent dans les Massifs des Calanques et Soubeyran. Les forts débits de ces sources sous-marines de la baie de Cassis impliquent un transfert d'eau depuis la Sainte Baume vers l'Unité du Beausset. L'Est, à l'inverse, se distingue par de nombreuses sources et d'importantes zones de recharge (Figure 3.6). Ces dernières sont constituées par les Massifs de Siou-Blanc et des Morières, et l'Est du Plateau du Camp. Les traçages artificiels montrent que ces zones de recharges sont très structurées. Elles contribuent ainsi à l'alimentation de zones de sources particulières. Cependant, la délimitation des différents impluviums reste incertaine, de même que la position de la ligne de partage des eaux entre les parties est et ouest.

Au final, l'unité peut se diviser en cinq secteurs selon les principales zones de drainage (Figure 3.6). La nature et la position des limites entre ces zones de drainage sont pour la plupart incertaines. Les traçages récemment effectués, comme en particulier celui du Mauregard (Arfib & Lamarque, 2012), montre que la limite entre les secteurs 1 et 2 n'est pas un imperméable absolu.

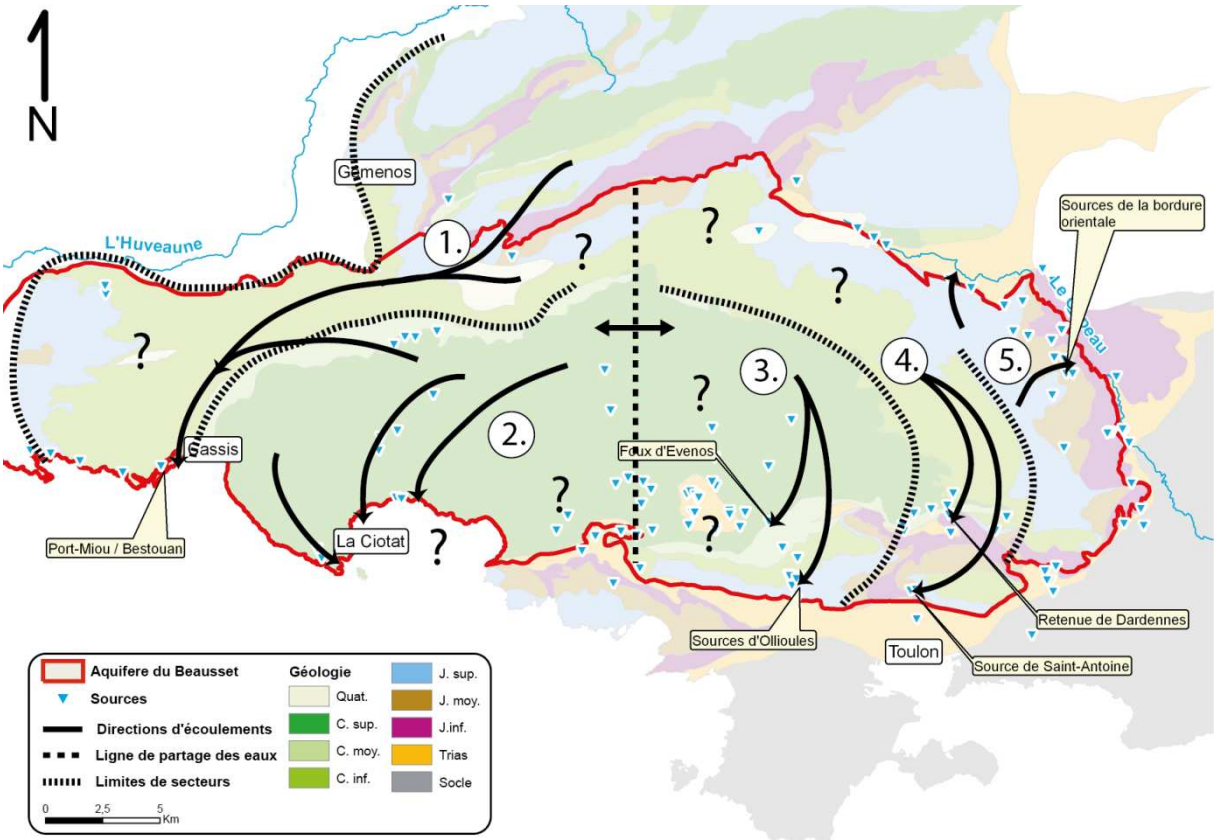


Figure 3.6 : Principaux secteurs de drainage de l'Unité du Beausset définis sur la base des travaux antérieurs.

4 Bibliographie

Andreani L., Loget N., Rangin C. & Le Pichon X., 2010. New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): evidences for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181, 6, p. 547-563.

Arfib B &, Lamarque T., 2011. *Traçages artificiels KarstEAU 2011 - Rapport de synthèse des injections d'Acide Amino G, Sulforhodamine B et Fluorescéine à Cuges les Pins, Ceyreste et Signes*. Université de Provence, 53 pp.

Arfib B. & Lamarque T., 2012. *Résultats préliminaires et premières interprétations du traçage KarstEAU du 08 février 2011 par injection de Sulforhodamine B à la perte de Mauregard (Ceyreste) (version du 09/02/2012). Résultats positifs sur les sources sous-marines de la baie de Cassis : Bestouan et Port Miou*. Aix-Marseille Université, 14 pp.

Arnaud M. & Monleau C., 1979. *Etude de l'évolution d'une plateforme carbonatée : exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien-Oxfordien)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 344 pp.

Arnaud M. & Monleau C., 1984. Dogger. 2.6 Provence. *Mémoires du B.R.G.M., Debrand-Passard S. (Ed.), BRGM, 125, Orleans*, p. 203-204.

Arnaud M. & Monleau C., 1984. Jurassique supérieur. 2.5 Provence. *Mémoires du B.R.G.M., Debrand-Passard S. (Ed.), BRGM, 125, Orléans*, p. 252-254.

Arnaud M. & Monleau C., 1984. Lias. 2.8 Provence. *Mémoires du B.R.G.M., Debrand-Passard S. (Ed.), BRGM, 125, Orléans*, p. 152-153.

Arnaud M., Beaudoin B., Colomb E. & Monleau C., 1990. Le gypse triasique a été karstifié pendant le Crétacé supérieur. Implications tectoniques. *Géologie Alpine*, 66, p. 117-120.

Arthaud F. & Matte P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformations. *Tectonophysics*, 25, p. 139-171.

Arthaud F., Megard F., Seguret M., 1977. Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. *Bulletin du Centre de Recherche d'Exploration et de Production Elf-Aquitaine*, 1, 1, p. 147-188.

Babinot J.F., 1981. *Les Ostracodes du Crétacé supérieur de Provence : systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie.* Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 634 pp.

Babinot J.F., Philip J. & Tronchetti G., 1984. Crétacé supérieur. 2.4 Basse-Provence. *Mémoires du B.R.G.M., Debrand-Passard S. (Ed.), BRGM, 125, Orléans*, p. 359-367.

Balintoni I., Balica C. & Hann H., 2011. About a peri-Gondwanan - North African enlarged acceptance of the Caledonian Orogeny. Studia UBB, Geologia, 56, 1, p. 29 – 32.

Barros A.P. & Lettenmeier D.P., 1994. Dynamic modeling of orographically induced precipitation. *Reviews of Geophysics*, 32, 3, p. 265-284.

Baubron J.C., 1974. Etude de l'évolution magmatique des formations calco-alcalines tertiaires de Provence et de Haute-Provence par la géochimie du Rubidium et du Strontium. Rapport du BRGM 74-SGN-003-LAB, 47 pp.

Bercovici C., 1983. *Contribution à la géologie de la région nord-toulonnaise. Structure de la zone Broussan-Dardennes. Cartographie détaillée et interprétation*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 80 pp.

Bertrand M., 1887. Ilôt triasique du Beausset (Var), analogies avec le bassin houiller franco-belge et avec les Alpes de Glaris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 15, p. 667-702.

Bertrand M., 1899. La grande nappe de recouvrement de la Basse Provence. *Bulletin du Service de la Carte géologique France*, 10, 68, p. 397-467.

Blanc J.J. & Monteau R., 1983. Essai sur l'analyse des cavites karstiques du Massif de Marseilleveyre et des archipels de Riou et du Frioul (Marseille). *Karstologia*, 1, p. 55-60.

Blanc J.J. & Monteau R., 1988. Le karst du Massif des Calanques (Marseille-Cassis). *Karstologia*, 11-12, p. 17-24.

Blanc J.J. & Monteau R., 1997. Inteprétation morphométrique et spéléogenèse : exemples des réseaux karstiques de Basse-Provence (directions de galeries, modèle et maillage structural). *Karstologia*, 30, 2, p. 25-40.

Blanc J.J. & Nicod J., 1990. Les surfaces karstiques du Plateau de Montrieux (Var). Etude quantitative de la fracturation. *Karstologia*, 16, 17-28, p.

Blanc J.J. & Paya C., 1970. Phénomènes de “slumping” et séquences bio-détritiques dans le Crétacé supérieur de La Ciotat (Bouches-du-Rhône) – France. Le sondage de Roumagoua. *Bulletin du Muséum d'Histoire Naturelle de Marseille*, 30, p. 281-299.

Blanc J.J., 1950. Le Crétacé supérieur de la région de La Ciotat et de ses abords. *Bulletin du Muséum d'Histoire Naturelle de Marseille*, 10, p. 56-87.

Blanc J.J., 1951. Les formations détritiques de La Ciotat (Var). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6, p. 369-380.

Blanc J.J., 1956. Etudes sur l'ilôt du Grand Congloué. Etudes géologiques et sédimentologiques. *Annales de l'Institut Océanographique*, 32, p. 124-153.

Blanc J.J., 1956. Sédimentation et paléocéanographie du Turonien et du Sénonien dans le bassin du Beausset (Var). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6, 6, p. 797-815.

Blanc J.J., 1961. Réflexions sur les anciens karsts de la Provence. *Bulletin du Musée d'Anthropologie Préhistorique de Monaco*, 8, p. 1-8.

Blanc J.J., 1963. Paléocéanographie du Turonien dans le Massif du Soubeyran. *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Marseille*, 7, p. 59-82.

Blanc J.J., 1965. La terminaison de l'Aptien au Plateau du Camp (Var) : ses modalités paléocéanographiques et sédimentaires. *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, 37, p. 103-112.

Blanc J.J., 1972. Planchers stalagmitiques et remplissages anciens indurés des grottes du Massif de Marseilleveyre (Marseille). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série D*, 274, p. 3359-3361.

Blanc J.J., 1980. Facteurs et mécanismes sédimentaires sous-marins au delta de La Ciotat (France) (Turonien, Coniacien). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 22, 3, p. 337-343.

Blanc J.J., 1985. Phases d'effondrement aux grottes prehistoriques ; du Würm à l'Holocene dans le Midi de la France. *Karstologia*, 6, p. 21-28.

Blanc J.J., 1987. Stratifications entrecroisées au delta de La Ciotat (France-Turonien-Coniacien) : nouvelles interprétations. *Géologie Méditerranéenne*, 14, 3, p. 205-219.

Blanc J.J., 1992. Importance geodynamique des surfaces d'aplanissement en Provence (analyse multicriteres). *Karst et évolutions climatiques ; hommage à Jean Nicod, Salomon J. N. & Maire R. (Eds.), Presses Universitaires de Bordeaux, Talence*, p. 191-207.

Blanc J.J., 1993. Le Paleokarst littoral de Provence (Estaque, Calanques et zone de Bandol). *Karstologia*, 22, p. 21-34.

Blanc J.J., 1995. Etapes et facteurs de la spéléogenèse dans le Sud-Est de la France. *Karstologia*, 26, 2, p. 13-26.

Blanc J.J., 1997. Geodynamique et histoire du karst ; application au sud-est de la France. *Quaternaire*, 8, 2-3, p. 91-105.

Blanc J.J., 1997-1998. Géodynamique post-oligocène, réseaux karstiques et surfaces déformées : une aide à l'évaluation des mouvements verticaux du socle. *Bulletin du Musée d'Anthropologie Préhistorique de Monaco*, 39, p. 6-15.

Blanc J.J., 1999. Cavités karstiques en Provence. Essai de classification. *Bulletin du Musée d'Anthropologie Préhistorique de Monaco*, 40, p. 7-21.

Blanc J.J., 2000. Les Grottes du massif des Calanques (Marseilleveyre, Puget, archipel de Riou) ; canevas tectonique, evolution et remplissages. *Quaternaire*, 11, 1, p. 3-19.

Blanc J.J., 2000-2001. Effondrements dans les grottes en Provence, enregistrements sismo-tectoniques. *Bulletin du Musée d'Anthropologie Préhistorique de Monaco*, 41, p. 3-20.

Blanc J.J., 2001a. Distribution et typologie des champs de dolines dans la région nord-toulonnaise (Provence, S.E. France). *Géologie Méditerranéenne*, 28, 3-4, p. 223-241.

Blanc J.J., 2001b. Histoire geologique et enregistrement karstique; exemple du massif de Siou Blanc et de ses abords (Var). *Karstologia*, 37, p. 11-22.

Blanc J.J., 2003. Age et origine des cavernes. Exemples du Sud-Est de la France. *Bulletin du Musée d'Anthropologie Préhistorique de Monaco*, 43, p. 3-18.

Blanc J.J., 2010. Explorations sous-marines : les karsts et les surfaces d'érosion au large de la Provence occidentale. *Karstologia*, 55, p. 27-38.

Blanc J.J., Blanc F. & Becker B., 1980. Evolution d'une séquence détritique et carbonatée au Turonien (Cassis-La Ciotat) application de l'analyse factorielle des correspondances. *Thétys*, 9, 4, p. 415-432.

Blanc J.J., Caron J.P.H., Gouvernet C., Guieu G., Masse J.P., Philip J., Rouire J., Rousset C., Tempier C., Damiani L., Durozoy G. & Glintzboeckel C., 1974. Notice de la Carte Géologique de Cuers au 1/50000. *B.R.G.M.,* pp.

Blavoux B., Gilli E. & Rousset C., 2004. Alimentation et origine de la salinité de la source sous-marine de Port-Miou (Marseille–Cassis). Principale émergence d'un réseau karstique hérité du Messinien. *Comptes Rendus Géosciences*, 336, p. 523-533.

Bouchard P., 1986. *Un modèle de talus carbonaté d'origine récifale : exemple du complexe Cénomanien de Cassis-La Bédoule (Sud-Est de la France). Stratigraphie, sédimentologie, diagenèse*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 516 pp.

Bourrichon/Wikimedia, 2012. File:Provence topographic map-fr.svg, http://commons.wikimedia.org. (consulté le 11/03/2012).

Brocard C., 1991. *La plate-forme provencale au Trias moyen. Un modèle de rampe carbonatée en milieu restreint. Dynamique des paléoenvironnements, évolution diagénétique.* Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 177 pp.

BSS – BRGM, 2011. Base de données du Sous-Sol. *infoterre.brgm.fr* (consulté le 02/09/11)

Caron J.P., 1967. *Etude pétrographique, stratigraphique et paléocéanographique du Muschelkalk supérieur calcaire de la région toulonnaise* Thèse de Doctorat de 217 pp.

Caron J.P., 1967. Etude stratigraphique du Meuschelkalk supérieur calcaire et dolomitique de Basse-Provence occidentale entre Bandol et Hyères (Var). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 9, p. 670-677.

Caron J.P., 1969. Livret-guide de l'excursion des 1 et 2 Octobre 1969 sur le Trias de Provence. *Travaux des Laboratoire de Sciences de la Terre (Saint-Jérôme, Marseille)*, série C, 1, p. 1-20.

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*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 403 pp.

Champion C., Choukroune P. & Clauzon G., 2000. La déformation post-Miocène en Provence occidentale. *Geodinamica Acta*, 13, p. 67-85.

Chanut J.P., 1976. *Hydrogéologie des massifs jura-crétacés et du Trias du S.W. varois*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 249 pp.

Chevalier J., 1965. Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur du Languedoc et de la Provence occidentale. *Mémoires du B.R.G.M.*, 34, p. 695-709.

Chevenier G., 1985. *Relations entre structures et répartition des aquifères dans les Massifs de la Nerthe et de l'Etoile (Bouches-du-Rhône, France)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 278 pp.

Choquet C., 1972. *Etude géotechnique et hydrogéologique d'aménagements du Canal de Provence au Nord de Toulon (Var)*. Thèse de Doctorat de l'Université scientifique et médicale de Grenoble, 168 pp.

Chorowitz J. & Mekarina A., 1992. Mise en évidence d'une extension apto-albienne orientée NW-SE en Provence (SE de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 315, 2, p. 861-886.

Clauzon G., 1982. Le canyon messinien du Rhône: Une preuve décisive du 'desiccated deep basin model' (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 24, p. 231-246.

Clauzon G., Suc J.P., Popescu S.M., Marunteanu M., Rubino J.L., Marinescu F. & Jipa D., 2005. Influence of the Mediterranean sealevel changes over the Dacic basin (Eastern Paratethys) in the Late Neogene. The Mediterranean Lago Mare facies deciphered. *Basin Research*, 17, p. 437-462.

Cluseau R., B.R.G.M., 1965. Mission expérimentale à la Ciotat et Cassis. Recherches des émergences d'eau douce en mer. 33 pp.

Combes A., 1976. *Essai de méthodologie en pays karstique. Etude des problèmes hydrogéologiques et géotechniques dans le Massif des Morières*. Thèse de Doctorat de l'Université scientifique et médicale de Grenoble, 181 pp.

Conesa G., P.-O. Bruna, J. Lamarche, F. Demory, A. Ribaud and Y. Santerre. (2009) Tectonosedimentary record of rifting in Oligocene-Lower Miocene marine deposits from the Northern Liguro-Provençal margin (West Marseilles, South-East France). *Tectonics & Sedimentation International Conference, 16-18 February, Bonn, Germany*.

Corine Land Cover, 2006. Corine Land Cover France, http://sd1878-2.sivit.org/. (consulté le 11/03/2012).

Cornet C., 1957. Étude tectonique et morphologique de la région de Méounes et de La Roquebrussanne. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 1, 2, p. 113-118.

Cornet C., 1966. Evolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène. Mémoire de la Société Géologique de France, 103, 245pp.

Coulier C., 1985. *Hydrogéologie karstique de la Sainte-Baume occidentale (Bouches-du-Rhône - Var)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 400 pp.

Coulon C., 1967. Le volcanisme basique de la Basse Provence occidentale (région toulonnaise et massif des Maures). Thèse de Doctorat de l'Université de Paris, 117 pp.

Courbon P. & Lucot J., 2005. Fichier des cavités du Var. *Spelunca*, 99, p. 2.

Courbon P. & Maurel P., 2008. L'étude spéléologique du plateau de Siou-Blanc (Var). *Spelunca*, 108, p. 21-29.

Courbon P. & Maurel P., 2010. Les traçages du Plateau de Siou-Blanc (1993-2000). *Grottes et karsts de France, Audra P. (Ed.), Association Française de Karstologie - Karstologia Mémoire, 19,* p. 254-255.

Courbon P., 1975. Synthèse des recherches spéléologiques et hydrogéologiques sur le Plateau de Siou-Blanc (Var). *Spelunca*, 1, p. 3-8.

Dalmasso H., 2001. *Analyse stratigraphique et modélisation numérique des systèmes carbonatés néritiques tropicaux à subtropicaux : discrimination et quantification des paramètres de contrôles*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 457 pp.

de Marsilli L.F., 1725. Histoire Physique de la Mer. Aux Dépends de la Compagnie, Amsterdam, 333 pp.

de Villeneuve-Flayosc H., 1856. *Description minéralogique et géologique du Var et des autres parties de la Provence avec application de la géologie, à l'agriculture au gisement des sources et des cours d'eau*, Dalmont, V., Paris, 557 pp.

Debrand-Passard S., Courbouleix S. & Lienhardt M.J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mémoire du B.R.G.M.*, 125, p. 615.

Dellery B., Durozoy G., Gouvernet C. & Jonquet P., 1967. *Inventaire des ressources hydrauliques du Bassin du Beausset -B.-du-Rh. - Var). Données géologiques et hydrogéologiques acquises à la date du 31 décembre 1966*. Rapport B.R.G.M. D.S.G.R.67.A.91, 110 pp.

Denizot G., 1934. Description des Massifs de Marseilleveyre et de Puget. *Annales du Museum d'Histoire Naturelle de Marseille*, 26, 5, p. 1-229.

Derommelaere D., Avenel J. & Maurel P., 1995. *Synthèses des recherches hydrogéologiques et spéléologiques du Plateau de Siou-Blanc*. Rapport Programmes Spele-H2O 1993 - 1994 - 1995 147 pp.

Dieulafait L., 1867. Géologie appliquée. Zone à Avicula contorta. Son rôle comme couche aquifère dans la Var et les Alpes-Maritimes. *Bulletin de la Société d'études de Draguignan*, p. 1-32.

Dieulafait L., 1869. Etude sur la formation du Trias en Provence. *Bulletin de la Société d'études de Draguignan*, p. 1-66.

Dieulafait L., 1870. Etude sur la zone à Avicula contorta et l'Infralias dans le Sud et le Sud-Est de la France. *Annales de Géologie*, 1, p. 160pp.

Dupire S., 1985. *Etude cartographique à 1/25.000 de la zone sud du Bassin de Marseille. Les Travertins de Marseille, aperçu géomorphologique et néotectonique*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 104 pp.

Durozoy G. & Gouvernet C., 1967. *Inventaire des ressources hydrauliques du Bassin du Beausset. Le Massif du Gros Cerveau - Croupatier*. Rapport B.R.G.M. DSGR.67.A84, 29 pp.

Durozoy G. & Paloc H., 1969. *Bassin du Beausset (Bouches-du-Rhône - Var) - Enseignements apportés par les expériences de colorations*. Rapport B.R.G.M. 69.SGL.212.PRC, 23 pp.

Durozoy G., Galle Cavaloni H., Gouvernet C. & Jonquet P., 1966. *Inventaire des ressources hydrauliques dans le Bassin du Beausset (B. du Rh. - Var). Etat des études au 31.12.1965*. Rapport B.R.G.M. DSGR.66.A27, 31 pp.

Durozoy G., Glintzboeckel C. & Jonquet P., 1970. *Bassins côtiers entre Marseille et Toulon*. Rapport B.R.G.M. 70.SGN.192.PRC, 38 pp.

El Kanchoufi A., 1988. *Les alternances marno-calcaires du Jurassique inférieur et moyen de Provence. Micropaléontologie, Sédimentologie, Paléoécologie*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 225 pp.

Fabre-Taxy S., Moullade M. & Thomel G., 1965. Le Bédoulien dans sa région type, la Bédoule-Cassis (B.-d-R.). *Mémoires du B.R.G.M.*, 34, p. 173-199.

Fenerci-Masse M. & Masse J.P., 2004. Quantitative stratigraphy of rudist limestones and its bearing on spatial organisation of rudist communities: the Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (S.E. France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 215, 3-4, p. 265-284.

Floquet M., Gari J., Hennuy J., Léonide P. & Philip J., 2005. Livret-guide d'excursion géologique. Sédimentations gravitaires carbonatées et silicoclastiques dans un bassin en transtension, séries d'âge Cénomanien à Coniacien moyen du Bassin Sud-Provençal. *10ème Congrès Français de Sédimentologie,* 85 pp.

Floquet M., Léonide P. & Marchand D., 2007. Livret-guide d'excursion géologique. Dynamique sédimentaire du Bassin Sud-Provençal au Jurassique. *Laboratoire de Géologie des Systèmes et Réservoirs Carbonatés. Groupe Français d'Etude du Jurassique,* 125 pp.

Floquet M., Philip J., Léonide P. & Gari J., 2006. Livret-guide d'excursion géologique.Sédimentation et géodynamique du Bassin Sud-Provençal au Crétacé supérieur. *Réunion Spécialisée de la Société Géologique de France. Histoire et dynamique des plates-formes carbonatées et de leurs biotas durant le Phanérozoïque. Journées Jean Philip.,* 62 pp.

Fluteau F., Ramstein G., Besse J., Guiraud R. & Masse J.P., 2007. Impacts of palaeogeography and sea level changes on Mid-Cretaceous climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 247, 3-4, p. 357-381.

Fournier F. & Borgomano J., 2009. Critical porosity and elastic properties of microporous mixed carbonate-siliciclastic rocks. *Geophysics*, 74, p. E93-E109.

Fournier F., Léonide P., Biscarrat K., Gallois A., Borgomano J. & Foubert A., 2011. Elastic properties of microporous cemented grainstones. *Geophysics*, 76, 6, p. E211–E226.

Fournillon A., Abelard S., Viseur S., Arfib B. & Borgomano J., 2012. Characterisation of karstic networks by automatic extraction of geometrical and topological parameters: comparison between observations and stochastic simulations. *Advances in Carbonate Exploration and Reservoir Analysis*, *Garland J., Nelson J., Widden K. & Laubach S. (eds)*, the Geological Society, London, Special Publication, v.370. (in press)

Fournillon A., Lamarche J., Arfib B., Borgomano J. & Gallois A., 2011. Multi-scale analysis of inherited fractures and karsts for the understanding of speleogenetical processes: the case of the La

Foux Cave SE France, in the *13th Symposium de l'Association Française de Sédimentologie*, Dijon (France).

Gari J., 2008. *Développements en géologie numérique d'affleurement et modélisation stratigraphique 3D : exemple de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal au Crétacé supérieur (SE, France)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 278 pp.

Gilli E., 2000. *Etude des conditions d'émergence et du bassin d'alimentation de la source Beaupré (Signes - Var)*. Société des Sources de Signes, 84 pp.

Gilli E., 2002. *Etude préalable sur le drainage des karsts littoraux*. Rapport Agence de l'Eau Rh pp.

Gilli E. et coll., 2009. *Localisation des émergences karstiques des Calanques de Cassis et de la Baie de la Ciotat*. Centre d'Etude du Karst – projet KarstEAU, avec la collaboration de A. Fournillon, A. Tassy et B. Arfib, 49 pp.

Giraud M., 1871. Notice sur les principaux cours d'eau du département du Var et spécialement sur ceux du canton de Beausset. *Bulletin de la Société académique du Var*, p. 44.

Gisquet F., 2007. *Analyse structurale du Massif de la Nerthe (Provence, S.E. France) : datation relative de la dolomitisation*. Thèse de Mémoire d'initiation à la recherche de l'Université de Provence, 33 pp.

Gisquet F., 2008. *Géométrie et modélisation des corps dolomitiques associés aux failles en contexte tectonique polyphasé : étude de la Chaîne de l'Etoile*. Thèse de Master 2 de l'Université de Provence, 33 pp.

Gisquet F., 2012. Les drains dolomitiques super-K : géométries, hétérogénéités-réservoirs, origines. La Formation Khuff en subsurface (Permo-Trias, Qatar-Iran) et un analogue à l'affleurement (Jurassique supérieur, Provence - France). Thèse de Doctorat d'Aix-Marseille Université, 547 pp.

Glintzboeckel C. & Durand M., 1984. Trias. 2.10 Provence et chaînes subalpines méridionales. *Mémoires du B.R.G.M., Debrand-Passard S. (Ed.), BRGM, 125, Orléans*, p. 99-100.

Gouvernet C., 1963. *Structure de la région toulonnaise*, Ministère de l'Industrie, Paris, 244 pp.

Gouvernet C., 1963. Trias de Provence occidentale. *Mémoires du B.R.G.M.*, 15, p. 165-176.

Gouvernet C., Gueirard S., Caron J.P.H., Masse J.P., Philip J., Blanc J.J., Coulon C., Damiani L. & Durozoy G., 1969. Notice de la Carte Géologique de Toulon au 1/50000. *B.R.G.M.,* pp.

Gouvernet C., Guieu G. & Rousset C., 1979. *Guides géologiques régionaux. Provence*, Masson, Paris, 238 pp.

Grasmueck M., Eberli G.P., Marchesini P., Coll M., Sekti R.P., Lamarche J., Wall B.G. & Gillespie P., 2010. Fracture and Deformation Band Visualization Using Full-Resolution 3D Ground Penetrating Radar (GPR) in Cretaceous Carbonates. *Search and Discovery Article,* 2 pp.

Grimaud L., 1952. *Contribution à l'étude de l'alimentation en eau potable de l'agglomération toulonnaise*. Thèse de Doctorat de la Faculté mixte de Médecine Générale et Coloniale et de Pharmacie, 192 pp.

Grosheny D. & Philip J., 1989. Dynamique biosédimentaire de bancs à rudistes dans un environnement péridéltaïque : la formation de la Cadière d'Azur (Santonien, SE France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5, 6, p. 1253-1269.

Grosheny D., 1986. *Paléoécologie et dynamique sédimentaire d'un modèle de banc à rudistes : exemple du Santonien de la Cadière (Sud-Est France)* Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 500 pp.

Gueguen E., Doglioni C. & Fernandez M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298, p. 259-269.

Guieu G., 1967. Un exemple de tectonique tangentielle : l'évolution du cadre montagneux de Marseille. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, p. 610-630.

Guieu G., 1968. *Etude tectonique de la région de Marseille*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 608 pp.

Guieu G., Blanc J.J., Bonifay E., Caron J.P.H., Gouvernet C., Nury D., Philip J., Taxy-Fabre S. & Tempier C., 1969. Notice de la Carte Géologique Aubagne-Marseille au 1/50000. *B.R.G.M.,* pp.

Guyonnet-Benaize C., 2011; Modélisation 3D multi-échelle des structures géologiques de la region de la Faille de la Moyenne Durance (SE, France). Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 165 pp.

Hairabian A., 2007. *Reconstitution paléoenvironnementale de la bordure sud du Bassin Sud-Provençal (secteur du Val d'Aren, Var) au Cénomanien supérieur*. Thèse de Master 2 de l'Université de Provence - Université Paul Cézanne, 35 pp.

Hennuy J., 2003. *Sédimentation carbonatée et silicoclastique sous contrôle tectonique, le Bassin Sud-Provençal et sa plate-forme carbonatée du Turonien moyen au Coniacien moyen : évolution séquentielle, diagénétique, paléogéographique*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 252 pp.

Hippolyte J.C., Angelier J., Bergerat F., Nury D. & Guieu G., 1993. Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France. *Tectonophysics*, 226, p. 15-35.

IGN – BD Alti, 2011. BD Alti Version 1, Descriptif du contenu. www.ign.fr, 11 pp.

Jaubert J.M., 1859. Matériaux pour la géologie du Var. Essai sur la constitution géologique des terrains du littoral entre Saint-Nazaire et Bandol. *Bulletin de la Société d'études scientifiques et archéologiques de la ville de Draguignan*, 72 pp.

Jautée E., 1984. Jurassique supérieur. 5.2 Dolomies. *Mémoires du B.R.G.M., Debrand-Passard S. (Ed.), BRGM, 125, Orléans*, p. 274-276.

Jolet P., 1996. *Etude stratigraphique et sédimentologique d'une plate-forme mixte carbonatée-silicoclastique : le Turonien de Provence (S.E. de France)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 178 pp.

Jolet P., Philip J., Cecca F., Thomel G., Lopez G., Tronchetti G. & Babinot J.F., 2001. Integrated platform/basin biostratigraphy of the upper Cenomanian-lower Turonian in Provence (SE France). *Geobios*, 34, 2, p. 225-238.

Jolet P., Philip J., Thomel G., Lopez G. & Tronchetti G., 1997. Nouvelles données biostratigraphiques sur la limite Cénomanien-Turonien. La coupe de Cassis (Sud-Est de la France) : proposition d'un hypostratotype européen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 325, p. 703-709.

Jolivet L., Augier R., Robin C., Suc J.P. & Rouchy J.M., 2006. Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*, 188-189, p. 9-33.

Jouves J., 2011. *Spéléogenèse et remplissages sédimentaires en cavités karstiques : témoins de l'évolution géodynamique tertiaire de l'unité du Beausset (SE France)*. Master d'Aix Marseille Université, 40 pp.

Lajoinie J.P. & Laville P., 1979. Les formations bauxitiques de la Provence et du Languedoc. Dimensions et distribution des gisements. *Mémoire du B.R.G.M.*, 100, p. 1-146.

Lamarque T. & Maurel P., 2004. *Projet SPELE-EAU Compte-rendu général des opérations 1993-2000*. Rapport Spélé-H2O 125 pp.

Laville P., 1972. *Géologie, minéralogie, géochimie des formations bauxitiques du Revest-Les-Eaux*. Thèse de Doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie, 95 pp.

Laville P., 1981. La formation bauxitique provençale (France). Séquence des faciès chimiques et paléomorphologie crétacée. *Chronique de la recherche minière*, 461, p. 51-68.

Leleu S., 2005. *Les cônes alluviaux crétacés supérieurs/paléocènes en Provence : traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision*. Thèse de Doctorat de l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, 200 pp.

Léonide P., 2007. *Réponses des plates-formes carbonatées aux changements paléo-océanographiques, paléo-climatiques et tectoniques : le Bassin Sud-Provençal au Jurassique inférieur à moyen*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 317 pp.

Léonide P., Floquet M. & Villier L., 2007. Interaction of tectonics, eustasy, climate and carbonate production on the sedimentary evolution of an early/middle Jurassic extensional basin (Southern Provence Sub-basin,SE France). *Basin Research*, 19, 125-152, p.

Lismonde B., Arfib B., Perret C., Michel L., Douchet M. & Potié L., 2011. La mesure des debits de la source sous-marine de Port-Miou (Cassis, France). *Proceedings of the 9th Conference on*

Limestone Hydrogeology, Bertrand C., Carry N., Mudry J., Pronk M. and Zwahlen F. (eds), 1-3 Sept. 2011, Besançon (France), p. 301-306.

Long J., 1947. *Délimitation de l'aire de production des vins des "Côtes-de-Provence"*, Les Arcs, 30 pp.

Lutaud L., 1957. La tectogénèse et l'évolution structurale de la Provence. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 1, 2, p. 103-112.

Machhour L., 1988. *Le Bassin Toulonnais au Crétacé moyen (Aptien - Cénomanien) Sud-Est de la France. Stratigraphie - Sédimentologie - Géochimie - Paléoécologie - Paléoenvironnements*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 472 pp.

Maliva R.G., Budd D.A., Clayton E.A., Missimer T.M. & Dickson J.A.D., 2011. Insights into the dolomitization process and porosity modification in sucrosic dolostones, Avon Park Formation (Middle Eocene), East-Central Florida, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 81, p. 218-232.

Martin P., 1991. *Hydromorphologie des géosystèmes karstiques des versants nord et ouest de la Sainte Baume . (B. du Rh., Var, France). Etude hydrologique, hydrochimique et de vulnérabilité à la pollution*. Thèse de Doctorat de l'Université d'Aix Marseille II, 326 pp.

Masse J.P. & Fenerci-Masse M., 2004. La "trilogie valanginienne" de la région de Marseille : mise au point stratigraphique et sédimentologique. *Colloque "Gérard Guieu",* 25 pp.

Masse J.P. & Fenerci-Masse M., 2008. Drowning discontinuities and stratigraphic correlation in platform carbonates. The late Barremianeearly Aptian record of southeast France. *Cretaceous Research*, 32, p. 659-684.

Masse J.P. & Philip J., 1976. Paléogéographie et tectonique du Crétaxé moyen en Provence : révision du concept d'Isthme Durancien. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 18, 1, p. 46-99.

Masse J.P., 1976. *Les calcaires urgoniens de Provence : Valanginien, Aptien inférieur : Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. 1, Stratigraphie, paléontologie. 2, Paléoenvironnements et leur évolution*. Thèse de Doctorat de l'Université d'Aix-Marseille II, 516 pp.

Masse J.P., 1984. Crétacé inférieur. 2.5 Provence, bordure cévenole, Languedoc. *Mémoires du B.R.G.M., Debrand-Passard S. (Ed.), BRGM, 125, Orléans*, p. 319-323.

Masse J.P., 1993. Valanginian to early Aptian carbonate platforms from Provence (S.E. France). *Cretaceous Carbonate Platforms, Simo A., Scott R. W. & Masse J. P. (Eds.), American Association of Petroleum Geologists Memoir, 56,* p. 363-374.

Masse J.P., Morycowa E. & Fenerci-Masse M., 2008. Valanginian-Hauterivian scleractinian coral communities from the Marseille region (SE France). *Cretaceous Research*, in press, p.

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. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 180,2, p. 105-115.

Masse P.J.L., 1988. *Evolution de la marge provençale à l'Aptien supérieur et à l'Albien. Sédimentologie, Paléotectonique, Paléogéographie*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 355 pp.

Matheron M.P., 1839. Essai sur la constitution géognostique du département des Bouches-du-Rhône. *Répertoire des Travaux de la Société de Statistique de Marseille*, p. 5-134.

Matte P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480±290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13, p. 122-128.

Mazet J., 1992. La karstification en Provence au cours des temps géologiques. *Spéléopérations*, 80, p. 25-26.

Mocochain L., Clauzon G., Bigot J.-Y. & Brunet P., 2006. Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sedimentary Geology*, 188–189, p. 219–233.

Monteau R. & Courbon P., 1983. Le Massif de la Sainte-Baume, géologie et hydrogéologie. *Spelunca*, 13, p. 59-68.

Monteau R., 1978. *Le karst des formations turoniennes du Bassin du Beausset (B-d-R - Var)*. Thèse de D.E.S de l'Université d'Aix-Marseille 2, 92 pp.

Moullade M., Tronchetti G., Kuhnt W., Renard M. & Bellier J.P., 2004. Le Gargasien (Aptien moyen) de Cassis-La Bédoule (stratotype historique de l'Aptien inférieur, SE France) : localisation géographique et corrélations stratigraphiques. *Carnets de Géologie*, 2, 4 pp.

Nicod J., 1967. *Recherches géomorphologiques en Basse-Provence calcaire*. Thèse de Doctorat de l'Université d'Aix-Marseille 1, 557 pp.

Nicod J., 1992. Notice de la carte du karst du centre nord-ouest du Massif de Montrieux (Var). *Travaux U.R.A. 903 du C.N.R.S.*, 21, p. 71-78.

Nicod J., Blanc J.J. & Pomel S., 1991. Recherches sur l'évolution du karst du Massif de Montrieux (Basse-Provence). *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 85, p. 39-57.

Philip J. & Gari J., 2005. Late Cretaceous heterozoan carbonates: Palaeoenvironmental setting, relationships with rudist carbonates (Provence, south-east France). *Sedimentary Geology*, 175, p. 315-327.

Philip J., 1967. Modalités et importance de la transgression du Sénonien inférieur dans la région de St-Cyr sur Mer (Var). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 265, p. 1883-1886.

Philip J., 1970. *Les Formations calcaires à rudistes du crétacé supérieur provençal et rhodanien*. Thèse de Doctorat de la Faculté des Sciences de Marseille, 438 pp.

Philip J., 1974. Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien : stratigraphie et paléogéographie. *Bulletin du B.R.G.M. (deuxième série)*, 1, 3, p. 107-151.

Philip J., 1993. Late Cretaceous carbonate-silicoclastic platforms of Provence, Southeastern France. *Cretaceous carbonate platforms, Simo J. T., Scott R. W. & Masse J. P. (Eds.), American Association of Petroleum Geologists Memoir, 56,* p.

Philip J., 1998. Sequences and systems tracts of a mixed carbonate - siliciclastic platform - basin settings : the Cenomanian - Turonian stages of Provence (SouthEastern France). *S.E.P.M. Special Publication*, 60, p. 387-395.

Philip J., Anglada 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 de l'Académie des Sciences, Paris, Série D*, 280, p. 411-414.

Philip J., Bercovici C., Machhour L. & Masse P.J.L., 1985. La tectonique crétacée de la région toulonnaise. *Documents du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, 94, p. 1-22.

Philip J., Masse P.J.L. & Machhour L., 1987. L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais (Basse-Provence occidentale, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, 3, p. 541-550.

Philip J., Rouire J., Tempier C., Durozoy G., Damiani L., Blanc J.J. & Froget C., 1977. Notice de la Carte Géologique de La Ciotat au 1/50000. *B.R.G.M.,* pp.

Redondo C., 1986. *Etude des sédiments détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale et recherche des zones d'apport. Sédimentologie, pétrographie, minéralogie.* Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 493 pp.

Redondo C., 1988. Etude et origine des sédiments détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale (France, Sud-Est). *Géologie Méditerranéenne*, 15, 3, p. 199-227.

Renard M., de Rafaélis M., Emmanuel L., Beltran C., Moullade M. & Tronchetti G., 2007. Fluctuations of sea-water chemistry during Gargasian (Middle Aptian) time. Data from trace-element content (Mg, Sr, Mn, Fe) in hemipelagic carbonates from La Marcouline Quarry (Cassis, SE France). *Carnets de Géologie*, 3, 28 pp.

Rosenbaum G., Lister G.S. & Duboz C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. – Tectonophysics, 359, p. 117-129.

Rouchy J.M. & Caruso A., 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology*, 188-189, p. 35-667.

Rouire J. & Blanc J.J., 1979. Notice de la Carte Géologique de Marseille au 1/250000. *B.R.G.M.,* pp.

Rouire J. & Blanc J.J., 1979. Notice de la Carte Géologique de Nice au 1/250000. *B.R.G.M.,* pp.

Rousset C., 1968. *Contribution à l'étude des karsts du SE de la France. Altérations morphologiques et minérales*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 533 pp.

Rousset C., 1969. Le Bombement Varois : relations entre la bauxitisation du Crétacé moyen en Provence et l'évolution originelle de la région en régime karstique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 268, 2231-2234, p.

Rousset C., 1973. Rôle de la karstologie dans l'élaboration des reconstitutions paléogéographiques : les cycles karstiques en Provence. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, 15, 3, p. 273-294.

Rudikiewicz J.L., 1988. Quantitative subisdence and thermal structure of the European continental margin of the Tethys during early and middle Jurassic Times in the Western Alps (Grenoble-Briançon transect). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 4, p. 623-632.

Spele-H2O, 1995. *Synthése des Recherches Hydrogéologiques et Spéléologiques du Plateau De Siou-Blanc / Montrieux De Toulon À Signes (Var)*. Rapport UFOLEP – CDS 83 – CEO, 155pp.

Tassy A., Fournier F., Borgomano J., Arfib B., Münch P., Thinon I. & Rabineau M., 2012. Benefits of New Offshore Seismics on the Understanding of a Western Mediterranean Continental Shelf Geodynamics and Eustatic Controls during the Neogene (Provence Margin, SE France). *AAPG Annual Convention, Longbeach (CA), 22-25 Avril 2012*.

Tempier C., 1972. *Les faciès calcaires du Jurassique provençal*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 361 pp.

Tempier C., 1985. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, 3, p. 533-540.

Toucas A., 1873. Mémoire sur les terrains crétacés des environs du Beausset. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 9, 4, p. 1-65.

Toucas R., 1869. *Description géologique et paléontologique du canton de Beausset (Var) et de ses environs* Blot, E., Paris, 30 pp.

Toutin-Morin N., 1984. 4. - Stéphanien - Permien, 4.3.11 Bassin du Var. *Mémoires du B.R.G.M., Debrand-Passard S. (Ed.), BRGM, 125, Orléans*, p. 50-52.

Tronchetti G., 1981. *Les Foraminifères crétacés de Provence, Aptien-Santonien : systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 559 pp.

Vernet M. & Vernet B., 1980. *Essai de discrimination par méthode isotopique de l'origine des eaux de systèmes karstiques : application aux karsts continentaux et littoraux de Basse-Provence*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 208 pp.

Villier L., Minvielle P., Fournillon A. & Bruna P.O., 2012. Expressions of soil and geological substrate properties in the red wines of bandol (var, france). Is there a reliable tool for improvement of the AOC delimitation?. *9th International Vitivinicultural Terroir Congress, Dijon-Reims (France), 25-29 June 2012*.

PARTIE 3
Modèle géologique 3D de l'Unité du Beausset

Don't cross the streams !

E. Spengler (Ghostbusters)

1 Introduction

Comme tout modèle de processus ou d'objets réels, un modèle géologique numérique 3D est avant tout une représentation de la réalité, et non pas la réalité. Cette représentation répond à des objectifs précis imposés par la problématique à laquelle le modèle doit apporter une réponse. Outre le choix du support numérique et de la tridimensionnalité, la géomodélisation est une discipline scientifique particulière définie comme suit par Mallet (2002) :

> « la géomodélisation consiste en un panel de méthodes mathématiques permettant de modéliser de manière unifiée la topologie, la géométrie et les propriétés physiques d'objets géologiques, tout en prenant en compte toute donnée liée à ces objets ».

Elle permet donc d'intégrer dans un même cadre des données d'origines et de formats différents tels des données 1D, 2D et 3D (Wu *et al.*, 2005).

La géomodélisation a de nombreuses applications depuis la seule représentation 3D d'objets géologiques (e.g. Zanchi *et al.*, 2009) jusqu'à ces dérivés en imagerie médicale (e.g. Clouchoux *et al.*, 2012). Il existe de nombreux types de modèles géologiques numériques 3D (Figure 1.1), et parmi ceux-là, les plus couramment utilisés à l'échelle d'unités structurales sont les modèles surfaciques et les modèles volumiques (Falivene *et al.*, 2007). Les premiers correspondent à des surfaces maillées représentant des horizons géologiques et les seconds à des cellules matérialisant des variations de propriétés (e.g. Bonomi, 2009).

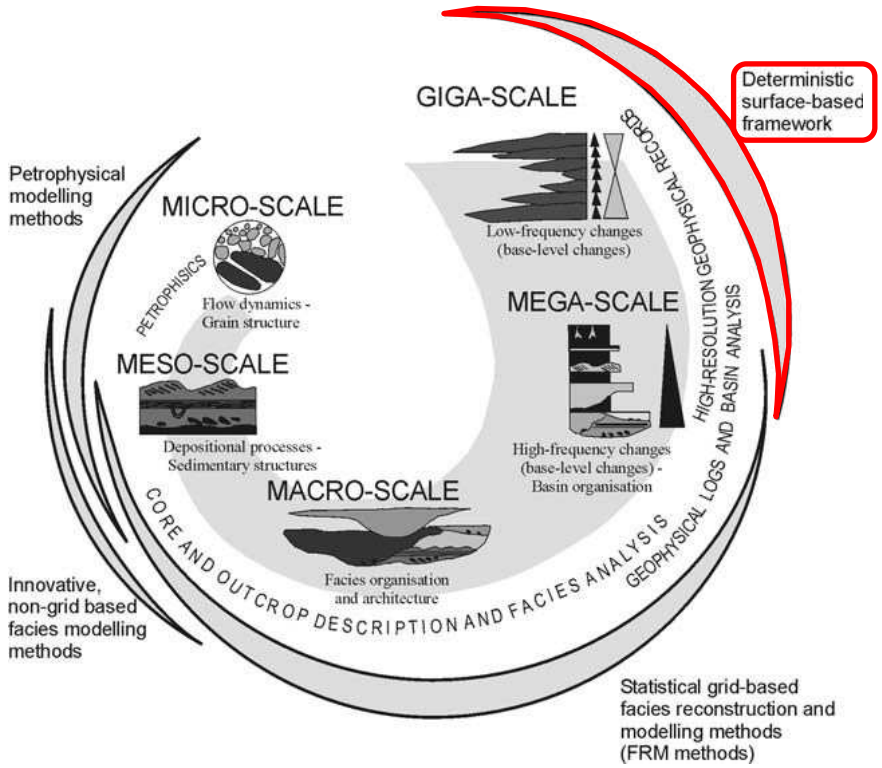


Figure 1.1 : Place de la modélisation d'unités structurales (en rouge) dans le cadre des différentes stratégies de géomodélisation classées par taille d'objet croissante (modifié d'après Falivene *et al.*, 2007).

Dans ce travail, l'objectif de la géomodélisation est de représenter l'architecture stratigraphique et structurale de l'Unité du Beausset ainsi que les propriétés hydrogéologiques. Cette représentation doit fournir la position en 3D d'horizons cibles et permettre d'estimer des paramètres géométriques, tels des volumes ou des pentes, associés à ces horizons. La dimension du modèle est celle de l'ensemble de l'unité à la fois en surface et en profondeur, c'est-à-dire l'ensemble de la pile sédimentaire.

Un géomodèle structural 3D est une représentation numérique de la géométrie des structures géologiques (Caumon *et al.*, 2009). Il est composé de surfaces clefs, du réseau de failles les recoupant, ainsi que des limites du domaine étudié. Ces surfaces clefs peuvent être indifféremment des horizons stratigraphiques, diagénétiques ou hydrogéologiques (e.g. de Veslud *et al.*, 2009 ; Feltrin *et al.*, 2009 ; Bonomi, 2009). Ces modèles représentent un outil numérique pour l'intégration des données, la compréhension des processus et des chronologies, ou encore la quantification de paramètres en 3D (e.g. Grosse, 2002; Rawling *et al.*, 2006). Il est donc adapté à la problématique de cette étude. De plus, il présente l'avantage d'honorer les données d'entrées disponibles, d'intégrer des topologies et géométries complexes (failles, surfaces multi-évaluées) et d'être modifiableen fonction de nouvelles données (e.g. Guyonnet-Benaize, 2011). La résolution d'un modèle surfacique est principalement contrôlée par la qualité et la densité des données (Caumon *et al.*, 2009). Les surfaces créées honorent à la fois la densité et la redondance locale des données ainsi que les tendances et la cohérence de la totalité des données sur l'ensemble de la zone étudiée (Caumon *et al.*, 2009).

Ce type de modèles structural 3D, peut être réalisé de manière implicite (Calgano *et al.*, 2007), c'est-à-dire en simulant les variations de la propriété « stratigraphie » dans une grille, ou bien de manière explicite par déformation ou création directe d'une surface triangulée (Caumon *et al.*, 2009). Le modèle ainsi obtenu permet de calculer les paramètres géométriques et topologiques associés aux horizons modélisés (Chilès *et al.*, 2004). Indépendamment de la méthode choisie, le choix des objets à modéliser et la résolution du modèle sont critiques (Figure 1.1). En effet, les incertitudes associées aux données d'entrée choisies impactent directement la précision du géomodèle (Wellman *et al.*, 2010). De la même manière, la résolution du géomodèle influe directement sur la résolution des objets modélisés, et donc du degré de complexité représenté (Figure 1.1).

Le but de cette partie est tout d'abord de présenter la méthode de construction du modèle, le choix des horizons à modéliser et les données qui ont permis d'établir le géomodèle. Cette partie présente également les hypothèses qui ont été posées pour la réalisation du modèle et la stratégie de modélisation adoptée. Enfin les résultats sont exposés et leur incertitude est discutée.

2 Méthodologie

2.1 Méthodologie générale du géomodèle

Etablir des géomodèles 3D à partir de données de terrain est un processus utilisé par de nombreux auteurs (e.g. Calgano *et al.*, 2007 ; Gallerini & De Donatis, 2009 ; Richet *et al.*, 2011). La construction d'un géomodèle comprend généralement trois étapes (Figure 2.1) : la récolte et la synthèse des données, l'intégration dans l'espace de géomodélisation et la construction des surfaces 3D avec l'harmonisation des données. Afin de réduire les incertitudes et d'augmenter la cohérence, il est nécessaire d'intégrer des connaissances géologiques a priori lors de la synthèse des données et lors de leur harmonisation (Figure 2.1).

Les données utilisées pour la construction du géomodèle sont d'origines variées (Wu *et al.*, 2005) : puits, pendages, limites d'affleurement, topographie, coupes structurales ou encore données géophysiques. L'Unité du Beausset étant visible à l'affleurement, le protocole de modélisation et les données utilisées sont différents par rapport aux modèles exclusivement de subsurface (Tonini *et al.*, 2009). Le faible nombre de données de subsurface implique l'incorporation de coupes géologiques pour maitriser la géométrie des objets en profondeur (Kaufman & Martin, 2008). Ces coupes peuvent également servir de support à l'intégration de connaissances a priori (Sprague & de Kemp, 2005). Dans l'Unité du Beausset, les données disponibles sont pour la subsurface essentiellement des données de forage. Les données de surface correspondent aux pendages relevés sur le terrain, aux limites de couches et aux failles cartographiées, et aux coupes structurales. Il s'ajoute à cela le modèle numérique de terrain représentant la topographie. L'ensemble de ces données a été synthétisé sous la forme d'une base de données SIG grâce au logiciel ArcGIS 9.3. (Figure 2.1). Cette étape constitue la première du protocole de modélisation.

La deuxième étape est l'intégration des données. Elle a été faite dans le logiciel, géomodeleur, GOCAD 2009.3 de ParadigmGeo. Dans ce géomodeleur, la surface topographique qui sert de support à la spatialisation des autres données a tout d'abord été construite (Figure 2.1). Cette couche permet de positionner dans un même référentiel géographique et altimétrique les autres données. Ensuite, les données encore sous forme de raster ont été vectorisées en 3D (Figure 2.1).

La dernière étape est la construction du modèle lui-même. Celle-ci passe tout d'abord par la construction des failles, puis des horizons stratigraphiques et enfin par leur mise en cohérence. Lorsqu'il y a de nombreux horizons et failles à construire, il est important d'inscrire cette construction dans une boucle itérative, ou boucle de *feedback*. Cette boucle vise à modifier les tracés des coupes pour augmenter la cohérence des surfaces 3D. En effet, étant donné que les coupes ne sont que des données 2D, il arrive que les géométries qui en découlent ne soient pas réalistes. Le but final est d'obtenir un modèle qui soit cohérent géométriquement en 3D et avec l'ensemble des données 2D. Par contre, cette boucle ne doit permettre de modifier les données dites dures : topographie, sondages ou limites stratigraphiques observées sur le terrain.

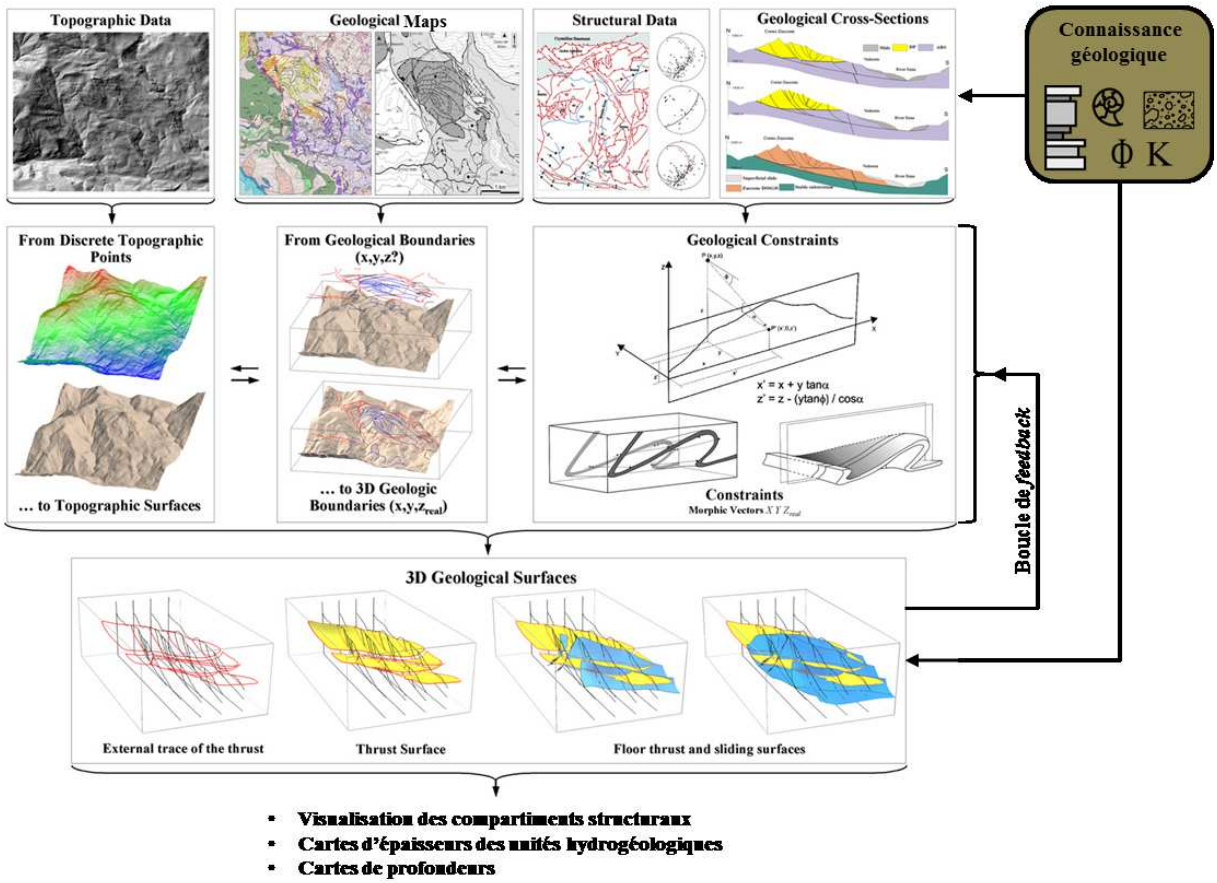


Figure 2.1 : Méthodologie générale de construction d'un géomodèle 3D structural par l'intégration de données d'affleurement et de coupes géologiques (modifié d'après Zanchi *et al.*, 2009).

2.2 Construction des horizons

Dans le géomodeleur GOCAD, la construction des horizons est faite de manière explicite à l'aide de l'algorithme DSI (*Discrete Smooth Interpolator* ; Mallet, 1997, 2002). Cet algorithme fonctionne par ajustement d'une surface triangulée à des contraintes tout en minimisant les déformations de cette surface (Figure 2.2).

Les contraintes utilisées pour la construction des surfaces 3D sont de différents types, chacun correspondant à une donnée géologique. Les contraintes les plus basiques sont les points de contrôles (Figure 2.2A). Ils correspondent aux données de forages, aux limites cartographiques des horizons et des failles, et à ces limites en coupe. Ces points de contrôle peuvent également contenir des valeurs de pendages (Figure 2.2B). Dans ce travail, ce type de contrôle n'est pas directement utilisé ; les pendages servent seulement de facteur de contrôle qualitatif. Le dernier type de contrôle utilisé comme contrainte pour l'ajustement des couches est le contrôle par gamme d'épaisseur (Figure 2.2C). Ces contrôles sont particulièrement utiles pour mettre en cohérence les différents horizons stratigraphiques entre eux tout en intégrant la connaissance géologique. En effet, lorsque les variations d'épaisseur sont connues pour un intervalle stratigraphique, il est alors possible de contraindre la position du sommet ou de la base de l'intervalle en fonction de l'autre.

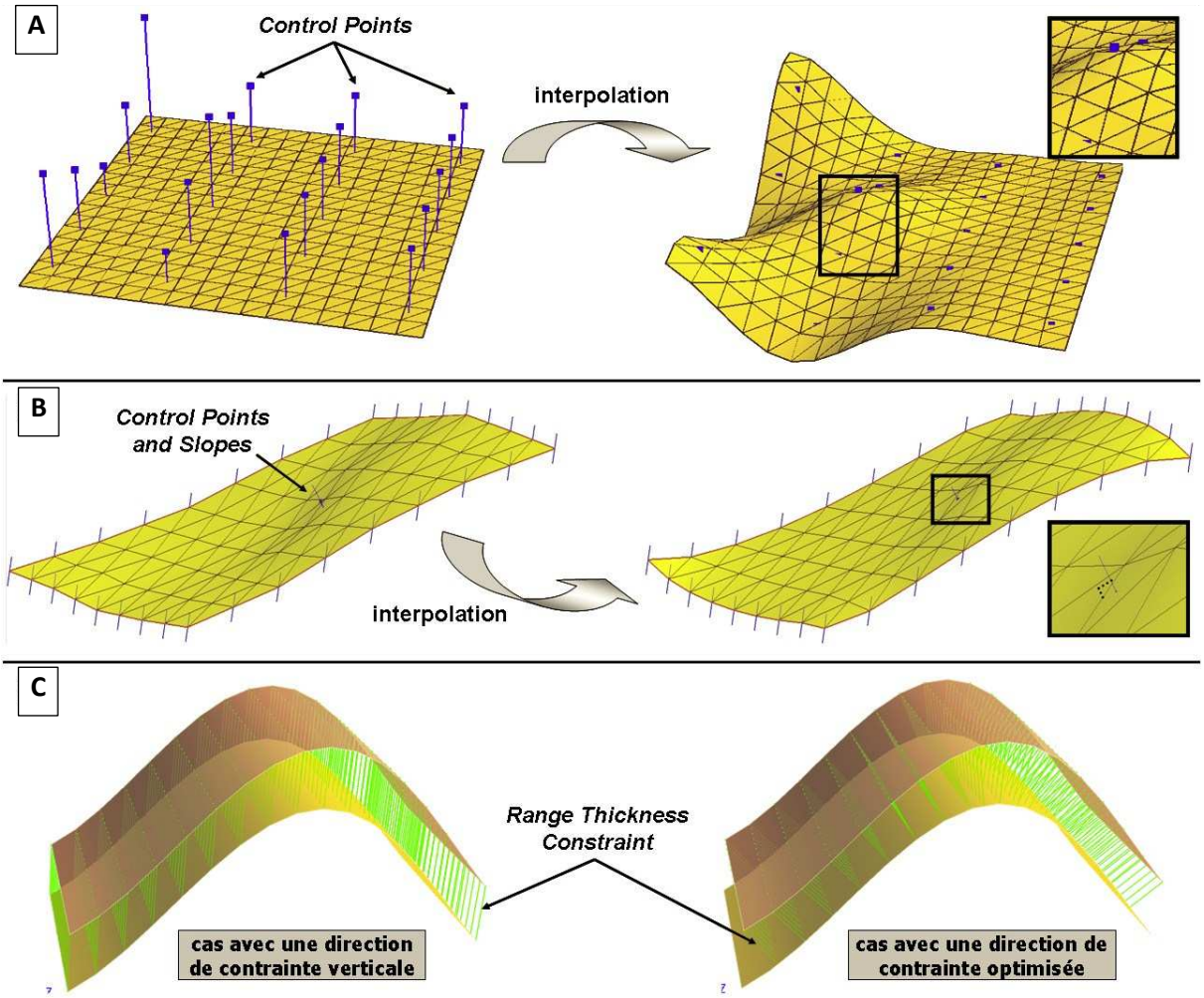


Figure 2.2 : Construction des horizons avec l'interpolateur DSI à partir de (A) points de contrôle, de (B) points de contrôle avec des valeurs d'angle et de (C) contraintes d'épaisseur (d'après Gari, 2008).

Pour que le modèle surfacique puisse être réellement évolutif, par exemple pour la construction future d'un modèle volumique, il doit intégrer des règles d'intersections d'horizons (Caumon *et al.*, 2009). Les contacts des horizons stratigraphiques entre eux peuvent être de tout type : troncature, *onlap*, *toplap*, *offlap* ou *downlap*. Mais en aucun cas, les horizons modélisés ne doivent se recouper (Figure 2.3). Il existe également des règles d'intersection pour les horizons faillés. Une faille peut recouper l'intégralité d'un horizon ou seulement une partie. Mais un horizon coupé par une faille doit obligatoirement partager une éponte de cette faille (Figure 2.3). L'évitement de ces problèmes topologiques permet d'obtenir des modèles de meilleure qualité. La qualité d'un modèle impacte directement celle des paramètres calculés sur les horizons.

La construction des failles est une étape importante dans le processus de modélisation. En effet, ce sont elles qui vont contrôler la compartimentation de l'unité. Mais ce sont elles aussi qui influent la géométrie des couches qu'elles recoupent. Si pour les horizons stratigraphiques, leur géométrie peut être interpolée depuis leur tracé cartographique et des valeurs de pendages, les failles nécessitent des contraintes géométriques en profondeur (Figure 2.4). Dans ce travail, les contraintes sur la géométrie des failles sont fournies par d'une part leur tracé cartographique et par leur tracé en coupe d'autre part. La Figure 2.4 illustre la manière dont les différents types de failles sont modélisés.

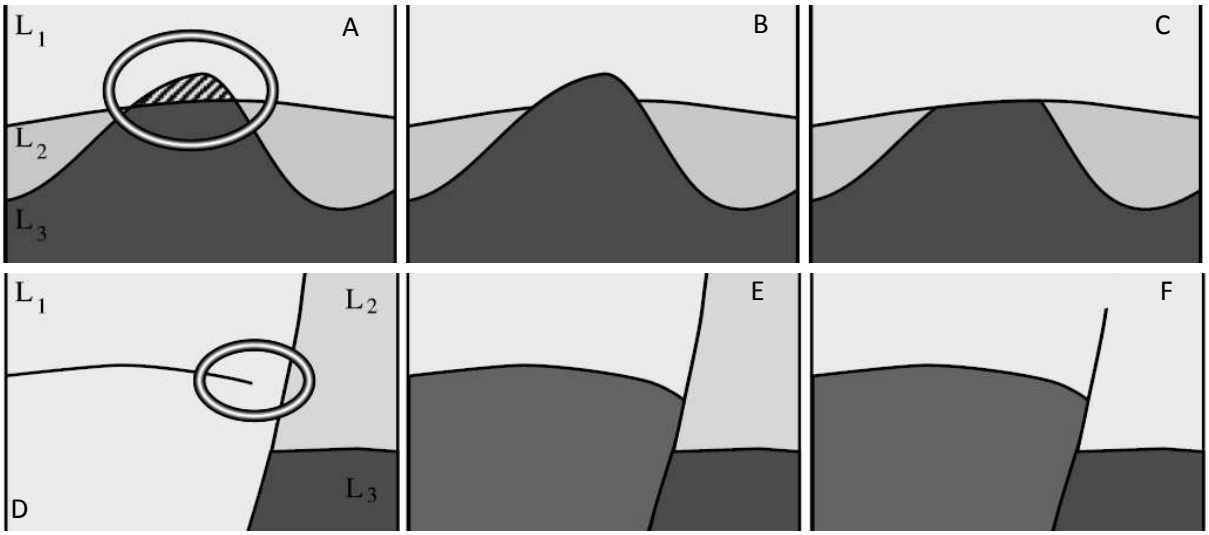


Figure 2.3 : Règle d'intersection des horizons stratigraphiques (A, B et C) et des failles (D, E et F) entre eux (d'après Caumon *et al.*, 2009). Géométries non valides : (A) recoupement d'horizons et (D) horizons non-connectés. Géométries valides : (B), (C), (E) et (F).

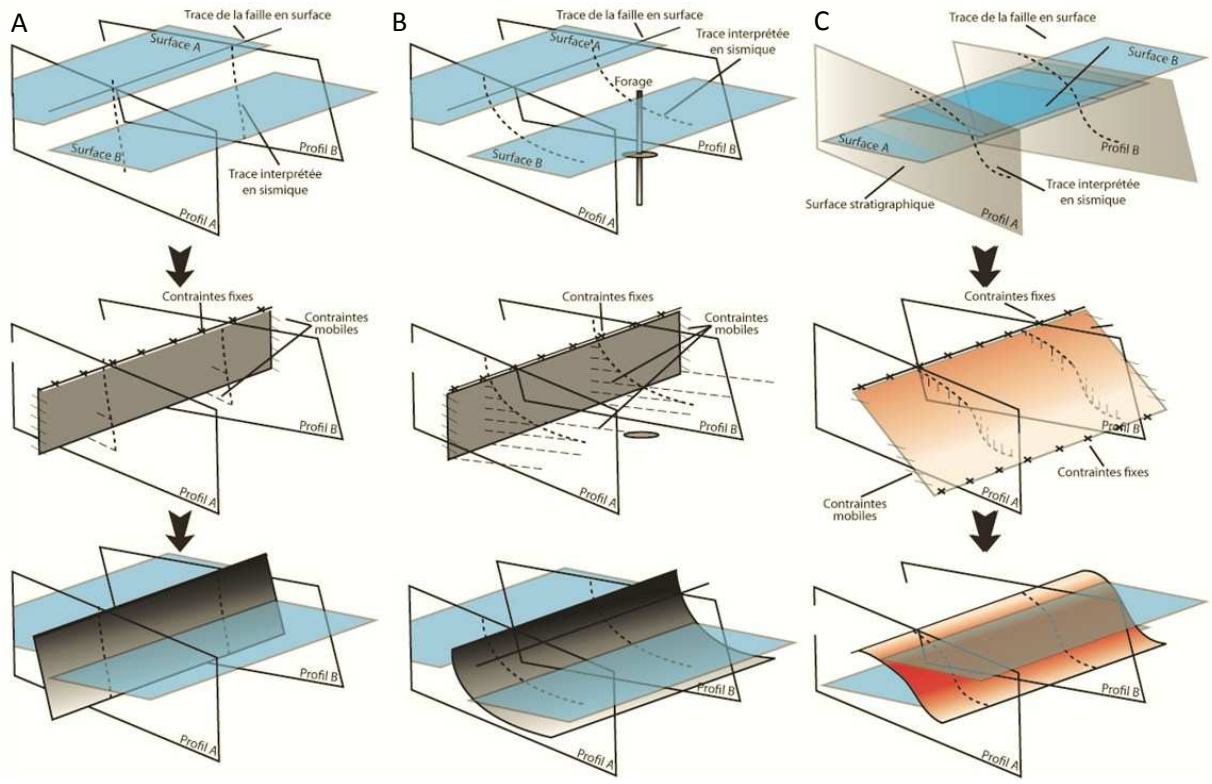


Figure 2.4 : Construction des failles normales (A), listriques (B) et inverses (C) à partir de données d'affleurement et de coupes (d'après Guyonnet-Benaize, 2011).

3 Choix des horizons modélisés

Phrases clefs : Sur la base des contrastes de leurs propriétés pétrophysiques et de leur karstification, sept horizons ont été choisis comme découpage lithostratigraphique pour la construction du géomodèle 3D. Trente et une failles ont également été sélectionnées pour être modélisées ; elles représentent la compartimentation structurale de l'unité. Les données d'entrée et leur provenance sont décrites.

3.1 Choix des horizons stratigraphiques

Le choix des horizons à modéliser est un choix généralement pragmatique. Il dépend de l'équilibre entre leur nombre, de l'intérêt de chacun vis-à-vis de l'objectif du modèle et du temps de modélisation total. Dans un cas idéal, une quinzaine d'horizons serait nécessaire pour représenter les grandes transitions lithologiques et stratigraphiques de l'Unité du Beausset. Etant donné la relative absence de données de subsurface couplée à une histoire synsédimentaire complexe, la précision du modèle décroit à mesure que la couche s'approfondit. Il est donc nécessaire de cibler les horizons les plus importants et les plus facilement reconnaissables.

Pour rappel, les horizons primordiaux pour le stockage et l'écoulement de l'eau limitent les trois aquifères principaux (Figure 3.1) : l'Hettangien, les dolomies du Jurassique supérieur et les calcaires à faciès urgonien. Ils encadrent également les formations les moins perméables (Figure 3.1) : les alternances marno-calcaires du Jurassique moyen, les alternances marno-calcaires du Berriasien, et les calcaires argileux et les marnes de l'Aptien au Cénomanien inférieur. Il a donc été fait le choix de modéliser les horizons permettant d'individualiser ces formations ; cela permet d'en modéliser huit en lieu et place des quinze.

Les horizons modélisés sont par ordre stratigraphique (Figure 3.1) :

- Le sommet du Rhétien : cet horizon représente la base du modèle 3D. En forage et pour les sources, le sommet du Trias apparaît comme aquiclude ou du moins aquitard. Il contraste ainsi avec l'Hettangien sus-jacent aquifère.
- Le sommet de l'Aalénien : cet horizon encadre avec l'horizon sous-jacent l'intégralité du Jurassique inférieur, ainsi qu'une petite partie du Jurassique moyen. Cela permet de regrouper dans une même unité les formations aquifères du Jurassique inférieur.
- Le sommet du Bathonien : cet horizon vise à individualiser le premier ensemble hydrogéologiquement mixte constitué par les alternances marno-calcaires du Bajocien – Bathonien. Le Bathonien supérieur, bien qu'aquifère, a été intégrée à cette unité car ces propriétés pétrophysiques contrastent avec celles des formations sus-jacentes. De plus dans l'Est du Beausset, les calcaires d'âge bathonien supérieur ont des propriétés quasiment identiques aux calcaires argileux d'âge bajocien à bathonien moyen sous-jacent.
- Le sommet du Berriasien inférieur : cet horizon correspond à la base des alternances de calcaires et de marnes vertes d'âge berriasien inférieur. Ainsi il permet de regrouper au sein d'une même unité l'intégralité des formations du Jurassique supérieur à dominante

dolomitique. L'intervalle individualisé correspond au deuxième aquifère principal de l'Unité du Beausset

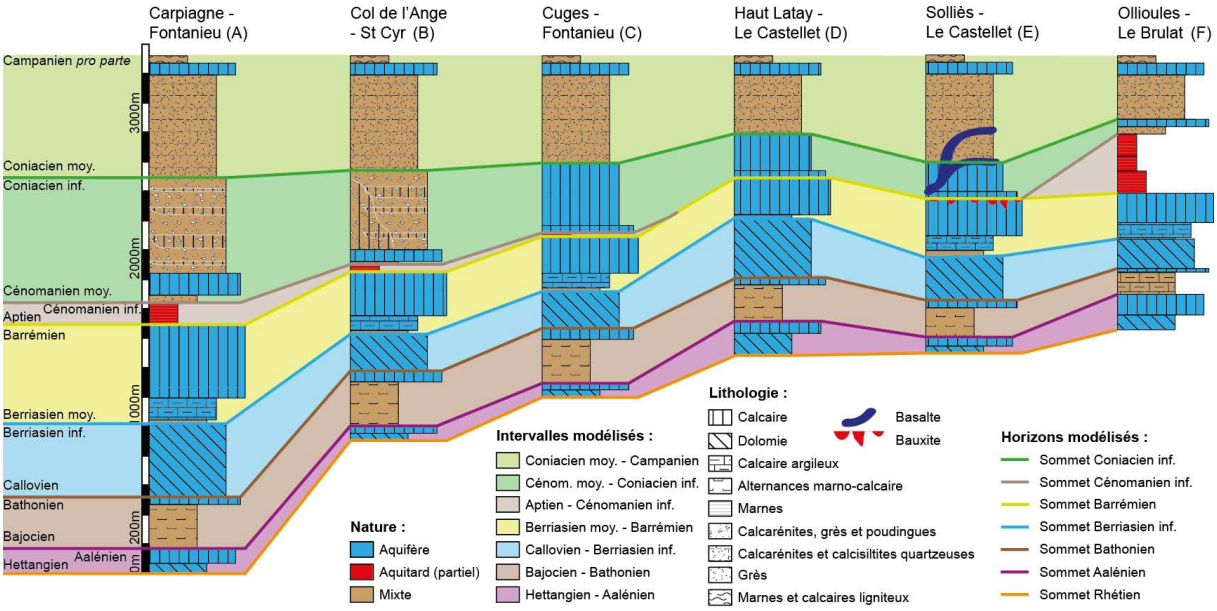


Figure 3.1 : Nature hydrogéologique et lithologique des formations géologiques de l'Unité du Beausset, ainsi que le choix des horizons modélisés.

- Le sommet du Barrémien : cet horizon regroupe les formations aquifères du Crétacé inférieur. Cette unité représente le troisième aquifère principal de l'Unité du Beausset. A la base de cet intervalle, les marno-calcaires berriasiens n'ont pas été individualisés car ils ont une épaisseur faible comparée à l'ensemble de la pile sédimentaire et sont discontinus à l'échelle de l'Unité du Beausset. Bien qu'ils soient faiblement aquifères par endroit, ils contribueront à illustrer le contraste pétrophysique entre le Crétacé inférieur et le Jurassique supérieur.
- Le sommet du Cénomanien inférieur : cet horizon permet de regrouper dans une même unité toutes les formations les plus argileuses incluant l'Aptien. Bien que cet intervalle puisse être traversée par les fluides au gré de failles, il représente un contraste majeur avec les formations sus- et sous-jacentes. Cet intervalle a également la particularité de présenter de grandes variations d'épaisseurs dues à une structuration synsédimentaire et de ne pas être continu à l'échelle de l'Unité du Beausset (Figure 3.1).
- Le sommet du Coniacien inférieur : cet horizon divise le Crétacé supérieur. Du Cénomanien moyen jusqu'au Coniacien moyen, l'Unité du Beausset se divise en formations de plateforme carbonatée, bassin et deltas détritiques. Ces dernières sont inféodées aux parties les plus méridionales de la zone d'étude. Ces formations ont fait l'objet de mesures pétrophysiques et des forages ont montré qu'elles sont potentiellement aquifères. Les calcarénites déposées au cœur du bassin sont les principales inconnues hydrogéologiques.

  Après le Coniacien inférieur, les formations sont essentiellement calcarénitiques. Les calcaires purs ne sont plus présents que sous la forme de lentilles. La charge argilo-détritique est beaucoup plus forte. Le comportement hydrogéologique de cet intervalle est donc potentiellement différent du fait des changements lithologiques.
- La topographie actuelle : cet horizon représente le sommet du modèle 3D. Les autres horizons recoupent ce dernier selon leurs limites cartographiques géologiques. Dans ce

modèle, les formations quaternaires bien que pouvant avoir une épaisseur importante, en particulier dans les dépressions karstiques, ne sont pas pris en compte. Cela est lié au fait, qu'ils ne représentent généralement que des nappes locales.

3.2 Choix des failles

Les modèles surfaciques sont constitués uniquement d'horizons représentant des unités lithologiques ou hydrogéologiques. Ils comportent également des horizons représentant les failles affectant les autres horizons. Comme pour les horizons lithostratigraphiques, le choix des failles dépend de l'objectif du modèle. Il dépend également de considérations plus pragmatiques comme le temps de modélisation.

Les failles choisies illustrent à la fois les principaux contacts structuraux et la compartimentation hydrogéologique de l'Unité du Beausset. Lors de la construction du modèle une boucle d'itération peut aider à choisir les failles selon leur rôle hydrogéologique à mesure que les connaissances évoluent sur ce rôle.

Les résultats obtenus dans la partie dédiée à l'hydrogéologie ne permettent pas de trancher quant à l'impact hydrogéologique de chacune d'entre elles. Pour cette raison, leur choix a été fait selon leur importance géologique d'une part, et d'autre part sur la base de la densité des sources comme indicateur de la compartimentation hydrogéologique. Ainsi trente et une failles ont été sélectionnées à partir des cartes géologiques au 1/50000 (Figure 3.2). Ces failles sont concentrées dans le Sud et l'Est de l'Unité du Beausset. Le Sud est la région la plus tectoniquement complexe, ainsi qu'une de celles possédant le plus de sources. Les failles sises au Crétacé inférieur, affleurant ainsi entre Cuges et la faille de Sainte-Croix, ne sont pas prises en compte dans le modèle. Par contre, toutes les failles cartographiées au 1/50000 sont prises en compte dans les modèles conceptuels.

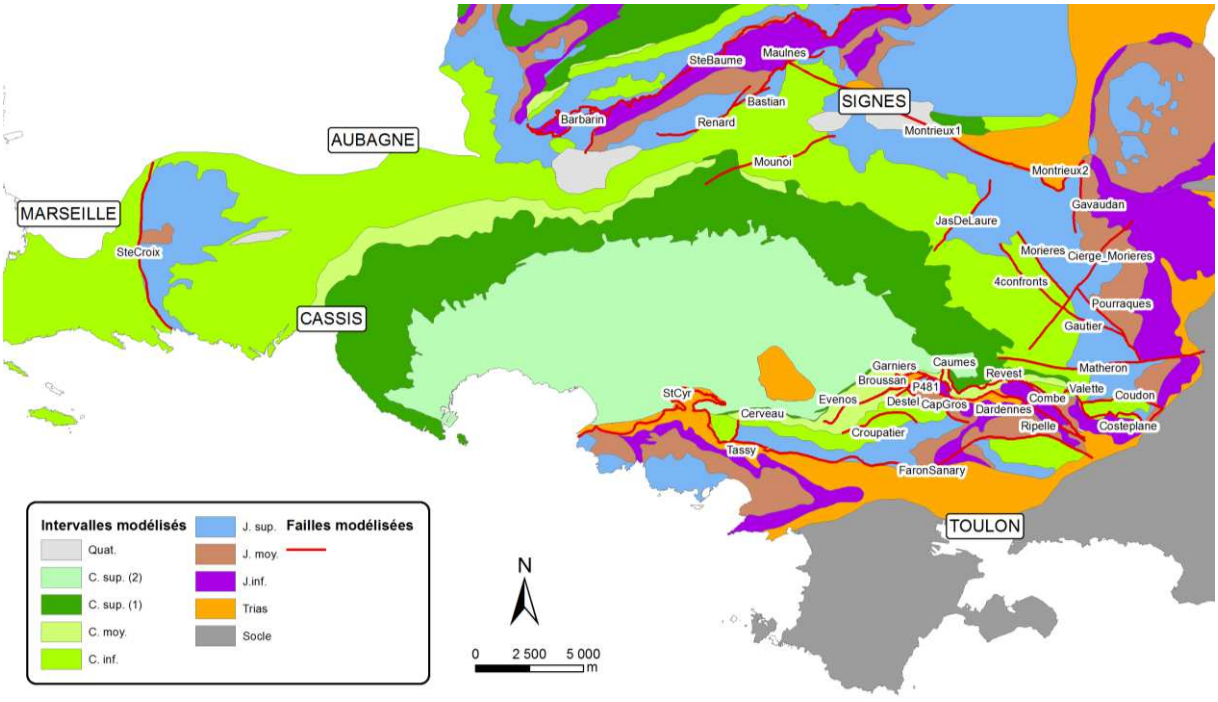


Figure 3.2 : Failles choisies pour être modélisées.

3.3 Données d'entrée du géomodèle

3.3.1 Les pendages

La base de données (BD) pendage a deux objectifs. Le premier consiste à être intégré directement dans le modèle 3D sous forme de contrainte locale sur l'orientation et la pente des horizons lithostratigraphiques. Le second objectif est de servir de point de contrôle pour l'établissement de coupes structurales.

La BD pendage se divise en deux ensembles (Figure 3.3). Le premier rassemble tous ceux qui ont été acquis sur le terrain dans le cadre de ce travail, ainsi que les pendages issus de la littérature mais dont les valeurs ont pu être vérifiées. Le deuxième correspond à des pendages issus de la littérature dont les valeurs n'ont pu être vérifiées sur le terrain. Par conséquent, le choix de leur intégration dans la BD se fait sur leur seule cohérence avec les pendages mesurés ou vérifiés.

Les valeurs de pendage recueillies dans la littérature sont attribuées aux secteurs où les auteurs antérieurs ont travaillé. Ces valeurs proviennent : de tableaux de données pendages (e.g. Gari, 2008), de cartes de pendages avec valeurs de pente (e.g. Combes, 1976), de cartes géologiques avec des valeurs d'azimuts associées à des coupes structurales (e.g. Bercovici, 1983), de coupes structurales sans valeur d'azimut (e.g. Gouvernet, 1963), ou encore de cartes d'azimuts et directions mais sans valeurs d'angle de pendage (e.g. Monteau, 1978). Dans le Massif des Calanques et jusqu'à Cuges, les pendages de la littérature ont été extraits des travaux de Guieu (1968) et des cartes géologiques au 1/50000 du BRGM. La Baie de Cassis et le Massif de Soubeyran ont des pendages provenant de la thèse de Gari (2008) ; ces pendages ont servi à établir un géomodèle 3D. Dans l'ensemble du Plateau du Camp, entre Ceyreste et le Mont Caumes, les pendages proviennent de Monteau (1978). A l'Est, le Massif des Morières, de Siou-Blanc et d'Agnis ont fait l'objet d'études structurales pour l'implantation des canaux de la Société du Canal de Provence (Choquet, 1972 ; Combes, 1976). Au Sud, se déploie la zone complexe des Massifs Nord-Toulonnais. Cette zone a fait l'objet de nombreuses études structurales dont la principale est celle de Gouvernet (1963). Cette étude a été complétée par la suite par Bercovici (1983). Ces deux études ont fourni des pendages pour la zone allant du Mont Faron à Ollioules. Au Nord du Gros Cerveau, les valeurs de pendages proviennent de Machhour (1988) et Mercadier (1984). Plus à l'Ouest, le contact discordant entre le Trias autochtone et le Santonien du secteur de Saint-Cyr-les-Lecques a été mesuré par Philip (1967). Dans le cœur de l'unité, les seuls pendages disponibles proviennent des cartes géologiques au 1/50000 du BRGM et des travaux de Grosheny (1986). Parmi les pendages de la littérature, ceux provenant du Massif des Morières, du Massif de Soubeyran et du Nord du Gros Cerveau ont pu être vérifiés et considérés comme robustes.

Les pendages acquis sur le terrain ont été mesurés dans de nombreux secteurs de l'Unité du Beausset : Sud de la Sainte-Baume, Vallée du Gapeau, Plateau du Camp, Massif des Morirères et de Siou-Blanc, Massif du Gros Cerveau, collines du Vieux Beausset et secteur de Saint-Cyr-les-Lecques. Les pendages ont été mesurés avec une boussole Topochaix ayant une précision de 1° en pente et azimut. Les pendages ont été mesurés en priorité sur des bancs présentant des structures géotropes de manière à s'affranchir des phénomènes de pseudo-stratification. Lorsque cela a été possible, les pendages ont été mesurés sur différents bancs pour chaque station. Cette multiplication des mesures permet de sélectionner la valeur la plus représentative de chaque station. Les stations de mesures ont été géoréférencées avec un GPS de terrain dont la précision a variée entre 5 m et 15 m. Pour chacune des stations, la formation mesurée a été replacée dans son cadre stratigraphique de manière à vérifier localement la validité des cartes géologiques disponibles pour le secteur.

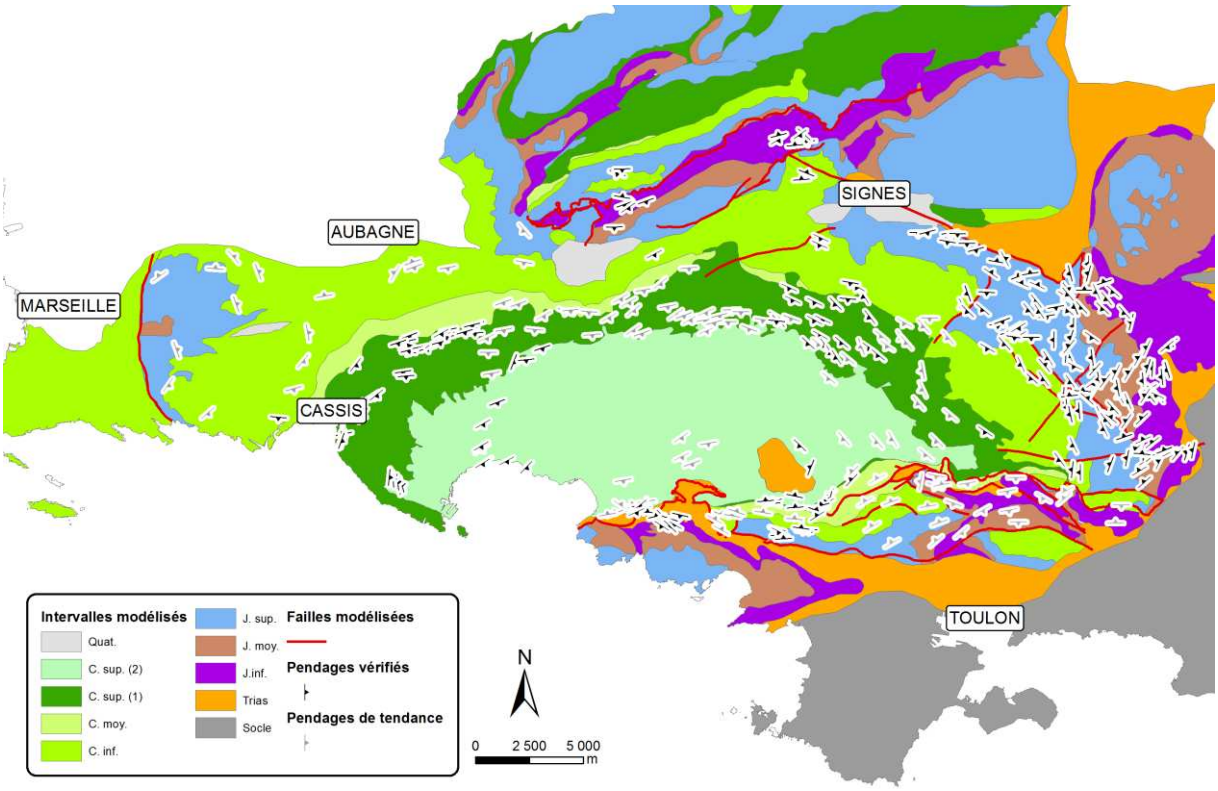


Figure 3.3 : Base de données pendages répartis selon les pendages vérifiés (en noir) et ceux servant seulement de tendance (en gris).

En conclusion, la BD pendages renferme 261 mesures robustes et 120 mesures servant uniquement de tendance (Figure 3.3). Cette base de données est disponible en annexe (annexe 6).

3.3.2 Les forages et galeries

La BD forage a été constituée à partir des forages et sondages présents dans la littérature, en particulier les travaux de Choquet (1972) et Combes (1976) sur l'implantation des galeries de la Société du Canal de Provence, et dans la base de données du sous-sol du BRGM (BSS-BRGM, 2011). Une harmonisation et une sélection critique a été effectuée parmi plusieurs centaines de forages et sondages ayant des documents numérisés disponibles. Cette sélection a pour but d'obtenir des données de subsurface pour (1) reconnaître les changements stratigraphiques et (2) les niveaux statiques dans les forages ayant rencontrés des venues d'eau. Le détail des forages sélectionnés, ainsi que les informations relevées, sont disponibles en annexe (annexe 4).

Tout d'abord, les forages ont été classés selon la qualité de leurs données, cuttings ou carottes, et selon l'interpréteur. L'interpréteur peut être le sondeur, le géologue ou le bureau d'étude qui a implanté le forage, ou un expert extérieur. Parallèlement à cela et pour chaque puits, la description des données obtenues a été reprise de manière à dégager les grands types de faciès. Quand cela a été possible, chaque faciès a ensuite été associé à une unité lithostratigraphique. Cette étape a ainsi permis de réinterpréter les coupes de forage avant validation. Les forages retenus dans la BD sont donc ceux ayant une qualité suffisante et qui recoupent des horizons stratigraphiques facilement reconnaissable.

Au final, 125 forages ont été sélectionnés (Figure 3.4). Environ la moitié de ces forages sont concentrés à l'Est de Sainte Anne d'Evenos dans les anciennes zones d'exploitation de bauxite. Parmi,

les autres forages environ un quart ont un indice de qualité moyen. Ce faible indice de qualité est lié à la réinterprétation des coupes de sondeur.

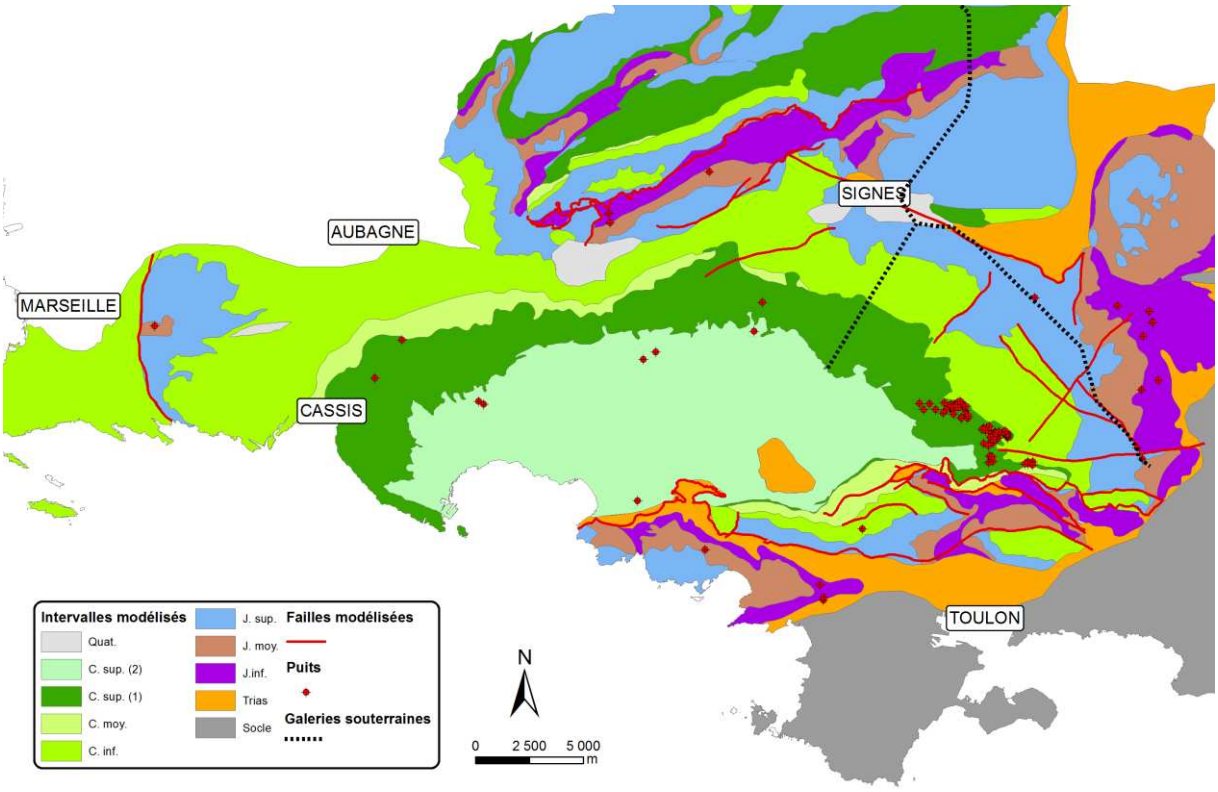


Figure 3.4 : Position des forages et galeries souterraines utilisées comme données d'entrée du géomodèle 3D.

En plus des forages, il existe deux galeries souterraines à travers l'Unité du Beausset (Figure 3.4). Ces galeries souterraines ont été creusées entre Signes et le Beausset et entre Signes et Solliès-Toucas (Choquet, 1972 ; Combes ; 1976). De nombreuses données sont disponibles pour ces deux ouvrages, comme la description lithologique des terrains traversés.

3.3.3 Les données cartographiques

Comme le géomodèle 3D est créé à partir de données de terrain, les contacts stratigraphiques et structuraux à l'affleurement sont primordiaux. Il existe de nombreuses cartes à des échelles variées de l'Unité du Beausset. Les données ayant la plus grande répartition sont les cartes géologiques au 1/50000 du BRGM. Ces cartes sont celles d'Aubagne-Marseille (Guieu *et al.*, 1969), de La Ciotat (Philip *et al.*, 1977), de Cuers (Blanc *et al.*, 1974), et de Toulon (Gouvernet *et al.*, 1969).

Par ailleurs, l'Unité du Beausset compte de nombreux travaux qui se sont attelés à l'étude cartographique de zones spécifiques à plus haute résolution (Figure 3.5). Ces travaux sont le fait de : Bouchard (1986) sur le Cénomanien de Cassis, Hennuy (2003) sur le Turonien-Coniacien de toute l'unité, Philip (1967) sur la bordure de l'unité à Saint-les-Lecques, Grosheny (1986) sur les calcaires à rudistes santoniens du Castellet et de La Cadière, Mercadier (1984) et Machhour (1988) sur la zone nord du Gros Cerveau, Bercovici (1983) sur une partie des Massifs Nord-Toulonnais, Choquet (1972) sur la dépression de Signes, et Combes (1976) sur la rive droite du Gapeau et les massifs de Siou-Blanc et des Morières. Les contours des huit horizons modélisés et des failles ont été vectorisées

dans un logiciel SIG (ArcGIS 10.0) à partir de ces cartes et des cartes du BRGM au 1/50000 géoréférencées (Figure 3.5).

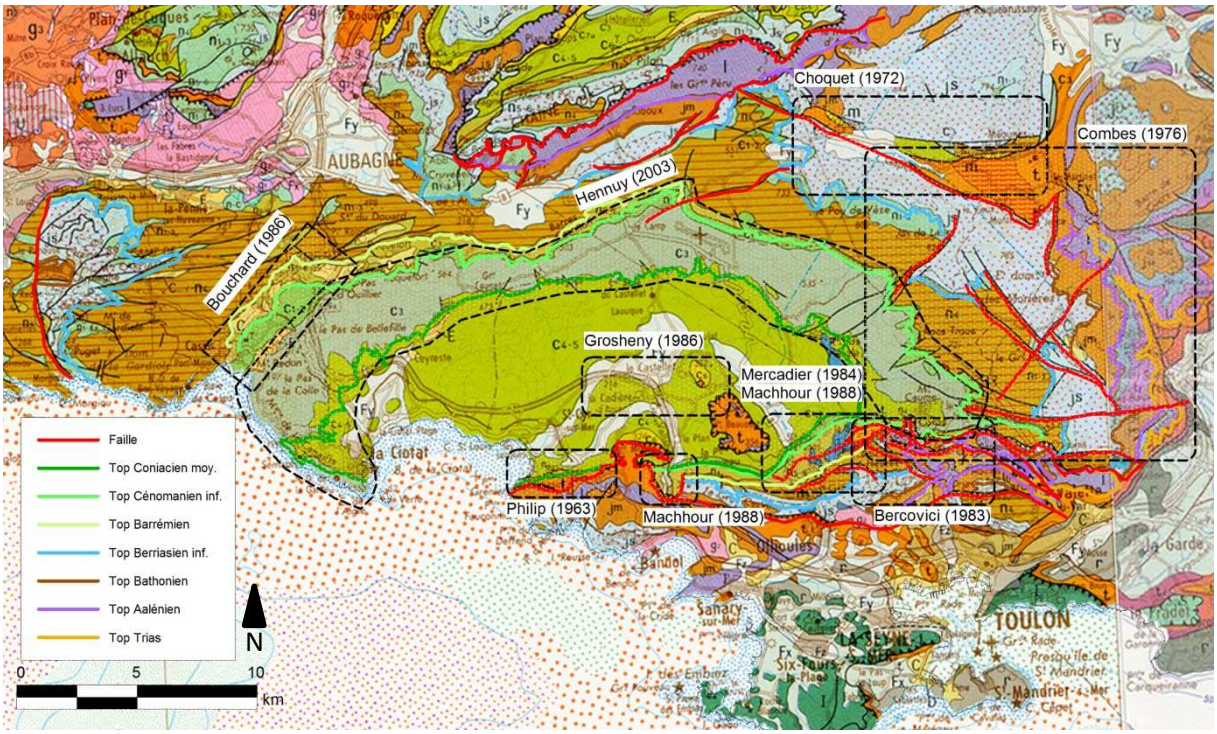


Figure 3.5 : Emplacement des cartographies haute résolution disponibles dans la littérature. Limites numérisées des horizons lithostratigraphiques et des failles modélisés.

3.3.4 Les données en coupes

Afin de contrôler la géométrie des horizons et des failles, des coupes géologiques ont été réalisées à travers toute l'Unité du Beausset. Ces coupes présentées dans le chapitre suivant (chapitre 4) sont au nombre de seize. Elles intègrent toutes les données précédemment citées ainsi que des profils sismiques dans la Baie de la Ciotat.

Les profils sismiques ont été acquis en 2009 durant la campagne Casseis faite sur le bâteau Tethys II. Cette campagne a fait l'objet d'une étude détaillée par Tassy (in prep.). Les profils présentés (Figure 3.6) montrent trois faciès sismiques. Le premier correspond à un faciès bien lité fait d'une alternance de traces de fortes et faibles amplitudes. Le deuxième faciès est sourd de faible amplitude avec une structure d'apparence chaotique. Le troisième est également sourd, mais avec des amplitudes plus fortes et semble plus structuré que le deuxième. Par analogie avec ce qui est observé à terre à Saint Cyr les Lecques (Philip, 1967), le premier faciès correspondrait aux alternances de calcarénites et de calcisiltites du Turonien – Santonien. Le second faciès est typique des évaporites et pourrait donc constituer le socle triasique autochtone. Et enfin, le troisième faciès est cohérent avec des calcaires massifs tels ceux rencontrés dans l'Unité de Bandol.

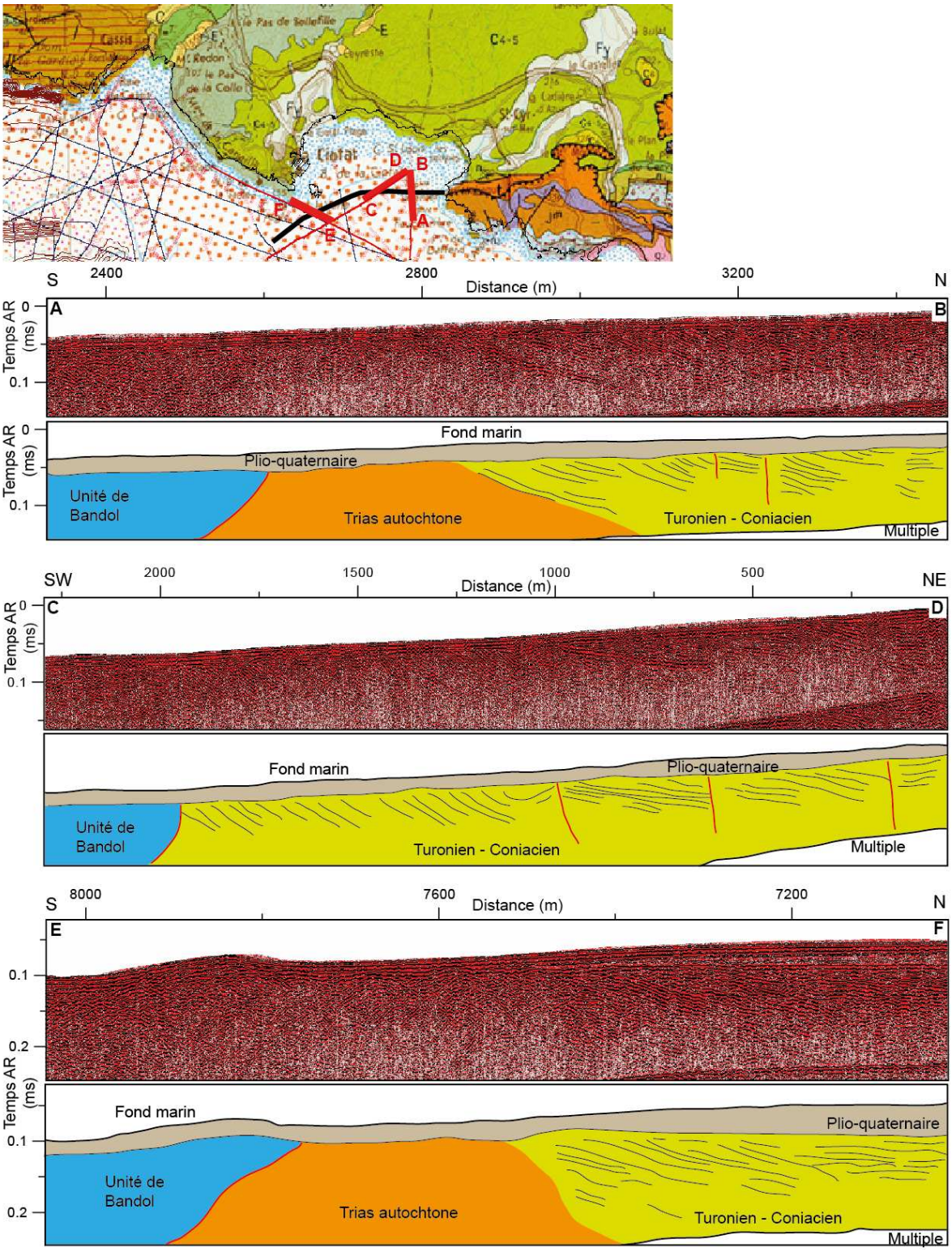


Figure 3.6 : Profils sismiques bruts et interprétés, montrant la continuité du chevauchement de Bandol en mer, ainsi que l'existence de Trias autochtone. Le Turonien – Coniacien est caractérisé par des failles (en rouge) synsédimentaires. (Profils Tassy, in prep. ; interprétation Founier & Fournillon, présente étude).

3.3.5 Le modèle numérique de terrain (MNT)

Pour construire un géomodèle 3D à partir de données d'affleurement, ces données doivent être replacées en 3D dimension selon un géoréférentiel le plus précis possible (e.g. Zanchi *et al.*, 2009). Le géoréférentiel utilisé dans ce travail est un modèle numérique de terrain (MNT). Il représente la topographie actuelle et constituera la couche la plus haute du géomodèle (Figure 3.7).

Le MNT utilisé est fourni par l'IGN au pas de 25 m. Il a une précision centimétrique en X, Y et Z. Pour une question de puissance informatique, le MNT a été intégré au géomodèle avec une résolution métrique et avec le même pas de 25 m.

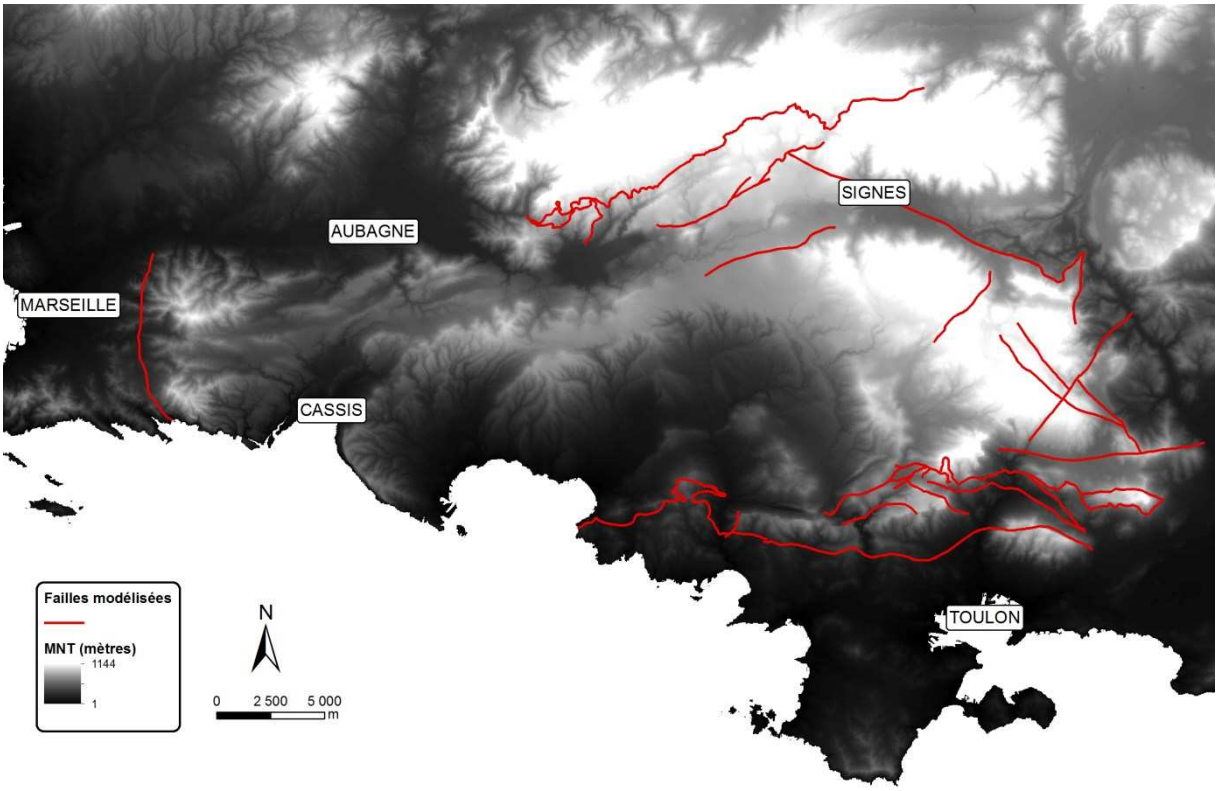


Figure 3.7 : Modèle numérique de terrain de l'Unité du Beausset (modifié d'après IGN – BD Alti, 2011).

4 Coupes structurales de l'Unité du Beausset

Phrases clefs : Le choix des tracés des coupes structurales servant de base au géomodèle 3D est détaillé, ainsi que les méthodes de construction et les hypothèses. Ces coupes ont été construites géométriquement de manière à honorer l'ensemble des données de contrôle. Les failles synsédimentaires n'ont pas été représentées. La cohérence des coupes est discutée.

4.1 Choix des tracés

Les coupes structurales construites dans le cadre de cette thèse visent à servir de données de contrôle lors de la réalisation du géomodèle 3D. Ces coupes doivent donc recouper le maximum de structures tectoniques complexes à modéliser sans contrôle de subsurface. Elles doivent également être représentatives de la structure générale de l'Unité du Beausset. L'objectif du géomodèle 3D étant une intégration avec des données hydrogéologiques, le positionnement de sources et forages sur les tracés de coupe a été une contrainte supplémentaire. Enfin, l'orientation des tracés doit se faire au maximum à la perpendiculaire des structures. Seize tracés ont été choisis pour la construction des coupes (Figure 4.1) :

- cinq coupes traversent l'intégralité de l'unité selon une direction globalement N-S, depuis un axe Aubagne – La Ciotat jusqu'à un axe Méounes-les-Montrieux – Toulon.
- quatre tracés locaux de direction également N-S ont été choisis pour mieux contraindre la géométrie de la structure des Massifs Nord-Toulonnais qui est particulièrement complexe.
- six tracés supplémentaires ont été placés dans les massifs de l'Est de l'unité, car ils représentent une zone de recharge importante pour l'hydrogéologie. Ces tracés intègrent deux coupes suivant les tracés des canaux souterrains de la SCP, dont un établi par Fournillon *et al.* (2010). Trois autres coupes du Massif des Morières proviennent également de cette étude.

La dernière coupe traverse l'Unité du Beausset d'Ouest en Est, depuis Carpiagne jusqu'à La Farlède.

4.2 Méthodologie et hypothèses

4.2.1 Méthodologie

Dans l'Unité du Beausset, la construction de coupes structurales est a priori incertaine pour deux raisons principales : le manque de données de subsurface et la complexité géologique liée à l'héritage structural ancien et aux nombreuses périodes de tectonique synsédimentaire. Ce dernier point est particulièrement important pour la fin du Crétacé supérieur. En effet, cette époque est le témoin d'importants dépôts en termes d'épaisseurs qui sont accomodées par ces failles synsédimentaires. Ces dernières ont été recouvertes par la suite dans le cœur du bassin crétacé supérieur. Pour minimiser les incertitudes inhérentes à l'établissement de coupes dans de telles conditions, les méthodes de construction des coupes équilibrées ont été choisies et adaptées à l'Unité du Beausset.

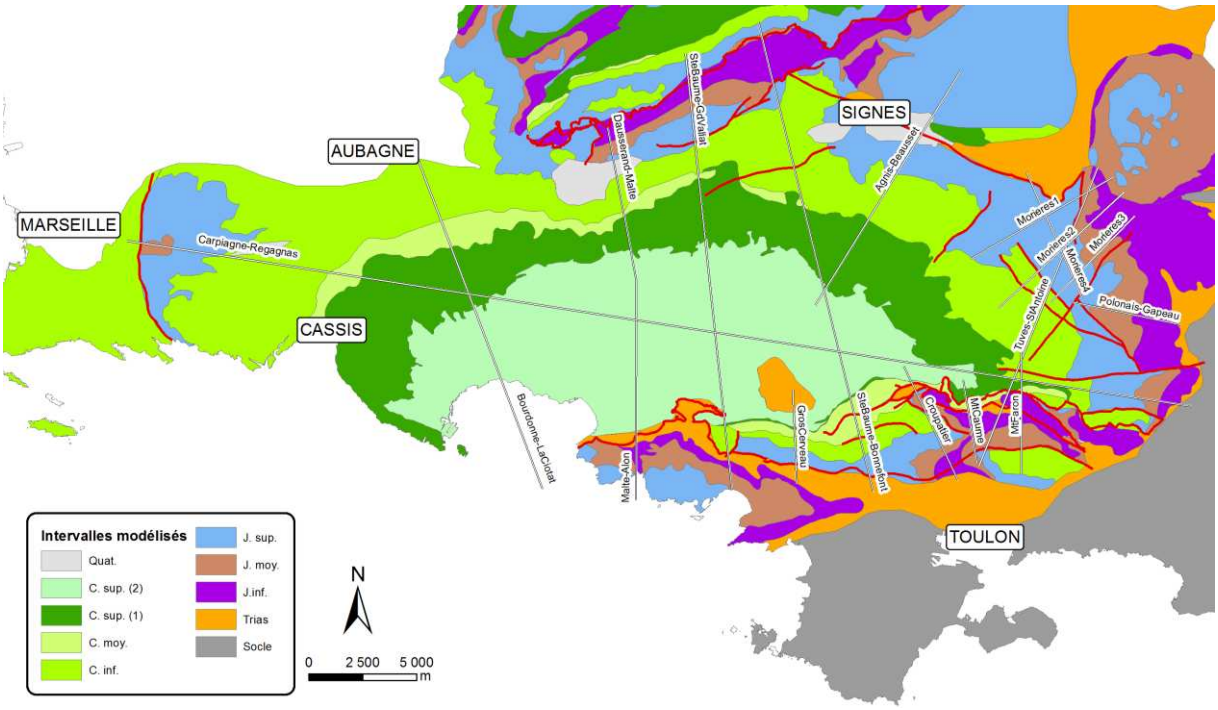


Figure 4.1 : Localisation des coupes structurales construites pour l'établissement du géomodèle 3D.

Les coupes équilibrées sont basées sur le principe de conservation des masses (Dahlstrom, 1969) : l'état initial anté-déformation peut être retrouvé à partir de l'état déformé. Leur construction repose sur deux hypothèses (Figure 4.2) : les plis sont parallèles, ce qui implique une épaisseur stratigraphique constante localement, et leur axe correspond à une charnière séparant deux domaines de pendage constant. Cet axe correspond alors à la bissectrice de la charnière du pli, ceci est illustré Figure 4.2 où $\gamma_1 = \gamma_2$. Cette méthode permet de réduire, mais pas de supprimer, les incertitudes des géométries en subsurface à partir des seules données d'affleurement (Judge & Allmendinger, 2011). Néanmoins, les coupes équilibrées ont pour objectifs de produire des modèles probables de structures en répondant à des contraintes et hypothèses. Un même jeu de données peut ainsi donner plusieurs modèles (Suppe, 1983).

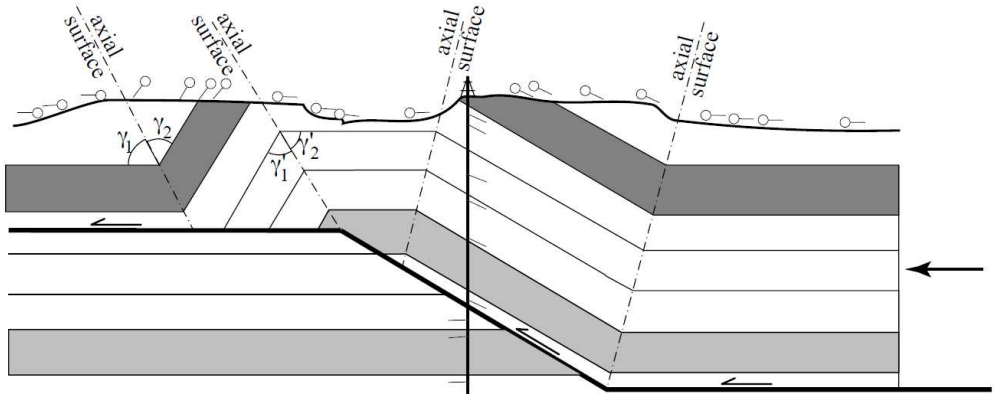


Figure 4.2 : Exemple de coupe construite selon l'approche géométrique des coupes équilibrées à partir de données de pendage d'affleurement et de subsurface (d'après Suppe, 1983).

Lors de la construction de coupes à partir de la géométrie des charnières, deux styles de plis peuvent être rencontrés (Figure 4.3). Entre ces deux styles de plis, tous les intermédiaires sont

possibles (Suppe, 1983). Les plis flexuraux (Figure 4.3A) sont caractérisés par une grande symétrie ; les angles de charnières sont conservés tout au long de leur formation et la rampe traverse toute la pile sédimentaire jusqu'à un niveau de décollement. Les plis de propagations (Figure 4.3B) sont au contraire très dissymétriques avec une face avant très droite ; les angles ne sont pas conservés, la rampe avançant au fur et à mesure de la formation du pli. La géométrie des plis est un paramètre important dans le sens où il permet de prédire la position des niveaux de décollement.

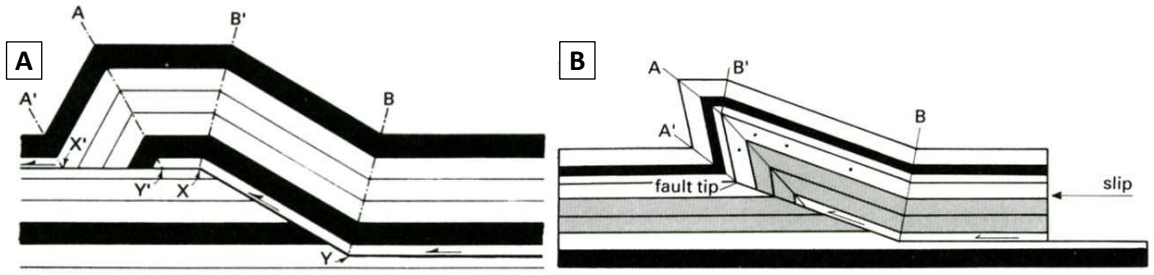


Figure 4.3 : Deux styles de plis rencontrés (d'après Suppe, 1983) : (A) pli flexural et (B) pli de propagation.

Pour valider les hypothèses ayant permis d'établir une coupe équilibrée, la coupe doit être rétrodéformable : les volumes ante- et post-déformation doivent être identiques, et les troncatures au toit et au mur des failles doivent être en nombre identique. Dans ce travail, la restauration des coupes n'a pas été effectuée. En effet, il existe de nombreuses failles décrochantes ayant jouées pendant, ou après, les périodes de déformation principales. Cela implique que dans le sens des déformations il existe une perte latérale de matière. Les coupes ne peuvent alors être équilibrées qu'en prenant en compte toute la 3D. Ce processus étant long et complexe, il a été fait le choix de ne conserver que l'approche de construction géométrique des charnières pour la construction des coupes de l'Unité du Beausset.

4.2.2 Hypothèses structurales

Pour réduire les incertitudes et permettre la construction des coupes de manière cohérente , plusieurs hypothèses importantes ont été posées. Ces hypothèses concernent le style structural, le mode de construction des plis, la position des niveaux de décollement et les déformations synsédimentaires.

L'unité du Beausset étant en bordure du socle cristallin, la tectonique locale peut inclure ce dernier. Mais il existe au cœur du Trias plusieurs niveaux de décollement potentiels liés à la présence d'évaporites (Caron, 1967 ; Tempier, 1985). L'ensemble de la pile stratigraphique ne présente pas d'autres niveaux évaporitiques et les autres niveaux les moins compétents étendus sont tout de même riches en calcaire. Cela implique une tectonique centrée sur, globalement, un seul niveau de décollement située en base de pile sédimentaire.

La construction des failles a été faite avec une hypothèse de parcimonie. Cette hypothèse implique de minimiser les déplacements et le nombre de déformation pour obtenir une géométrie. Il a également été choisi d'enraciner l'ensemble des failles sur le niveau de décollement.

Lors de la construction des coupes, les failles synsédimentaires ne sont pas prises en compte. Cette hypothèse a des conséquences importantes sur le modèle géologique. En effet, à la suite du Bombement Durancien, une tectonique transtensive localisée au secteur du Beausset a permis le dépôt d'une grande épaisseur de sédiments. Cette phase tectonique a créée de nombreuses failles,

comme celles imagées en sismique (Figure 3.6), dont certaines ont probablement des rejets et décrochements très importants. Les géométries construites dans le cœur du synclinal sous la couverture crétacée supérieure ne représentent donc pas la réalité. Ce choix repose sur l'absence d'une cartographie précise (hors contexte de ce travail de thèse) des failles synsédimentaires dans cette partie de l'Unité du Beausset.

4.3 Les coupes

Ce chapitre présente douze des seize coupes, numérotées de A à L, réalisées dans le cadre de ce travail (Figure 4.4). Les quatre coupes autres utilisées pour le modèle 3D de l'Unité du Beausset sont intégrées à partir du géomodèle du Massif des Morières construit par Fournillon *et al.* (2010).

- Coupe A : elle s'étend de la terminaison orientale du Massif des Calanques jusqu'à la mer, à la Baie de La Ciotat. La structure anticlinale de ce massif crétacé inférieur a été simplifiée. La géométrie du Crétacé moyen n'étant pas connue en profondeur, il a été choisi un amincissement de ces formations vers le Sud. Ce choix a été fait par analogie avec la coupe C (Ste Baume – Grand Vallat) où le dépôt centre des bassins crétacés moyens et crétacés supérieurs sont inversés. L'*onlap* du Santonien sur le Trias a été construit à partir de ce qui a été interprété en sismique marine.
- Coupe B : cette coupe en deux parties va de la Sainte Baume jusqu'à la mer en passant par Port d'Alon et l'Unité de Bandol. La principale différence avec la coupe A réside dans la variation d'épaisseur du Crétacé supérieur. Celle-ci est due en partie à la polarité plateforme – bassin.

La bordure du Bassin Sud Provençal a été représentée sous la forme d'une faille unique sur les coupes A et B pour suivre le principe de parcimonie. D'un point de vue structural, il est plus probable que l'extension crétacée supérieure ait été accommodée par plusieurs failles normales en « marche d'escalier ».

- Coupe C : entre la Sainte Baume et le Grand Vallat, cette coupe expose l'initiation des plis sud-toulonnais, ainsi qu'un épaississement du Crétacé supérieur post-coniacien. Pour le Crétacé supérieur anté-coniacien, son amincissement représente l'ouverture en transtension du Bassin Sud Provençal avec la double rétrogradation associée. Cette double rétrogradation implique que plus un terrain est stratigraphiquement élevé, plus il s'étend loin sur les bordures du bassin. Si le contact entre la Sainte Baume et l'Unité du Beausset apparaît comme un simple pli flexural sur cette coupe, il en est autrement pour le contact avec l'Unité de Bandol. En effet, le chevauchement sud s'accompagne d'un plissement important et complexe de toute la zone du Grand Vallat. Par ailleurs, la grande épaisseur du Crétacé moyen dans ce secteur est un phénomène purement local accommodé par de nombreuses failles synsédimentaires.
- Coupe D : elle s'étend du lieu-dit les Maulnes au Sud de la Sainte Baume à la source de Bonnefont à Ollioules. Au Nord, la géométrie des chevauchements illustrent la variabilité des styles plicatifs selon la compétence des terrains. En effet, le chevauchement de l'Hettangien sur les terrains de la Sainte Baume reste dans un style de pli flexural. Par contre plus au Sud, le chevauchement du Jurassique et Crétacé sur l'Hettangien apparaît plus comme un pli de propagation. Par ailleurs, les grandes failles sub-verticales qui découpent les terrains montrent par cette verticalité que ce sont des failles normales ou décrochantes qui sont ici reprises avec un jeu inverse. Il est à noter, également dans ce secteur, que la faille située entre la source des Folies et le puits d'Evenos coupe une charnière anticlinal. Cela donne la géométrie particulière au niveau des décalages.

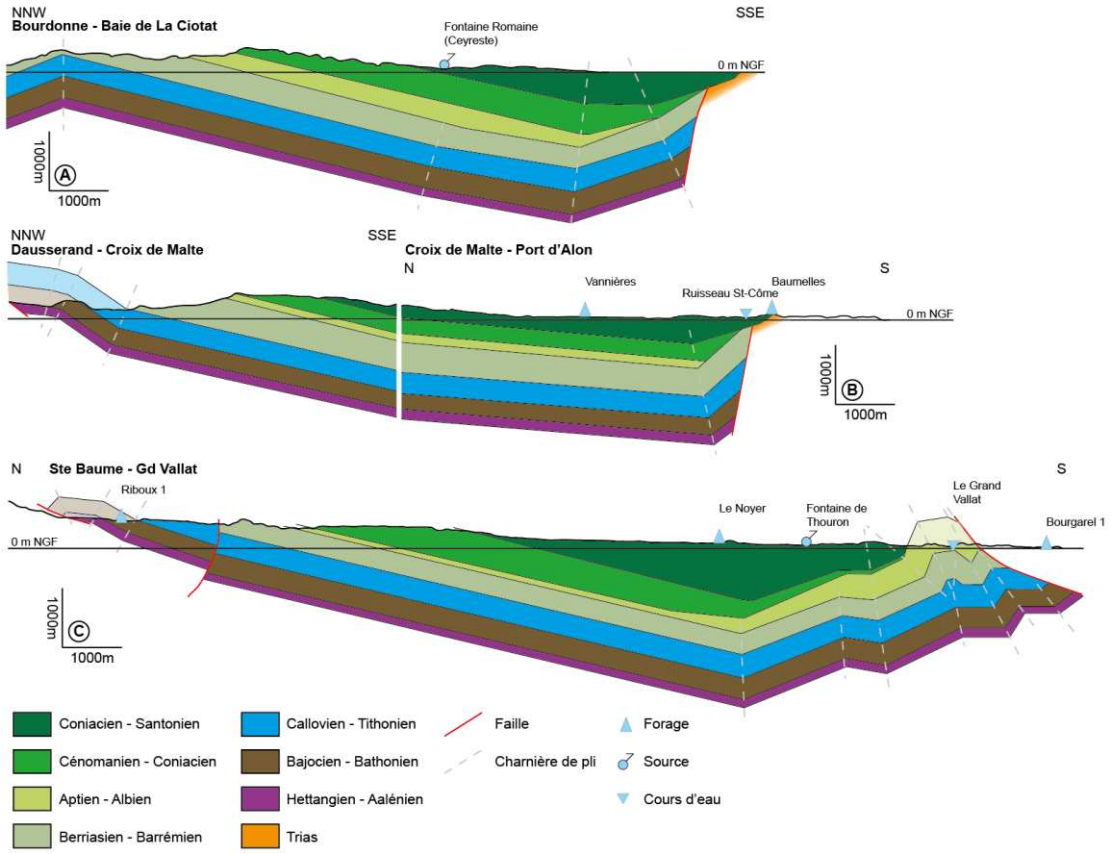


Figure 4.4 : Coupes structurales de l'Unité du Beausset allant de l'Hettangien au Santonien.

- Coupe E : cette coupe, allant de la Grotte des Rampins à la source toulonnaise de Saint Antoine, est située dans la partie orientale de l'unité. A la différence des autres grandes coupes N-S, elle ne fait qu'effleurer le Crétacé supérieur. Dans sa partie sud, elle illustre la complexité des structures nord-toulonnaises. En effet la géométrie des chevauchements indique l'héritage d'une faille normale ou décrochante, ainsi qu'une réactivation en inverse ou en décrochement par rapport au premier mouvement. Cette réactivation n'est pas datable et peut être contemporaine de la formation du pli.

- Coupes F et K : ces coupes servent uniquement de point de contrôle pour les parties monoclinales respectivement du Nord et de l'Est du Massif des Morières. Si la structure orientale ne présente pas de particularité, le contact entre le Massif d'Agnis et celui des Morières passe par une dépression où affleure le Trias. Cette structure semble s'être créée en relation avec deux grandes failles normales. Le fait que ce Trias soit karstifié lors du Campanien permet de montrer que cette structure existait dès le Crétacé supérieur.

- Coupes G, H, I et J : ces coupes, associées aux coupes C, D et E, montrent l'évolution du front de chevauchement nord-toulonnais. Le pli s'amorce au niveau du Grand Vallat avec une vergence sud et une face nord redressée. Jusqu'au Gros Cerveau, malgré des écaillages locaux, le pli reste un anticlinal assez simple. Après les Gorges d'Ollioules, la structure du chevauchement devient beaucoup plus complexe avec un écaillage plus important des structures. La charnière synclinale située en bordure du chevauchement connaît aussi une évolution le long d'un axe ouest-est. L'axe de la charnière se déplace vers le Sud à mesure de son évolution vers l'Est. L'angle des couches de part et d'autre de cette charnière varie également. Jusqu'aux Gorges d'Ollioules, les angles sont faibles ; passé celles-ci ils deviennent beaucoup plus forts jusqu'à créer une série renversée sur le flanc sud du Mont Caumes. Après ce dernier, l'avancée du front de chevauchement permet aux angles de

redevenir plus faibles. Cette charnière très redressée implique un style plicatif en pli de propagation pour la zone sud de l'Unité du Beausset. La zone du Vieux-Beausset présentant un contact du Trias sur le Crétacé supérieur est exposée en discussion de ce chapitre.

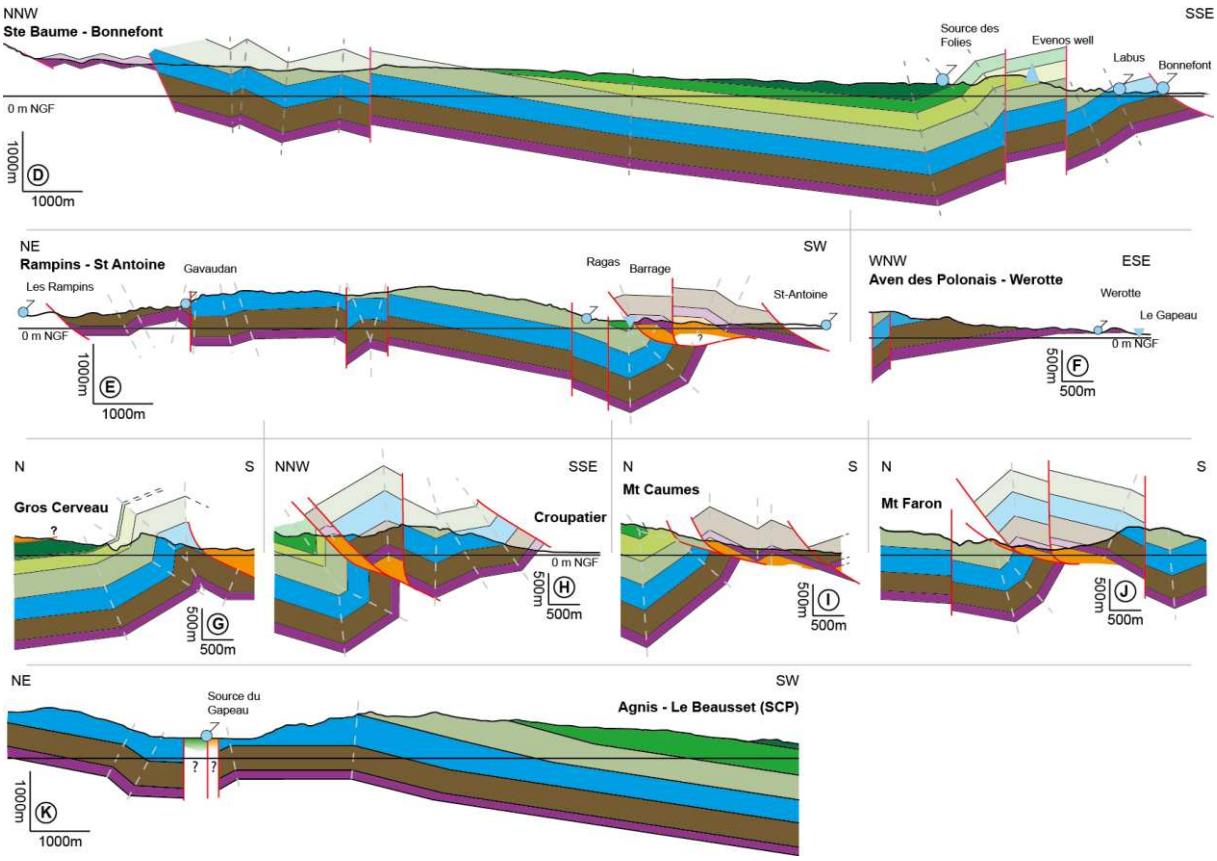


Figure 4.4 (suite) : Coupes structurales de l'Unité du Beausset allant de l'Hettangien au Santonien (voir Figure 4.4 précédente pour la légende).

- Coupe L (Figure 4.5) : cette coupe transversale permet d'intégrer les données des coupes N-S. Sa structure en profondeur n'a pu être qu'extrapolée à partir des autres données structurales. Elle illustre les variations d'épaisseurs très importantes qui existent dès le Crétacé moyen. Ces variations d'épaisseur sont liées à la structuration précoce et continue du Bassin Sud Provençal qui provoque un déplacement du dépôt centre au cours du temps.

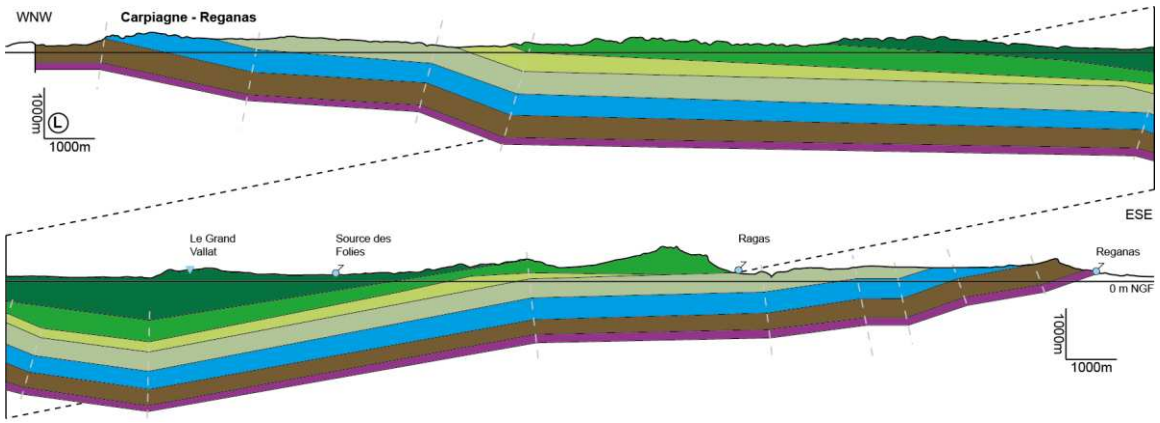


Figure 4.5 : Coupe structurale transverse de l'Unité du Beausset allant de l'Hettangien au Santonien. (voir Figure 4.4 pour la légende).

4.4 Discussion – conclusion

Cette partie a pour but de discuter la validité des coupes présentées par rapport aux styles structuraux et à l'héritage tectono-sédimentaire.

Les coupes structurales établies montrent l'influence du polyphasage tectonique sur les structures de l'Unité du Beausset. Dans la partie sud, les angles des failles indiquent une origine normale à décrochante avec une reprise en fonctionnement inverse puis décrochant. Ces observations sont cohérentes avec l'histoire géodynamique de l'unité. Ce phénomène a également été observé à l'affleurement. La Figure 4.6 présente une faille synsédimentaire contrôlant les épaisseurs du Crétacé supérieur dès le Cénomanien qui a rejoué postérieurement en décrochante sénestre et en inverse.

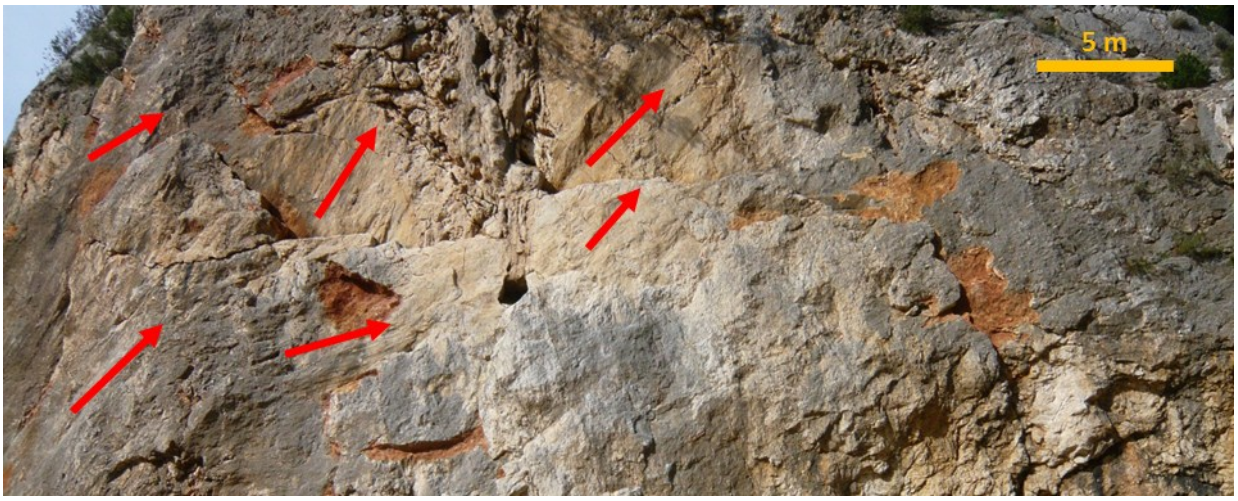


Figure 4.6 : Exemple de plan de faille polyphasée dans les calcaires cénomaniens (Carrière du Cimai, Evenos) illustré par la multiplicité des directions de stries (flèches rouges).

Par ailleurs, l'absence de prise en compte des failles synsédimentaires a des inconvénients et des avantages. Les inconvénients majeurs sont le non-respect des géométries au cœur du bassin crétacé supérieur et sur la bordure sud qui marquait alors la limite de ce domaine. Le principal avantage est le respect et la cohérence à l'échelle régionale des tendances de variations d'épaisseur liées aux développements des dépôts centres. Cette hypothèse permet une représentation réaliste à l'échelle régionale des formations d'âge crétacé supérieur, en accord avec les objectifs du géomodèle 3D.

En termes de style structural de l'Unité du Beausset, Tempier (1985) fait intervenir un style de type *thick-skinned*, qui implique le socle dans les déformations. Ce style est cohérent avec la proximité du socle au Sud. Cependant, l'Unité du Beausset présente un niveau de décollement bien marqué ce qui serait plus en accord avec un style *thin-skinned*, n'impliquant que la déformation de la couverture sédimentaire. Ce style a récemment été envisagé dans le Bassin du Sud-Est par Le Pichon *et al.* (2010). A l'échelle des structures étudiées, il n'est pas possible de distinguer l'un ou l'autre style. Les coupes réalisées dans le cadre de ce travail ont montré un style plicatif dominé par les plis de propagation et plus rarement un type de pli flexural. Au niveau de la Sainte Baume, seule le flanc sud du pli a été étudié. Cependant les éléments observés sur ce flanc sud montreraient un système en pli de propagation entre Cuges et Riboux et qui évoluerait vers quelque chose de plus complexe en direction de Signes. Au Sud du Beausset, une grande partie des chevauchements nord-toulonnais

a été étudiée. Ces chevauchements ont un style en pli de propagation avec leur face nord très redressée voire renversée par endroit. Cette interprétation est en accord avec les observations dans cette zone des auteurs précédents tels Gouvernet (1963).

L'existence de ces structures en pli de propagation pourrait être une clef pour la compréhension des structures du Sud de l'Unité du Beausset, tel le « lambeau du Vieux Beausset ». Ce « lambeau » ou klippe correspond au contact du Trias sur le Crétacé supérieur. Cette structure fait partie de celles qui ont permis à Bertrand (1898) de décrire la notion de nappe de charriage. Cette zone a été l'objet de vifs débats (Argiryadis, 2000 ; Philip, 2001). D'autres structures similaires sont présentes dans l'Unité du Beausset : le Trias de Fontanieu au Sud de la Cadière d'Azur qui chevauche les terrains fini-santoniens à campaniens, le Puech entre Le Castellet et le Beausset et la Tour du Bon au Nord du Castellet (Argiryadis, 2000 ; Philip, 2001).La géométrie des plis au Sud implique que le flanc nord du pli était très redressé lors de la mise en place des chevauchements (Figure 4.7A). Le fait que ces « lambeaux » soient composés de Trias indique clairement une origine depuis l'Unité de Bandol. Pour que cette structure soit mise en place avec un chevauchement seul, les couches du Trias auraient dû franchir un seuil élevé, ce qui paraît géométriquement difficile. Dès les années 60, Gouvernet (1963) est parvenu à la même conclusion et propose une mise en place de cette structure par gravité depuis un chevauchement situé au Gros Cerveau (Figure 4.7B) et non au-delà. Il décrit pour la structure similaire de Fontanieu (Gouvernet, 1963, p.212) :

> « /…/ ces terrains [les couches triasiques] ont poursuivi leur cheminement vers le Nord, jusqu'au moment où, glissant sur un plan incliné, ils se sont détachés du reste de la nappe, s'immobilisant enfin dans une position que règle leur propre poids ».

L'intégration de données géométriques permet donc d'obtenir des résultats cohérents avec des données plus éparses. La mise en place, à la manière d'un grand olistolithe, est corroborée d'une part par le style plicatif et d'autre part par des arguments sédimentologiques. En effet, le fait de créer un pli à flanc redressé résulte dans la formation de nombreux phénomènes gravitaires au front de ce pli (Sharp *et al.*, 2000 ; Nigro & Renda, 2004). Ces phénomènes gravitaires sont corroborés par des modèles et des données de terrain (Storti & Poblet, 1997) et sont liés à l'augmentation des angles de pente au front des plis. Du point de vue sédimentologique, la mise en place des structures de Trias sur le Crétacé supérieur s'accompagne d'un phénomène de mélange sédimentaire. Même si les auteurs précédents ont décrit une structure organisée pour le Vieux Beausset (Bertrand, 1887 ; Gouvernet, 1963), les relevés sur le terrain montrent, certes l'existence de plis internes à cette structure, mais également un mélange chaotique d'éléments d'âge triasique et jurassique inférieur. Gouvernet (1963) décrit également des éléments crétacés supérieurs incorporés dans le Trias et le Jurassique inférieur du Vieux Beausset. Ce mélange a été observé au Puech (Figure 4.7C et D) où les marnes bariolées du Trias emballe de manière chaotique des calcaires à corbicules d'âge santonien à campanien. Ce type de formation a également été décrit à la Tour du Bon (Argiryadis, 2000 ; Philip, 2001) où le mélange entre les différents éléments est encore plus intense qu'au Puech. Il apparaît dans ces structures une gradation du mélange avec une intensité augmentant du Sud vers le Nord. Les éléments remaniés ont également une taille décroissante dans cette direction. Ces observations sont cohérentes avec une mise en place gravitaire de ces objets liée une diminution de leur taille et de leur cohérence à mesure que la source s'éloigne. Les terrains remaniés les plus récents sont d'âge campanien. Cet âge est cohérent avec la mise en place des structures compressives formant des piémonts bréchiques dans le Bassin de l'Arc (Leleu, 2005) ; mais ces structures pourraient être plus récentes coïncidant avec les phases compressives postérieures Sud-Nord éocènes. Le mode de mise en place de ces structures est également cohérent avec la paléotopographie anté-miocène favorisant les écoulements du Sud vers le Nord.

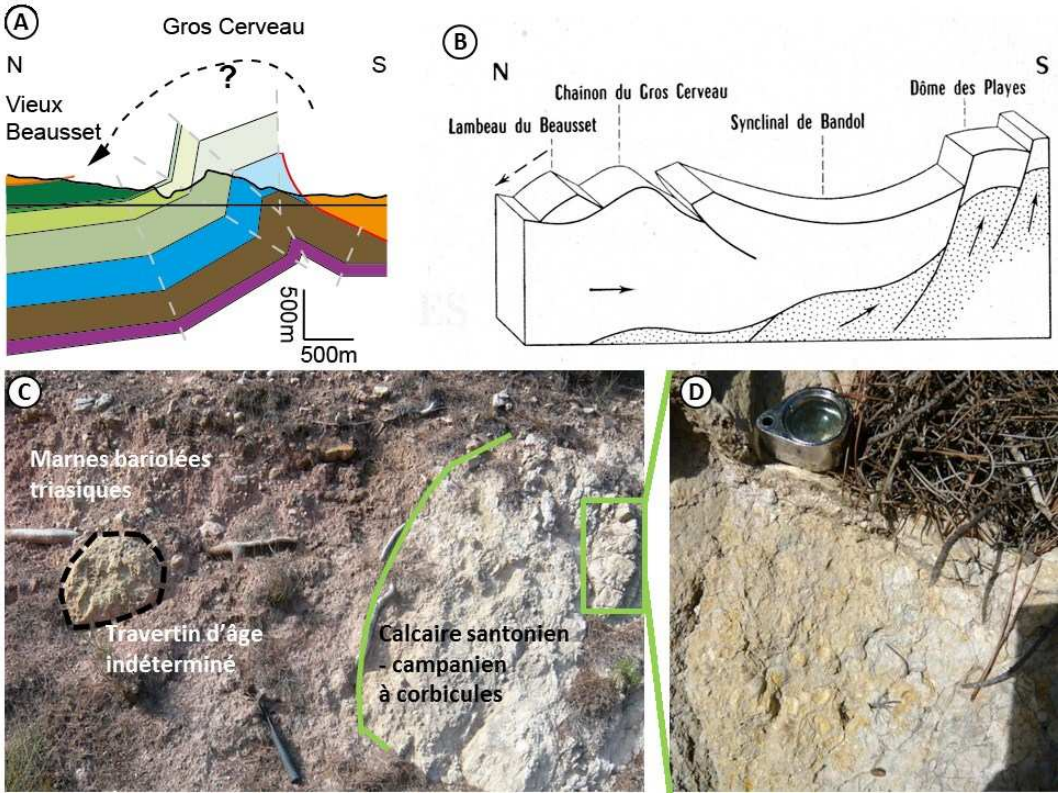


Figure 4.7 : Eléments structuraux et sédimentaires pour la mise en place du Vieux Beausset. (A) Coupe structurale N-S passant par le Vieux Beausset et le Gros Cerveau. (B) Mise en place du Vieux Beausset de manière gravitaire (d'après Gouvernet, 1963). (C) Calcaire à corbicules d'âge santonien à campanien emballé dans des marnes bariolées du Trias (lieu-dit Le Puech, le Castellet). (D) Détail des calcaires à corbicules.

En termes de déformation, les coupes effectuées donne des flèches de chevauchement beaucoup plus courte que celles des auteurs antérieurs (Gouvernet, 1963 ; Guieu, 1968 ; Bercovici, 1983). En effet, ces derniers établissaient des déplacements d'ordre plurikilométrique. Le principe de parcimonie permet de construire des structures cohérentes avec déformations maximales atteignant le kilomètre. Par exemple, la dépression du Broussan, faite de formations d'âge triasique (Figure 4.4, coupe H), a été interprétée comme un chevauchement des terrains de l'Unité de Bandol sur ceux du Beausset (Bercovici, 1983). La coupe présentée (Figure 4.4, coupe H) montre qu'il pourrait s'agir d'une simple écaille au niveau du front de chevauchement.

5 Modèle géologique 3D de l'Unité du Beausset

Phrases clefs : Le modèle géologique 3D de l'Unité de l'Unité du Beausset permet de (1) vérifier la cohérence en 3D des coupes utilisées comme données d'entrée, (2) visualiser en 3D l'architecture structurale de l'unité, (3) connaître en tout point la profondeur de chaque horizon modélisé et (4) connaître les volumes de chaque formation.

La méthodologie proposée a conduit à la construction du géomodèle 3D de l'Unité du Beausset. Après la mise en cohérences des données récoltées dans un SIG, elles ont été géoréférencées et repositionnées en 3D dans le géomodeleur (Figure 5.1). Cette étape a été accomplie en vectorisant sous forme de points les coupes structurales repositionnées (Figure 5.1A), et en projetant les limites cartographiques des couches et des failles sur le MNT (Figure 5.1B).

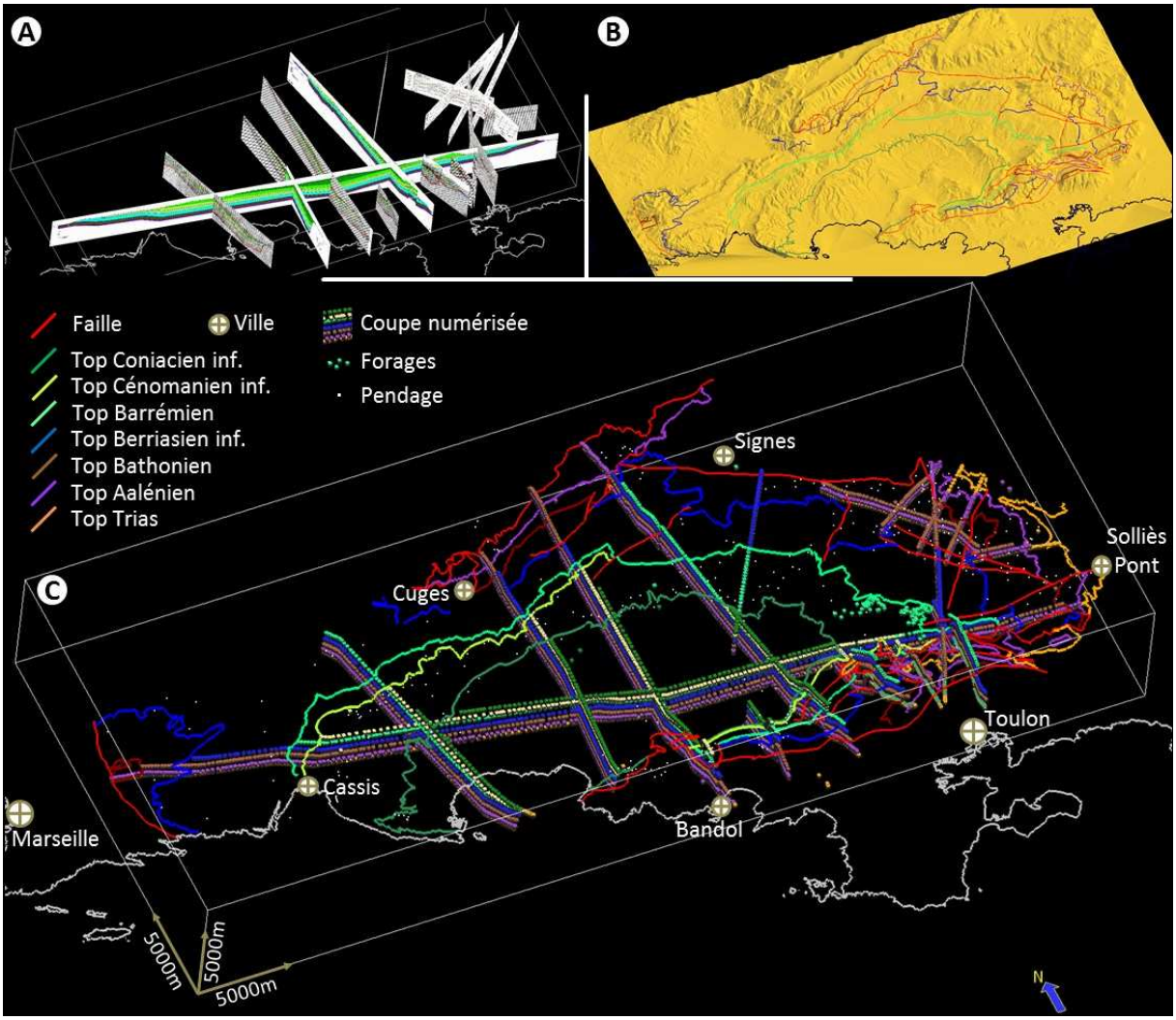


Figure 5.1 : Données d'origine du géomodèle 3D. (A) Coupes structurales géoréférencées dans leur cadre 3D. (B) Couches et failles replacées en 3D selon le MNT. (C) Ensemble des données numérisées géoréférencées en 3D avec le trait de côte pour illustration.

La construction des failles et des horizons (Figure 5.2) résulte des étapes suivantes. La finalisation du géomodèle commence par la construction des failles (Figure 5.2A et B) et s'achève par la réalisation des horizons (Figure 5.2C et D). Ces derniers sont recoupés par les failles tout en respectant les règles d'intersections. La cohérence du modèle est garantie, au cours de ces dernières étapes, par une validation itérative entre les horizons eux-mêmes et les données d'entrée du modèle.

Le géomodèle obtenu a une emprise géographique de 21 km selon un axe N-S et de 50 km selon un axe E-W. La pile sédimentaire déformée varie de quelques mètres en bordure de l'unité jusqu'à plus de 3000 m en son cœur. Les hypothèses émises lors de la construction des coupes structurales ont permis de faire un modèle géologiquement cohérent. Seule la partie sud, sous la Baie de La Ciotat, a montré des problèmes de géométrie. En effet, il a été difficile de faire un modèle cohérent avec un ressaut structural de plusieurs milliers de mètres entre le Trias de l'Unité du Beausset et celui autochtone de l'ancien Massif Méridional. Le choix a donc été fait de ne pas inclure cette zone dans le modèle final.

5.1 Visualisation de la structuration de l'Unité du Beausset

Le géomodèle restitue les grands traits structuraux inhérents à l'Unité du Beausset : un vaste synclinal dissymétrique chevauchant la Sainte-Baume au Nord. La partie ouest se structure en un anticlinal relativement symétrique au niveau de Carpiagne. La partie est prend également la forme d'un vaste anticlinal séparé en deux par le cours du Gapeau. Seul le flanc ouest de cet anticlinal appartient à l'Unité du Beausset, et forme ainsi une zone monoclinale. La partie sud est structurée également comme un anticlinal du fait des chevauchements. Mais il est très dissymétrique et les chevauchements provoquent un fort écaillage.

Les écailles de la partie sud révèlent une compartimentation structurale très importante avec de nombreuses zones individualisées par des failles. Ces failles ont été modélisées sous la forme de chevauchement réactivant d'anciennes failles normales ou décrochantes. La compartimentation structurale est également présente dans la partie orientale du fait d'un réseau de grandes failles transformantes verticales qui recoupent la partie monoclinale de l'Unité du Beausset. Cette compartimentation structurale sera comparée aux données hydrogéologiques afin d'estimer son impact sur la compartimentation des réservoirs et des écoulements de fluides.

5.2 Cartes isobathes

Le géomodèle 3D permet le calcul des isobathes de chaque horizon modélisé (Figure 5.3). Ainsi, il est possible de construire des cartes exposant la distance entre le sol et le sommet d'un horizon. Cette information permet de connaître en tout point du modèle la distance pour atteindre une couche cible en forage. L'ensemble de ces cartes est disponible au format numérique dans les annexes électroniques (annexe e1).

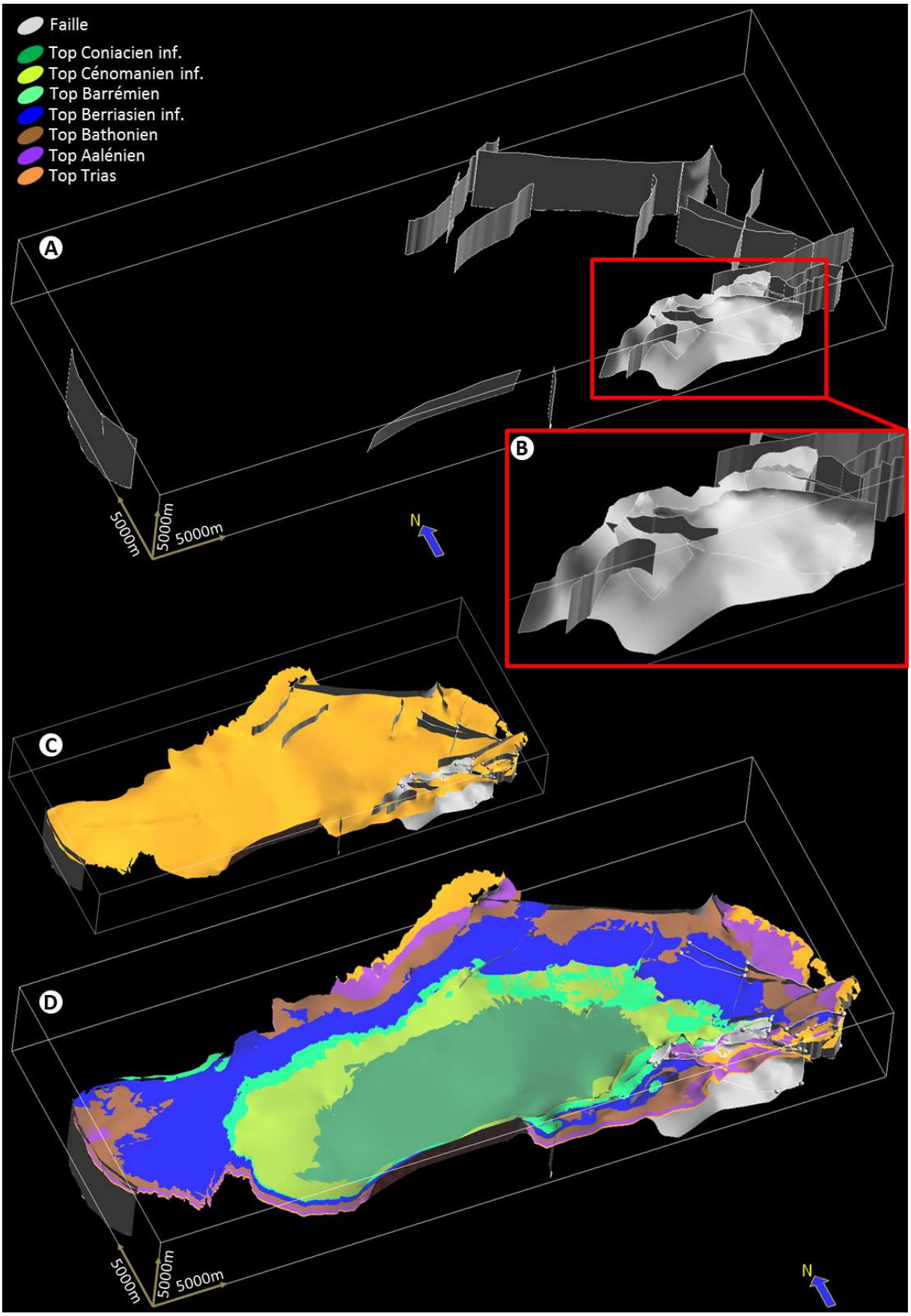


Figure 5.2 : Illustration des étapes de construction du géomodèle 3D. (A) Réseau de failles de l'Unité du

Beausset. (B) Détail du réseau de failles au niveau de l'aire toulonnaise. (C) Surface 3D représentant le sommet du Trias. (D) Géomodèle 3D sans le MNT.

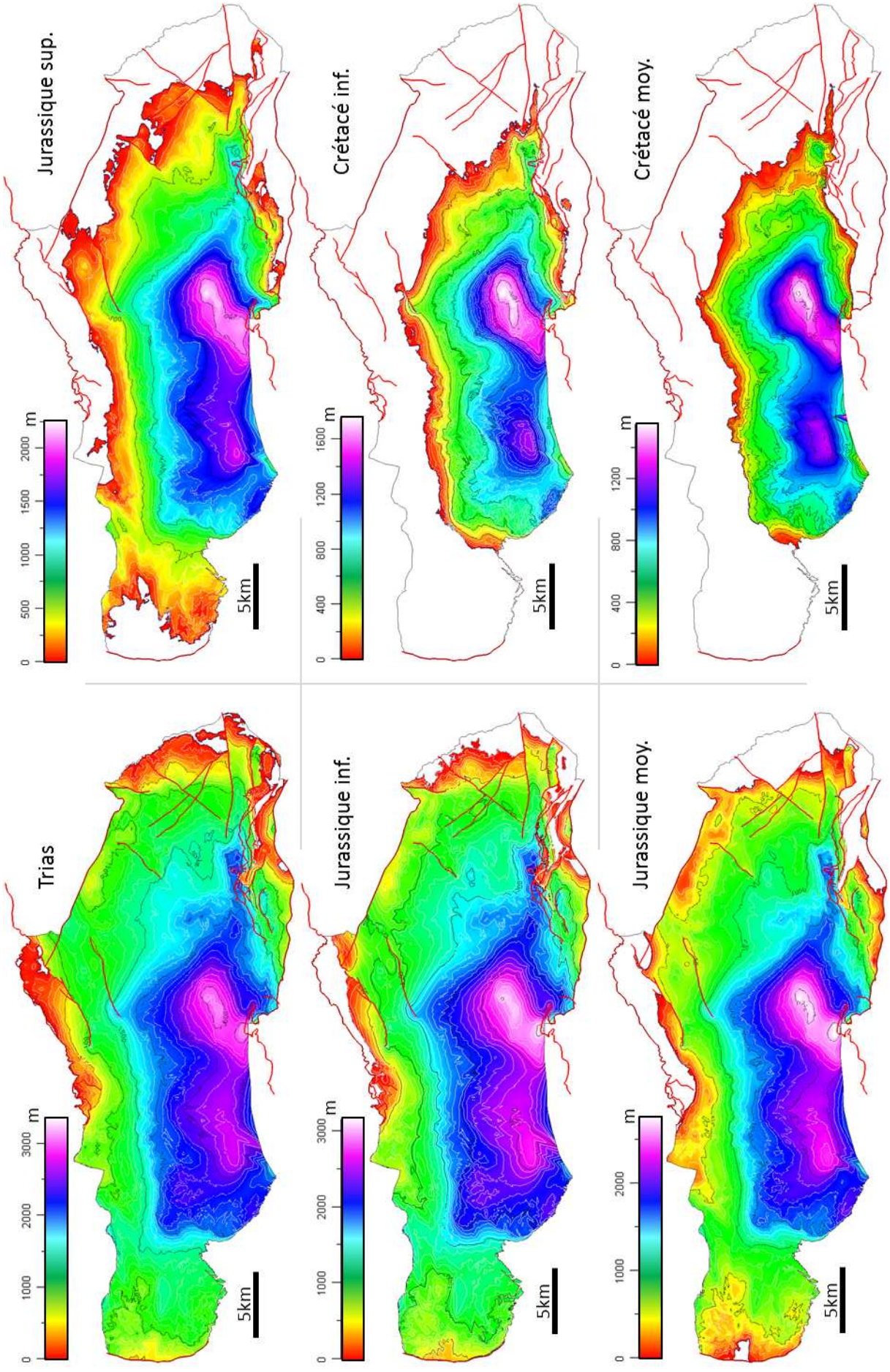
D'après ces cartes, le dépôt-centre de l'unité est situé approximativement sous les communes du Beausset et de la Cadière. Un autre dépôt-centre est présent à l'Est des falaises de Soubeyran. Le cœur de l'unité semble structurée de manière relativement géométrique avec ces bordures nord et sud orientées environ N090. La structuration sud laisse apparaître trois zones d'épaississement localisées visibles sur la carte du toit du Trias. Ces zones sont d'Ouest en Est : le sillon de Bandol créé au Crétacé moyen, le secteur du Mont Caumes crétacé supérieur et le flanc nord du Mont Faron.

Les principaux aquifères, définis dans la partie 2, sont le Jurassique inférieur, le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. Les cartes isobathes (Figure 5.3) permettent de connaître la profondeur à laquelle ces horizons peuvent être atteints. Le Jurassique inférieur ne peut être atteint entre 0 et 500 m que sur les franges les plus extérieures de l'unité. Ailleurs il est enfoui à plus de 1000 m de profondeur jusqu'à atteindre 3000 m au centre de l'unité. Le Jurassique supérieur est enfoui entre 0 et 1000 m sur plus des deux tiers de sa surface ; excepté au cœur du bassin, où il plonge rapidement pour atteindre plus de 2000 m. Quant au Crétacé inférieur, il peut être atteint avant 1000 m sur la majeure partie de sa surface et seul le cœur de l'unité est situé au-delà, jusqu'à 1700 m.

5.3 Volumes des couches

A partir du géomodèle 3D, il est possible de calculer le volume de chaque intervalle stratigraphique. Associés aux porosités efficaces potentielles de chaque couche, ces volumes de roches permettent de connaître leur volume de vide potentiel. Une fois le niveau piézométrique connu, il devient alors possible d'obtenir le volume d'eau potentiellement en place dans l'Unité du Beausset. Ce chapitre ne présente que les volumes de vide pouvant être remplie par de l'eau potentiellement mobilisable en forage, les volumes d'eau seront présentés ultérieurement en même temps que les niveaux piézométriques.

Le géomodèle a une aire cartographique d'environ 625 km². Son emprise géographique est légèrement inférieure à celle de l'unité, du fait de l'exclusion du Massif de Marseilleveyre. Les volumes obtenus sont de l'ordre de la dizaine à la centaine de kilomètres-cubes (Figure 5.4). L'intervalle stratigraphique ayant le plus faible volume est le Crétacé moyen, tandis que le volume le plus important revient au Jurassique supérieur. Les valeurs de porosité associées à chaque couche correspondent à une fourchette moyenne. Cette fourchette tient compte des valeurs de porosité mesurées en forage, de l'intensité de la fracturation et de la karstification. Etant donné les incertitudes associées à ces valeurs, celles proposées ne visent qu'à illustrer le contraste des propriétés pétrophysiques qui existe entre chaque intervalle. Bien que certaines couches du Crétacé moyen soient aquifères localement, il a été considéré que cet intervalle ne possède pas de porosité efficace à l'échelle de l'unité.


Jurassique sup.
Crétacé inf.
Crétacé moy.
Trias
Jurassique inf.
Jurassique moy.
m
5km

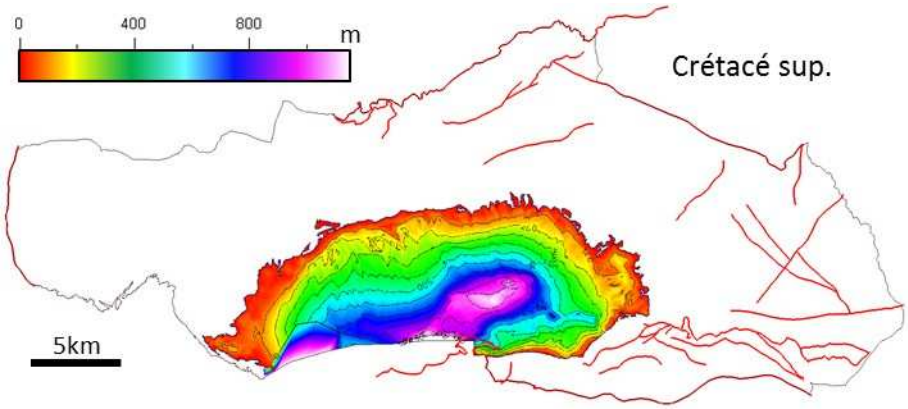


Figure 5.3 : Cartes de profondeur des sept horizons modélisés. Les limites du modèle sont en noir et les failles cartographiées en surface en rouge.

Les volumes de vides sont de l'ordre du kilomètre-cube à la dizaine de kilomètre-cube. Les proportions du volume de vide total de l'unité sont dominées par le Jurassique supérieur (Figure 5.4). Ce dernier représente plus de 50% des vides potentiels. En termes de proportions, viennent ensuite le Jurassique moyen et le Jurassique inférieur. Ce dernier doit son importance à une forte porosité efficace, malgré un volume global relativement plus petit. A l'opposé, le Jurassique moyen ne possède pas une grande porosité efficace mais il possède un volume plus important. Par contre, il faut prendre en compte le fait que les propriétés pétrophysiques de cet intervalle sont différentes selon leur emplacement dans l'unité. Les autres intervalles ont des valeurs qui sont de faibles à moyennes selon leur porosité efficace potentielle. Ce fait illustre l'influence de l'hétérogénéité hydrogéologique des couches même à l'échelle de toute l'unité.

	Volume (m3)	Porosité efficace	Volume vide (m3)	
Hettangien - Aalénien	8.85E+10	3 - 7 %	2.66E+09	6.20E+09
Bajocien - Bathonien	2.17E+11	1 - 3 %	2.17E+09	6.50E+09
Callovien - Berriasien	2.23E+11	5 - 10 %	1.11E+10	2.23E+10
Berriasien - Barrémien	1.85E+11	0.5 - 3 %	9.24E+08	5.54E+09
Aptien - Cénomanien	4.30E+10	-	-	-
Cénomanien - Coniacien	1.04E+11	1 - 7 %	1.04E+09	7.26E+09
Coniacien - Santonien	5.65E+10	0.5 - 5 %	2.83E+08	2.83E+09

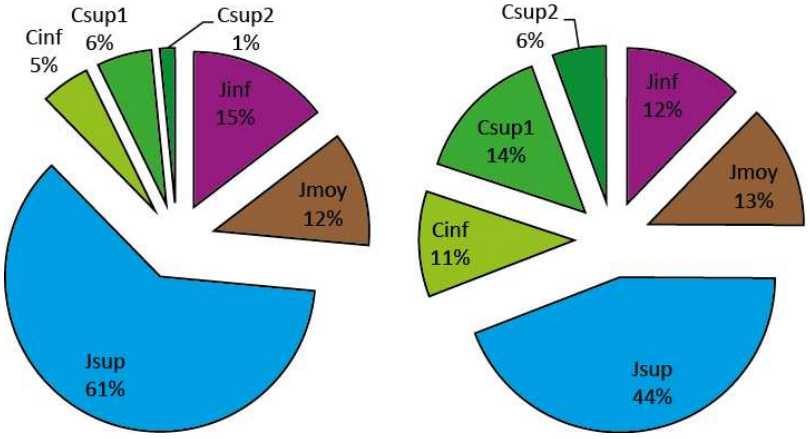


Figure 5.4 : Volume de chaque couche ainsi que leurs volumes de vides selon leurs porosités efficaces potentielles (valeurs indicatives provenant de la partie 2). La proportion des volumes de vides totaux potentiels sont représentées avec la borne inférieure à gauche et la supérieure à droite. « E+XX » équivaut à « 10^{XX} ».

5.4 Incertitudes du géomodèle 3D

Toutes les mesures quantifiées, présentées dans le chapitre traitant du géomodèle 3D, sont tributaires de l'incertitude de ce dernier. Celle-ci est variable selon les dimensions de l'espace : elle est supérieure à l'horizontale par rapport à la verticale (Table 5-1). Elle varie également spatialement selon la densité des données d'entrée du modèle. Enfin, elle dépend d'une part de la précision des outils utilisés et de la résolution des données en elles-mêmes, et d'autre part de la qualité de l'interpolation.

	Précision horizontale	Précision verticale	Résolution
Pendages	GPS	GPS	degré
Puits	GPS	GPS	inframétrique
Carte topographique	25m	10m	25m
Cartes géologiques	25m-50m	10m	50m
MNT	25m	10m	métrique
Contours géologiques	100m-500m	MNT	métrique
Coupes	>250m	-	décamétrique

Table 5-1 : Précision optimale horizontale et verticale, et résolution des données utilisées pour la construction du géomodèle 3D.

Les données d'entrée du modèle proviennent de relevés de terrain et de construction à partir de données géoréférencées. Ces données intégrées dans un SIG dépendent donc de la précision de ce dernier ainsi que de la qualité du géoréférencement. La Table 5-1 montre la diminution de la précision et de la résolution des données selon leur origine et leur degré de construction. Par exemple, les contours géologiques vectorisés vont dépendre de la précision et de la résolution de la carte, mais également de la qualité du géoréférencement et de la vectorisation. Ainsi, il est apparu que les tracés cartographiques peuvent connaître des écarts de plusieurs centaines de mètres entre le terrain et la carte.

Lors de la construction des coupes, l'imprécision des contours contribuent à l'imprécision du modèle. De la même manière, la distance entre les points de contrôle des coupes influence sa précision. La distance maximale entre deux charnières, et donc potentiellement entre deux points de contrôle, est de 10 km. La Figure 5.5 illustre les erreurs potentielles qui peuvent apparaître selon l'erreur fait sur la mesure du pendage. Cette dernière peut être due d'une part à l'erreur instrumentale, comme la précision de la boussole, ou à la variabilité naturelle qui existe entre des mesures locales et leurs valeurs représentatives régionales. Les mesures de pendages effectuées sur le terrain ont montré qu'il existe une variabilité naturelle basse fréquence de quelques degrés au sein d'une même couche d'une structure monoclinale. Il existe également une variabilité naturelle haute fréquence entre deux points d'une même structure. Sur le terrain, cette variabilité naturelle haute fréquence peut atteindre une dizaine de degrés, du fait de la présence de disharmonie dans les plis. Cependant, les écarts moyens dus à ce phénomène sont compris entre 3° et 5°. La variabilité naturelle basse fréquence a des angles inférieurs compris généralement entre 1° et 3°. Au final, ces variations peuvent provoquer des différences verticales de plusieurs centaines de mètres entre les valeurs mesurées et une valeur régionale représentative. A partir d'un simple calcul trigonométrique, la gamme de variations moyennes des différences verticales de l'Unité du Beausset apparaît comprise entre 100 m et 300 m (Figure 5.5).

Les données d'entrée du modèle ont une précision horizontale variable comprise entre 250 m et 500 m. Leur précision verticale est de l'ordre du mètre à la centaine de mètres. La construction du géomodèle se fait en atteignant l'équilibre entre (1) les contraintes dures, qui sont

les limites cartographiques des horizons et les données de forages, (2) les contraintes dures qui peuvent évoluer, telles les données des coupes, et (3) les contraintes secondaires qui sont les valeurs de pendages et d'épaisseurs. La Table 5-2 présente les écarts observés entre les horizons modélisés et leurs points de contrôles correspondant aux coupes et forages. Ces écarts varient peu d'un horizon à l'autre et sont de l'ordre du décamètre. Par contre, la densité des triangles composant chaque surface influence la résolution horizontale ; elle est ici de 500 m.

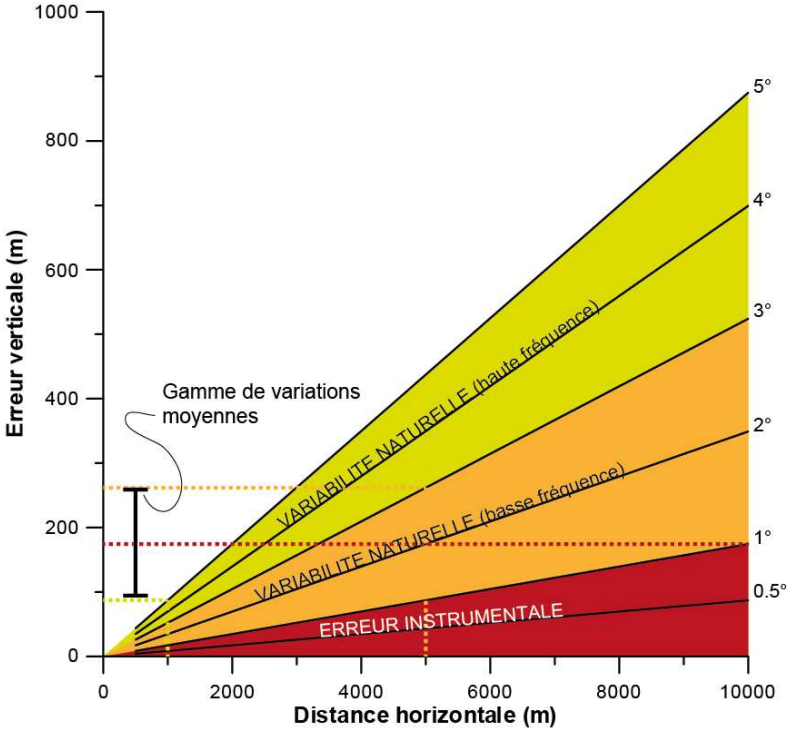


Figure 5.5 : Variations de l'erreur verticale en fonction de la distance entre le point de mesure du pendage et la charnière de pli, et selon l'angle de l'erreur sur le pendage. La gamme des variations moyennes est choisie selon la distance maximale observée pour chacun des trois types d'erreur.

	Pts Ctrl	Moy.	Quart. 1	Quart. 2	Quart. 3
Trias	1445	-19	-4	0	5
J. inf.	1317	-25	-7	1	4
J. moy.	1062	-32	-9	-1	8
J. sup.	801	-20	-5	0	5
C. inf.	621	-11	-4	0	5
C. moy.	389	-34	-12	-2	4
C. sup.	252	-7	-5	0	4

Table 5-2 : Statistiques des écarts entre les points de contrôles et les horizons modélisés. Sont représentés : le nombre de points de contrôle, la moyenne des écarts en mètres et leurs trois quartiles.

Au final, la précision du géomodèle 3D est plus dépendante de la précision des données d'entrée que de l'interpolation. Cependant, elle dépend aussi de la résolution du géomodèle. Sur les bordures du géomodèle, où les données sont plus nombreuses, la précision verticale est de l'ordre de la centaine de mètres. A mesure que le nombre de données diminuent, la précision diminue et est de l'ordre de quelques centaines de mètres dans le cœur de l'unité pour les couches les plus profondes. Cette zone est située sous l'aire d'affleurement du Coniacien-Santonien. Sachant que la résolution des données géologiques peut aller jusqu'à 500 m et que celle du géomodèle est d'environ 500 m, la précision horizontale du géomodèle est comprise entre 500 m et 1000 m.

6 Bibliographie

Argyriadis I., 2000. La tectonique de la Basse Provence : proposition d'une interprétation nouvelle. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 331, p. 797-802.

Bercovici C., 1983. *Contribution à la géologie de la région nord-toulonnaise. Structure de la zone Broussan-Dardennes. Cartographie détaillée et interprétation.* Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 80 pp.

Bertrand M., 1887. Ilôt triasique du Beausset (Var), analogies avec le bassin houiller franco-belge et avec les Alpes de Glaris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 15, p. 667-702.

Bertrand M., 1899. La grande nappe de recouvrement de la Basse Provence. *Bulletin du Service de la Carte géologique France*, 10, 68, p. 397-467.

Blanc J.J., Caron J.P.H., Gouvernet C., Guieu G., Masse J.P., Philip J., Rouire J., Rousset C., Tempier C., Damiani L., Durozoy G. & Glintzboeckel C., 1974. *Notice de la Carte Géologique de Cuers au 1/50000.* B.R.G.M., 28 pp.

Bonomi T., 2009. Database development and 3D modeling of textural variations in heterogeneous, unconsolidated aquifer media: Application to the Milan plain. *Computers & Geosciences*, 35, p. 134-145.

Bouchard P., 1986. *Un modèle de talus carbonaté d'origine récifale : exemple du complexe Cénomanien de Cassis-La Bédoule (Sud-Est de la France). Stratigraphie, sédimentologie, diagenèse*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 516 pp.

Calgano P., Chilès J.P., Courrioux G. & Guillen A., 2007. Geological modelling from field data and geological knowledge Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171, p. 147-157.

Caron J.P., 1967. *Etude pétrographique, stratigraphique et paléocéanographique du Muschelkalk supérieur calcaire de la région toulonnaise*. Thèse de Doctorat de l'Université de Marseille, 217 pp.

Caumon G., Collon-Drouaillet P., Le Carlier de Veslud C., Viseur S. & Sausse J., 2009. Surface-Based 3D Modeling of Geological Structures. *Mathematical Geosciences*, 41, p. 927-945.

Chilès J.P., Aug C., Guillen A. & Lees T., 2004. Modelling the Geometry of Geological Units and its Uncertainty in 3D From Structural Data: The Potential-Field Method. *Orebody Modelling and Strategic Mine Planning, Perth, WA, 22 - 24 November 2004*, p. 313-320.

Clouchoux C., Kudelski D., Bouyssi-Kobar M., Viseur S., Du Plessis A., Evans A.C., Mari J.L., Limperopoulos C., 2010. Cortical pattern detection for the developing brain: a 3D vertex labeling and skeletonization approach. *Journal of Medical Informatics & Technologies*. 16, p. 161-166.

Combes A., 1976. *Essai de méthodologie en pays karstique. Etude des problèmes hydrogéologiques et géotechniques dans le Massif des Morières*. Thèse de Doctorat de l'Université scientifique et médicale de Grenoble, 181 pp.

Dahlstrom C.D.A., 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, p. 743-757.

Falivene O., Cabrera L., Munoz J.A., Arbués P., Fernandez O. & Saez A., 2007. Statistical grid-based facies reconstruction and modelling for sedimentary bodies. Alluvial-palustrine and turbiditic examples. *Geologica Acta*, 5, 3, p. 199-230.

Fletrin L., McLellan J.G. & Oliver N.H.S., 2009. Modelling the giant, Zn–Pb–Ag Century deposit, Queensland, Australia. *Computers & Geosciences*, 35, p. 108-133.

Fournillon A., Viseur S., Arfib B. & Borgomano J., 2010. Insights of 3D geological modelling in distributed hydrogeological models of karstic carbonate aquifers. *Advances in Research in*

Karst Media, Andreo B., Carrasco F., Duran J. J. & LaMoreaux J. (Eds.), Springer, Berlin Heidelberg New-York, p. 257-262.

Gallerini G. & De Donatis M., 2009. 3D modeling using geognostic data: The case of the low valley of Foglia river (Italy). *Computers & Geosciences*, 35, p. 146-164.

Gari J., 2008. *Développements en géologie numérique d'affleurement et modélisation stratigraphique 3D : exemple de la marge carbonatée du bassin sud-provençal au crétacé supérieur (SE, France)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 278 pp.

Gouvernet C., 1963. Structure de la région toulonnaise. *Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France*, 244 pp.

Gouvernet C., Gueirard S., Caron J.P.H., Masse J.P., Philip J., Blanc J.J., Coulon C., Damiani L. & Durozoy G., 1969. *Notice de la Carte Géologique de Toulon au 1/50000*. B.R.G.M., 23 pp.

Grosheny D., 1986. *Paléoécologie et dynamique sédimentaire d'un modèle de banc à rudistes : exemple du Santonien de la Cadière (Sud-Est France)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 500 pp.

Grosse O., 2002. *Remise en cohérence d'un modèle géologique 3D*. Thèse de Doctorat de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy, 161 pp.

Guieu G., 1968. *Etude tectonique de la région de Marseille*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 608 pp.

Guieu G., Blanc J.J., Bonifay E., Caron J.P.H., Gouvernet C., Nury D., Philip J., Taxy-Fabre S. & Tempier C., 1969. *Notice de la Carte Géologique Aubagne-Marseille au 1/50000*. B.R.G.M., 26 pp.

Guyonnet-Benaize C., 2011. *Modélisation 3D multi-échelle des structures géologiques de la region de la Faille de la Moyenne Durance (SE, France)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 165 pp.

Hennuy J., 2003. *Sédimentation carbonatée et silicoclastique sous contrôle tectonique, le Bassin Sud-Provençal et sa plate-forme carbonatée du Turonien moyen au Coniacien moyen : évolution séquentielle, diagénétique, paléogéographique.* Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 252 pp.

Judge P.A. & Allmendinger R.W., 2011. Assessing uncertainties in balanced cross sections. *Journal of Structural Geology*, 33, p. 458-467.

Kaufmann O. & Martin T., 2008. 3D geological modelling from boreholes, cross-sections and geological maps, application over former natural gas storages in coal mines. *Computers & Geosciences*, 34, p. 278–290.

Le Carlier de Veslud C., Cuney M., Lorilleux G., Royer J.J. & Jébrak M., 2009. 3D modeling of uranium-bearing solution-collapse breccias in Proterozoic sandstones (Athabasca Basin, Canada)—Metallogenic interpretations. *Computers & Geosciences*, 35, p. 92-107.

Le Pichon X., Rangin C., Hamon Y., Loget N., Lin J.Y., Andreani L. & Flotte N., 2010. Geodynamics of the France Southeast Basin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181, 6, p. 477-501.

Leleu S., 2005. *Les cônes alluviaux crétacés supérieurs/paléocènes en Provence : traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision*. Thèse de Doctorat de l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, 200 pp.

Machhour L., 1988. *Le Bassin Toulonnais au Crétacé moyen (Aptien - Cénomanien) Sud-Est de la France. Stratigraphie - Sédimentologie - Géochimie - Paléoécologie - Paléoenvironnements*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 472 pp.

Mallet J.L., 1997. Discrete Modeling for Natural Objects. *Mathematical Geology*, 29, 2, p. 199-219.

Mallet J.L., 2002. *Geomodeling*, Oxford University Press, Oxford, 599 pp.

Masse J.P., 1976. *Les calcaires urgoniens de Provence : Valanginien, Aptien inférieur : Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. 1, Stratigraphie, paléontologie. 2, Paléoenvironnements et leur évolution*. Thèse de Doctorat de l'Université d'Aix-Marseille II, 516 pp.

Mercadier C., 1984. *Paléoenvironnement et sédimentologie des formations récifales à rudistes du Sénonien inférieur de Sainte-Anne d'Evenos, massif du Gros Cerveau (Var)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 119 pp.

Monteau R., 1978. *Le karst des formations turoniennes du Bassin du Beausset (B-d-R - Var)*. Thèse de D.E.S de l'Université d'Aix-Marseille 2, 92 pp.

Nigro F. & Renda P., 2004. Growth pattern of underlithified strata during thrust-related folding. *Journal of Structural Geology*, 26, p. 1913-1930.

Philip J., 1967. Modalités et importance de la transgression du Sénonien inférieur dans la région de St-Cyr sur Mer (Var). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 265, p. 1883-1886.

Philip J., 2001. Commentaire à la note de Ion Argyriadis : «La tectonique de la basse Provence : proposition d'une interprétation nouvelle ». *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 332, p. 727-729.

Philip J., Rouire J., Tempier C., Durozoy G., Damiani L., Blanc J.J. & Froget C., 1977. *Notice de la Carte Géologique de La Ciotat au 1/50000*. B.R.G.M., 23 pp.

Rawling T. J., Schaubs P. M., Dugdale L. J., Wilson C. J. L. & Murphy F. C., 2006. Application of 3D models and numerical simulations as a predictive exploration tool in western Victoria. *Australian Journal of Earth Sciences*, 53, p. 825-839.

Richet R., Borgomano J., Adams E.W., Masse J.P. & Viseur S., 2011. Numerical Outcrop Geology Applied to Stratigraphical Modeling of Ancient Carbonate Platforms: The Lower Cretaceous Vercors Carbonate Platform (SE France). *Outcrops Revitalized: Tools, Techniques and Applications , Martinsen O.J., Pulham A.J., Haughton P.D.W. & Sullivan M.D. (Eds.), SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 10*, p. 195-210.

Sharp I.R., Gawthorpe R.L., Underhill J.R. & Gupta S., 2000. Fault-propagation folding in extensional settings: Examples of structural style and synrift sedimentary response from the Suez rift, Sinai, Egypt. *GSA Bulletin*, 112, 12, p. 1877-1899.

Sprague K.B. & de Kemp E.A., 2005. Interpretive Tools for 3-D Structural Geological Modelling Part II: Surface Design from Sparse Spatial Data. *GeoInformatica*, 9, 1, p. 5-32.

Storti F. & Poblet J., 1997. Growth stratal architectures associated to decollement folds and fault-propagation folds. Inferences on fold kinematics. *Tectonophysics*, 282, p. 353-373.

Suppe J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283, p. 684-721.

Tassy A., in prep. *Impact des canyons sous-marins sur l'hydrodynamique des aquifères karstiques côtiers : le cas du canyon de la Cassidaigne et du karst de Port-Miou*. Thèse de Doctorat d'Aix-Marseille Université.

Tempier C., 1985. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, 3, p. 533-540.

Tonini A., Guastaldi E. & Meccheri M., 2009. Three-dimensional reconstruction of the Carrara Syncline (Apuane Alps, Italy): An approach to reconstruct and control a geological model using only field survey data. *Computers & Geosciences*, 35, p. 33-48.

Wellmann J.F., Horowitz F.G., Schill E. & Regenauer-Lieb K., 2010. Towards incorporating uncertainty of structural data in 3D geological inversion. *Tectonophysics*, 490, p. 141-151.

Wu Q., Xu H. & Zou X., 2005. An effective method for 3D geological modeling with multi-source data integration. *Computers & Geosciences*, 31, p. 35-43.

Zanchi A., Francesca Z., Stefano Z., Simone S., Graziano G., 2009. 3D reconstruction of complex geological bodies: Examples from the Alps. *Computers & Geosciences*, 35, p. 49–69.

PARTIE 4
Hydrogéologie de l'Unité du Beausset

Anything that happens, happens.

Anything that, in happening, causes something else to happen, causes something else to happen.

Anything that, in happening, causes itself to happen again, happens again.

It doesn't necessarily do it in chronological order, though.

Douglas Adams (Mostly Harmless, 1992)

1 Introduction

Après s'être intéressé à l'aquifère en tant qu'objet statique à travers ses propriétés géologiques, il est nécessaire de considérer les informations apportées par sa composante dynamique ; c'est-à-dire l'eau. En hydrogéologie, l'eau peut être assimilée à un vecteur de transmission d'information (Mangin, 1975), un signal. Le but cette partie est donc d'extraire du média « eau », via différentes méthodes, les informations qu'il porte sur le fonctionnement de l'hydrosystème (Figure 1.1). Ce fonctionnement comprend de nombreuses composantes : (1) la nature de la recharge, en termes de quantité, fréquence ou fonctionnement, (2) le trajet emprunté par l'eau entre les lieux de recharge et les sources, et (3) le fonctionnement intrinsèque de l'aquifère, en termes d'écoulements et stockage. Les difficultés de ce type d'approche sont que l'objet d'étude, le signal, est une composition de l'ensemble de ces paramètres. Il s'agit alors d'utiliser un panel de méthodes qui vont permettre de filtrer ce signal. Chaque méthode agit comme un filtre et l'intégration de plusieurs d'entre elle permet de déconvoluer le signal pour en extraire les paramètres de l'hydrosystème. Cependant, la quantité de paramètres et leurs interdépendances rendent cette déconvolution complexe. Ce type de problème est typiquement illustré par les difficultés de paramétrisation en modélisation inverse (de Marsily, 1999).

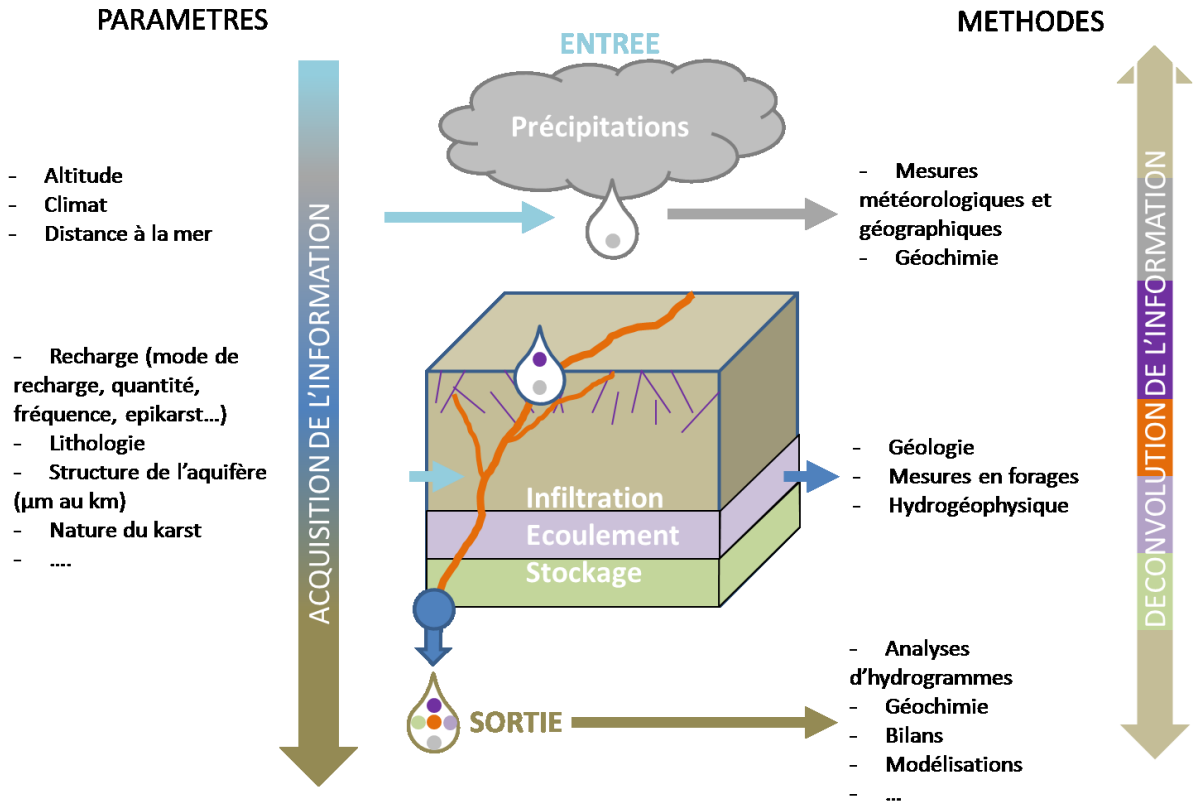


Figure 1.1 : Schéma conceptuel montrant l'acquisition par le média « eau » de l'information sur les paramètres de fonctionnement de l'aquifère et montrant également les méthodes permettant de retrouver ces facteurs à partir de l'analyse de l'eau à différents moments de son transit.

Cette approche n'a jamais été entièrement appliquée à l'Unité du Beausset, contrairement au massif voisin de la Sainte-Baume (Coulier, 1985 ; Martin, 1991). De nombreuses parties de l'Unité ont été investiguées (Dellery *et al.*, 1967 ; Durozoy *et al.*, 1969 ; Choquet, 1972 ; Combes, 1976 ; Lamarque & Maurel, 2001 ; Binet *et al.*, 2006 ; Cavalera, 2007). Mais ces études ne se basaient que sur une partie des méthodes, et aucune n'a été faite sur l'intégralité de l'unité. Les méthodes choisies doivent permettre l'intégration des informations apportées par le média « eau » pour mieux caractériser sa recharge, son trajet, son stockage et son mode d'écoulement dans l'Unité. Les chapitre reflètent ce choix et abordent respectivement, et dans l'ordre : l'acquisition des nouvelles données hydrogéologiques, l'analyse d'hydrogrammes de sources, l'analyse de la chimie des eaux et une estimation des bilans hydriques.

2 Les données acquises

2.1 Introduction

Les premières données hydrogéologiques quantifiées dans l'Unité du Beausset datent des années 1950 (Grimaud, 1952). Depuis lors de nombreuses campagnes ont été menés par le BRGM, la Société du Canal de Provence (SCP) et par des étudiants de plusieurs universités. Seul le BRGM (Dellery *et al.*, 1967) a proposé une synthèse incluant l'ensemble de l'unité, et un panel de méthodes. Celles-ci sont des campagnes d'hydrochimie et de jaugeages de sources clés. Il apparaissait donc nécessaire d'une part de mettre à jour ces connaissances et d'autre part d'acquérir de nouvelles données. En effet, les seules données dynamiques ou physico-chimiques enregistrées en continu l'ont été à Port-Miou en 1970-1972 par la Syndicat de Recherches de Port-Miou (SRPM) (Paloc & Potié, 1974) et en 2005-2007 par Cavalera dans le cadre de sa thèse (Cavalera, 2007), et à la Font d'Ouvin et la Rouvière en 1971-1974 par la SCP (Combes, 1976). Pour ces raisons, des sources ont été équipées en sondes d'enregistrement continu, et de nouvelles campagnes de chimie et de jaugeages ont été effectuées depuis 2007 dans le cadre de cette thèse. Par ailleurs, des pluviomètres et stations météorologiques ont également été installés.

Le but de ce chapitre est de présenter l'ensemble des données acquises dans le cadre de cette étude. Pour chaque type de données, le mode d'acquisition est présenté avec leurs éventuelles limitations, c'est-à-dire la précision des mesures, les artefacts ou encore les facteurs extérieurs pouvant les influencer. Les corrections qui permettent de passer de données brutes à des données traités sont également exposées dans ce chapitre. Ce chapitre est divisé entre les données acquises en continu, comme les données enregistrées sur les sources et les données météorologiques, et les données acquises sous forme de campagnes, ou données ponctuelles, qui sont les données de débits et de chimie.

2.2 Les données physico-chimiques des sources

Pour améliorer la connaissance quantitative des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset, l'enregistrement continu de paramètres physico-chimiques est primordial. Dans ce travail, l'accent a été mis sur l'acquisition de ces paramètres sur plusieurs sources qui se veulent représentatives de la diversité hydrogéologiques de l'Unité du Beausset. Ces données étant analysées par la suite par traitement du signal, leur qualité et la connaissance des artefacts de mesures qui peuvent les affecter sont essentielles pour une bonne interprétation des futurs résultats.

2.2.1 Les sondes installées

Les paramètres enregistrés ont été choisis pour apporter des informations sur le fonctionnement dynamique de l'aquifère. Il s'agit : de la hauteur d'eau qui renseigne sur la hauteur de la nappe en

amont de la source ; de la température qui permet de voir l'influence des eaux de pluies, de l'atmosphère et de la profondeur de circulation; de la conductivité électrique qui montre la part d'eau météorique et d'eau stockée qui sortent à la source, ainsi que l'influence de la nature lithologique de l'aquifère ; la turbidité qui est l'enregistrement des matières en suspension ; et la fluorescence sur trois longueurs d'onde qui souligne la présence à la fois de matière organique dissoute et de traceurs artificiels fluorescents. Ces cinq paramètres sont enregistrés par deux types d'appareils différents : des sondes CTD pour *conductivity* (conductivité électrique), *temperature* (température) et *depth* (hauteur d'eau), et des fluorimètres automatiques qui vont mesurer la température, la turbidité et la fluorescence, et pour certains la conductivité électrique également. Les fluorimètres ont été installés principalement pour enregistrer le bruit de fond fluorescent, avant les traçages artificiels, sur des points clefs ; seule leur installation est présentée ici. Ces données sont disponibles en annexe pour information (annexe e2), elles ne sont pas analysées dans la suite de ce travail.

Pour chacun de ces types d'appareils, deux modèles différents (Figure 2.1) ont été choisis selon les spécificités des sites. Pour les sondes CTD, ce sont des sondes STS 70 DL/N qui ont été choisies, un modèle avec mise à la pression atmosphérique et un modèle sans mise à la pression. Pour les fluorimètres, il s'agit de fluorimètres de la marque Albillia avec un modèle pour forage, le GGUN 24, et un modèle de surface, le GGUN 30 avec mesure de la conductivité électrique (Schnegg, 2002).

Les sondes CTD se composent de deux parties : une partie mesurant température, conductivité électrique et pression absolue, et une autre mesurant seulement la pression de l'air (Figure 2.1A). Si la sonde comprend une mise à la pression atmosphérique, alors les deux parties sont reliées entre elles. Cela permet d'obtenir automatiquement la hauteur d'eau par mesure directe de la pression, le capteur étant équilibré avec l'atmosphère grâce à la partie émergée (Figure 2.1A). Dans le cas où il n'y a pas de mise à la pression atmosphérique intégrée, cette dernière est mesurée par un capteur indépendant ; et la compensation se fait manuellement par différence. La mise à la pression atmosphérique intégrée doit être préférée car dans le cas contraire la compensation entre les deux pressions mesurées n'est pas parfaite. Cependant, le capteur de pression atmosphérique étant sensible à l'humidité, il faut que la source à équiper offre la possibilité de l'installer. La mesure de la température se fait au même niveau, sur la sonde, que la hauteur d'eau. La sonde doit donc être au maximum protégée des rayons du soleil, car ils peuvent chauffer localement le capteur est ainsi induire des augmentations artificielles de température. La mesure de conductivité électrique est faite au milieu de la sonde (encoche noire sur la Figure 2.1A). Celle-ci est faite par envoi d'un faible courant électrique mesuré ensuite par une électrode qui lui fait face. La présence de petites bulles d'air, qui peuvent venir se coincer dans le capteur, peut faire baisser artificiellement la conductivité électrique. En termes de précisions de mesure, les sondes sont précises à ± 0.1% pour la hauteur d'eau (soit d'ordre millimétrique pour des mises en charge d'ordre métrique), ± 1 µS/cm pour la conductivité électrique et ± 0.01 °C pour la température. Les résolutions pour ces paramètres sont de 1 mm pour la hauteur d'eau, 0.001 µS/cm pour la conductivité électrique et 0.001 °C pour la température. Les gammes de mesures des sondes sont disponibles en annexe numérique (annexe e3) pour les hauteurs d'eau ; elles sont de -5 à 50 °C pour la température et de 20 µS/cm à 20 mS/cm pour la conductivité électrique.

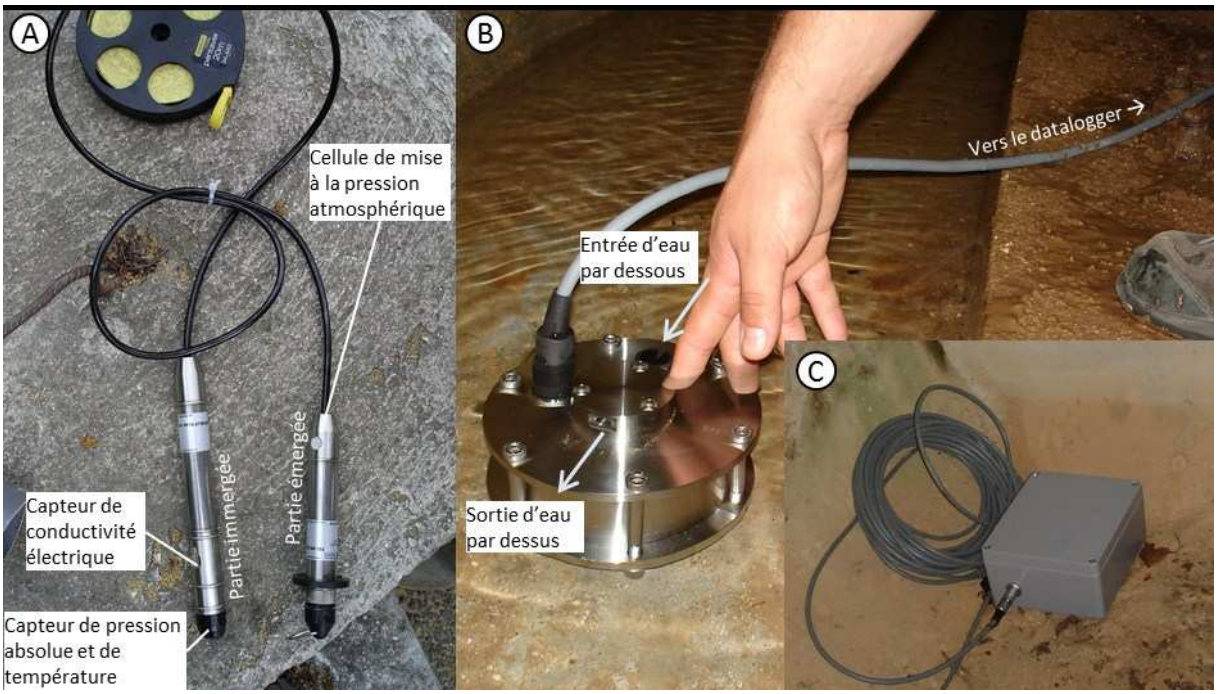


Figure 2.1 : Sondes installées dans le cadre de l'étude. (A) sonde CTD STS 70 DL/N avec mise à la pression atmosphérique. (B) Fluorimètres Albillia GGUN 30 avec conductivité électrique. (C) Datalogger Albillia pour fluorimètre.

Les fluorimètres se composent de deux parties : la sonde immergée (Figure 2.1B), GGUN 24 ou 30, et d'un boitier étanche comprenant le datalogger et la batterie (Figure 2.1C). Ils possèdent deux à trois capteurs. Pour les GGUN 24, il s'agit des capteurs de fluorescence-turbidité et de température ; et pour les GGUN 30 il faut y ajouter la conductivité électrique. L'eau de la source ou du forage rentre par le bas de l'appareil, circule le long des capteurs, avant de ressortir par le haut (Figure 2.1B). La fluorescence et la turbidité sont mesurées par un système de diodes électroluminescentes (DEL). Une DEL envoie une lumière suivant une certaine longueur d'onde pendant qu'un capteur enregistre le spectre d'excitation correspondant. La mesure est donc photosensible. Il faut donc éviter que les appareils soient soumis à une source lumineuse directe. De plus, l'encrassement du tube, par des microalgues ou des argiles, peut faire varier artificiellement ces valeurs. Les deux types de fluorimètres enregistrent en plus de la turbidité la fluorescence sur trois longueurs d'ondes différentes. Pour plus de détail sur la précision des enregistrements et des longueurs d'ondes mesurées, il faut se référer aux travaux de Schnegg (2002) et de Schnegg & Le Doucen (2004).

2.2.2 Les sources équipées

L'Unité du Beausset comptant une soixantaine de sources pérennes, il est matériellement impossible de suivre en continu tous ces points. Les sources à équiper ont donc dû être choisies. Ce choix s'établit selon plusieurs critères : importance hydrogéologique, autorisation du propriétaire (personne physique ou moral), facilité d'accès et enfin facilité d'équipement. Le choix fait sur des critères hydrogéologiques est un choix fait apriori, c'est-à-dire issu d'observations ponctuelles et de la bibliographie. L'influence de ce choix sera discutée par la suite dans ce travail (Partie 5). Les observations ponctuelles ont été des visites régulières au cours du premier semestre de l'année 2008 pour voir l'évolution des hauteurs d'eau, de la conductivité électrique et de la température au cours

du temps. Cependant les observations faites au cours de cette période ne sont pas représentatives du comportement hydrologique des points de suivis. En effet, le premier semestre de l'année 2008 a été l'un des plus secs jamais enregistré alors qu'à partir de l'automne 2008, et les années suivantes, les précipitations ont été beaucoup plus abondantes (voir Figure 1.4 de la partie 2).

En termes hydrogéologiques, les sources suivies répondent à trois critères de choix : (1) avoir les plus gros débits annuels supposés, (2) représenter les principales zones d'émergence de secteurs hydrogéologiques clefs, représentés Figure 2.2, et (3) avoir d'éventuelles particularités. Les deux exutoires principaux de l'unité, Port-Miou/Bestouan et le barrage de Dardennes, ont été le premier choix. Ensuite les sources, qui représentent les secteurs des Calanques, du cœur de l'unité, d'Ollioules, de Toulon et de la vallée du Gapeau, ont dû être sélectionnées toujours avec les critères cités précédemment. Il a été considéré, à la vue des travaux de Vernet & Vernet (1980) et Cavalera (2007) que Port-Miou et Bestouan sont des sources représentatives de la zone des Calanques et de la partie NW de l'Unité, ainsi que des drainages profonds de la Sainte Baume. L'équipement de ces sources ne sera pas présenté dans le cadre de cette thèse.

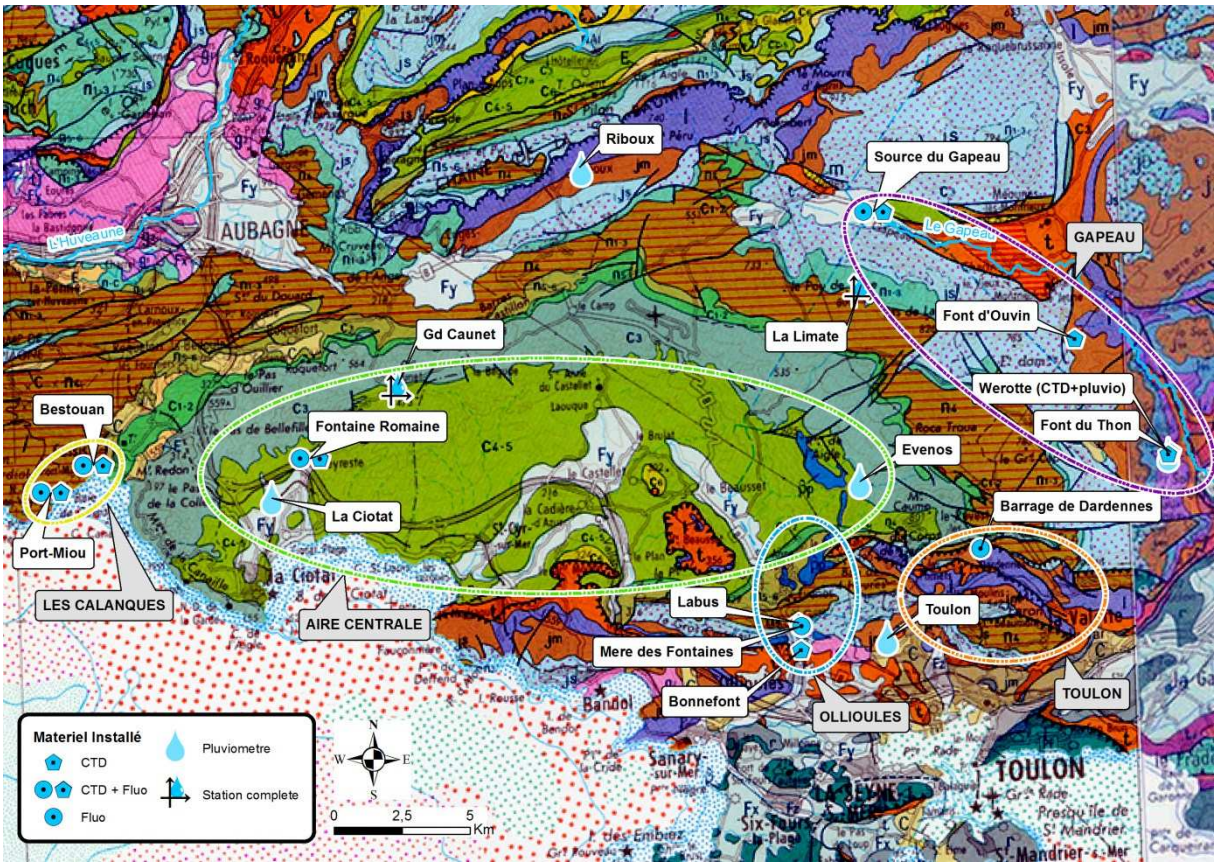


Figure 2.2 : Localisation des équipements enregistrant en continu : sondes et matériel météorologique. Les ellipses représentent les différentes zones de sources qui sont : les Calanques, l'Aire Centrale, Ollioules, Toulon et le Gapeau.

Pour la vallée du Gapeau, quatre sources ont été sélectionnées (Figure 2.2 et Figure 2.3A, B et D) : la source du Gapeau, la Font d'Ouvin, la Font du Thon et la source Werotte. La source du Gapeau a été choisie car elle est représentative de la zone allant de Signes à Gavaudan. Parmi toutes les sources de cette zone, c'est celle qui est la plus pratique d'équipement (protection des appareils, accès, mise en place des sondes et disponibilité des propriétaires). Dans la zone de Belgentier, de

nombreuses sources sont présentes, dont certaines ayant des débits relativement important (>20L/s). Parmi elles, la source de la Font d'Ouvin a été choisie car elle a déjà fait l'objet d'un suivi (Combes, 1976) et qu'un canal calibré avec un déversoir est déjà installé. Pour la zone de Solliès-Toucas, les sources équipées sont celles présentant les plus gros débits : la Font du Thon et la source Werotte. Seule une source a été citée (Durozoy *et al.*, 1969) comme ayant des débits supérieurs : il s'agit de Font Nègre, mais elle n'est plus accessible de nos jours, car jaillissant sous une construction.

Dans la zone de Toulon, les traçages artificiels antérieurs ont montré que les principaux exutoires drainent, en partie, une zone commune (Courbon & Maurel, 2010). Seul le secteur du barrage de Dardennes, déjà choisi car étant l'un des principaux exutoires de l'unité, a donc été sélectionné (Figure 2.2 et Figure 2.3C). Ce sont les fuites latérales du barrage qui ont été équipées pour de multiples raisons : eau renouvelée en continu, site fermé et protégé, facilité d'équipement par rapport au Ragas (aven d'une quarantaine de mètres) ou au plan d'eau (sources dans la retenue). Les autres points de captages possibles et non équipés sont présentés dans les paragraphes suivants.

Concernant la zone d'Ollioules, de nombreuses sources sont présentes. Les trois plus grosses ont été équipées ; il s'agit de Labus, de la Maïre des Fontaines et de la Bonnefont (Figure 2.2 et Figure 2.3E). Il est à noter que la source du Labus est d'autant plus intéressante qu'elle est hydrothermale (Vernet & Vernet, 1980).

Enfin dans la zone centrale, de nombreuses sources sont présentes et caractérisées par de faibles débit généralement <1L/s. Etant donné qu'aucune de ces sources n'a jamais été suivie, l'équipement d'une d'entre elle apparaît nécessaire. De plus le suivi qualitatif effectué au cours de l'année 2008 a montré qu'elles sont caractérisées par des températures anormalement élevées. Parmi toutes les sources existantes, seules trois sont équipables : la source de la Fontaine de Thouron captée par la commune du Castellet, la Fontaine Romaine Saint-Jean à la Cadière d'Azur et la Fontaine Romaine à Ceyreste. Etant donné qu'aucun point n'était encore suivi à l'ouest de l'unité, c'est la Fontaine Romaine de Ceyreste qui a été choisie (Figure 2.2 et Figure 2.3F).

Hormis les sources de Port-Miou et Bestouan, les neuf sources sélectionnées ont été équipées avec les sondes CTD et les fluorimètres (Figure 2.2) ; leurs coordonnées peuvent être consultées en annexe numérique (annexe e3). Chaque source a pu connaître plusieurs sondes selon les pannes ou les spécificités locales ; les périodes d'installation des différentes sondes sont disponibles en annexe numérique (annexe e3). Les installations effectuées sont décrites succinctement pour chaque source. Leur contexte géologique et hydrogéologique, et leur configuration locale sont également exposés. Cela est fait afin de cerner les influences possibles que le site et le type d'installation peuvent avoir sur les données enregistrées.

2.2.2.1 La source du Gapeau

La source du Gapeau sourd à Signes dans une vasque reliée à un canal en pierre, dans un terrain privé. Le fond est occupé par les roches nues et du sable (Figure 2.4). Elle jaillit au gré d'une fracture dans le Crétacé supérieur de la plaine de Signes. Des traçages artificiels ont montré une alimentation de cette source depuis le Massif d'Agnis (Gilli, 2000). Elle est alimentée par ce vaste massif de dolomies du Jurassique supérieur via les calcaires et calcarénites quartzeuses du Crétacé supérieur (Figure 2.3A). Cette source était connue pour avoir des débits importants, 90 L/s moyennés sur l'année (Choquet, 1972).

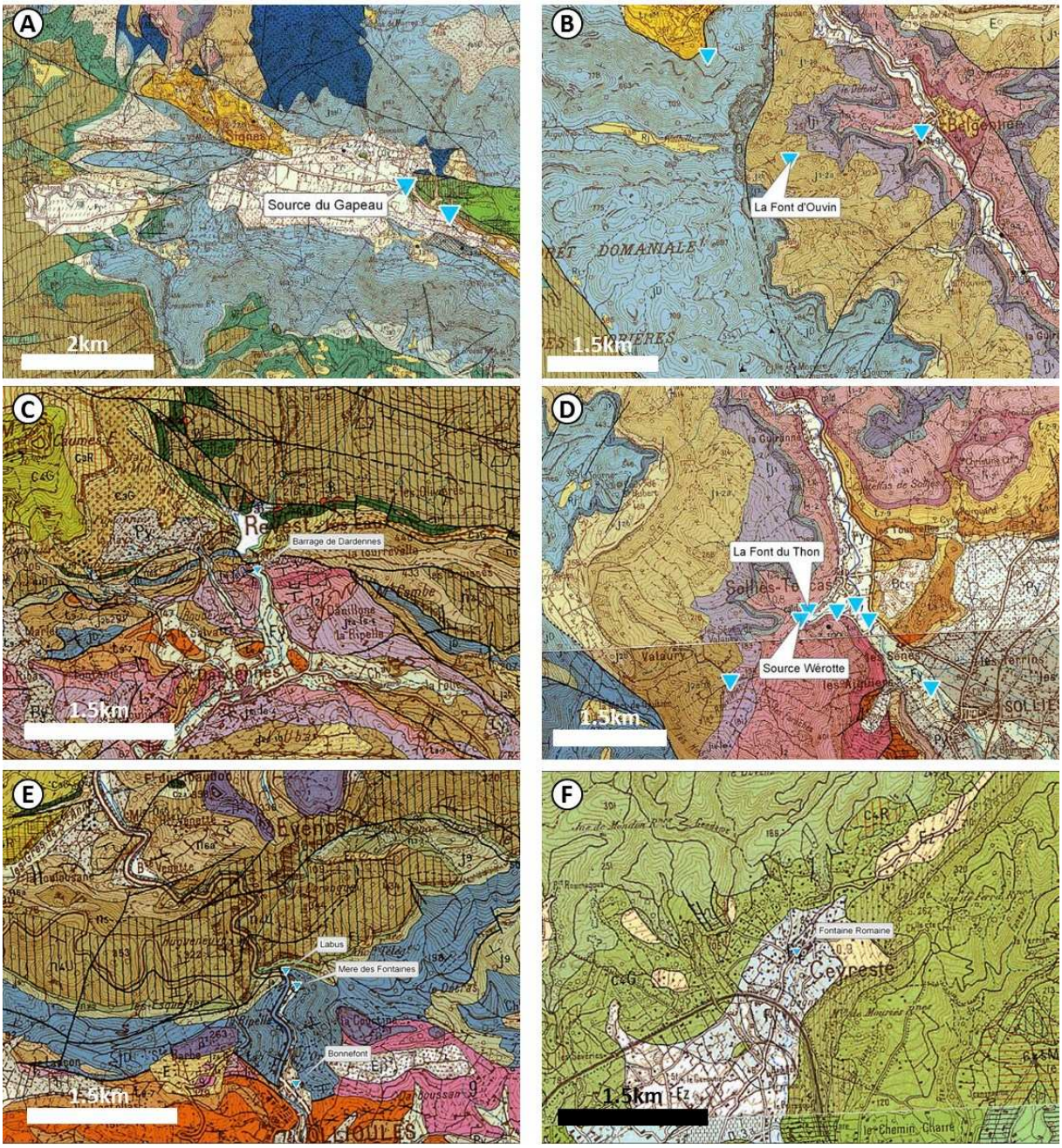


Figure 2.3 : Localisation des sources équipées sur les cartes géologiques au 1/50000 du BRGM. (A) Source du Gapeau à Signes à la charnière de l'Unité du Beausset et du Massif d'Agnis. (B) Source de la Font d'Ouvin à Belgentier située sur les contreforts du Massif des Morières. (C) Conduite des fuites latérales du Barrage de Dardennes en contrebas de la retenue. (D) Sources de la Font du Thon et de Werotte dans le vallon de Valaury, affluent du Gapeau, à Solliès-Toucas. (E) Sources des Gorges d'Ollioules : Labus, source captée de Maïre, ou Mère, des Fontaines et source de Bonnefont. (F) Source-puits de la Fontaine Romaine à Ceyreste.

L'eau est utilisée par les propriétaires qui la captent à l'aide d'un tuyau planté dans la vasque (Figure 2.4). Les prélèvements sont minimes et n'ont pas d'impact sur les niveaux d'eau. La source étant dans un terrain privé, il n'y a pas de problèmes de vandalisme. Elle a été équipée avec une sonde CTD avec mise à la pression atmosphérique et un fluorimètre GGUN30. La sonde CTD a été installée dans un tube PVC percé descendant jusqu'au sable du fond. La partie émergée est protégée des intempéries par un tube PVC à capot vissé ouvert sur le bas pour éviter la condensation. Le fluorimètre est posé directement sur le fond sur la roche nue.

Des problèmes de mesures ont été rencontrés par la sonde CTD, au niveau de la conductivité à cause de la présence de bulles d'air. Le fluorimètre, quant à lui, a présenté des problèmes d'encrassage dus au développement de micro-algues.

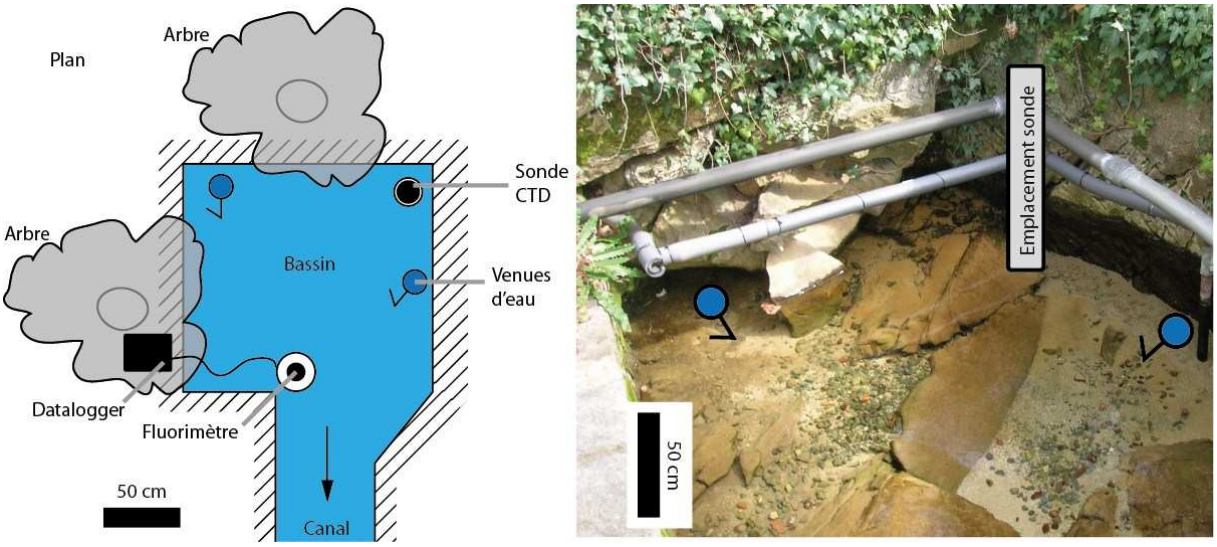


Figure 2.4 : Plan du bassin où jaillit la source du Gapeau avec la localisation des points de suivis. Photographie du bassin avec l'emplacement de la sonde CTD et les zones des principales venues d'eau ; les tubes PVC sont issus des pompes utilisées par les propriétaires.

2.2.2.2 La source de Font d'Ouvin

La source de Font d'Ouvin jaillit au pied d'une falaise au fond du vallon éponyme (Figure 2.3B). Elle coule depuis les calcaires marneux du Bajocien-Bathonien à travers un conduit karstique pénétrable (Figure 2.5A). Elle est en position perchée par rapport au cours du Gapeau. La source avait un débit moyen d'environ 25 L/s sur les années 1971-1974 (Combes, 1976).

Cette source a la particularité de posséder un canal à déversoir en V (Figure 2.5B). L'amont de ce canal est constitué par un porche noyé donnant sur une galerie noyée. La source appartient à la commune et est utilisée à tour de rôle par les riverains pour l'arrosage. La source, bien que reculée, est un espace publique. Il a donc été décidé de cacher une sonde dans un rocher percé (Figure 2.5C) immergé sous le porche de la source. La source a donc été équipée avec une sonde CTD sans mise à la pression atmosphérique. La compensation se fait à l'aide d'une sonde mesurant uniquement la pression atmosphérique qui a été laissé chez des riverains dans le vallon.

Le placement dans le rocher s'est avéré efficace contre le vandalisme et le vol. En effet, la sonde a été déplacée par un tiers sans être ni abîmée ni volée. Cependant, la forme du trou dans le rocher a favorisé le blocage de bulles d'air sur la sonde qui ont affectées la mesure de conductivité électrique, formant des chutes de valeurs artificielles. Ce problème n'ayant pas été résolu, l'enregistrement a été interrompu en août 2010.

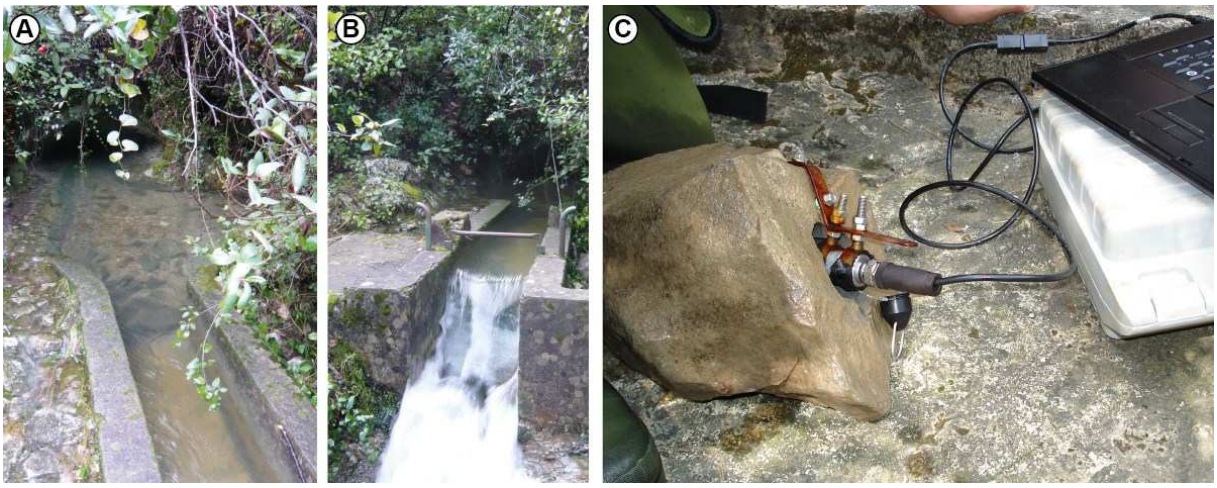


Figure 2.5 : Source de la Font d'Ouvin. (A) Sortie du conduit karstique lors d'une crue. (B) Déversoir triangulaire recouvert par les eaux en crue. (C) Relève des données de la sonde cachée dans un rocher.

2.2.2.3 La Font du Thon

La source de la Font du Thon sourd au contact entre les dolomies hettangiennes et les calcaires massifs du Rhétien (Figure 2.3D). Le point de sortie précis de la source n'est pas connu. Les débits annoncés dans la littérature, 60 L/s en moyenne annuelle, en font une des plus grosses sources de la région de Solliès-Toucas (Durozoy *et al.*, 1969).

Elle est captée dans la commune de Solliès-Toucas pour l'alimentation en eau douce de la ville. L'eau y est pompée et le trop-plein part dans un lavoir via un réservoir souterrain où est installée la sonde (Figure 2.6). Il s'agit d'une sonde CTD avec mise à la pression atmosphérique, qui a été placée dans un tube PVC (Figure 2.6). La salle souterraine est environ à la même altitude que le lavoir sous la chaussée. Deux buses d'évacuation de trop-plein sont situées à mi-hauteur ; la partie émergée de la sonde est légèrement au-dessus de leur niveau.

Etant dans une salle souterraine fermée par une dalle en béton, la sonde n'a pas subi de détérioration. Par contre, les mesures de hauteur d'eau ont été influencées par de nombreux phénomène extérieurs : (1) le rabattement des pompages proches sont enregistrés ; (2) il y a également l'enregistrement de l'ouverture et de la fermeture d'une martelière située dans le lavoir ; (3) lors de la crue la plus importante (entre le 14/12/10 et le 11/01/11), les buses n'ont pu évacuer toute l'eau et le capteur émergé a été noyé.

2.2.2.4 La source de Werotte

La source de Werotte est située à Solliès-Toucas à une centaine de mètres de la source de la Font du Thon. Elle aussi est située au contact entre Hettangien et Rhétien (Figure 2.3D). Elle sourd à flanc de colline et est drainée jusqu'au ruisseau Valaury par un canal souterrain (Figure 2.7). Elle n'apparaît pas dans la littérature, souvent associée au ruisseau Valaury. Le suivi qualitatif effectué au cours de l'année 2008 a montré qu'en termes de conductivité, température et pH, les eaux de Werotte et de Font du Thon étaient différentes.

Cette source est sur une propriété privée. Deux puits d'accès équipés d'échelles permettent d'atteindre la source depuis le terrain du propriétaire. Une sonde CTD avec mise à la pression atmosphérique a été installée dans le puits amont qui est couvert. Ce puits est également le siège d'une installation de pompage privée (Figure 2.7). La partie émergée de la sonde est dans le haut du

puits à 2,50 m de la partie immergée. Le câble les reliant est placé dans un tube PVC pour éviter les mouvements de balancier.

Les pompages locaux n'ont pas d'effets sur les hauteurs d'eau. Par contre des eaux d'arrosage et de piscine s'infiltrent régulièrement dans la source créant des anomalies de conductivité électrique.

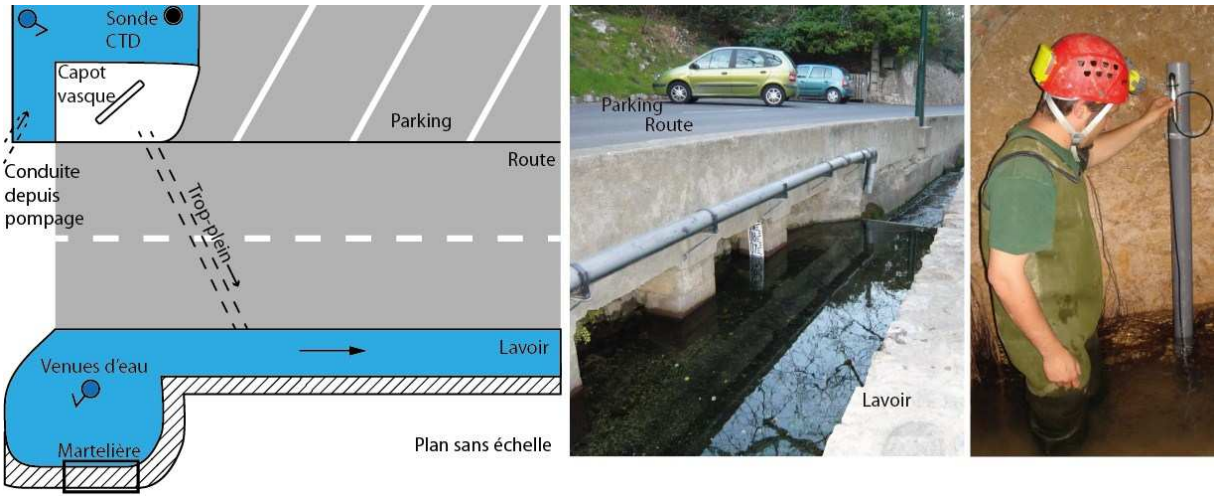


Figure 2.6 : Configuration de l'installation à la Font du Thon (plan sans échelle), avec une vue du lavoir alimenté par la source et une vue du réservoir souterrain où est la sonde.

Figure 2.7 : Lieu d'équipement de la source Werotte, avec une vue de la sortie de la source dans le Valaury et une vue de la salle souterraine où est installée la sonde.

2.2.2.5 Le Barrage de Dardennes

Le barrage de Dardennes présente de nombreuses eaux différentes (Figure 2.8) : les sources jaillissant dans la retenue, la source du Ragas en amont du barrage, le tunnel amenant l'eau de cette source à une ancienne usine, les fuites du barrage donnant naissance au Las et les fuites latérales du barrage récupérées par des drains verticaux se déversant dans une cunette au fond du tunnel rive gauche. C'est le canal récupérant ces eaux d'infiltration latérales qui a été équipé (Figure 2.8). Le barrage est implanté au Revest-les-Eaux non loin de la source vauclusienne du Ragas. En aval de cette source, au contact entre les calcaires du Crétacé inférieur et des marnes du Cénomanien

(Figure 2.3C), 5 sources de natures et débits variables sourdent. Ce sont ces dernières qui sont récupérées par le barrage pour l'alimentation en eau potable de la ville de Toulon. Le débit moyen annuel du barrage est de l'ordre de 500 L/s, tandis que celui des fuites latérales mesurées est aux alentours de 5 L/s.

Un fluorimètre GGUN30 a été installé au niveau des fuites susmentionnées. Ce site a l'avantage d'être sécurisé car fermé par une grille ; il est également à l'abri de la lumière. La sonde a été simplement posée dans le canal où l'eau circule (Figure 2.8), le datalogger étant mis sur le sol à côté. L'installation n'a pas eu de problèmes ni créé d'artefacts. Cependant, il est apparu une dérive de la sonde de conductivité électrique au cours du temps.

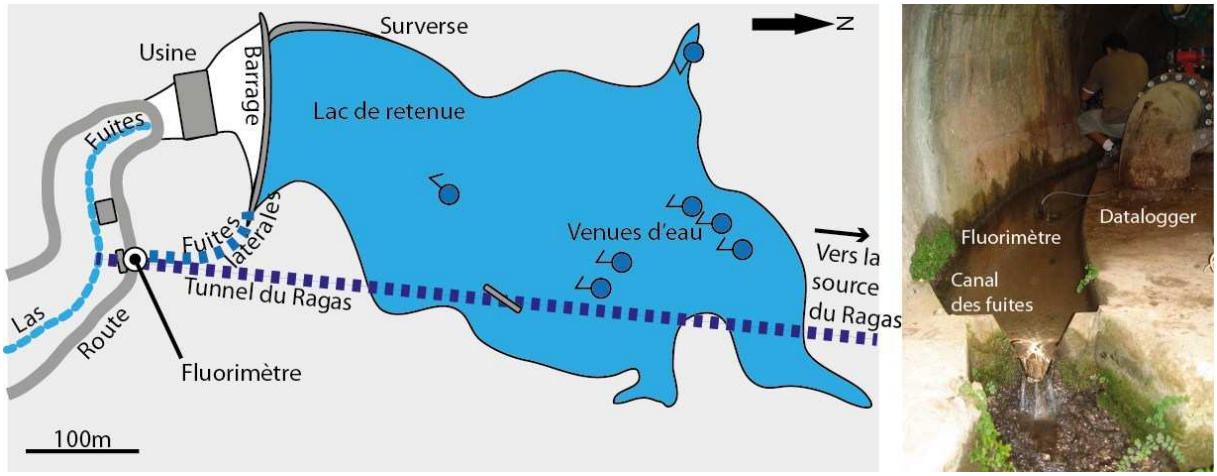


Figure 2.8 : Plan de la retenue de Dardennes, montrant l'emplacement de la sonde, et vue du lieux d'installation.

2.2.2.6 La source de Bonnefont

La source de Bonnefont jaillit non loin du contact tectonique entre le Jurassique supérieur dolomitique au Nord et le Trias calcaréo-évaporitique au Sud (Figure 2.3E). L'eau sort entre des habitations, au niveau d'un conduit karstique vertical. Au cours des visites de terrain, la source a montré des débits très variables (Figure 2.9), qui ont été mesurés par le BRGM en 1965-1967 entre 15 L/s et 850 L/s (Durozoy *et al.*, 1969).

Cette source a été équipée par une sonde CTD avec mise à la pression atmosphérique. Cette dernière a été placée dans un tube en PVC atteignant l'eau (Figure 2.9). La partie émergée est protégée par un capot cadenassé. La sonde étant difficile d'accès, elle n'a pas subi de dégradations.

Le tube contenant la sonde étant à l'extérieur, la température a été affectée par le soleil lorsque la source a été au plus fort de l'étiage. Le niveau d'eau étant alors très bas, l'eau n'a pu agir comme isolant thermique. Par ailleurs, au cours de la période d'enregistrement (2010-2011) des travaux ont été effectués au-dessus du site et en aval. Ces derniers ont créé des perturbations sur le niveau d'eau.

2.2.2.7 La source de la Maïre des Fontaines

La source de la Maïre des Fontaines, ou Mère des Fontaines, est une source qui jaillit, en rive gauche des gorges d'Ollioules, au sein des dolomies du Jurassique supérieur (Figure 2.3E). L'eau provient d'un conduit karstique qui a été exploré en étiage sur une cinquantaine de mètres. La source a des

débits moyens sur la période 1966-1967 autour de 25 L/s (Durozoy *et al.*, 1969). Ces débits varient grandement au cours de l'année.

Cette source est captée par un pompage installé dans le conduit, elle transite ensuite par un bassin avant d'être acheminée par une conduite jusqu'à une usine de traitement à l'entrée de la commune d'Ollioules. La source est emmurée dans un local fermé à clef (Figure 2.10A). Elle a été équipée avec un fluorimètre GGUN30. Celui-ci a été placé dans le bassin de récolte de l'eau de pompage et le datalogger a été placé dans la salle de contrôle électrique plus en hauteur pour éviter d'être noyé en cas de crue. L'eau étant assez turbide, l'appareil a tendance à s'encrasser rapidement. Des phénomènes de dérive de la sonde de conductivité électrique ont également été observés.

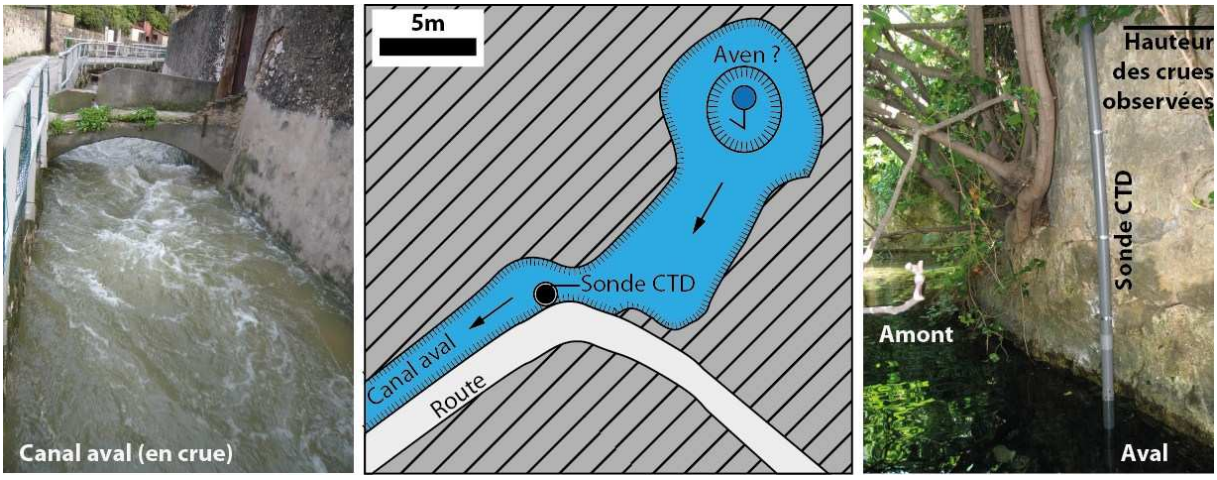


Figure 2.9 : Disposition de la source de Bonnefont avec une vue du canal aval en crue et une vue de la sonde dans ce canal à l'étiage.

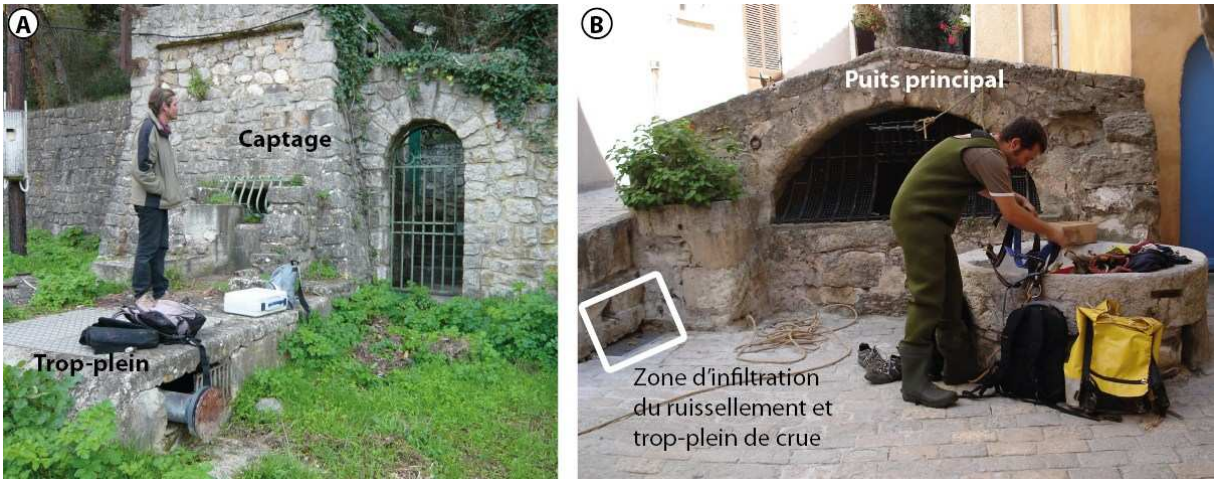


Figure 2.10 : (A) Vue extérieure du captage de la Maïre des Fontaines. (B) Vue extérieure du puits de la Fontaine Romaine.

2.2.2.8 La source du Labus

La source du Labus, connue parfois sous le terme de Mascaron, est renommée dans la région pour son caractère hydrothermal, sa température descendant rarement en dessous de 20°C. Elle était justement utilisée au 19ème siècle pour réchauffer des serres horticoles sur la commune d'Ollioules. Elle sourd à proximité du contact stratigraphique normal entre le Jurassique supérieur dolomitique et

le Crétacé inférieur marno-calcaire (Figure 2.3E). Elle provient d'un conduit karstique exploré sur plus de 100m en plongée (Bréhier, 2008) avant d'être captée par un canal souterrain. Ce canal, appelé Canal des Arrosants, rejoint une salle creusée à même le roc donnant sur un réseau de galeries maçonnées du Moyen-Âge. Outre sa température élevée, elle présente les débits moyens les plus importants des gorges d'Ollioules, avec un débit moyen annuel de 50 L/s environ (Durozoy *et al.*, 1969).

Cette source n'est normalement pas libre d'accès mais de nombreuses personnes transitent par le souterrain. Il a donc été décidé d'équiper cette source avec une sonde CTD sans mise à la pression atmosphérique. La sonde de mise à pression atmosphérique a été mise dans le local de la source de la Maïre des Fontaines distant de 500m environ. Comme à la Font d'Ouvin, la sonde a été placée dans un rocher percé, immergé ensuite au-devant du conduit karstique.

Ce mode de mise en place de l'appareil a permis d'éviter, dans ce cas aussi, vol ou dégradation. Cependant, la forme du trou percé dans le rocher ainsi que la place de la sonde vont induire l'accumulation de bulles d'air (déjà présentes dans l'eau) qui vont faire baisser régulièrement et artificiellement la conductivité électrique. Ce problème a été résolu en changeant le rocher-camouflage.

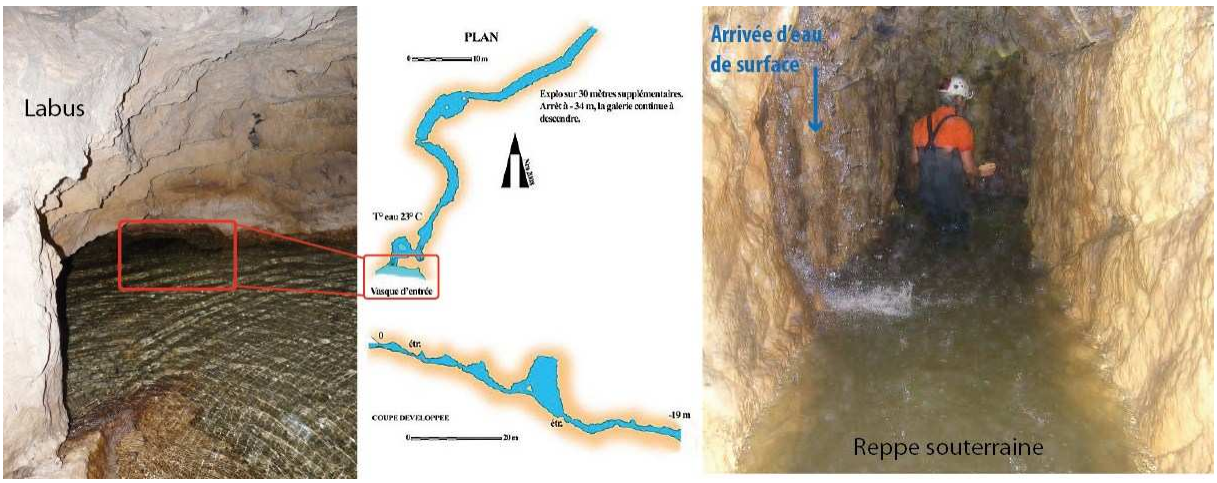


Figure 2.11 : Lieu d'installation de la sonde à Labus, avec la topographie de la partie explorée en spéléoplongée (topographie et exploration Bréhier, 2008) et une vue de la Reppe souterraine lors d'une crue, montrant l'arrivée des eaux de surface (photo C. Liguori).

2.2.2.9 La source de la Fontaine Romaine

La source de la Fontaine Romaine est un puits captant l'eau du Coniacien calcarénitique dans le village de Ceyreste (Figure 2.3F). Elle a un très faible débit, < 1 L/s, mais le suivi qualitatif de l'année 2008 a montré qu'elle avait une chaleur anormalement élevée ainsi qu'une forte minéralisation. Des recherches effectuées par des historiens amateurs ont montré que la source est pérenne depuis la construction, au Moyen-Âge, du puits où elle sourd.

Le puits étant au cœur du village, mais fermé par une grille cadenassée (Figure 2.10B), il a été décidé d'installer les sondes à l'intérieur même du puits sur une corniche. Une sonde CTD avec mise à la pression atmosphérique et un fluorimètre GGUN 24 ont été installés dans un tube PVC fixé à l'intérieur du puits. Le datalogger a été positionné sur une plateforme acier construite pour l'occasion.

L'installation n'a pas provoqué d'artefacts de mesure, si ce n'est la sous-évaluation des variations du niveau d'eau. La sonde originellement installée ne permettait pas de mesurer des hauteurs supérieures à 50cm au-dessus du capteur ; certains pics de crue ont été ainsi écrêtés. Cependant, un système de conduite pluvial (Figure 2.10B) amène les eaux de pluies directement dans le puits

2.2.2.10 Les données enregistrées

Seules les données enregistrées avec les sondes CTD sont présentées ici. Les sept sources équipées de sondes CTD ont connues des problèmes de mesures liés aux configurations locale, décrites dans le paragraphe précédent, ou à des pannes. Cette partie vise donc à montrer comment les données brutes ont été corrigées pour produire celles qui seront utilisées pour les analyses ultérieures. Les données brutes ont été tracées avec les données corrigées pour simplifier la comparaison (Figure 2.12, Figure 2.13 et Figure 2.14). Les données sont décrites source par source dans le chapitre suivant (chapitre 3.2).

Les sondes n'ont pas toutes pu être installées à la même période et elles ont connues des avaries à différents moments. Cependant, les corrections appliquées ont des traits communs d'un site à l'autre. L'ensemble des corrections effectuées par source est présenté dans un tableau de synthèse (Table 2-1). Le détail ne sera pas donné pour chaque source, mais le principe de chaque correction et leur raison sont explicitées.

Source	Paramètres	Date d'installation	Date de fin	Nombre de jours de mesures	Corrections		
					Recalage des fragments de chronique ou par valeurs de contrôles	Interpolation manuelle lors des relèves	Courbes enveloppes
Bonnefont	Hauteur (m)	27/05/09 23:00	18/03/11 09:45	658	OUI	OUI	
	Température(°C)			658		OUI	OUI
	Conductivité (µS/cm)			658		OUI	OUI
Fontaine Romaine	Hauteur (m)	05/08/09 18:00	30/03/11 16:30	602	OUI	OUI	
	Température(°C)			602		OUI	
	Conductivité (µS/cm)			602		OUI	
Font d'Ouvin	Hauteur (m)	12/03/09 12:00	31/08/10 14:15	431	OUI	OUI	
	Température(°C)			431		OUI	
	Conductivité (µS/cm)			402		OUI	OUI
Font du Thon	Hauteur (m)	26/02/09 12:00	12/03/11 18:00	708	OUI	OUI	
	Température(°C)			708		OUI	
	Conductivité (µS/cm)			708		OUI	
Gapeau	Hauteur (m)	11/03/09 13:00	14/04/11 11:00	761	OUI	OUI	
	Température(°C)			761		OUI	
	Conductivité (µS/cm)			761		OUI	µ mobile*
Labus	Hauteur (m)	24/04/09 12:00	12/03/11 18:00	666	OUI	OUI	
	Température(°C)			678		OUI	
	Conductivité (µS/cm)			678		OUI	OUI
Werotte	Hauteur (m)	12/03/09 12:00	18/03/11 15:45	718	OUI	OUI	
	Température(°C)			718		OUI	
	Conductivité (µS/cm)			718		OUI	

Table 2-1 : Périodes de mesures pour chaque sonde CTD avec les corrections appliquées aux chroniques des différents paramètres. Le nombre de jours de mesures prend en compte les arrêts des sondes. * pour la source du Gapeau, la conductivité électrique a été corrigée avec une moyenne mobile à 1h (± 2 valeurs).

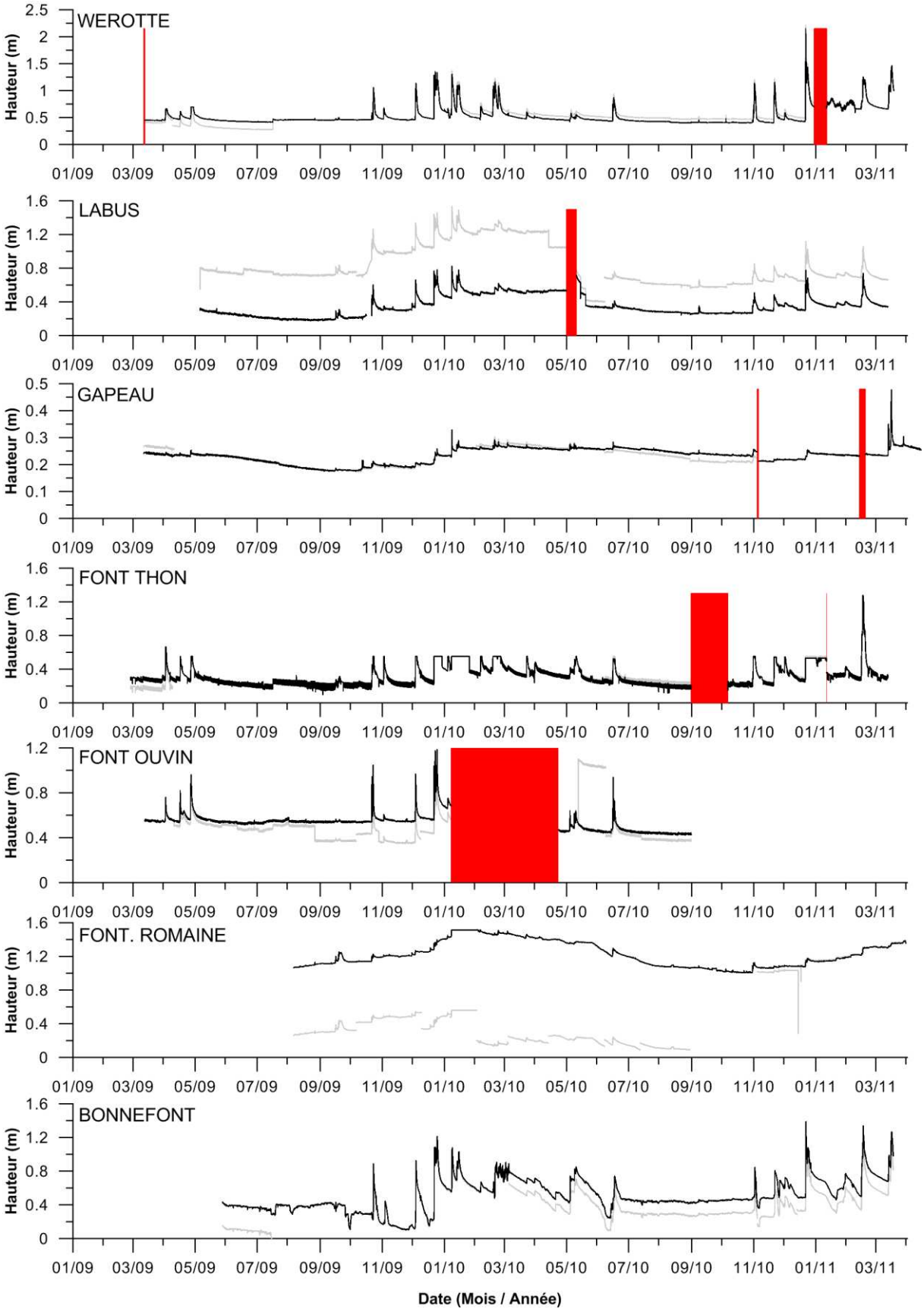


Figure 2.12 : Données de hauteur d'eau (m) enregistrées par les sondes CTD entre mars 2009 et avril 2011. Les données brutes sont en gris, les traitées en noir. En rouge, apparaissent les périodes sans données (sonde enlevée et/ou en panne).

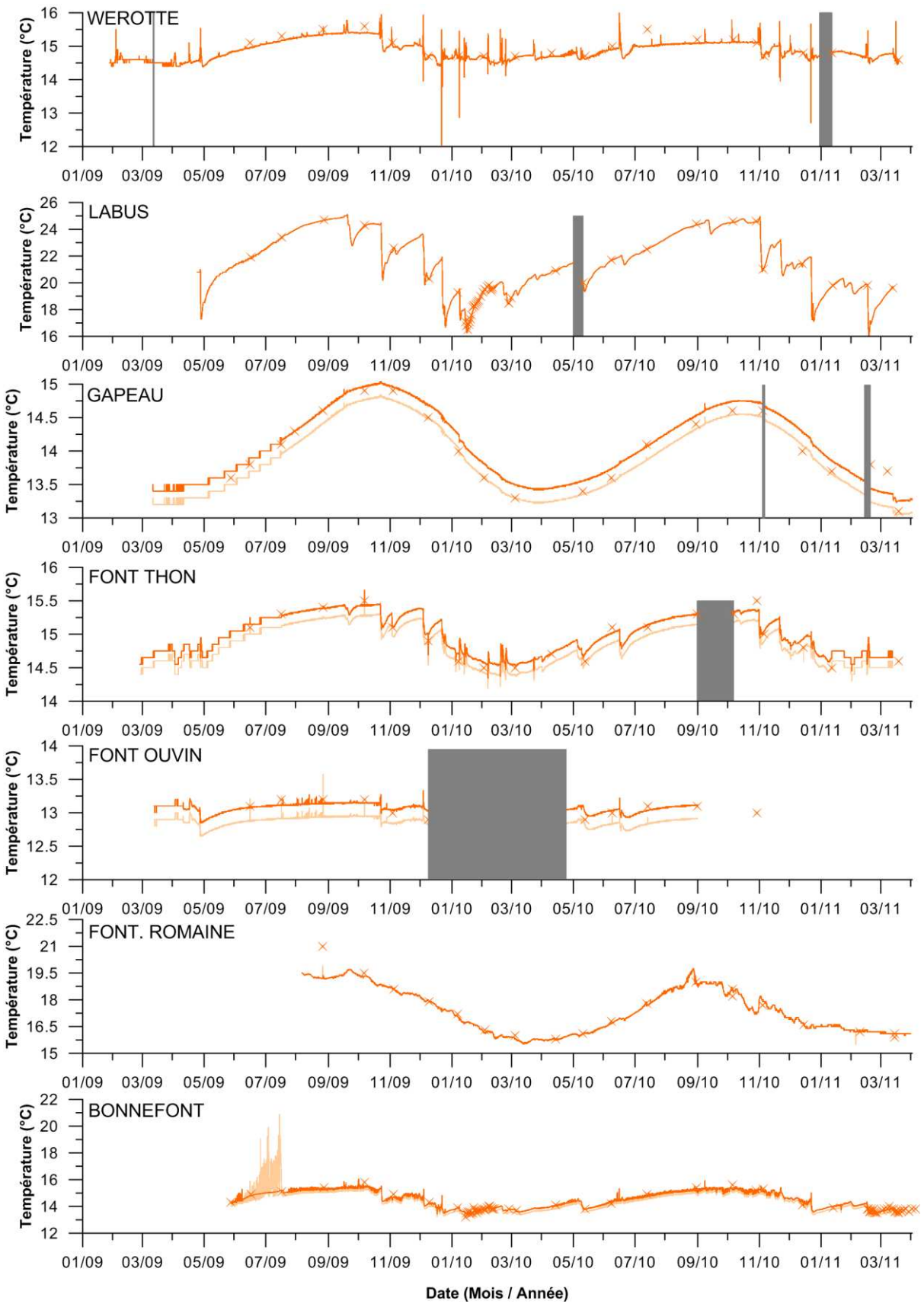


Figure 2.13 : Données de température (°C) enregistrées par les sondes CTD entre mars 2009 et avril 2011. Les données brutes sont en clair, les traitées en foncé. Les aplats gris représentent les périodes sans données (sonde enlevée et/ou en panne). Les croix correspondent aux valeurs de contrôle acquises avec un appareil de mesure de terrain.

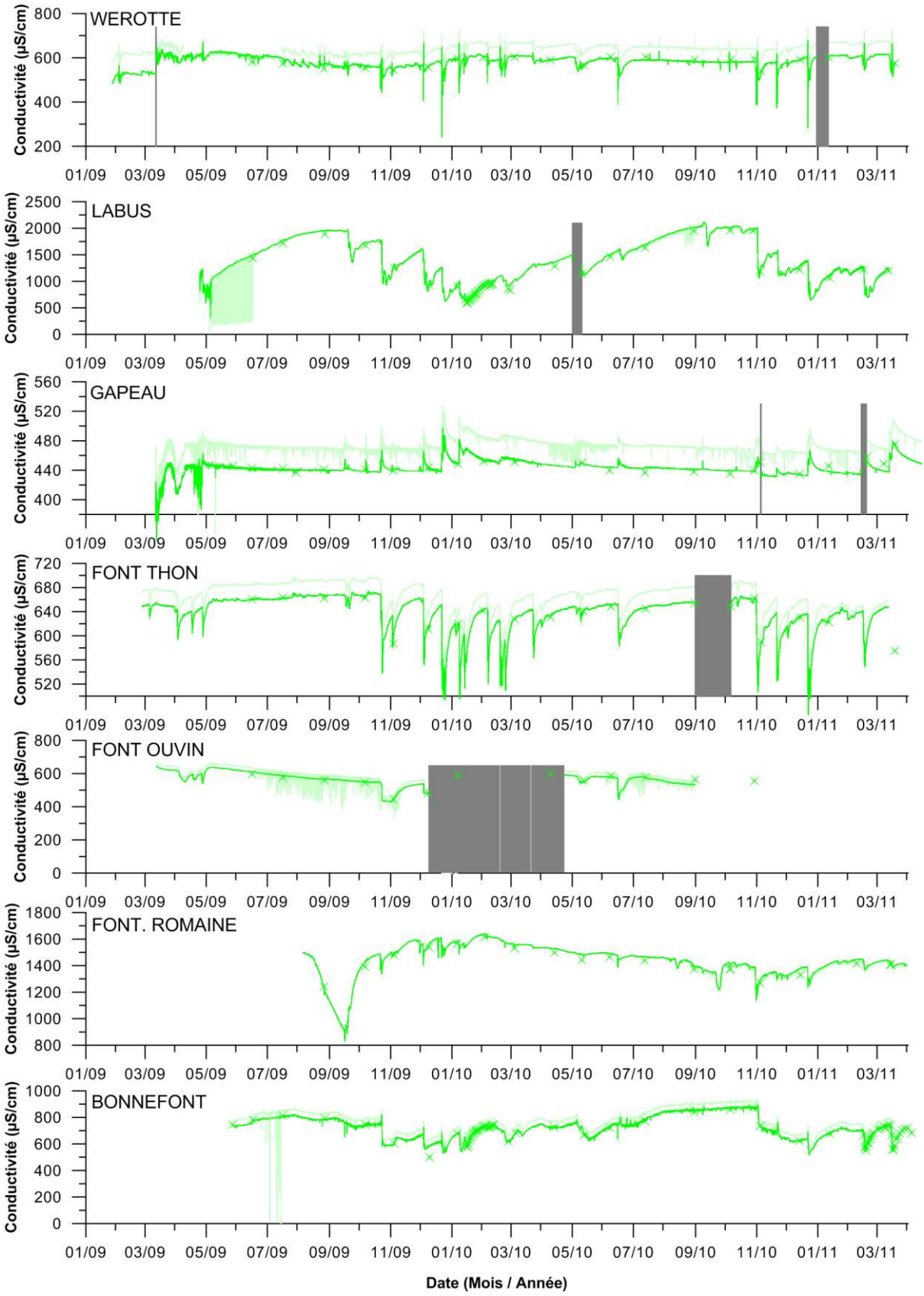


Figure 2.14 : Données conductivité électrique (µS/cm) enregistrées par les sondes CTD entre mars 2009 et avril 2011. Les données brutes sont en clair, les traitées en foncé. Les aplats gris représentent les périodes sans données (sonde enlevée et/ou en panne). Les croix correspondent aux valeurs de contrôle acquises avec un appareil de mesure de terrain.

Les données de hauteur d'eau sont affectées par quatre types d'artefacts : (1) la mauvaise compensation des variations atmosphériques, en particulier pour les sondes sans mise à la pression atmosphérique ; (2) l'altération de la cellule de mise à la pression atmosphérique ; (3) le déplacement par un tiers ;(4) la modification de la position de la sonde à chaque relève de données. La mauvaise compensation des pressions atmosphériques peut être négligée, dans le cas présent, car elle est de très faible amplitude (Figure 2.15). Cet effet est visible sur les chroniques de la source du Labus et de la Font d'Ouvin (Figure 2.12). L'altération de la cellule de mise à la pression atmosphérique est l'artefact le plus difficile à corriger. En effet, cette variation, en-dehors de l'ennoiement de la sonde, prend la forme d'une dérive. Si cette dérive est présente, les données peuvent se révéler inutilisable suivant son intensité. Le déplacement par un tiers peut être corrigé à condition d'avoir un niveau d'eau de référence dans la source. Cet effet a pu être corrigé pour la Font d'Ouvin, mais pas pour la source du Labus où il est visible après la période sans valeur (Figure 2.12). Les modifications de positionnement au cours des relèves sont corrigées aisément. Les dates de relèves étant connues, il suffit de choisir une période de référence et de repositionner tous les fragments de chroniques en fonction. Cette correction a été appliquée à toutes les sources (Table 2-1), et elle est particulièrement visible pour la Fontaine Romaine (Figure 2.12). Les autres corrections apportées aux mesures de hauteur sont des interpolations linéaires entre deux points consécutifs séparés par une donnée manquante. Cela arrive quand, la sonde a enregistré une valeur hors de l'eau lors de la relève.

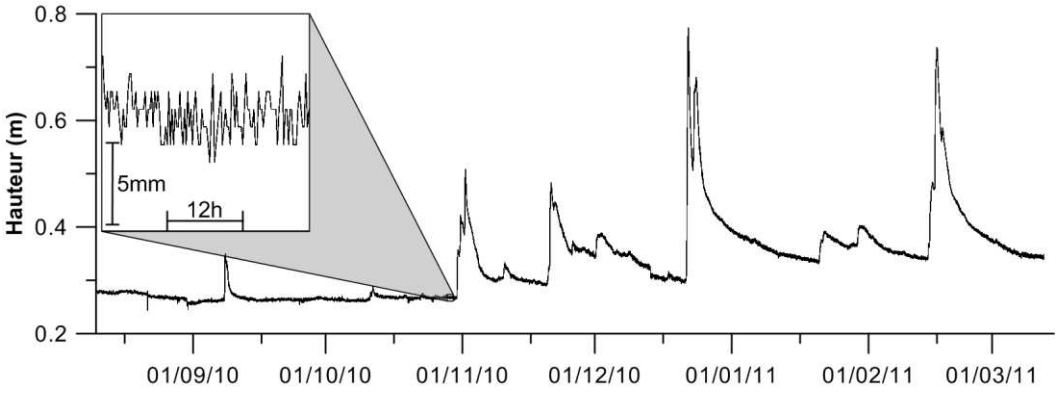


Figure 2.15 : Zoom sur une partie du signal de hauteur de la source de Labus. Les variations dans l'encadré sont de longueurs d'onde horaires et d'amplitudes infra-centimétriques.

Les mesures de conductivité ne sont affectées que par un seul artefact qui est la présence de bulles d'air causant des chutes de valeurs. Cet artefact est facile à corriger car ne créant que des chutes, la vraie série est représentée par la courbe enveloppe des valeurs maximales. Cependant, un tel type de correction induit toujours une baisse de la précision des mesures. Cette correction se voit très bien sur la chronique de la Font d'Ouvin (Figure 2.13), mais elle a été appliquée à d'autres sources (Table 2-1). Ce lissage se fait par interpolation manuelle dans le logiciel Grapher 8 de Golden Software ; les données sont ensuite ré-échantillonnées au pas du quart d'heure. Il est à noter qu'un lissage de type moyenne-mobile a été appliqué à la chronique de conductivité électrique de la source du Gapeau. Ce lissage d'une heure (± 2 valeurs) permet de gommer les variations de conductivité électrique brusques, mais non concentrées sur une partie de la série, dues à la présence de bulles d'air dans la source (Figure 2.13). Les mesures de température, quant à elles, ne sont affectées que par un ensoleillement direct non tamponné par l'eau. Ce phénomène peut être corrigé en prenant la courbe enveloppe des valeurs minimales. Ce type de correction a été effectué seulement pour la source de Bonnefont (Figure 2.13 et Table 2-1).

2.2.3 Les données météorologiques

Une partie de l'analyse des hydrogrammes repose sur une comparaison entre un signal d'entrée, qui peut-être la pluviométrie ou la température atmosphérique, et un signal de sortie qui est l'un des paramètres enregistré en continu aux sources. Les bilans hydriques nécessitent également des données de pluviométrie ainsi que d'autres données météorologiques rentrant dans l'estimation de l'évapotranspiration. Les données météorologiques revêtent donc une grande importance pour l'application des méthodes utilisées ultérieurement dans ce travail. Cependant, l'Unité du Beausset est une vaste zone présentant un relief contrasté, de plus soumis aux influences marines. Ces deux composantes peuvent interagir pour créer des zones où les valeurs de précipitations et d'évapotranspiration sont très différentes (Ahrens, 2008). Pour améliorer la compréhension et la précision spatiale de ces paramètres météorologiques, il est donc nécessaire de multiplier les points de mesures.

Des appareils mesurant la pluviométrie et l'évapotranspiration, sont donc installés dans l'Unité du Beausset. Le but de ces mesures n'est pas de remplacer le réseau déjà existant (MétéoFrance), mais bien de le compléter.

2.2.3.1 Choix des appareils de mesures et des installations

Les bilans hydriques reposent sur le calcul de la pluviométrie efficace. Cette dernière prend en compte, entre autre, la pluviométrie et l'évapotranspiration. Le choix des appareils de mesures installés va donc reposer sur les paramètres nécessaires au calcul de cette pluviométrie efficace. Ces paramètres varient selon les méthodes utilisées pour obtenir l'évapotranspiration. La méthode de référence retenue par la *Food and Agriculture Organization* (FAO) est la méthode Penman-Montheith (Allen *et al.*, 1996), la méthode de Turc est également très utilisée (Turc, 1961). La première méthode, pour calculer l'ETP, nécessite la témpérature de l'atmosphère, la vitesse du vent, l'humidité de l'air et la puissance de rayonnement solaire ; la seconde méthode ne nécessite que la température, l'humidité et le rayonnement solaire. Pour pouvoir récolter ces données, il a été choisi d'installer des stations météo Davis Instruments modèle Vantage Pro 2 Plus Radio et des pluviomètres indépendants, à augets, Davis Instruments 7852 équipés de dataloggers HOBO UA-003-64. Les résolutions, plages de mesure et précisions des différents capteurs faisant partie du matériel météorologique installé sont fournies dans le tableau ci-dessous (Table 2-2), les caractéristiques techniques des pluviomètres sont les mêmes pour les stations météorologiques et les pluviomètres indépendants.

Paramètre	Résolution	Plage de mesure	Précision ±
Précipitations	0.25 mm	/	4 %
Température de l'air	0.1°C	-40°C à +60°C	0.5°C
Vitesse du vent	0.5 m/s	1 à 54 m/s (2 à 193 km/h)	1 m/s (5 %)
Humidité	1 %	0 à 100 %	1 %
Rayonnement solaire	1 W/m²	0 à 1800 W/m²	5 %

Table 2-2 : Caractéristiques techniques des capteurs météorologiques installés.

Le choix du positionnement géographique du matériel a été fait en fonction de paramètres logistiques et climatiques (Figure 2.16) : (1) distance vis-à-vis d'une station MétéoFrance, (2)

représentativité de la zone en fonction de l'altitude et de l'ouverture à la mer, et (3) protection du matériel. Cinq pluviomètres et deux stations météorologiques ont été acquis et installés. Les stations météorologiques ont été placées en deux points clefs :

- à La Limate, sur le Massif de Siou-Blanc, qui représente la zone de recharge supposée d'une partie des sources de la bordure est. Il est situé en altitude (680 m) sur le plateau sommital du massif.
- au Grand Caunet, qui est représentatif du Plateau du Camp. C'est une zone d'altitude moyenne (400 m) soumise aux influences marines.

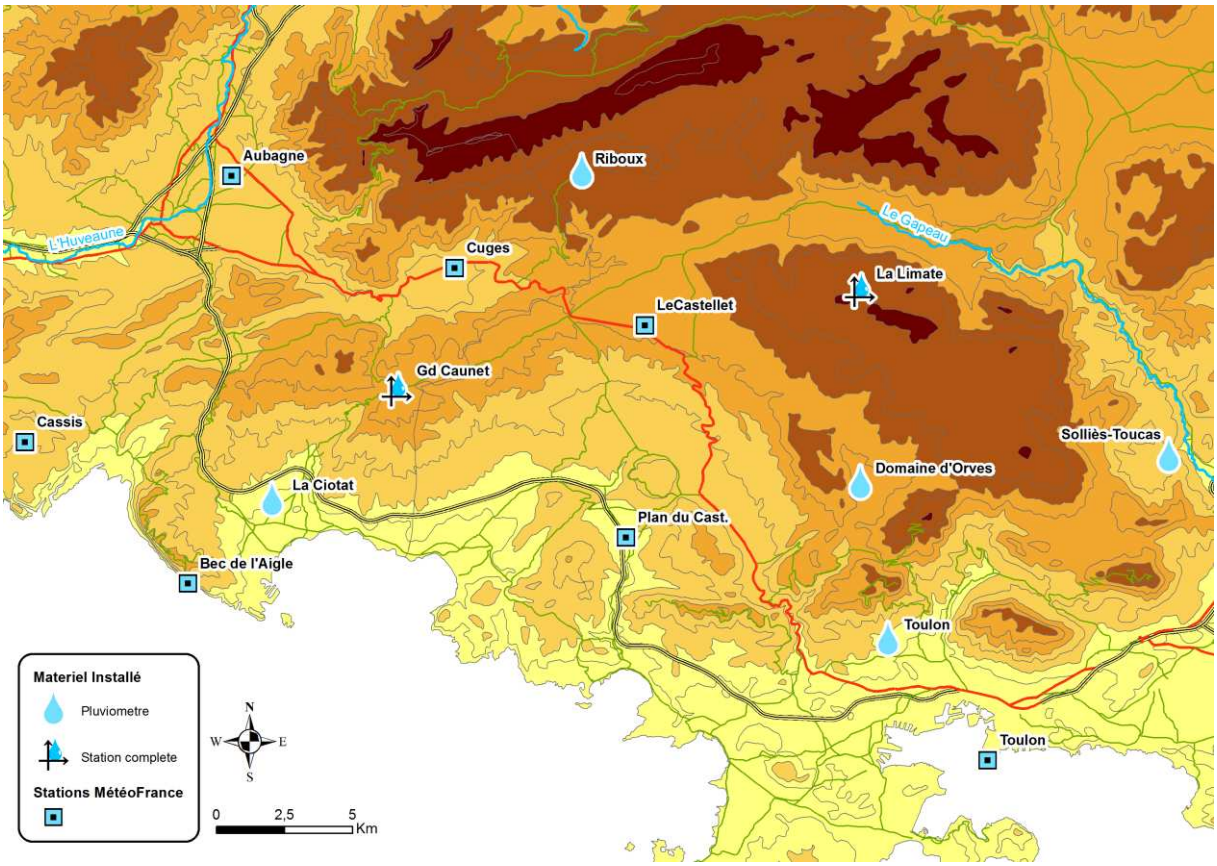


Figure 2.16 : Situation du matériel météorologique installé dans la cadre de l'étude en fonction de l'altitude (représentation schématique du gradient altitudinal en dégradé de marron) et de l'emplacement du réseau MétéoFrance (au 01/01/2009).

Les pluviomètres ont également été installés sur des emplacements qui se veulent représentatifs de zones climatiques particulières :

- à La Ciotat, le pluviomètre est en plaine avant les contreforts du Plateau du Camp. Il est à faible altitude (40 m) et subi les influences marines. Il vise à représenter les plaines de l'aire centrale de l'Unité.
- à Riboux, le pluviomètre est en altitude (54 0m) sur les contreforts de la Sainte-Baume, qui est le contrôle orogénique majeur de l'Unité du Beausset.
- à Solliès-Toucas, le pluviomètre est au cœur de la vallée du Gapeau à une altitude moyenne (140 m) qui est représentative des altitudes de cette vallée.
- à Toulon, l'appareil fait partie d'une série de pluviomètres avec celui d'Evenos (exposé ci-dessous) et de La Limate qui représente l'accroissement du gradient altitudinal de la partie

orientale de l'Unité depuis les Massifs Nord-Toulonnais jusqu'à Siou-Blanc. Le pluviomètre est installé à une altitude basse (80 m) sur les contreforts du Massif du Croupatier.

- à Evenos l'appareil est installé au cœur du domaine d'Orves à une altitude moyenne (350 m) sur le versant septentrional du Mont Caumes.

2.2.3.2 Les données enregistrées

Comme pour les sondes installées sur les sources, les données enregistrées par le matériel météorologique peuvent subir l'influence de facteurs extérieurs ou matériels. Contrairement aux données enregistrées sur les sources, tout artefact détecté sur les mesures ne peut être corrigé et rend la mesure invalide (Figure 2.17). Ces données ont tout de même nécessité un traitement. Tout d'abord, la suppression des basculements involontaires des augets des pluviométres lors des relèves. Dans un second temps, une vérification de l'étalonnage des augets a été faite à l'été 2010 pour éviter une dérive des mesures.

Les problèmes rencontrés ont été, d'une part, d'ordre matériel ; il s'agit de problèmes liés au datalogger des pluviomètres qui sont les éléments les plus exposés aux intempéries et variations thermiques. D'autre part, des problèmes ont été le fruit d'éléments extérieurs : pluviomètres bouchés, nids d'insectes ou encore hordes de sangliers. Les stations météorologiques, à part le Grand Caunet en mai 2009, n'ont pas rencontrées d'avaries ayant influencées les mesures (Figure 2.17). Parmi le panel de pluviomètres déployé, seul celui de Riboux est inutilisable du fait de la trop grande période de non-enregistrement (Figure 2.17).

Les données enregistrées montrent une grande disparité des valeurs (Table 2-3). Celle-ci est due à la fois à un effet orogénique et un effet marin. Entre les années 2009 et 2010, l'ordre des stations selon leur pluviométrie varie, mais l'année 2010 est globalement plus humide que l'année 2009. Pour l'année 2009, la station la plus humide est celle de Cuges avec 948 mm de pluie et la station la plus sèche est celle du Bec de l'Aigle avec 599 mm de pluie. Pour l'année 2010, la station la plus humide est celle de la Limate (l'année 2009 était incomplète pour cette station) avec 1070 mm de précipitations et la station la plus sèche est toujours celle du Bec de l'Aigle avec 625 mm de pluie. En comparant les mois complets, les stations d'Orves et de Solliès montrent de très fortes précipitations, tandis que celle de La Ciotat montre de faibles précipitations proches des valeurs enregistrées au Bec de l'Aigle.

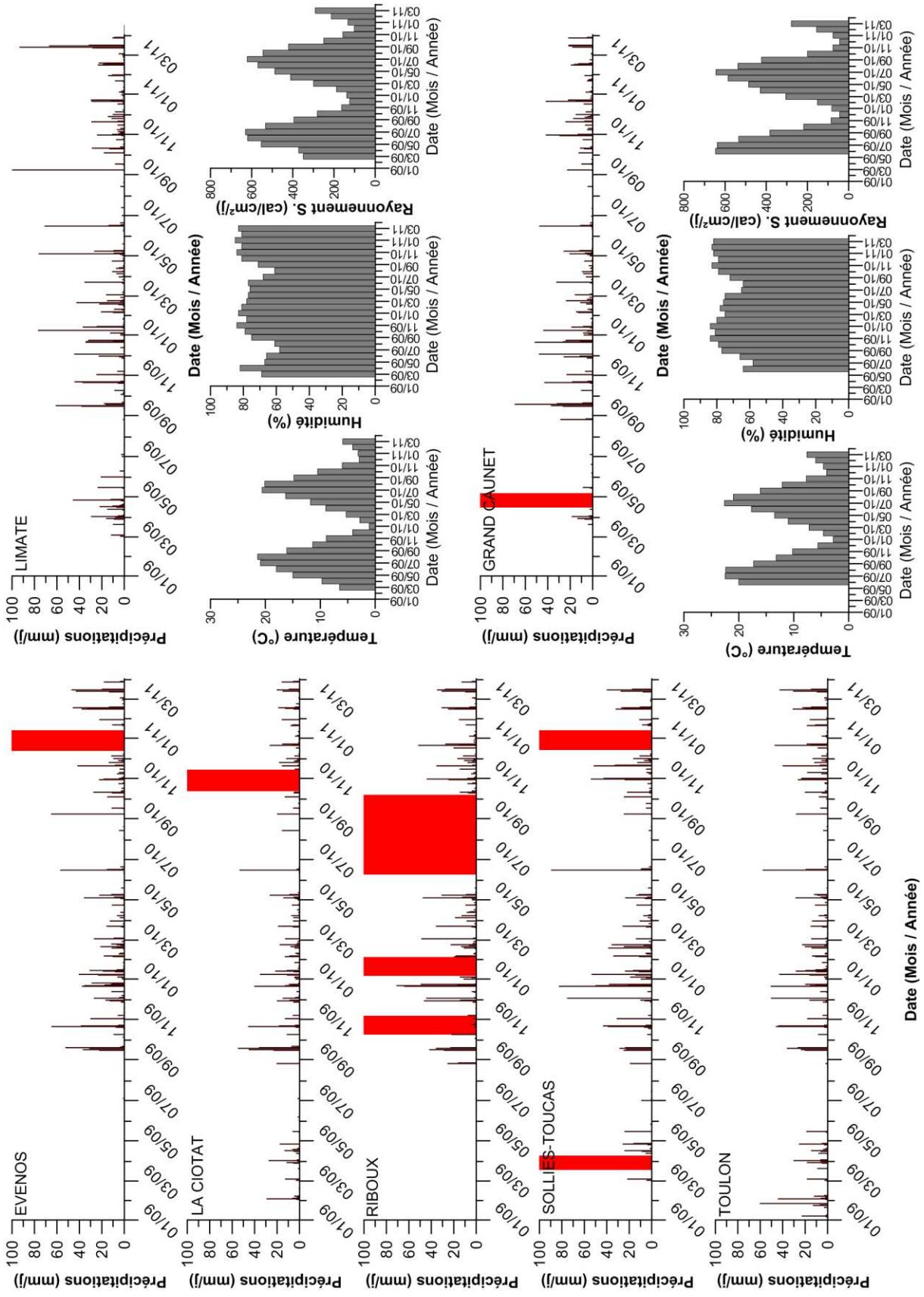


Figure 2.17 : Paramètres clefs enregistrés sur les pluviomètres indépendants et les stations météorologiques. En rouge apparaissent les périodes de pannes des appareils ou de non validité des mesures.

Date	Toulon	Limate	Caunet	Sollies	Orves	Ciotat	Aubagne (MF)	Bec de l'Aigle (MF)	Destrousse (MF)	Cassis (MF)	Cuges (MF)	Castellet (MF)	Plan du Cast. (MF)
janv-09	110					0	96	60	86	89	78	84	83
févr-09	70					47	60	54	53	52	72	48	51
mars-09	61	59	27			36	42	35	53	52	58	63	49
avr-09	105	161	25			78	90	73	84	101	126	103	90
mai-09	20	46	11	26		7	18	10	29	10	13	32	11
juin-09	0	4	4	0		2	12	4	7	4	6	1	2
juil-09	0	5	3	11	1	2	1	2	0	8	1	2	2
août-09	2	1	35	20		20	21	13	47	12	43	4	10
sept-09	107	137	176	100	149	168	122	110	107	191	162	94	75
oct-09	104	105	80	103	129	83	111	80	79	107	82	80	89
nov-09	45	62	74	54	70	55	74	49	73	68	98	89	49
déc-09	155	161	163	272	190	94	140	110	143	132	211	166	133
Bilan 2009	**781**	**741**	**598**	**585**	**539**	**594**	**786**	**599**	**762**	**826**	**948**	**766**	**641**
janv-10	147	165	104	159	144	104	148	108	92	146	98	117	105
févr-10	94	137	86	167	101	65	64	64	65	74	88	67	58
mars-10	51	65	61	60	70	44	77	44	87	59	79	83	53
avr-10	27	47	35	31	28	24	35	27	38	28	44	47	31
mai-10	62	130	76	62	87	64	64	58	65	69	64	113	66
juin-10	80	94	66	111	77	59	85	55	111	110	82	60	51
juil-10	0	5	1	0	0	0	2	0	1	1	0	0	0
août-10	5	4	5	4	6	15	3	11	6	7	9	11	4
sept-10	35	110	37	36	78	27	40	52	51	62	51	70	79
oct-10	91	101	115	136	107		124	106	117	99	118	117	105
nov-10	120	107	93	166	98		70	63	78	116	103	94	102
déc-10	111	104	114			71	82	39	67	54	126	95	84
Bilan 2010	**823**	**1070**	**794**	**931**	**797**	**474**	**793**	**625**	**778**	**825**	**862**	**872**	**737**

Table 2-3 : Bilans des précipitations enregistrées par les pluviomètres installés dans le cadre de cette étude et les pluviomètres du réseau MétéoFrance (MF) proche de l'Unité du Beausset en 2009 et 2010. Les cellules en orange représentent les cellules où les enregistrements ne sont pas complets.

2.3 Les données ponctuelles

2.3.1 Les débits et les campagnes de jaugeage

2.3.1.1 Les méthodes utilisées

Le débit exprime le volume de fluide passant à travers une section transversale d'un cours d'eau pendant un certain laps de temps. Le débit est directement lié à la vitesse d'écoulement de l'eau dans le cours d'eau à travers la section transversale. Cette vitesse n'est cependant pas la même en tout point du cours d'eau à cause des forces de frictions (Figure 2.18). La mesure du débit est réalisée sur le terrain par trois méthodes : par injection instantanée de sel, au micro-moulinet électromagnétique ou à l'aide d'un déversoir.

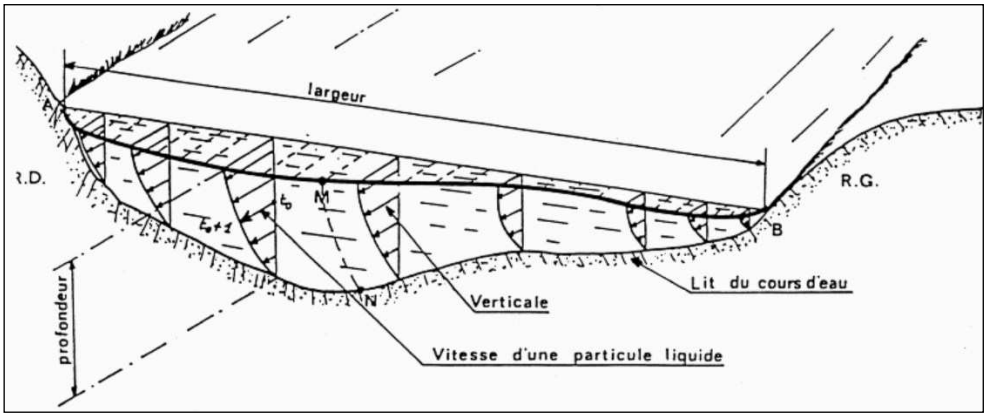


Figure 2.18 : Représentation du débit dans un cours d'eau (d'après Roche, 1963).

La méthode d'injection instantanée de sel consiste à injecter une masse connue de NaCl dans le cours d'eau (préalablement dissous dans un seau d'eau). Le sel va se répartir sur toute la tranche d'eau du cours d'eau et engendrer une augmentation de salinité. Le passage du sel dissous dans le cours d'eau est mesuré à l'aide d'un conductimètre (Aastad & Søgnen, 1954). Le débit est tiré des relations suivantes :

$$\boldsymbol{Q = \frac{M}{T \cdot \Delta C_m}}$$

$$\text{avec } \Delta C_m = C_m - C_i \text{ et } C_m = \frac{1}{T}\int_0^T C_t . dt$$

où *M* est la masse de traceur (kg), *Q* le débit (m^3/s), *T* le temps de passage du nuage salin (s), C_m la concentration moyenne (kg/m^3), C_i concentration initiale (kg/m^3) et C_t la concentration à un temps t (kg/m^3). ΔC_m peut être obtenu grâce au conductimètre selon cette relation :

$$\Delta C_m = \frac{\Delta Cond_m}{2} \text{ avec } \Delta Cond_m = Cond_m - Cond_i$$

avec ΔC_m en mg/L, $Cond_m$ la conductivité moyenne (µS/cm) et $Cond_i$ la conductivité initiale (µS/cm).

Cette mesure de débit a l'avantage d'avoir une précision satisfaisante (aux alentours de 5%), d'être simple à mettre en œuvre pour les petits débits et d'être peu onéreuse (Day, 1977). Cependant, sa validité implique de travailler sur des écoulements turbulents, car les écoulements laminaires ne permettent pas un mélange satisfaisant de la masse injectée.

La mesure de débit par courantométrie consiste à mesurer la vitesse ponctuelle de l'eau du cours d'eau, sur plusieurs verticales et à plusieurs hauteurs à travers la section transversale. Les vitesses sont intégrées deux fois en fonction de la distance : une première fois sur la distance verticale, puis une seconde fois sur la distance horizontale transversale au cours d'eau, donnant ainsi un débit. L'intégration des valeurs a été effectuée en considérant un accroissement linéaire des vitesses entre deux points de mesure. Les mesures de vitesse ont été réalisées sur le terrain avec un courantomètre électromagnétique SEBA FlowSens. Celui-ci a une résolution de 1 cm/s et une précision de 5%. Le courantomètre électromagnétique fonctionne selon le principe de Faraday : un champ électromagnétique est généré autour de la sonde immergée, et l'eau en circulant crée une force électromotrice induite qui est proportionnelle à la vitesse de l'écoulement. Ce type de mesure est facile à mettre en œuvre et la gamme de débit couvert est assez grande (jusqu'à 5 m/s en vitesse ponctuelle). Cependant la précision de la mesure est liée aux nombres de points effectués dans une même section. La section doit donc être accessible sur toute sa largeur et la profondeur d'eau doit être suffisante pour faire plusieurs verticales. Il est apparu au cours des mesures qu'une faible profondeur (<25 cm) pose des problèmes de reproductibilité des mesures. Le courantomètre électromagnétique a été préféré au courantomètre acoustique (ADCP) qui nécessite la présence de particules dans l'eau ; ces dernières ne sont pas toujours présentes dans l'eau des sources.

Le débit à l'aide d'un déversoir est calculé par des lois d'hydraulique reliant débit et hauteur d'eau dans un canal calibré. La loi dépend de la forme du déversoir ; ces lois se retrouvent dans des ouvrages généraux d'hydraulique (Lencastre, 2005). Il en existe de très nombreux types qui sont choisis en fonction du régime de l'écoulement à mesurer. Dans le cadre de ce travail, aucun déversoir n'a été installé. Deux déversoirs sont tout de même présents sur la zone d'étude : le déversoir en V de la Font d'Ouvin et le déversoir rectangulaire de la Font du Thon. La formule reliant hauteur et débit pour un déversoir en V, utilisée ici, est :

$$Q = 1.32 \cdot \tan\frac{\alpha}{2} \cdot h^{2.47}$$

où Q est le débit en m^3/s, α l'angle du sommet en radians et h la charge (m) au-dessus du sommet (Kindsvater, 1957, *in* Lencastre, 2005). A la Font d'Ouvin $\alpha = \pi/2$.

La formule utilisée pour la Font du Thon est celle d'un déversoir rectangulaire à contraction latérale :

$$Q = 1.83 \cdot (l - 0.2h) \cdot h^{3/2}$$

où Q est le débit en m^3/s, h la charge (m) au-dessus du seuil et l la largeur (m) du déversoir (Kindsvater et Carter, 1957, *in* Lencastre, 2005).

2.3.1.2 Les courbes de tarages

Le passage d'une hauteur d'eau au débit se fait par l'établissement d'une courbe de tarage. Il s'agit d'une fonction mathématique de la forme $Q = f(h)$, où Q est le débit et h la hauteur d'eau. Cette courbe est obtenue par des mesures de débit à des hauteurs d'eau différentes. Dans l'idéal, les débits sont mesurés lorsque la hauteur est maximale et minimale, et sur des valeurs intermédiaires.

La hauteur d'eau est suivie pour sept sources dans cette étude grâce aux sondes CTD. La construction de courbes de tarage a été essayée pour quatre d'entre elles : la source de Bonnefont, la source du Gapeau, la source de Labus et la source de Werotte. La source de la Font d'Ouvin et de la Font du Thon possèdent un seuil calibré permettant une mesure direct du débit. Leur utilisation sera détaillée plus loin dans cette partie. Les sortie d'eau de la Fontaine Romaine, bien que pérennes, ne se font que par suintements ou des sorties trop petites pour mesurer un débit précis.

Pour la Bonnefont, six valeurs de débit ont été mesurées (Figure 2.19) à l'aide du courantomètre. Celles-ci présentent une corrélation polynomiale d'ordre 2 avec la hauteur d'eau (R^2 = 0.95). Cependant les plus hauts débits n'ont pu être mesurés, 11% des hauteurs (celles > à 0.75 m) ne sont pas prises en compte par cette courbe de tarage (Figure 2.19). La présence de nombreux seuils, réseau de « béals », en aval de la source rend toute extrapolation de cette courbe non-vérifiable. Cela est également souligné par les deux débits différents de plus de 50 L/s alors que les hauteurs correspondantes sont proches.

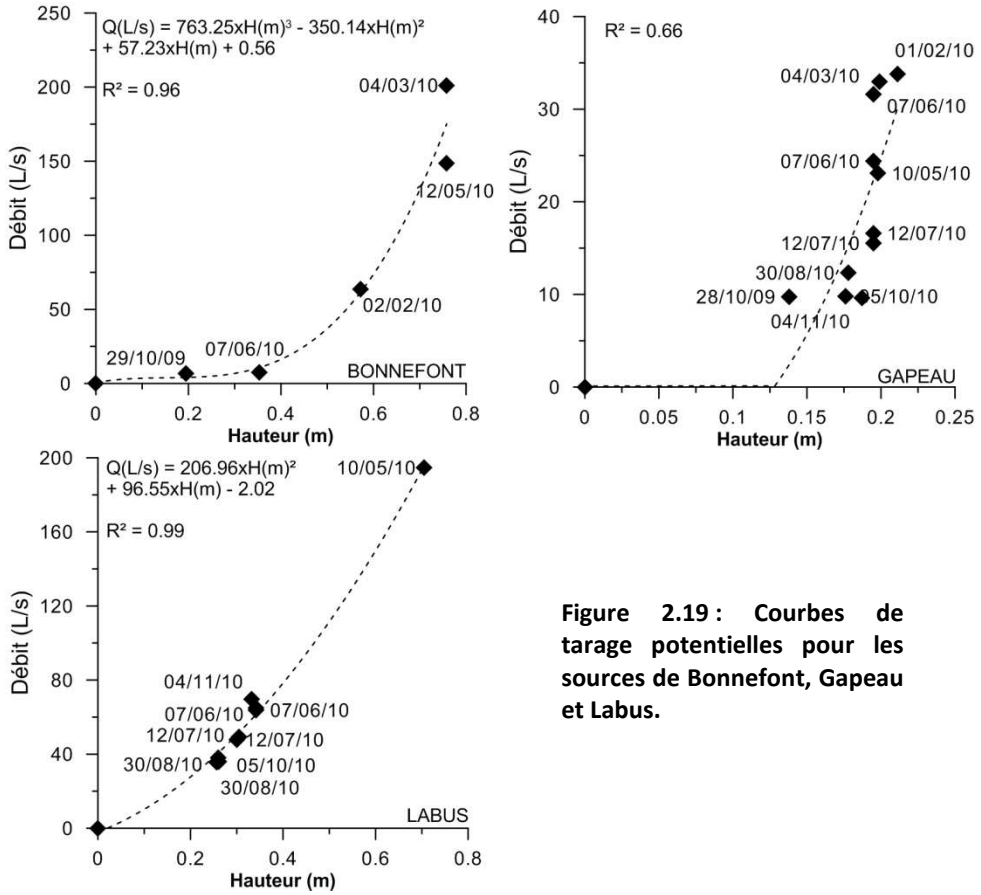


Figure 2.19 : Courbes de tarage potentielles pour les sources de Bonnefont, Gapeau et Labus.

Les mesures de débit à la source du Gapeau ont posé de nombreux problèmes. En effet, la méthode par injection instantanée de sel a montré une grande variabilité de valeurs de débit pour des hauteurs proches (Figure 2.19). Les mesures effectuées au courantomètre n'ont pu apporter de solutions, car la hauteur d'eau dans la source (hors vasque) est faible, généralement inférieure à 20 cm. La courbe de tarage proposée (Figure 2.19) ne l'est que d'ordre indicatif.

Les mesures de débit à la source du Labus ont été effectuées au sel et au courantomètre. Elles sont cohérentes entre elles et montrent une relation polynomiale d'ordre 2 (R^2 = 0.99) avec la hauteur d'eau (Figure 2.19). Cependant, les deux parties de la chronique de mesure de hauteur n'ont pu être recalée ; la courbe proposée n'est donc valable que pour la seconde partie de la chronique (à partir de mai 2010). La fourchette de valeurs de hauteur lors des mesures couvre, tout de même, les bornes de l'intégralité de la chronique à partir de mai 2010.

A la source Werotte, de nombreuses mesures ont été effectuées par dilution de sel. Cependant, elles ont montré une faible cohérence avec celles obtenues par courantomètre. Ce phénomène est probablement lié à une mauvaise dilution du nuage salin à cause d'un écoulement trop laminaire. De plus, les bornes de mesures ne correspondent qu'aux trois-quarts inférieurs des

hauteurs possibles. La présence de vasques dans le conduit de la source rend, ici également, toute extrapolation de la courbe obtenue non vérifiable.

En ce qui concerne les sources ayant un seuil calibré, à la Font d'Ouvin, les débits ont été obtenus grâce au déversoir en V présent à la sortie de la source. Le déversoir a une hauteur 0.23 m à compter de son sommet. Cela permet de calculer des débits jusqu'à 35 L/s. Le canal et le déversoir installés ont été mal calibrés car 4% des mesures se trouvent hors de cette limite. Les enregistrements ont montré que quelques crues ont permis à l'eau de déborder hors du canal. A la Font du Thon, la sonde a été installée dans une salle où l'eau suit les variations de hauteur du lavoir où il y a un seuil calibré, mais la relation entre les hauteurs dans la salle et dans le lavoir n'est pas linéaire à cause d'un système de buses reliant la salle au lavoir. L'écoulement étant très faible dans la salle souterraine équipée, aucune mesure de débit n'a pu y être effectuée. Seul le lavoir a pu fournir des mesures de débit ponctuelles.

2.3.1.3 Les campagnes de jaugeage sur l'Unité du Beausset

Deux campagnes de jaugeages ont été réalisées dans le cadre de ce travail. La première a été effectuée en octobre – novembre 2009. Elle comporte 71 points de mesures qui sont des sources et des écoulements de surface. Le débit de Port-Miou a également été mesuré durant cette campagne par dilution de fluorescéine (Lismonde *et al.*, 2011). La deuxième campagne a été effectuée fin octobre 2010 et couvre 34 points de mesure. Ces 34 points ont été choisis, grâce à l'expérience de la première campagne, de manière à être aussi significatifs. La localisation des points de mesure apparaît dans le chapitre dédié aux bilans (chapitre 5). La liste des points de mesure, le mode de mesure et les valeurs trouvées ont été synthétisés sous forme de deux rapports disponibles en annexe (annexe e4).

Les conditions hydrologiques entre les deux campagnes de mesure sont différentes (Figure 2.21). Elles se sont déroulées toutes deux en fin d'étiage. En 2009, la campagne suivait les premières précipitations de fin d'étiage ; tandis qu'en 2010, la campagne a été effectuée juste avant ces précipitations.

2.3.2 Les prélèvements pour l'hydrogéochimie

2.3.2.1 Les campagnes de prélèvement

Les eaux de sources, forages et surface ont été échantillonnées pour des analyses hydrogéochimiques avec une volonté d'exhaustivité. Les prélèvements ont été effectués pour acquérir (1) les paramètres physico-chimiques classiques, c'est-à-dire la température, le pH et la conductivité électrique, (2) la concentration en ions majeurs dissouts, et (3) la composition isotopique en oxygène 18 et deutérium de l'eau. Les prélèvements ont pris la forme de cinq campagnes qui correspondent à 105 analyses retenues. Au total 55 points différents ont été prélevés au cours des différentes campagnes (Figure 2.20). La liste de l'ensemble des prélèvements pour les ions majeurs et les isotopes est disponible en annexe numérique de ce travail (annexe e5). La localisation de tous les points utilisés pour l'hydrochimie est également en annexe (annexe 7).

La première campagne a été effectuée en février et mars 2008. Suite à des problèmes analytiques, seuls les prélèvements pour les isotopes de l'eau ont été conservés dans ce travail. Seuls 24 points ont été prélevés lors de cette campagne, car les autres n'étaient alors pas connus.

La seconde campagne constitue une campagne particulière, car seuls les points considérés comme les plus importants et accessibles ont été prélevés. En effet, il s'agit d'une période de crue

exceptionnelle pour toutes les sources, en décembre 2008. Certaines sources n'ont pu être atteintes du fait de leur débit. Pour exemple, des vidéos de cette période sont disponibles en annexe numérique (annexe e6).

Les trois campagnes suivantes sont celles qui comportent le plus de points différents. Ces trois campagnes ont été faites dans des conditions similaires en termes de hauteur d'eau. Cependant, les hydrogrammes CTD enregistrés sur les sources suivies permettent de discriminer deux périodes différentes pour ces campagnes. Ceux-ci montrent que la première campagne, effectuée en mai 2009, se situe à la fin d'un pic de crue en fin de période hivernale (Figure 2.21) ; tandis que les campagnes d'octobre 2009 et 2010 sont faites en fin d'étiage (Figure 2.21). La campagne d'octobre 2009 a lieu après la première crue de l'automne, alors que celle d'octobre 2010 se trouve au plus fort de l'étiage.

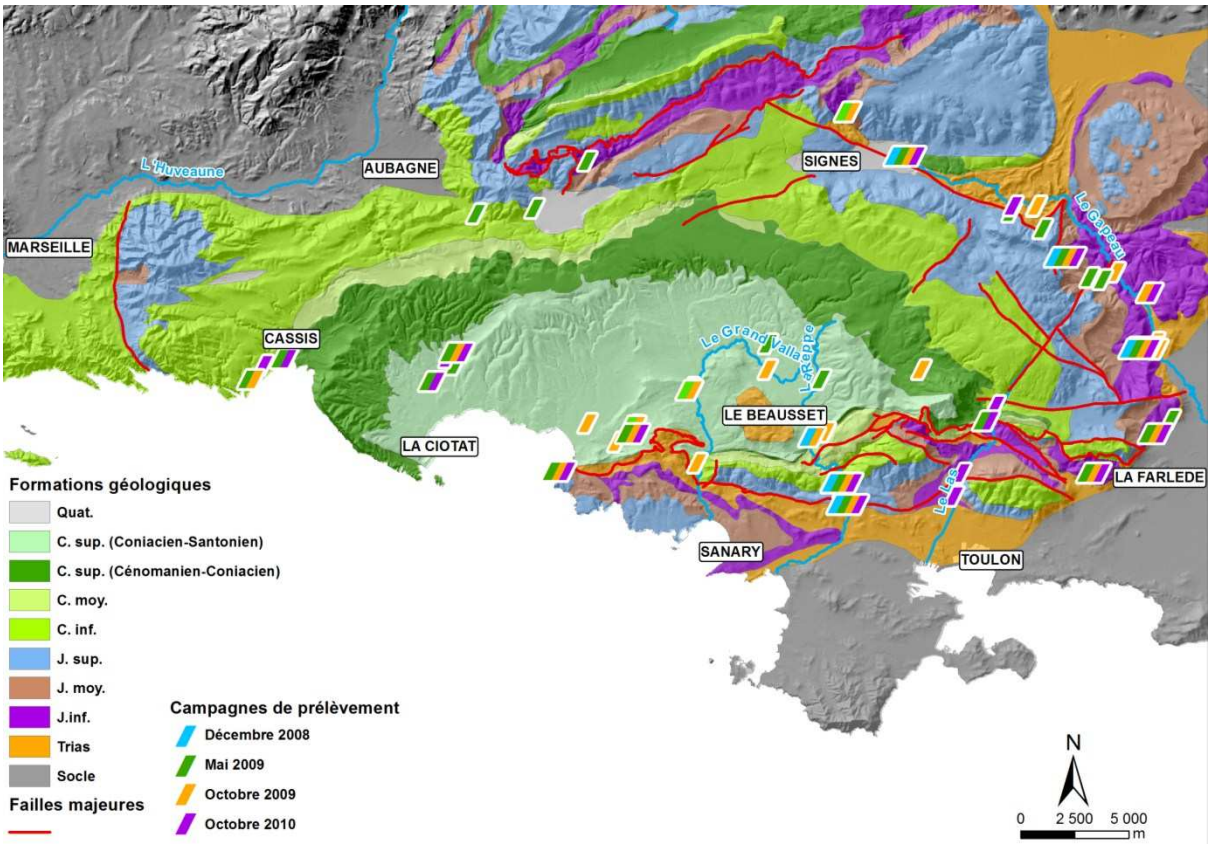


Figure 2.20 : Carte des prélèvements des campagnes hydrochimiques. Les dates des campagnes sont symbolisées pour chaque prélèvement.

2.3.2.2 Les méthodes analytiques

Lors des prélèvements, des paramètres sont mesurés sur le terrain avant les analyses en laboratoire. Il s'agit de la conductivité électrique, de la température, du pH et de la concentration en ions HCO_3^-. Ces 3 premiers paramètres sont mesurés à l'aide d'un conductimètre-pHmètre de terrain WTW 340. La conductivité électrique est donnée automatiquement par l'appareil corrigée pour une température de référence de 25°C. Deux équipes sont intervenues lors des 3 campagnes, chacune équipée d'un conductimètre différent. Les deux conductimètres ont été comparés pour une même eau, mesure faite le 15/10/08 au laboratoire de Géologie de l'Université de Provence. La précision de ces appareils est de ± 1 µS/cm, ± 0.1°C et ± 0.01 unité pH. Les ions HCO_3^- ont été mesurés sur le

terrain par titrage alcalinométrique avec un titreur digital Hach 16900. Ce dosage se fait à l'acide sulfurique 1.6 N avec un mélange de rouge de méthyl et de vert de bromocrésol comme indicateur coloré. Ce procédé mesure le titre alcalimétrique total (TAC), soit TAC = $2.[CO_3^{2-}]+[HCO_3^-]+[OH^-]$. Les eaux prélevèes étant entre 6.5 unités pH et 8,5 unités pH, l'espèce HCO_3^- est dominante ; il peut donc être considéré que le titrage donne la concentration en ions HCO_3^-. Cela est confirmé par des mesures faites en laboratoire, d'échantillons venant de l'Unité du Beausset, disponibles sur la banque de données ADES (ADES, 2011). La précision obtenue est de ± 1 mg/L. A part la température, les trois paramètres mesurés sur le terrain sont remesurés en laboratoire pour comparaison.

Les anions majeurs (Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, NO_3^-, F^- et Br^-) ont été analysés par chromatographie ionique en phase liquide à l'aide du DIONEX DX120 au Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon (LHA). L'incertitude relative incluant la précision de la mesure et l'erreur de répétabilité de cet appareil est inférieure à 3%. Certaines eaux, comme les eaux salées de Port-Miou, ont été diluées 11 fois afin de rester dans la gamme de mesure des appareils. Cette opération a été appliquée à la mesure des anions comme celle des cations. Les cations majeurs (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+ et K^+) ont été mesurés par absorption atomique de flamme avec un spectromètre VARIAN 640, également au L.H.A. L'incertitude relative, incluant la précision de la mesure et l'erreur de répétabilité de cette machine, est inférieure à 5%. Pour les sources saumâtres, le calcium (Ca^{2+}) a été systématiquement dilué 11 fois afin de rester dans la gamme de travail de la machine. La silice a été dosée par complexométrie avec un spectrocolorimètre CECIL CE295. La limite de détection est de 0.1mg/L, avec une précision de 1.5%. Le Carbone Organique Total (T.O.C. ou C.O.T.), lorsqu'il a été mesuré, l'a été avec un Analyser Model 700 de BIORITECH avec une précision de ± 0,1 mg/l.

Les isotopes de la molécule d'eau (^{18}O et ^2H) ont été analysés au LAboratoire Mutualisé d'Analyse des isotopes stables de l'eau (LAMA) à Montpellier. Les mesures ont été réalisées par un spectromètre de masse de type « Isoprime ». La mesure est précédée d'un enrichissement en isotopes stables par automate. Les précisions sont de ± 0.15‰ $\delta^{18}O$ et ± 1‰ δD.

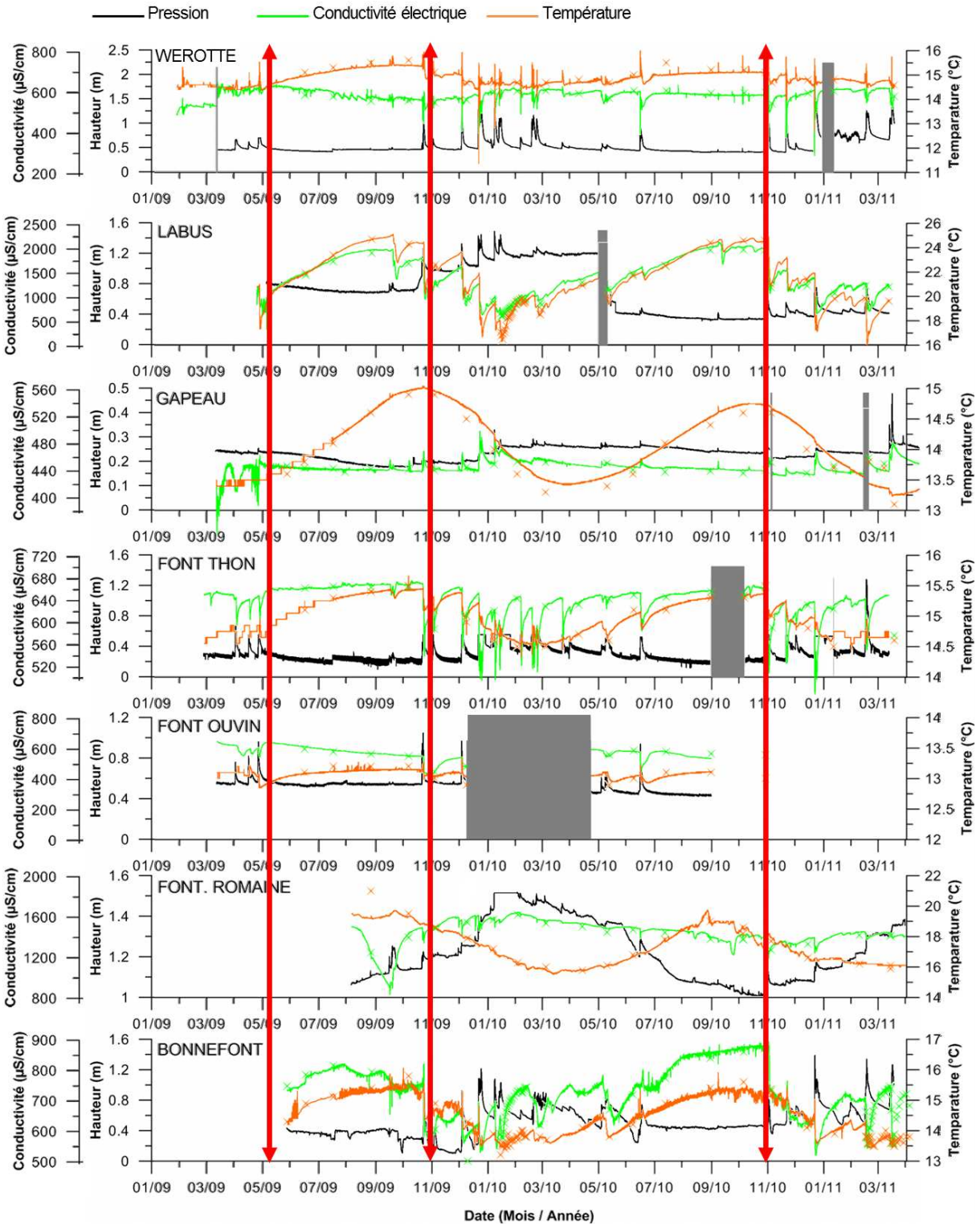


Figure 2.21 : Dates (flèches rouges) des campagnes majeures de prélèvement vis-à-vis du régime hydrologique des sources suivies. La hauteur d'eau est en noir, la température en orange et la conductivité électrique en vert.

3 Analyse des enregistrements *CTD* des sources

Phrases clefs : Les enregistrements CTD des sources équipées sont décrits qualitativement. Ces séries sont également analysées selon la distribution fréquentielle de leurs paramètres CTD, ainsi que selon les principes d'analyses corrélatoires et spectrale. Les corrélogrammes croisés des trois paramètres CTD ont permis de définir une nouvelle méthode de classification des aquifères karstiques. Une méthode de mesure de la fonctionnalité du karst à partir de la conversion des enregistrements CTD en variations colorimétriques est également présentée. L'ensemble de ces analyses permet de définir la contribution du karst et de la matrice dans les aquifères alimentant les sources.

3.1 Introduction

Les données enregistrées en continu en hydrologie remontent au 19ème siècle avec l'apparition des premiers limnigraphes à aiguilles (Touchart, 2002). Les enregistrements sur le milieu souterrain se démocratisent avec les premiers réseaux de surveillance des nappes phréatiques vers le début du 20ème siècle (Pardé, 1932). Ce sont les découvertes des lois d'écoulement dans le milieu souterrain qui vont permettre d'établir le lien entre ces données mesurées et des paramètres quantifiés de l'aquifère. Ces travaux sont ceux de Darcy (1856), sur les écoulements en milieu poreux mais également dans des conduites souterraines, et ceux de Boussinesq (1904) et de Maillet (1905) sur l'étude des courbes de récessions. Alors qu'en hydrologie de surface, les études quantitatives visent à prédire l'évolution des débits (e.g. Lemoine, 1892 ; Hurst, 1951 ; Nash, 1959) ; en hydrogéologie karstique, l'étude de ces hydrogrammes tente d'apporter un éclairage sur le fonctionnement et la nature du système souterrain (e.g. Martel, 1921 ; Schoeller, 1967 ; Mangin, 1984). Schoeller (1948) est parmi les premiers à décomposer un hydrogramme pour quantifier les différentes composantes d'un système hydrogéologique. Jakucs (1959) utilise hydrogrammes et chémogrammes pour prédire l'existence de cavités non observées. La compréhension quantitative des systèmes karstiques passe également par l'étude des courbes de récessions des hydrogrammes, en particulier avec les travaux de Mangin (1975) à la suite des auteurs du 19ème siècle. Pour une synthèse des travaux sur ce sujet, le lecteur peut se référer à Dewandel *et al.* (2003). En hydrogéologie, l'étude des données enregistrées en continu a connu une nouvelle étape avec l'application des outils issus des travaux de statistiques sur l'analyse des séries temporelles (e.g. Jenkins & Watt, 1968). Mangin (1981a, 1981b, 1984) est le premier à appliquer les principes d'analyses corrélatoires et spectrales, simples et croisées, aux séries hydrogéologiques enregistrées en continu aux sources. L'utilisation des classements et d'une décomposition fréquentielle des séries est également appliquée aux séries hydrogéologiques sur le modèle de ce qui est fait en hydrologie, comme les débits classés (Mangin, 1975) ou encore les distributions fréquentielles de variables hydrochimiques (Bakalowicz, 1977 ; Mangin & Bakalowicz, 1980).

L'ensemble des travaux cités ci-dessus réfère à, ce qui est appelée en France, l'approche fonctionnelle (Marsaud, 1997) et, ailleurs, l'approche globale (Jeannin & Sauter, 1998). Cette approche repose sur l'analyse de signaux physico-chimiques enregistrés au niveau des exutoires des aquifères, les sources, ou dans des forages. Dans ces méthodes, l'aquifère est considéré comme un filtre à réponse impulsionnelle. Cela correspond à un filtre transformant un signal entrant de type

dirac en une impulsion de sortie. Le but de telles méthodes est donc de comprendre la structure non-observable de l'aquifère par l'analyse des modifications qu'il va engendrer entre le signal d'entrée et de sortie. La relation la plus couramment utilisée est le lien entre les précipitations et le débit (Dörfliger *et al.*, 2010), mais d'autres relations sont possibles comme le lien entre les précipitations et la turbidité ou la température (Fournier, 2006). Les aquifères karstiques se prêtent bien à ce type d'approches car les signaux de sorties sont la plupart du temps concentrés sur peu de points, c'est-à-dire de sources (Jeannin & Sauter, 1998). Cependant ces approches souffrent de plusieurs défauts. Tout d'abord, les aquifères karstiques sont caractérisés par leur multiplicité intrinsèque, c'est-à-dire qu'ils sont généralement constitués de sous-systèmes en cascade (Edwards *et al.*, 1992). De plus ils ne peuvent être considérés ni comme des systèmes linéaires ni comme des systèmes stationnaires (Labat *et al.*, 2000a ,b, 2002). Enfin, Jeannin & Sauter (1998) soulignent que l'approche fonctionnelle, basée sur les seuls hydrogrammes à l'échelle annuelle, ne peut suffire à comprendre et à classifier les systèmes karstiques car ces méthodes sont trop tributaires des précipitations. Covington *et al.* (2009) précisent que les hydrogrammes vont dans la plupart des cas refléter l'influence de la recharge et dans une moindre mesure celle du stockage. C'est pourquoi, il est nécessaire soit de travailler à une échelle de temps plus courte (échelle évenementielle à saisonnière), soit d'utiliser plusieurs « proxies », hydrogrammes et chémogrammes (Covington et al, 2011). Il est également important d'utiliser plusieurs méthodes issues de ces approches fonctionnelles.

Ces méthodes interviennent lors des phases d'identification et de caractérisation de l'aquifère karstique (Bakalowicz, 1999 ; Dörfliger *et al.*, 2010). Elles vont permettre d'obtenir de nombreuses informations sur les zones non observées de l'aquifère et du réseau karstique comme : les éventuelles connexions à d'autres aquifères, l'intensité et la fonctionnalité du karst, le type de recharge ou encore les volumes exploitables (Marsaud, 1997).

Dans ce chapitre, les données *CTD* enregistrées au cours du temps sont analysées tout d'abord qualitativement, puis selon les principes des approches fonctionnelles pour les sept sources citées précédemment dans cette partie (chapitre 2.2.2). Les méthodes, appartenant à la fois aux domaines des analyses corrélatoires et spectrales (ACS), et à celui des analyses « fréquentielles », sont utilisées ici. Les analyses fréquentielles visent à caractériser, grâce aux probabilités de distribution de classes de conductivité et température, les différentes masses d'eau participant à l'écoulement de chaque source (Bakalowicz, 1977 ; Massei *et al.*, 2007).

Les ACS sont utilisées à travers :

- l'étude des exposants spectraux, qui visent à identifier les différents types de régimes à l'échelle des chroniques considérées (Labat *et al.*, 2000a ; Mathevet et al, 2004).

- l'analyse des spectres de densité, pour identifier des comportements périodiques dans les séries temporelles (Mangin, 1981a)

- et celle des autocorrélogrammes et corrélogrammes croisés, qui est une mesure de l'inertie des différentes sources ou de leur réponse impulsionnelle face à un paramètre de contrôle, comme la pluie ou la température atmosphérique (Mangin, 1981a et 1981b).

C'est l'intégration de ces résultats avec les connaissances « structurelles » de l'aquifère, c'est-à-dire les observations et concepts géologiques, qui permet ensuite sa caractérisation à la fois statique et dynamique (Bakalowicz, 2005). Par ailleurs une nouvelle méthode, de visualisation et d'analyse qualitative des aquifères karstiques par l'intégration des trois paramètres *CTD*, est également présentée en fin de ce chapitre.

3.2 Description des séries temporelles

Dans cette partie, les sept sources équipées sont analysées qualitativement. Cette analyse permet dans un premier temps de décrire le comportement de la source selon les trois paramètres de hauteur, température et conductivité électrique. Ces données ont été synthétisées dans le Table 3-1 pour l'année 2010. Cette année représente le seul cycle hydrologique complet enregistré sur l'ensemble des sources, excepté la source de la Font d'Ouvin dont les enregistrements cours de 2009 à début 2010. Les conclusions issues de ces descriptions seront confrontées par la suite à celles des analyses quantitatives, fréquentielles et corrélatoires et spectrales.

Paramètres	Source	Min	Max	Var	Moyenne	Ecart-type
Hauteur (m)	Bonnefont	0.10	1.39	1.29	0.51	0.19
	FontRomaine	1.00	1.52	0.51	1.22	0.15
	Font d'Ouvin	0.03	0.70	0.67	0.10	0.07
	Font du Thon	0.10	1.28	1.18	0.31	0.12
	Gapeau	0.18	0.48	0.30	0.23	0.03
	Labus	0.17	0.82	0.65	0.35	0.12
	Werotte	0.40	2.15	1.75	0.52	0.16
Température(°C)	Bonnefont	13.43	16.05	2.62	14.54	0.61
	FontRomaine	15.52	19.75	4.23	17.38	1.24
	Font d'Ouvin	12.79	13.33	0.54	13.07	0.07
	Font du Thon	14.34	15.66	1.32	14.98	0.29
	Gapeau	13.23	15.04	1.81	14.07	0.53
	Labus	16.00	25.11	9.11	21.70	2.11
	Werotte	11.38	15.99	4.61	14.87	0.28
Conductivité (µS/cm)	Bonnefont	519	892	373	731	83
	FontRomaine	830	1969	1139	1440	123
	Font d'Ouvin	432	644	212	568	42
	Font du Thon	469	674	205	638	29
	Gapeau	345	497	152	444	10
	Labus	602	2113	1511	1428	385
	Werotte	243	678	435	582	27

Table 3-1 : Valeurs minimales et maximales, ainsi que les écarts maximums, moyennes et écart-types, des paramètres enregistrés au quart d'heure pendant l'année 2010 pour les sept sources étudiées, excepté la Font d'Ouvin dont les données proviennent de la chronique complète.

Les valeurs de hauteur d'eau, en termes statistiques, n'apportent que peu d'informations. Comme elles dépendent grandement de la forme des exutoires des sources, leurs variations ne peuvent être comparées deux à deux seulement en termes de chiffres. Les sources enregistrées présentes des valeurs variant grandement des unes aux autres, mais avec des écart-types autour de 0.1 m. Seule la source du Gapeau présente un écart-type beaucoup faible de 0.02 m (Table 3-1). Par contre, la température et la conductivité électrique peuvent être comparées d'une source à l'autre car toutes les données ont été recalées par rapport à un standard. Ce standard correspond aux appareils de mesures portables, de température et conductivité électrique, WTW 340i qui ont été régulièrement étalonnés et comparés entre eux.

Les températures minimales sur l'année 2010 sont comprises entre 13°C et 14°C, excepté pour les sources de la Fontaine Romaine et Labus qui ont des valeurs plus hautes, respectivement 15.52°C et 16.27°C (Table 3-1). En termes d'écarts annuels de température, les sources s'échelonnent de 1.03°C à 8.68°C. Les sources se répartissent en trois groupes selon ces écarts : (1) des écarts faibles compris autour de 1°C, (2) des écarts élevés supérieurs à 4°C et (3) un groupe intermédiaire ayant des écarts entre 2°C et 3°C. Ces groupes correspondent à trois modes d'alimentation différents : (1) des eaux d'aquifères superficiels ou de profondeur restreinte, (2) des eaux profondes chaudes et (3) une alimentation mixte par ces deux types de réservoir ou alors une influence d'éléments extérieurs comme la température atmosphérique.

La conductivité électrique suit un schéma similaire à la température en termes de répartition des valeurs entre les sources. Trois groupes apparaissent dont les sources sont réparties entre eux de manière identique aux groupes de température (Table 3-1) : (1) des écarts maximums faibles autour 100 µS/cm et jusqu'à 51 µS/cm pour la source du Gapeau, (2) des écarts très élevées supérieur à 500 µS/cm, soit 499 µS/cm pour la Fontaine Romaine et 1486 µS/cm pour Labus, et (3) un groupe intermédiaire composé de Bonnefont avec un écart maximum de 373 µS/cm et la source Werotte qui a un écart de 394 µS/cm.

Les sources de la Fontaine Romaine et de Labus ont donc des températures et des valeurs de conductivité très supérieures à celles des autres sources. Elles montrent par là une origine hydrothermale dont les modalités seront détaillées ultérieurement dans ce travail. Les sources de Font d'Ouvin, Font du Thon et Gapeau ont des écarts faibles, et des valeurs moyennes, de températures et conductivités électriques. Elles représentent les sources d'aquifère karstique de profondeur moyenne. La source de Bonnefont et de Werotte ont des valeurs intermédiaires entre les trois sources précédemment citées et les sources hydrothermales, que ce soit en termes d'écarts ou de moyennes pour leur température et conductivité électrique. Leur position par rapport à l'un ou à l'autre groupe et l'origine de ces valeurs est exposée plus loin dans ce mémoire.

3.2.1 Bonnefont

L'enregistrement de la source de Bonnefont s'étale sur presque deux cycles hydrologiques complets, de juin 2009 à mars 2011 (Figure 3.1). Les données de hauteurs d'eau montrent deux périodes d'étiage (E1 et E2) respectivement de juin à mi-octobre 2009 et de juillet à novembre 2010. La fin de la première période d'étiage est marquée par la crue C1 ; le début du deuxième étiage commence après la décrue de C10 et s'arrête à la crue C12. Lors des deux étiages, la température et la conductivité électrique suivent un cycle d'augmentation diminution dont l'acmé correspond à la période la plus sèche. Pour le premier étiage, la température et la conductivité électrique passent de 14°C à 15.5°C, et de 700 µS/cm à 800 µS/cm. Les maximums de ces paramètres sont atteints en août 2009 pour la conductivité et en octobre 2009 pour la température. Lors du deuxième étiage, ces deux paramètres augmentent lors de la décroissance de l'événement C9, dès mi-mai 2010, et ne sont que peu affectés par la crue C10. Ces augmentations sont respectivement de 1.5°C et de 250 µS/cm. Le maximum de température est atteint en octobre 2010 et celui de conductivité électrique en novembre 2010. La conductivité électrique à la fin des étiages montre une réponse beaucoup plus forte que la température face à l'apparition des crues. La température semble être plus tamponnée, suivant en dehors des crues un cycle annuel, dont les maximums sont aux mois d'octobre 2009 et 2010. Ces observations montrent que la température et la conductivité électrique répondent de manière différente : la deuxième répondant aux précipitations de manière plus importante que la première.

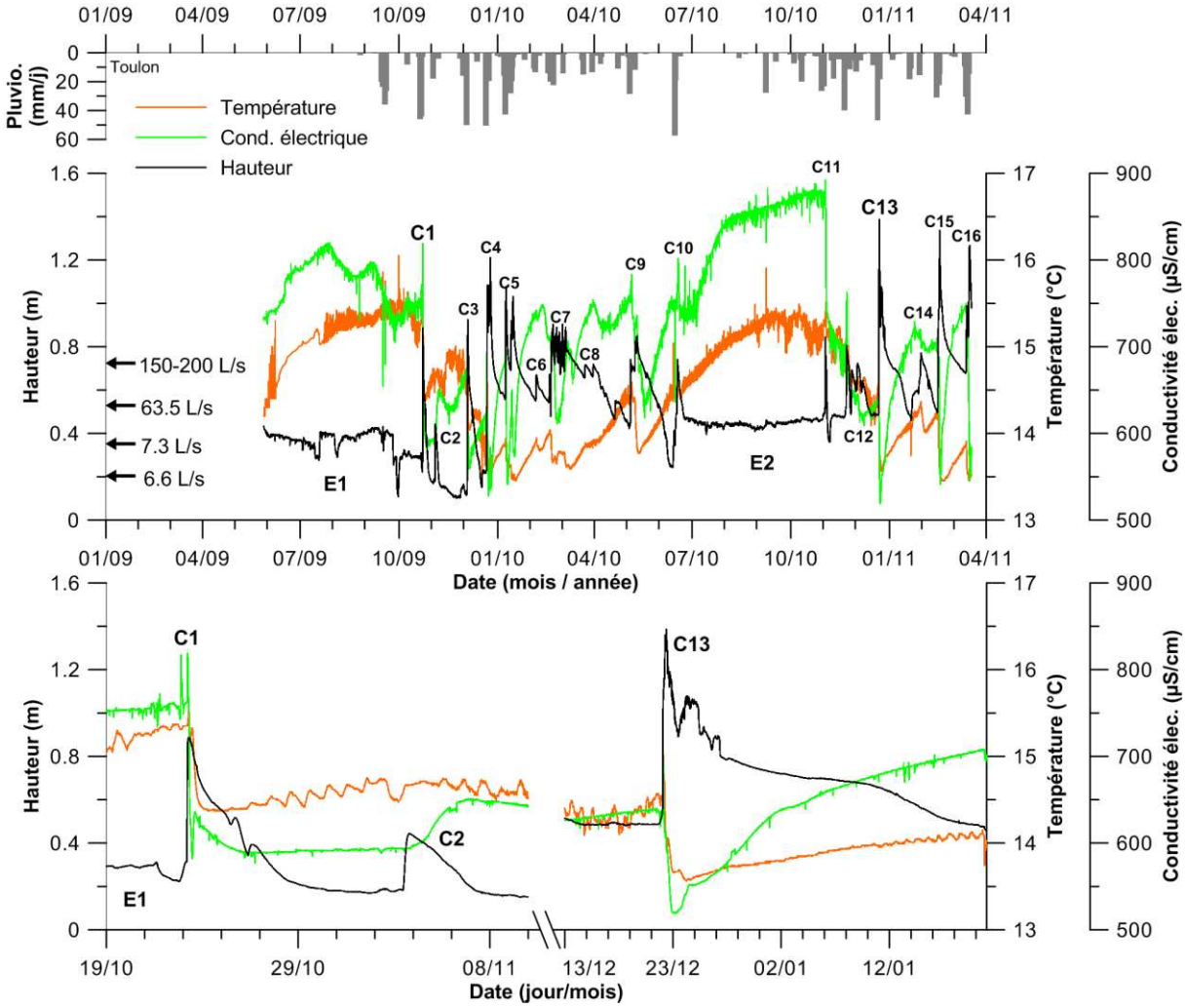


Figure 3.1 : Enregistrement *CTD* de la source de Bonnefont, associé aux précipitations journalières sur la même période. Les périodes d'étiage sont notées « E » et les crues « C ». Deux crues, C1 et C13, sont exposées à titre d'exemple.

Entre chaque étiage, les périodes de hautes eaux sont marquées par de nombreuses crues (Figure 3.1). Ces crues font passer les débits d'une dizaine de litres par seconde à plusieurs centaines de litre par secondes. Selon les précipitations et l'état hydrique antérieur, les crues offrent des modalités et des intensités différentes. La crue C1, qui commence le 23 octobre 2009 et se termine le 30 octobre 2010, est la première crue après l'étiage E1. Elle montre un pic de crue très bref et intense, avec une augmentation de plus de 40 cm. Ce pic s'accompagne quelques heures après d'un décrochage instantané de la conductivité électrique, de 200 µS/cm, et de la température, de 1°C. La température est le paramètre réagissant en dernier. La décrue enregistrée par la hauteur s'effectue en une semaine, elle s'accompagne de plusieurs ruptures de pente. Ce phénomène est généralement lié à un aquifère en amont possédant plusieurs contrastes de perméabilité. La crue C1 est suivie par une crue C2 qui n'a aucun impact sur la température, mais qui fait augmenter la conductivité électrique. Ce phénomène peut être lié à l'arrivée par effet piston d'une eau plus minéralisée.

La crue C13 est apparue au cours de la période des hautes eaux de l'année 2010 (Figure 3.1). Avec plus d'un mètre de mise en charge, elle est plus importante que la C1 en termes d'augmentation de hauteur. Par contre, les baisses de conductivité et température sont plus faibles, respectivement de 100 µS/cm et de 0.5°C. Ces deux paramètres augmentent de manière constante

lors de la décrue jusqu'à la crue C14 suivante. En termes de variations de hauteur, la décrue de C13 est plus complexe avec plusieurs impulsions de l'ordre du décimètre (Figure 3.1). Cette décrue s'accompagne là aussi de variations dans ses pentes.

La source de Bonnefont apparaît comme une source karstique typique avec des crues importantes et instantanées dont les modalités sont fonctions des états hydriques antérieurs, et de la fréquence et de l'intensité des précipitations. Son aquifère est composé de plusieurs médias perméables, comprenant karst et fractures. Les fortes minéralisations, supérieures à 700 µS/cm, et les températures importantes, plus de 15.5°C, enregistrées durant l'étiage montre la contribution d'un réservoir profond dans l'écoulement.

3.2.2 Fontaine Romaine

La source de la Fontaine Romaine a été équipée d'août 2009 à avril 2011 (Figure 3.2). Son enregistrement *CTD* montre un fonctionnement influencé par les saisons. En effet, à part les variations de paramètres liées aux crues, les signaux de température, hauteur et, dans une moindre mesure, de conductivité électrique sont périodiques. Au-delà de ce phénomène saisonnier, cette source est caractérisée par des valeurs élevées de température, comprises entre 15.52°C et 19.75°C, et de conductivité électrique, comprises entre 1141 µS/cm et 1640 µS/cm.

Pour l'année 2009, le plus fort de l'étiage E1 est atteint avant l'installation de l'appareil, donc avant le mois d'août ; tandis que pour l'année 2010, ce stade est atteint en novembre (Figure 3.2). La fin de l'étiage E2 est marqué la crue C11. La température suit un cycle inverse à la hauteur d'eau, son maximum étant atteint durant l'étiage. Cependant, les valeurs extrêmes de ces deux paramètres ne sont pas au même moment, le maximum de température arrivant en septembre 2010. En faisant abstraction des crues, la conductivité électrique semble suivre les mêmes tendances que la hauteur d'eau. En effet, le maximum de hauteur apparaît mi-février 2010, avec une hauteur supérieure de 50 cm à l'étiage ; le pic de crue C5 est écrêté à cause de la sonde utilisée à cette période (Figure 3.2). Le maximum de conductivité est en février 2010 également. La valeur minimale hors-crue de ce paramètre est atteinte juste avant le plus fort de l'étiage E2, entre septembre et octobre 2010, avec environ 1400 µS/cm.

Lors des crues, à l'échelle de toute la chronique, la température semble relativement stable, et la hauteur et la conductivité électrique sont plus impactées. Toujours à cette échelle, la relation entre les variations de conductivité électrique et celles de hauteur varient d'une crue à l'autre (Figure 3.2). Mais les baisses de conductivité sont souvent plus fortes que celles de hauteur, en particulier lors des crues d'étiages. Ce phénomène doit être lié à l'apport d'eau direct sur les sondes par la gouttière pluvial allant dans le puits. Les différences de comportement entre hautes et basses eaux apparaissent par exemple entre les crues C3 et C4 par rapport aux crues C10 et C11. D'un point de vue général, les variations de paramètres sont plus fortes pour une crue d'étiage qu'une crue de hautes eaux. Cela apparaît clairement sur les zooms des crues C6-C7 et C11.

C6 et C7 ont lieu au plus fort des hautes eaux, de mi-février à fin avril 2010 (Figure 3.2). Elles correspondent à des pics de crues de quelques centimètres accompagnés d'une crue d'environ une journée. Les pentes de la période de récession évoluent peu au cours du temps. La température semble peu influencée par ces crues ne montrant une baisse que plus de 10 jours après le pic. Cette baisse de moins de 0.5°C à une longueur d'onde beaucoup plus grande que celles des pics de hauteurs. La conductivité électrique ne diminue que pendant les pics de crue ; et ces baisses ne dépassent pas la trentaine de µS/cm.

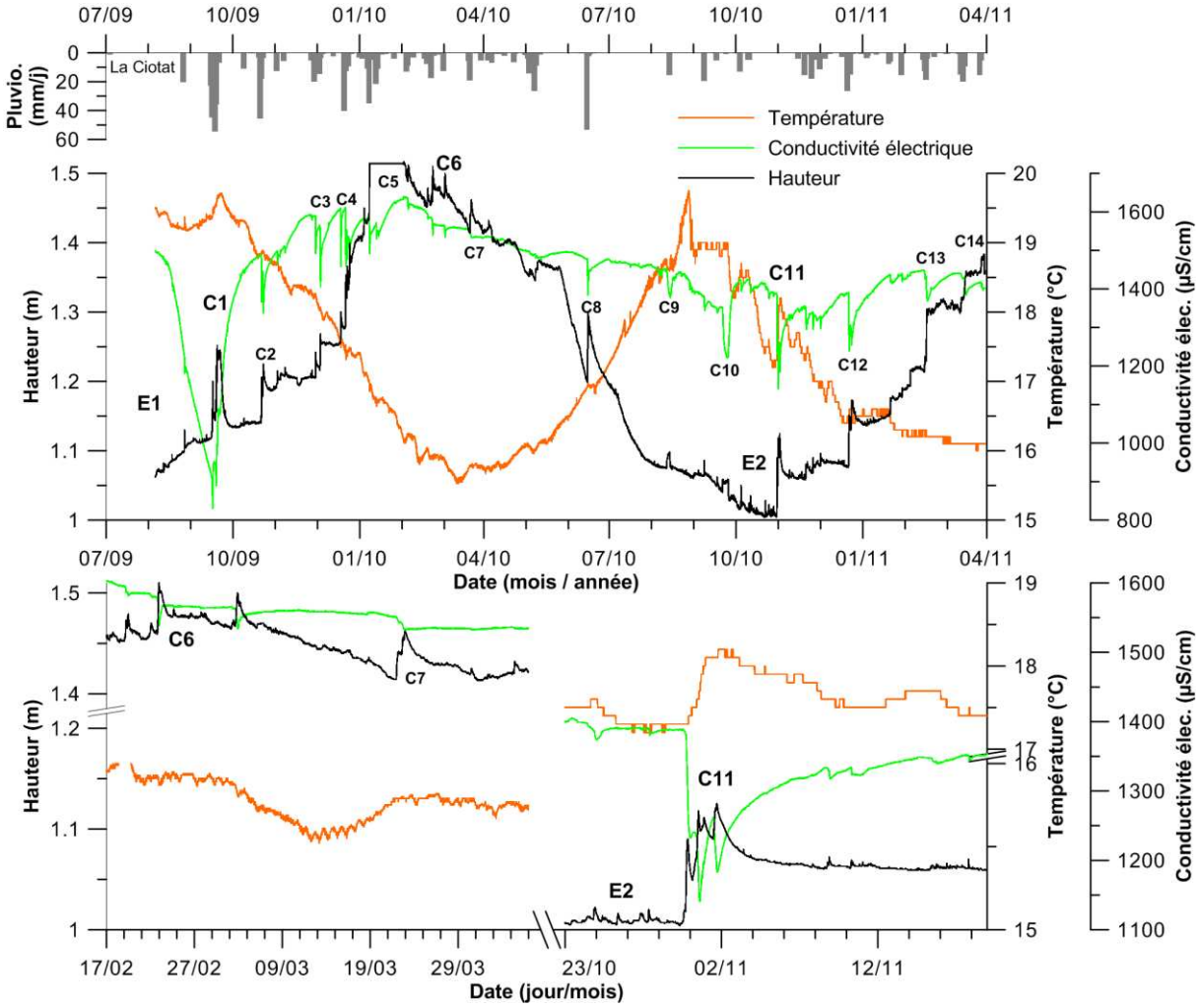


Figure 3.2 : Enregistrement *CTD* de la source de la Fontaine Romaine, associé aux précipitations journalières sur la même période. Les périodes d'étiage sont notées « E » et les crues « C ». Deux crues, C6 et C11, sont exposées à titre d'exemple.

La crue C11 est celle suivant directement l'étiage E2, entre le 1er novembre 2010 et le 10 du même mois (Figure 3.2). D'une durée plus courte que la crue C6, elle impacte plus l'ensemble des paramètres : provoquant une augmentation de hauteur d'une quinzaine de centimètres, une chute de conductivité électrique de plus de 200 µS/cm et une augmentation de température d'environ 1°C. La température est là encore le paramètre le plus inertiel, mais l'onde de crue n'est enregistrée par ce paramètre que deux jours après. Même si les pics de hauteur et de conductivité électrique sont multiples durant cet épisode C11, la décrue reste sur un mode relativement simple.

Au final, cette source a une expression complètement différente des autres sources, puisqu'elle enregistre avant tout des variations à grande longueur d'onde, probablement d'origine saisonnière. Elle est caractérisée par une forte température et minéralisation qui indiquerait une alimentation par un réservoir profond. Ce mode de fonctionnement, associé à la forme des décrues, semble indiquer un aquifère fissuré-poreux. Les fractures permettent la circulation rapide des fluides lors des crues, tandis que le milieu poreux enregistre les variations saisonnières.

3.2.3 Font d'Ouvin

La Font d'Ouvin a été équipée entre mars 2009 et août 2010. Cependant, de nombreux problèmes matériels ont empêchés l'enregistrement d'une chronique complète (Figure 3.3). Les chroniques tronquées montrent : (1) une période hautes eaux jusqu'à mi-mai 2009 se terminant par la décrue de C3, (2) un étiage dont la fin est marquée fin octobre 2009 par la crue C4, (3) une période de crue, où l'enregistrement est interrompu entre janvier et avril 2010, et se terminant par la crue C12 et (4) une période d'étiage commençant en juillet 2010. L'étiage E1 a donc commencé plus tôt que l'E2, cependant les débits y sont identiques inférieurs à 10 L/s. Ces étiages s'accompagnent d'une hausse de la température d'environ 0.4°C et d'une baisse concomitante de la conductivité électrique d'une centaine de µS/cm. Ce phénomène apparaît également durant le deuxième étiage. Il pourrait être lié à différents processus : une circulation dans la zone non saturée ou un réservoir profond. Dans le premier cas, le ralentissement de la circulation, du fait de l'étiage, permet à l'eau de se réchauffer dans l'aquifère et le fait de circuler plus longtemps dans la zone non-saturée favorise la précipitation de calcaire, ce qui provoque une diminution de la conductivité. La deuxième hypothèse implique un réservoir profond, donc plus chaud, plus faiblement minéralisé qui contribuerait de manière plus importante durant l'étiage. Ce dernier point permet de mettre en évidence que cette source est caractérisée par de très faibles variations de température ; ce paramètre a moins de 1°C de variations au cours des enregistrements.

L'autre caractéristique de cette source est l'importance des crues. En effet, même si le débit de base reste relativement constant au cours de l'année, les débits de crues sont importants, supérieur à, au moins, plus de trois fois à ce débit de base (Figure 3.3). Leurs débits n'est pas connu car au-delà de 30 L/s le déversoir n'est plus dimensionné. La crue C3 représente la dernière crue des hautes eaux de 2009 de fin avril à début mai de cette année (Figure 3.3). Elle correspond à une mise en charge totale d'environ 40 cm. Celle-ci se déroule en deux temps : une montée verticale de la valeur de hauteur suivie d'une période d'environ 24h où apparaissent plusieurs pics très rapprochés. La décrue se fait avec une récession à plusieurs pentes et dure moins de 5 jours. La conductivité électrique suit le même mode que la hauteur, avec une chute de 50 µS/cm, si ce n'est que les valeurs d'après crue sont supérieures à celles d'avant crue d'environ 25 µS/cm. Ce phénomène semble lié à l'héritage des crues précédentes qui laissait une conductivité inférieure à sa valeur d'équilibre. Lors de cette crue aussi, la température est le paramètre qui réagit en dernier, avec une augmentation sous forme d'un pic de 0.05°C suivi d'une chute 0.1°C. Ce pic d'avant chute peut ne pas avoir de réalité physique car sa valeur est inférieure à la précision de la mesure. La crue C12, qui a eu lieu durant la moitié du mois de juin 2010, suit le même mode que la crue C3 (Figure 3.3). La seule différence réside dans la plus grande complexité des pics de crue.

La source de la Font d'Ouvin est une source karstique typique dont l'écoulement est dominé par les réseaux karstiques. Son débit est régulé par les précipitations et l'état hydrique antérieur, et non par la saisonnalité. Les particularités majeures de cette source sont liées à la diminution de la minéralisation durant l'étiage, ainsi qu'aux faibles écarts de température. La structure des pics de crue pourrait refléter la complexité des réseaux karstiques en amont de cette source.

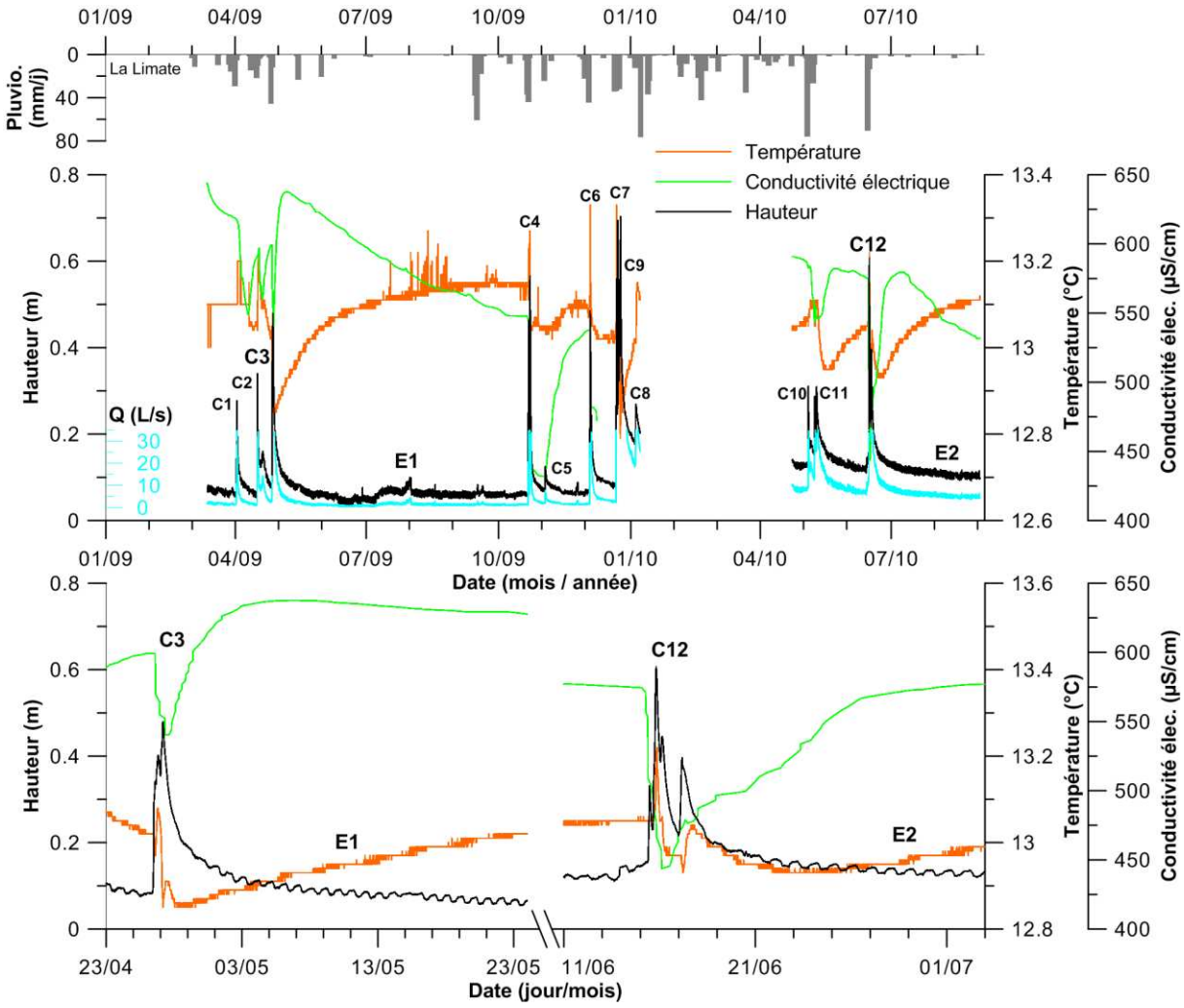


Figure 3.3 : Enregistrement *CTD* de la source de la Font d'Ouvin, associé aux précipitations journalières sur la même période. Les périodes d'étiage sont notées « E » et les crues « C ». Deux crues, C3 et C12, sont exposées à titre d'exemple.

3.2.4 Font du Thon

Les paramètres CTD ont été enregistrés à la Font du Thon durant environ deux cycles hydrologiques de mars 2009 à mars 2011, avec une lacune durant le mois de septembre 2010 (Figure 3.4). Cette source est soumise à trois artefacts principaux. Le premier est lié aux sondes installées, qui étaient limitées en termes d'enregistrement de hauteur d'eau, ce qui a provoqué des écrêtements de crues, comme cela apparaît sur la crue détaillée C5 (Figure 3.4). Les deux autres artefacts sont liés à l'environnement de la source : la présence d'une martelière provoque des baisses et des augmentations brusques de la hauteur comme cela apparaît sous le symbole E1 dans le premier graphique ; le dernier artefact est lié à la station de pompage voisine qui va provoquer des baisses centimétriques du signal à haute fréquence. Ce dernier phénomène peut être vu au-dessous du symbole E1 sur le deuxième graphique.

L'enregistrement de cette source montre deux périodes d'étiage, E1 de mai à novembre 2009 et E2 de juillet à novembre 2010 (Figure 3.4). Ces périodes sont caractérisées par des valeurs constantes de hauteur d'eau, correspondant au débit de base de la source mesuré entre 30 L/s et 40 L/s, et de conductivité électrique, autour de 650 µS/cm. Les périodes d'étiage sont également caractérisées par une augmentation de la température. Celle-ci atteint son maximum en novembre

2010 avec une variation d'environ 0.5°C. Entre E1 et E2, se déroulent les périodes de hautes eaux affectées par de nombreuses crues. Les crues ont pu être mesurées jusqu'à 190 L/s, mais la destruction du lavoir où jaillit la source lors de l'une d'elle laisse penser à des débits pouvant être beaucoup plus importants. Les périodes de hautes eaux sont également marquées par d'importantes baissent de conductivité liées à l'arrivée d'eaux d'infiltration rapide lors des crues. La température, en plus de baisser lors des crues, montre un fonctionnement saisonnier avec un minimum de 14.4°C atteint lors de cette période de hautes eaux.

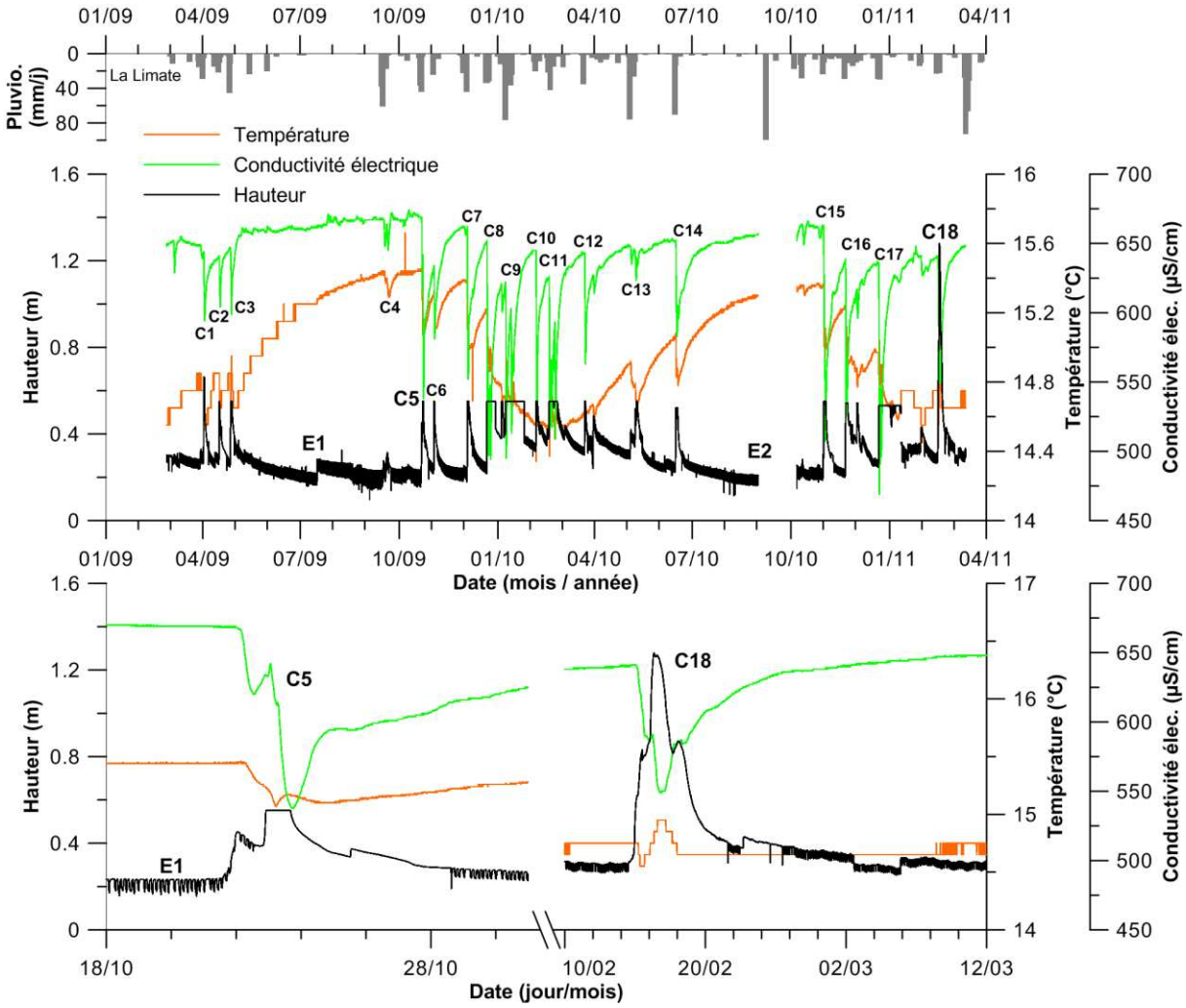


Figure 3.4 : Enregistrement *CTD* de la source de la Font du Thon, associé aux précipitations journalières sur la même période. Les périodes d'étiage sont notées « E » et les crues « C ». Deux crues, C6 et C11, sont exposées à titre d'exemple.

La crue C5 est la première des hautes eaux, suivant directement la fin de l'étiage E1 (Figure 3.4). Son pic de crue est écrêté, mais la partie de récession de hauteur restant montre qu'il y a au moins une rupture de pente. Cela est confirmé avec la récession de la crue C18. La crue C5 dure quatre jours ; elle est bimodale et s'accompagne d'une chute de la conductivité électrique de 150 µS/cm et de 0.5°C. La crue C18 apparaît durant la période des hautes eaux en février 2010 (Figure 3.4). Elle dure environ une semaine et atteint une mise en charge de plus de 1 m. Son pic de crue est progressif et multimodale. La conductivité électrique suit cette plurimodalité et baisse d'environ 100 µS/cm. La température montre une légère baisse de 0.1°C suivie d'une montée de 0.2°C avant de

reprendre sa valeur initiale. Ce mode de fonctionnement lors des crues montrent un aquifère karstique mais également fissuré ou macro-poreux. Le réseau karstique ou les modes de recharges provoquent des pics de crues plurimodaux.

3.2.5 Source du Gapeau

Deux cycles hydrologiques ont été enregistrés à la source du Gapeau, depuis mars 2009 jusqu'à avril 2011 (Figure 3.5). Les signaux de cette source sont différents des autres. La température suit une variation purement saisonnière dont les maximums sont atteints mi-octobre 2009 et 2010 avec des valeurs de respectivement 14.9°C et 14.8°C. La hauteur d'eau semble suivre cette tendance, avec un minimum atteint en octobre 2009. Entre mai 2009 et octobre 2009, la baisse constante de la hauteur d'eau et l'absence de crue indique bien l'existence d'une période d'étiage E1. Cependant, passé le maximum de la hauteur de base atteint en février 2010, il est difficile de définir une deuxième période d'étiage. Ces hauteurs de base correspondent à des débits compris entre 10 L/s et une vingtaine de litres par secondes. Hormis l'événement A1 qui est probablement d'origine métrologique, la conductivité électrique varie peu entre 440 µS/cm et 480 µS/cm, tout au long de la chronique.

Les crues sont marquées par des augmentations de la hauteur d'eau et de la conductivité électrique. Cette dernière ne diminue jamais en dessous de sa valeur de base. La crue C1 marque le début de la période des hautes eaux ; elle dure environ 24h le 16 septembre 2009 (Figure 3.5). Elle correspond à une très faible mise en charge d'un centimètre, et est associée à une augmentation de 10 µS/cm de la conductivité électrique et de 0.1°C de la température. Cette crue enregistre ce qui peut être considéré comme un effet piston : une eau plus ancienne, plus chaude et plus minéralisée est expulsée durant le pic de crue. Cependant, les eaux d'infiltrations rapides n'apparaissent pas à l'exutoire. La crue C14 qui est la plus importante de la chronique apparaît, en mars 2010, dans la période où le niveau moyen est plus haut de 5 cm que celui de l'étiage E1 (Figure 3.5). La mise en charge enregistrée est de 30 cm. Celle-ci est constituée de deux pics plurimodaux séparés de deux jours. La récession de chaque pic dure environ le même temps que la montée de crue, c'est-à-dire moins de 24h. Etant donné, sa faible durée il est difficile d'établir l'existence de ruptures de pente sur cette partie du signal. La conductivité électrique augmente, quelques heures après chaque pic de pression, d'une vingtaine de µS/cm. Sa décroissance est cependant beaucoup plus longue, plus que les dix jours de chronique restants. La crue C1 de fin d'étiage apparaît comme différente de la crue C14 caractéristique des hautes eaux probablement du fait de l'état hydrique antérieur.

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

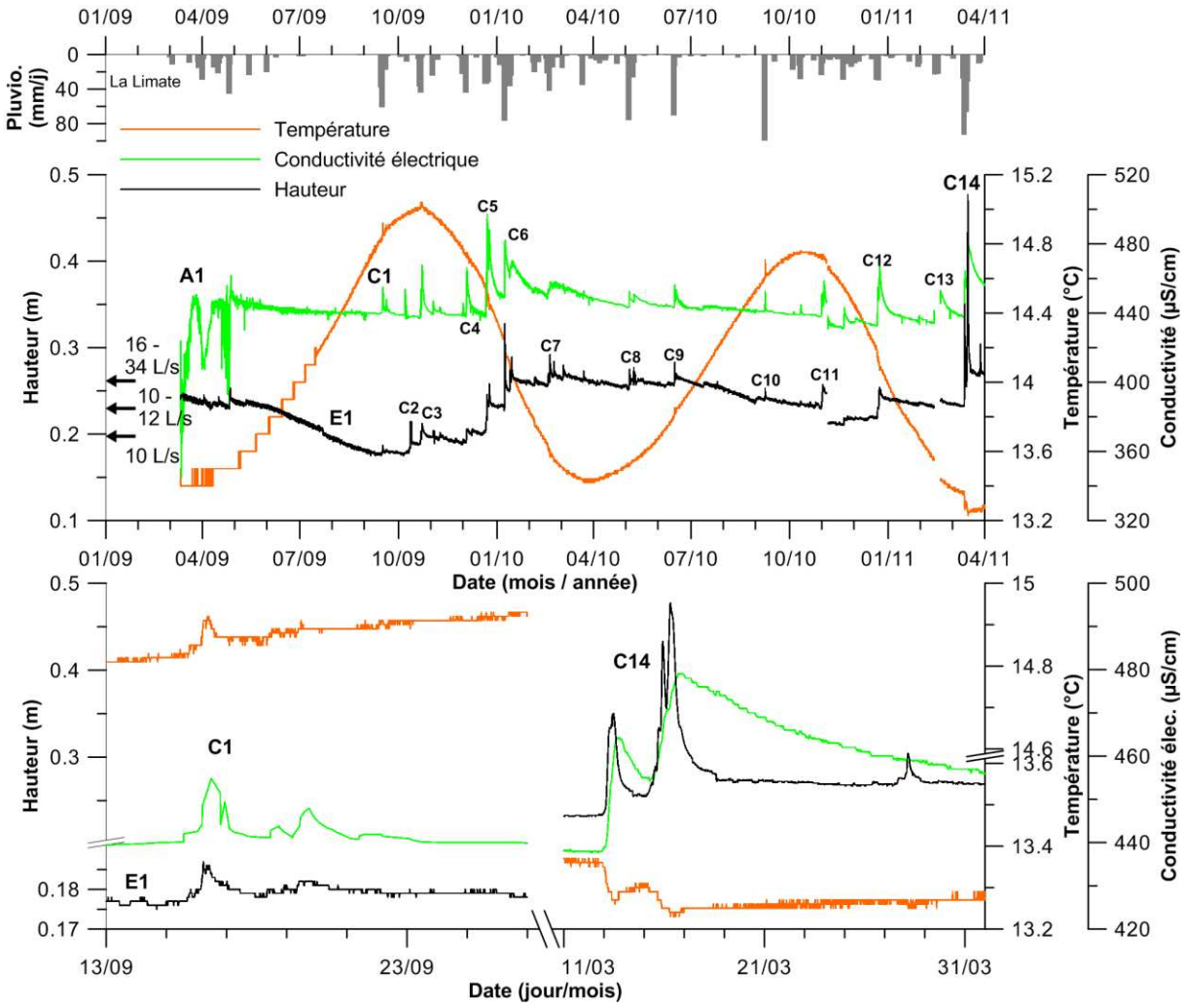


Figure 3.5 : Enregistrement *CTD* de la source du Gapeau, associé aux précipitations journalières sur la même période. Les périodes d'étiage sont notées « E » et les crues « C ». Deux crues, C1 et C14, sont exposées à titre d'exemple.

3.2.6 Labus

La chronique de la source de Labus couvre presque deux cycles hydrologiques de mai 2009 à mars 2011 (Figure 3.6). La chronique n'a connue qu'une interruption, notée P1, début mai 2010 qui est due au déplacement de la sonde par un tiers. La source est caractérisée par des valeurs élevées de température et de conductivité électrique, variant respectivement entre 16.27°C et 24.95°C, et 627 µS/cm et 2213 µS/cm. L'origine hydrothermale de cette eau sera discutée dans le chapitre dédié à l'hydrochimie (chapitre 4). La chronique commence par une première période d'étiage E1 qui coure jusqu'à la crue C2 début novembre 2009. La seconde période d'étiage commence en juin 2010 et dure jusqu'à la crue C11 début novembre 2010. Les valeurs de débit ont été obtenues grâce à la courbe de tarage présentée dans le chapitre 2.3.1.2. Durant l'étiage E1, les débits varient entre 25 L/s et 50 L/s, avec un minimum atteint en septembre 2009. Pendant l'étiage E2, les débits sont supérieurs variant entre 50 L/s et 60 L/s, avec un minimum en septembre/octobre 2010. Ces périodes sont accompagnées par une hausse concomitante de la température et de la conductivité électrique. Les maximums de ces deux paramètres sont atteints mi-septembre 2009, avec 24.95°C et 2000 µS/cm, et en octobre 2010 avec des valeurs similaires.

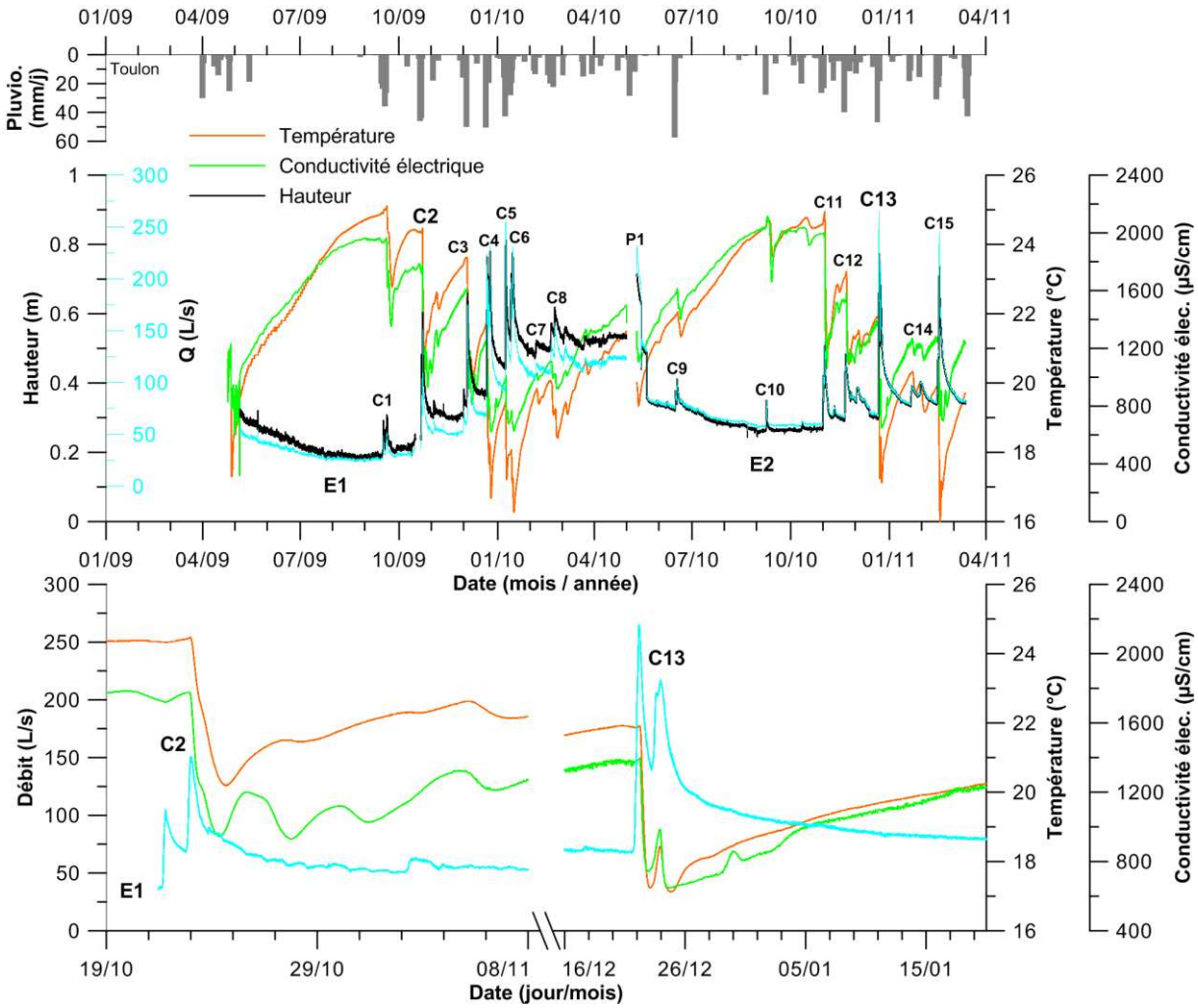


Figure 3.6 : Enregistrement *CTD* de la source du Labus, associé aux précipitations journalières sur la même période. Les périodes d'étiage sont notées « E » et les crues « C ». Deux crues, C1 et C13, sont exposées à titre d'exemple.

En dehors, des périodes d'étiages la source connaît des périodes de hautes eaux caractérisées par l'augmentation du débit de base, jusqu'à 100 L/s en mars 2009, et par de nombreuses crues (Figure 3.6). Les plus importantes sont les crues C5 et C13, respectivement en mi-janvier 2010 et mi-décembre 2010, avec des débits dépassant les 250 L/s. La crue C2 représente la première crue suivant l'étiage E1 ; elle dure de mi-octobre à fin octobre 2010 (Figure 3.6). Elle est composée de deux pics provoquant une augmentation du débit de près de 100 L/s. La température et la conductivité électrique chutent de manière synchrone de 4°C et de 750 µS/cm, quelques heures après le pic de débit. La récession de la crue, qui dure moins d'une semaine pour le débit, semble suivre au moins deux pentes, la première correspondant au milieu karstique est relativement réduite. La crue C13 a lieu pendant les hautes eaux de fin décembre 2010 à début janvier 2011 (Figure 3.6). Le pic de crue est bimodal et correspond à une augmentation très brusque du débit de plus de 200 L/s. Les baisses de température et de conductivité suivent les mêmes modalités que l'augmentation du débit, et diminuent de 5°C et 800 µS/cm. La récession suit là aussi plusieurs pentes et dure une quinzaine de jours.

La source de Labus est une source très karstique, dont les trois paramètres montrent que peu d'inertie. Cependant, les formes de récession semblent indiquer que les milieux poreux/fissurés

pourraient jouer un rôle durant cette période. Cette source est caractérisée par une alimentation par un réservoir hydrothermal profond dont les eaux se mélangent aux eaux d'infiltrations rapides lors des crues. L'augmentation du débit de base durant les hautes eaux, associée à une chute de la température et de la conductivité, indique l'apport d'une réserve d'eau superficielle durant cette période. Celle-ci est probablement liée à l'aquifère de la Reppe.

3.2.7 Werotte

Les paramètres CTD de la source Werotte ont été enregistrés durant deux cycles hydrologiques, de mars 2009 à avril 2011 (Figure 3.7). La hauteur d'eau montre deux périodes d'étiage E1 et E2, qui durent respectivement de mi-mai à mi-octobre 2009 et d'avril à novembre 2010. Entre ces deux périodes d'étiage, les périodes de hautes eaux ne montrent pas d'augmentation du débit de base. Seule la présence de crues marque cette période, excepté après la crue C16 où le débit de base semble plus haut. En termes de statistique (Table 3-1), la température et la conductivité de la source Werotte la rapprochaient de la source Bonnefont. La chronique de ces paramètres permet de les différencier. Là où Bonnefont montraient des variations saisonnières de plus de 2°C et de 200 µS/cm, celles de la source Werotte ne dépassent pas 1°C et 50 µS/cm. Les forts écarts statistiques vus sur ces paramètres sont en fait liés à des augmentations et des diminutions brusques quasi instantanées sous forme de pulses, de l'ordre 1°C et jusqu'à 4°C, et de 10 µS/cm jusqu'à plus de 300 µS/cm. Ces variations sont liées aux crues, mais apparaissent parfois de manière plus réduites sans modifications de la hauteur d'eau. Ces phénomènes sont probablement liés à un effet anthropique, cette source drainant l'eau des jardins alentours. Les variations saisonnières de ces paramètres sont donc tout de même perceptibles et montrent un minimum de conductivité électrique et un maximum de température au plus fort des étiages, respectivement début novembre 2009 et début novembre 2009. L'augmentation de température est supérieure d'environ 0.2°C durant l'étiage E1 par rapport à l'étiage E2.

La première crue après l'étiage est la crue C2 (Figure 3.7). Elle dure environ une semaine, à la fin d'octobre 2009. Elle comprend un premier pic de hauteur d'une petite dizaine de centimètres, puis 24h plus tard un deuxième pic de plus 60 cm. Les pics sont plurimodaux, et la phase ascendante n'est pas instantanée. La décroissance dure environ quatre jours et montre deux valeurs de pente différentes. Chaque pic de hauteur s'accompagne d'un pic positif de température et conductivité électrique jusqu'à 0.5°C et 60 µS/cm. Ces pics suivent la même morphologie que la hauteur, excepté la conductivité électrique qui, en plus, va avoir une baisse très brève d'environ 100 µS/cm. Ce mode de fonctionnement montre que lors de cette crue, ce sont principalement les eaux anciennes chassées de l'aquifère qui ont été enregistrées. Les eaux d'infiltrations rapides sont cependant apparues mais de manière plus brève. Lors de la crue C9, qui a eu lieu durant les hautes eaux fin février 2009, trois pics d'augmentation de hauteur d'eau sont enregistrés (Figure 3.7). Ces pics constituent une augmentation de près de 70 cm par rapport à la hauteur de base de cette période. La phase de montée de crue s'accompagne de triples pics de température et conductivité électrique. Ces pics sont de type descendant-ascendant-descendant. La première phase descendante apparaît instantanée à l'échelle de la crue et provoque une diminution des paramètres précédemment cités jusqu'à 0.3°C et 50 µS/cm. La phase ascendante suivante apparaît là aussi instantanée et est caractérisée par une augmentation de ces paramètres pouvant atteindre 1°C et 60 µS/cm. La dernière phase descendante correspond à la phase de récession de la crue et dure entre 24h et 36h. Lors des hautes eaux, les eaux de chasse sont là aussi enregistrées mais les eaux d'infiltrations rapides influencent les paramètres. Le triple pic de ces paramètres permet de montrer l'existence de

deux infiltrations directes : une probablement à même le tunnel où est la sonde et l'autre depuis l'aquifère.

La source Werotte a un régime hydrique typique des sources karstiques. Mais la variabilité saisonnière de sa température et de sa conductivité pourrait être la preuve de l'inertie de la réserve aquifère. De plus la présence des eaux de chasse durant les épisodes de crues pourrait également indiquer l'existence d'un effet tampon. D'après la forme des récessions, le milieu semblerait uniquement partager entre le karst et un média de moindre perméabilité. La plurimodalité des pics de crue pourrait être le témoin d'un réseau karstique complexe fonctionnant par seuils ou d'un mode de recharge complexe associant infiltration directe via des pertes et infiltrations plus diffuses à travers des fractures.

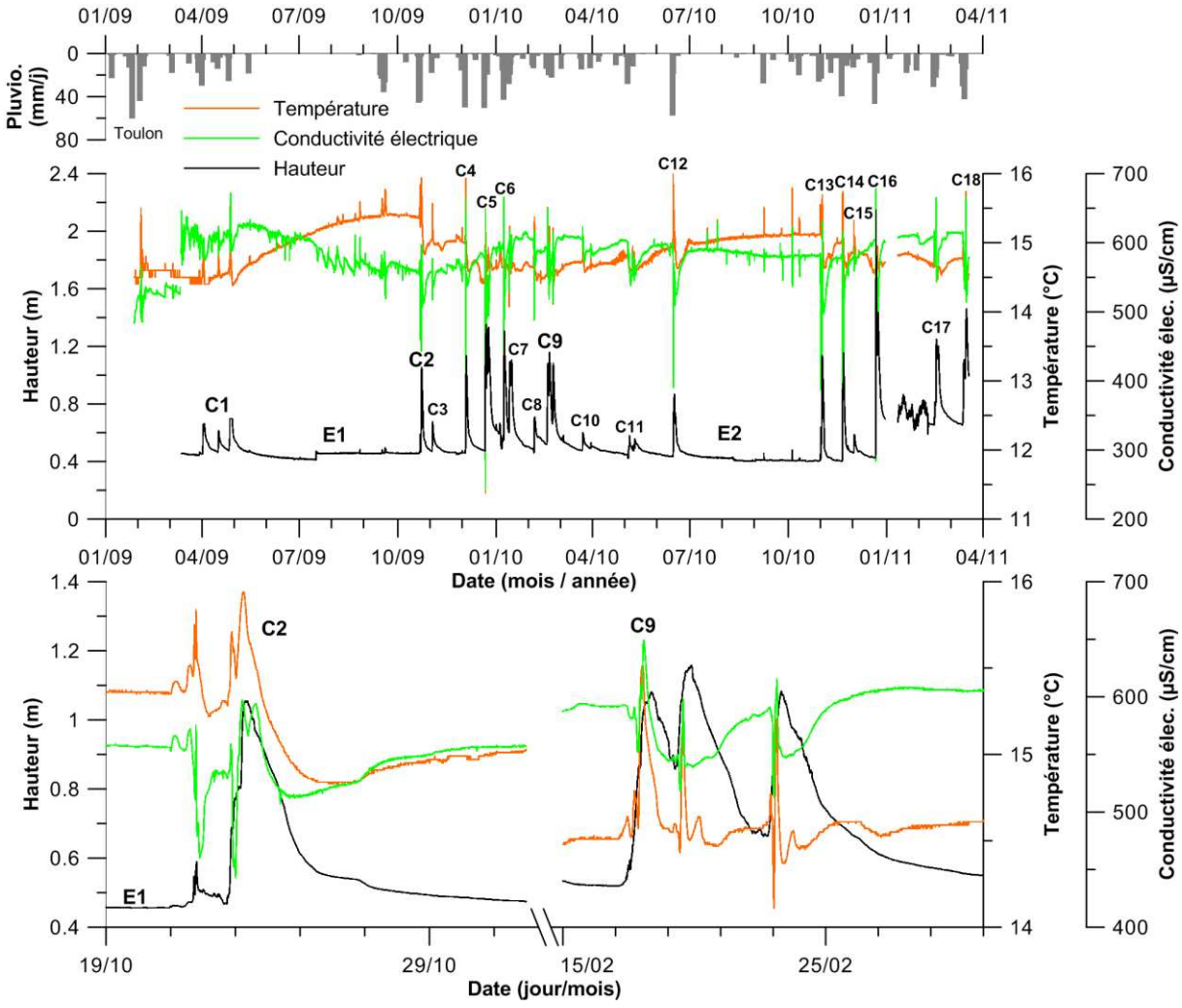


Figure 3.7 : Enregistrement *CTD* de la source Werotte, associé aux précipitations journalières sur la même période. Les périodes d'étiage sont notées « E » et les crues « C ». Deux crues, C2 et C9, sont exposées à titre d'exemple.

3.2.8 Synthèse

Parmi les sept sources équipées, six présentent des caractéristiques hydrodynamiques (morphologies des crues) indiquant que la perméabilité est dominée par des conduits. Seule la source de la Fontaine Romaine semble être de type fissurée-poreuse. Les six autres sources montrent une gradation dans la fonctionnalité de leur réseau karstique. Les fonctionnements lors des crues est révélateur de ce facteur physique : plus le karst est fonctionnel plus la crue va être importante et brusque, et plus les baisses de température et de conductivité électrique vont être fortes. Ainsi les sources karstiques peuvent être classées des plus inertielles au plus fonctionnelles : source du Gapeau, source Werotte, Font du Thon, Labus, Bonnefont et Font d'Ouvin. La source du Gapeau montre une température régulée uniquement par le massif et l'absence d'eau d'infiltration rapide lors des crues, signes de l'importance de l'effet tampon de l'aquifère. La source Werotte a un comportement proche de celle du Gapeau, mais les eaux d'infiltrations rapides sont enregistrées. La source de la Font du Thon, par ses variations saisonnières de température et de conductivité électrique, marque un fonctionnement intermédiaire entre les sources les plus inertielles et celles les plus fonctionnelles. Les sources de Labus, Bonnefont et Font d'Ouvin sont celles présentant les mises en charge les plus importantes associées aux plus fortes baisses de conductivité et de température. Labus peut être considérée comme la plus inertielle des trois car son débit de base évolue avec le temps, montrant ainsi l'effet de réserve.

L'analyse des données *CTD* a également permis de mettre en avant l'influence d'eaux profondes et de surface. Les sources de la Fontaine Romaine et de Labus montrent au cours du temps des valeurs anormalement élevées de température et de conductivité électrique. Ces valeurs typiques de venues hydrothermales sont en compétition lors des hautes eaux avec les eaux de surface qui viennent faire diminuer les plus hautes valeurs.

3.3 Les analyses « fréquentielles »

Ce chapitre réfère aux analyses impliquant des calculs d'occurrences de valeurs dans les séries temporelles. Ces analyses sont différentes des analyses spectrales, qui utilisent aussi la fréquence, car elles restent dans le domaine des unités des séries analysées. C'est-à-dire que la fréquence est considérée ici comme une probabilité de distribution et non une grandeur physique.

Bakalowicz (1977) et Bakalowicz & Mangin (1980) proposent, à la suite de Shuster & White (1971) et de Atkinson (1977), d'utiliser des paramètres hydrogéochimiques quantifiés pour discriminer les modes d'écoulement dans l'aquifère : uniquement poreux, fissuré ou bien karstique. Bakalowicz & Mangin (1980) illustrent le lien entre la forme de la distribution fréquentielle de la conductivité électrique et l'écoulement dans l'aquifère (Figure 3.8A) :

- une distribution uni-modale, c'est-à-dire formant une gaussienne, avec un faible coefficient de variation est typique d'un aquifère qui s'homogénéise. Son écoulement est soit matriciel soit fissuré. Selon Bakalowicz & Mangin (1980), la différence entre ces deux derniers modes d'écoulement peut être effectuée selon la valeur de la conductivité électrique : si celle-ci est haute, l'aquifère est matriciel, et si celle-ci est basse l'aquifère est fissuré. Il faut cependant prendre ces considérations avec précaution ; la lithologie peut grandement influencer la valeur moyenne de la conductivité électrique, comme par exemple la présence d'évaporites.

- une distribution multi-modale, c'est-à-dire composée de la combinaison de plusieurs gaussiennes, avec un coefficient de variation élevé est typique des aquifères hétérogènes. Les écoulements sont alors considérés comme dominés par le karst.

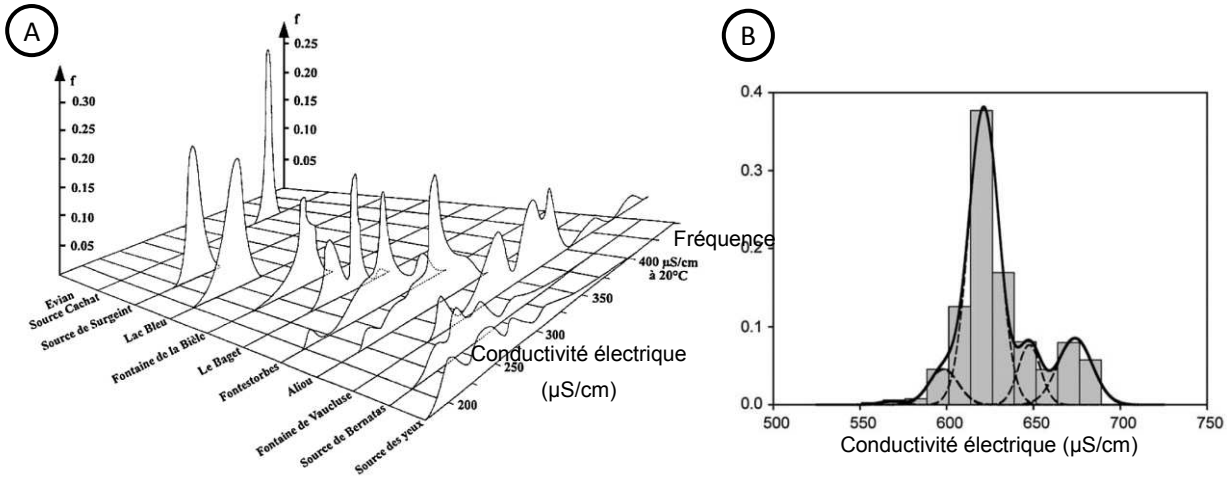


Figure 3.8 : Distributions fréquentielles de la conductivité électrique pour plusieurs sources issues de la littérature. (A) Différents types de distribution fréquentielles rencontrées dans les aquifères français (d'après Bakalowicz & Mangin, 1980). (B) Décomposition en distributions uni-modales d'une distribution fréquentielle multi-modale de l'aquifère karstique d'Edwards au Texas (d'après Massei *et al.*, 2007).

Ces auteurs montrent donc, en se basant sur la distribution de la conductivité électrique mesurée durant un cycle hydrologique, que les écoulements homogènes, c'est-à-dire issus d'un aquifère dominé par la matrice, sont distribués selon une loi normale. Cela permet à Massei *et al.* (2007) de quantifier les différentes masses d'eau homogènes participant à l'écoulement par décomposition des courbes de distribution fréquentielle multi-modales de la conductivité électrique en composantes uni-modales (Figure 3.8B). Dans cette méthode, l'aire des pics ne représente pas le volume écoulé de chaque masse d'eau, mais une estimation de leur importance respective (Massei *et al.*, 2007). Le but de ce chapitre est donc de classer les sources équipées en fonction de leur écoulement déduit de l'analyse de leur courbe de distribution fréquentielle. Cette méthode permet de fournir un premier aperçu de l'impact de la karstification sur les écoulements. Dans ce chapitre, trois approches sont présentées : l'étude de la distribution fréquentielle de la conductivité électrique, sa décomposition en unité uni-modale et l'étude de la distribution de la température.

3.3.1 Méthode

L'étude de ces distributions peut être appliquée à des séries temporelles complètes ou non, ainsi que sur des chroniques de taille variable. Il s'agit donc d'une méthode relativement souple et rapide à mettre en œuvre. Le fait de travailler en fréquence permet également de minimiser les valeurs anomaliques.

Cette méthode repose tout d'abord sur le découpage de la série étudiée en classes d'iso-valeurs, puis le calcul pour chaque classe du nombre d'individus en faisant partie. Il est à noter que la distribution fréquentielle ainsi obtenue ne doit pas être en fréquence cumulée. Le prérequis pour ce type d'étude est tout d'abord le choix fait par l'utilisateur de la taille des classes. Il existe de nombreuses méthodes numériques pour découper une répartition en classes représentatives, telles les méthodes de Scott (1979) ou de Shimazaki & Shinomoto (2007). Aucune n'étant optimale, il a été

choisi de procéder de manière empirique : à partir de la distribution originale, c'est-à-dire en classe aussi large que l'appareil est précis, le signal est dégradé en prenant des classes de plus en plus grandes, ainsi que des méthodes de lissage (Figure 3.9). Il apparaît que le meilleur rapport simplicité de lecture / taille des classes est pour des classes de 20 µS/cm pour la conductivité électrique et de 0.1°C pour la température.

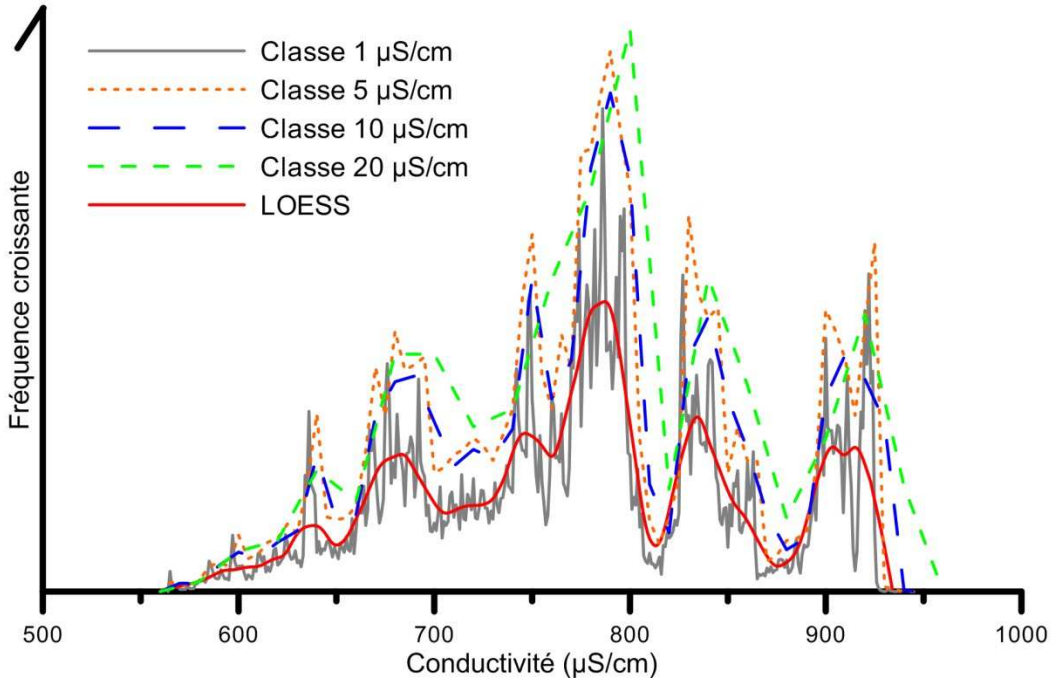


Figure 3.9 : Impact du choix des classes de conductivité électrique sur la forme de la distribution fréquentielle à la source Bonnefont pour la période du 1er septembre 2009 au 31 août 2010. LOESS est l'acronyme de *locally weighted scatterplot smoothing* (Cleveland, 1979), pour régression locale pondérée.

Pour l'étude de la distribution fréquentielle de la conductivité électrique et de la température, les classes choisies sont donc respectivement 20 µS/cm et 0.1°C. Le calcul des fréquences de chacune a été fait à l'aide d'Excel 2010. Pour la décomposition en unités uni-modales, Massei *et al.* (2007) passent par une densité de probabilité représentant la distribution puis par sa décomposition en gaussiennes par un logiciel d'ajustement de pics de courbe. Dans cette étude, un protocole proche est suivi : la seule différence réside dans l'utilisation d'une distribution lissée par LOESS en lieu et place de la densité de probabilité. Le lissage par LOESS (Cleveland, 1979 ; Cleveland & Devlin, 1988), pour *locally weighted scatterplot smoothing* (régression locale pondérée), donne des résultats convainquant en terme de facilité de lecture (Figure 3.9). Cependant, ce dernier nécessite d'avoir un nombre de points relativement important pour éviter les erreurs et les fréquences d'origine ne sont plus conservées. Le lissage est effectué sur la distribution brute (classes de 1 µS/cm) par le logiciel d'ajustement, ici PeakFit 4.12 de SPSS/IBM. La décomposition en unités uni-modales a été faite selon le principe du meilleur ajustement avec des composantes suivant une loi normale. Ce principe n'est pas parcimonieux, dans le sens où il n'y a pas d'optimisation de la relation nombre de composantes uni-modales / qualité de l'ajustement, seulement le meilleur est choisi. Le paramétrage des composantes, c'est-à-dire le choix de leurs paramètres de moyenne et écart-type, est fait automatiquement.

Les fréquences de répartition de la conductivité électrique sont synthétisées dans un schéma final qui permet de comparer toutes les analyses. Ce schéma est basé sur la conversion des courbes

de répartition de fréquence, avec un pas de 1 µS/cm et de 0.1°C, en variations d'intensité de couleur (Figure 3.10).

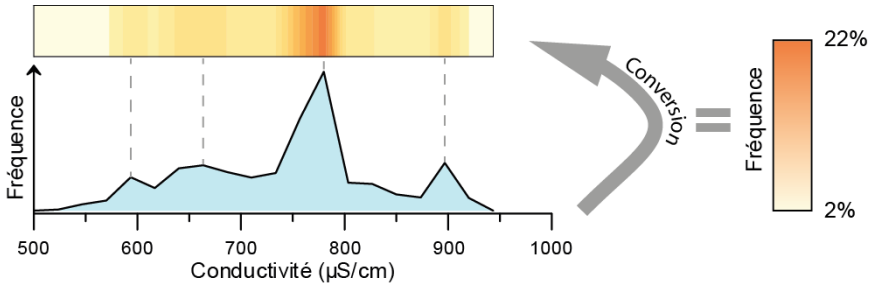


Figure 3.10 : Exemple de conversion d'une courbe de répartition de fréquence sous forme d'une variation de couleur.

L'étude s'est portée sur les sept sources prélevées pour le cycle hydrologique du 1er septembre 2009 au 31 août 2010, excepté à la Font d'Ouvin où toute la chronique a été prise en compte du fait de ses importantes lacunes.

3.3.2 Distribution fréquentielle de la conductivité électrique

Les distributions de la fréquence des classes de conductivité électrique montrent que les sept sources étudiées ont des répartitions très variées (Figure 3.11). Elles peuvent être classées en quatre groupes :

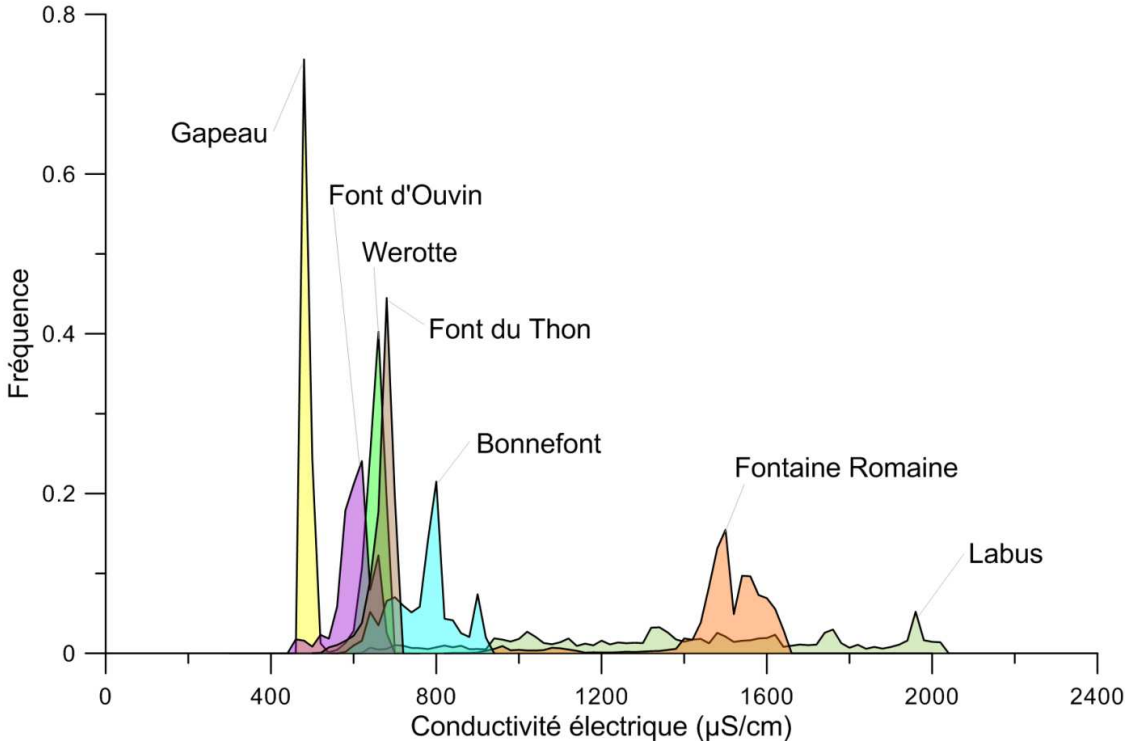


Figure 3.11 : Distribution fréquentielle de la conductivité électrique pour les sept sources étudiées, selon des classes de 20 µS/cm.

- Groupe I : il s'agit de sources ayant une distribution multi-modale et une très grande variabilité, généralement supérieure à 1000 µS/cm. Ce groupe correspond aux sources de Labus et de la Fontaine Romaine. Cette distribution implique l'existence d'un réseau karstique bien développé, mais également d'un mélange entre des eaux salées (conductivité > 1000 µS/cm) et des eaux plus douces. L'origine de cette salinité sera discutée ultérieurement dans le chapitre réservé à l'hydrochimie de ce mémoire (chapitre 4).
- Groupe II : il correspond aux sources ayant une distribution multi-modale et une grande variabilité, supérieure à 250 µS/cm. Ce groupe comprend les sources de Bonnefont et de Font d'Ouvin et correspond à des aquifères très hétérogènes, probablement très karstifiés
- Groupe III : il comprend les sources de Font du Thon et Werotte. Leur distribution sont de type uni-modale mais avec une variabilité relativement importante, supérieure à 250 µS/cm. Cela traduit un aquifère ayant la capacité d'homogénéiser l'eau, c'est-à-dire où la porosité ou les fissures jouent un rôle suffisamment important. Cependant le coefficient de variation de la conductivité montre l'apport possible d'une eau rapide, donc d'un réseau karstique fonctionnel.
- Groupe IV : il ne correspond qu'à la source du Gapeau. Sa conductivité est caractérisée par une distribution uni-modale et un très faible coefficient de variation. Cette courbe est typique des milieux poreux ou intensément fracturés.

La décomposition des courbes de distribution permet de compléter les interprétations obtenues avec les courbes seules. Ainsi les sources du groupe I ne paraissent plus similaires. La Fontaine Romaine est composée de relativement peu de masses d'eau : les faibles fréquences de 800 µS/cm à 1200 µS/cm correpondent à l'arrivée des eaux d'infiltration rapide ; tandis que les autres masses d'eau, comprises entre 1300 µS/cm et 1600 µS/cm, représentent le fonctionnement normal de la source (Figure 3.12.I). A l'opposé, la source du Labus (Figure 3.12.I) présente de nombreuses masses d'eau qui correspondent à la valeur maximale de 2000 µS/cm diluée tout au long de l'année. Cela implique que la Fontaine Romaine a une karstification peu développée, équivalente à celle du groupe III. Les interprétations faites sur le Labus sont, quant à elles, confirmées. D'une manière similaire, la décomposition des fréquences met en lumière le très grand nombre de masses d'eau composant potentiellement le groupe II, montrant ainsi la complexité des aquifères correspondants (Figure 3.12.II). Dans l'analyse précédente, le groupe III apparaissait proche du IV. Il est également de type uni-modal, mais présente plus de masses d'eau (Figure 3.12.III). Enfin le groupe IV est unimodal ; les deux gaussiennes représentent les eaux du fonctionnement normal de l'aquifère et les eaux de crues qui sont ici plus minéralisées (Figure 3.12.IV). La décomposition des fréquences de conductivité électrique permet donc une discrimination plus robuste des groupes. En effet, les sources du groupe III bien que d'une distribution semblant uni-modale sont en fait composées de nombreuses masses d'eau de composition relativement proche. Cela confirme l'existence d'un karst actif dans les aquifères appartenant au groupe III (Figure 3.12).

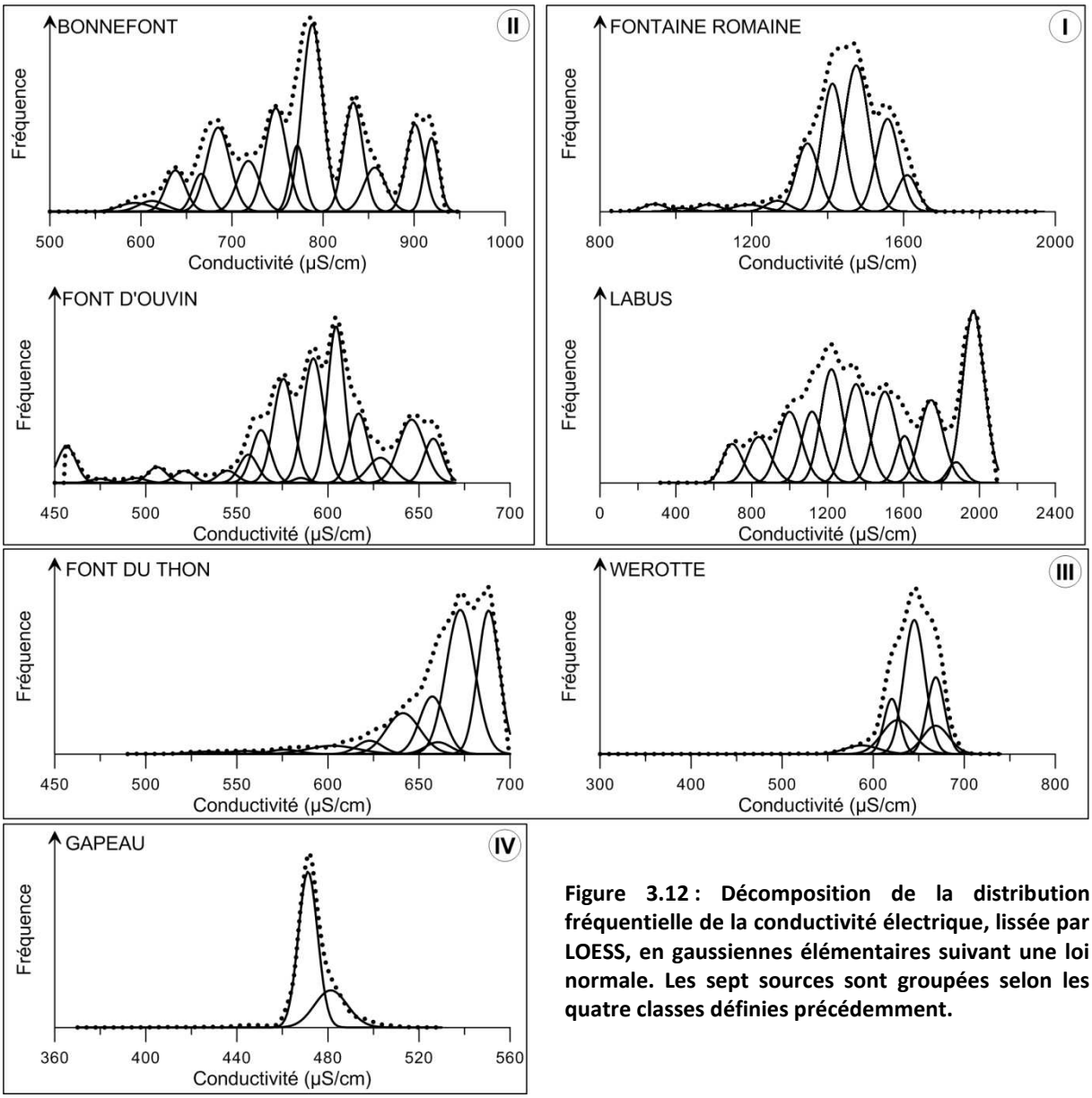


Figure 3.12 : Décomposition de la distribution fréquentielle de la conductivité électrique, lissée par LOESS, en gaussiennes élémentaires suivant une loi normale. Les sept sources sont groupées selon les quatre classes définies précédemment.

3.3.3 Distribution fréquentielle de la température

Les courbes de distribution fréquentielle de la température apportent des informations complémentaires par rapport à celles de conductivité électrique. En effet, alors que la conductivité est le reflet des différentes masses d'eau en fonction de leur minéralisation, la température signe la relation entre l'influence des températures de l'atmosphère et des précipitations, et l'influence d'eaux profondes hydrothermales.

Les eaux étudiées montrent trois comportements distincts. Tout d'abord, les sources du Labus et de la Fontaine Romaine ont une distribution de leur température très étalée et allant pour Labus au-delà de 23°C, qui est la température mensuelle moyenne maximale de l'atmosphère. La température de ces deux sources est le reflet probable d'une influence hydrothermale. Un autre groupe d'eau, qui est composé des sources du Gapeau, de Bonnefont, Werotte et Font du Thon, montre une distribution avec deux pics. Ils sont chacun au niveau des valeurs minimales et

maximales, et séparés par un plateau en dents de scie de faible amplitude. Cette forme pourrait être due à la présence d'une forte saisonnalité dans la température comme cela se voit sur les courbes *CTD* de la source du Gapeau (voir chapitre 3.2.5). En effet, la distribution fréquentielle d'une série périodique prend la forme de deux pics séparés par un plateau (Figure 3.14). Enfin, la troisième morphologie de distribution correspond à la Font d'Ouvin qui a une distribution uni-modale. Cette dernière montre que pour cette source, l'aquifère joue un grand rôle de régulateur thermique. En effet même si les crues engendrent des diminutions de température (voir Figure 3.3), celles-ci sont toutes tamponnées dans une petite gamme de variation peu influencée par la température des précipitations.

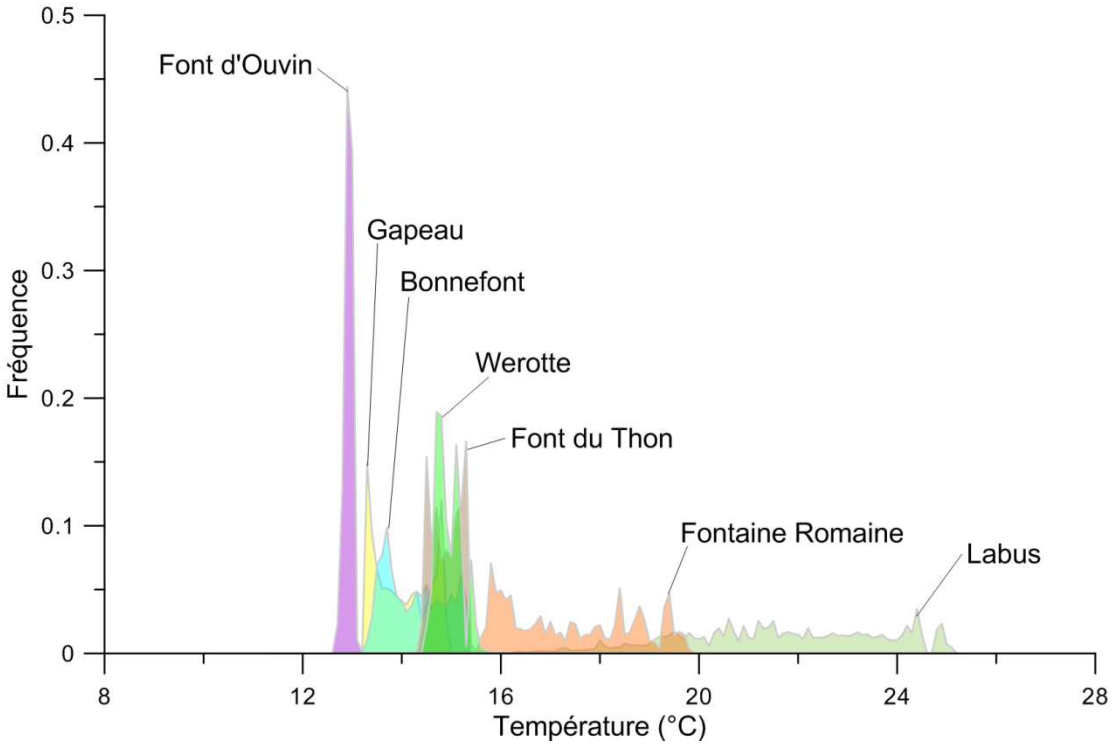


Figure 3.13 : Distribution fréquentielle de la température pour les sept sources étudiées, selon des classes de 0.1°C.

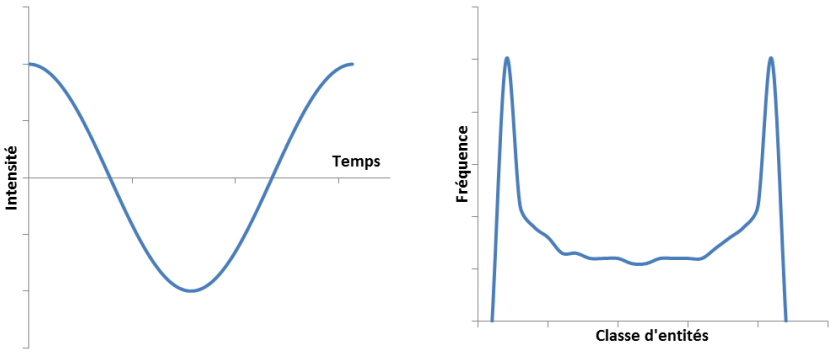


Figure 3.14 : Morphologie de la distribution fréquentielle (droite) d'une série périodique (gauche) de la forme $f(x) = \cos x$.

Ce dernier type de morphologie souligne la complémentarité entre l'étude des distributions fréquentielles de la température et de la conductivité électrique. En effet, alors que la source de la

Font d'Ouvin apparaît comme ayant un écoulement composé de nombreuses masses d'eau, sa température est très constante. A l'opposé, la source du Gapeau, qui est très homogène du point de vue des masses d'eau, a une température montrant une forte saisonnalité. Cela montre que la profondeur de l'aquifère doit jouer un rôle important dans la régulation thermique : plus ce dernier est profond plus la température de l'eau à l'exutoire est constante, et ce, indépendamment du mode d'écoulement.

3.3.4 Synthèse et conclusion

Les sept sources étudiées montrent, tant pour la conductivité électrique que pour la température, des distributions de classes de paramètres très différentes (Figure 3.15 et Figure 3.16). Les représentations proposées permettent d'appréhender en une image l'ensemble des variations des sources enregistrées. L'intégration d'autres sources dans d'autres contextes pourrait permettre d'établir une typologie des aquifères karstiques.

Les distributions de la conductivité électrique indiquent l'opposition entre deux grands types d'aquifère dans l'Unité du Beausset, indépendamment de leur mode d'écoulement : d'une part les aquifères salés, qui comprennent le Labus et la Fontaine Romaine, et d'autre part les aquifères carbonatés karstiques, qui correspondent aux cinq autres sources (Figure 3.15). Au sein de ces deux grands types d'aquifères coexistent des écoulements à la fois dominés par le karst, et par les fissures ou la matrice. Il apparaît également que les valeurs de conductivité électrique de transition entre ces deux domaines, autour de 1000 µS/cm, décrites précédemment dans la littérature (Krawczyk & Ford, 2006) se retrouvent ici.

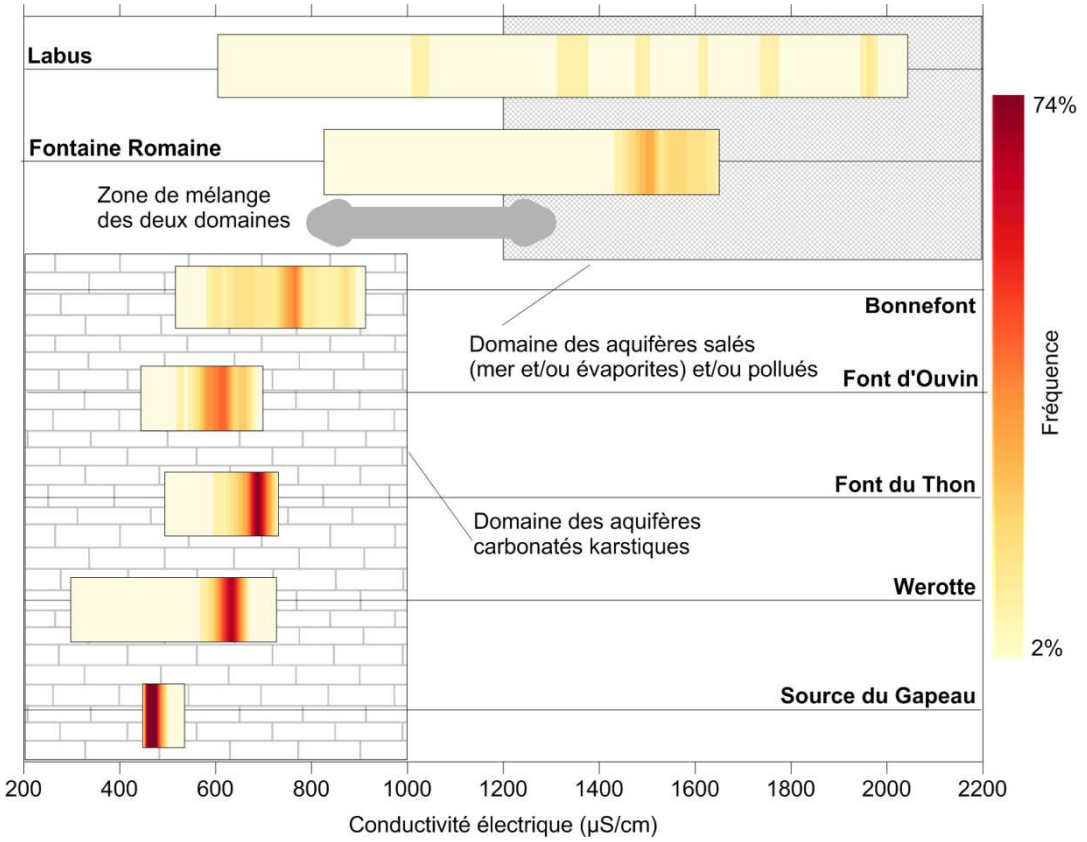


Figure 3.15 : Synthèse de la distribution fréquentielle de la conductivité électrique sur les sept sources suivies.

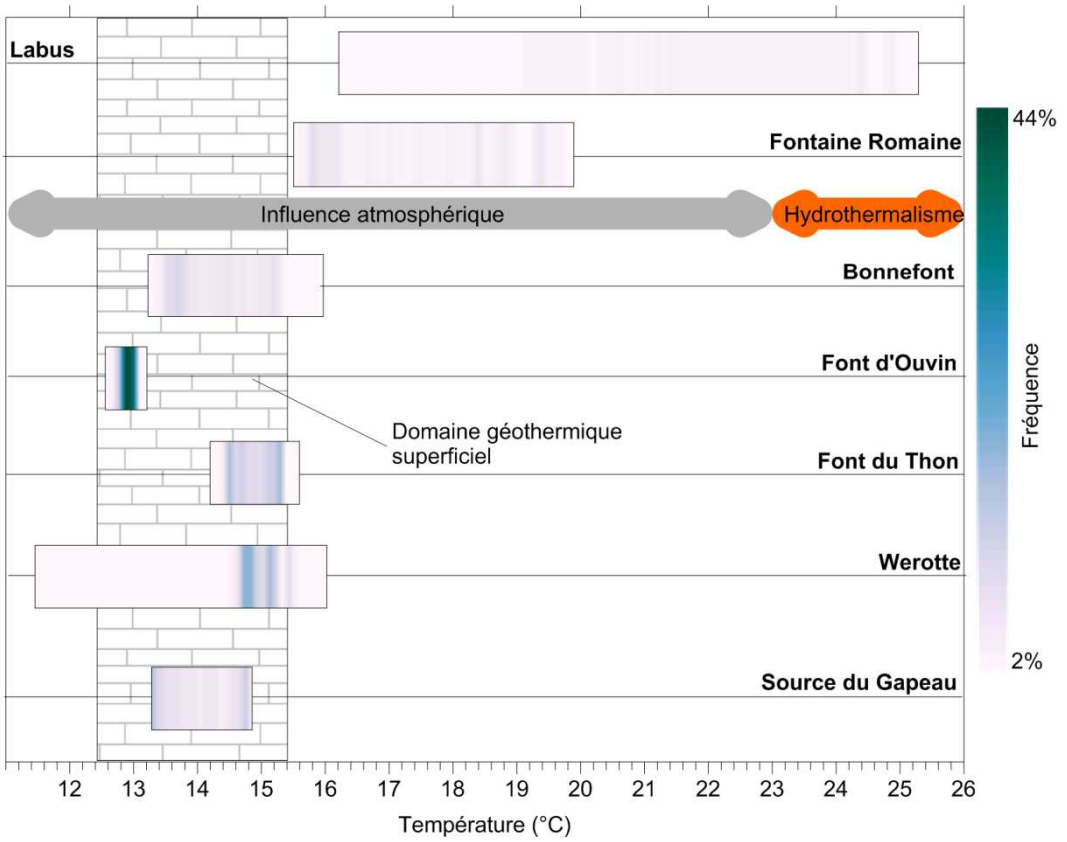


Figure 3.16 : Synthèse de la distribution fréquentielle de la température sur les sept sources suivies.

En ce qui concerne les distributions fréquentielles de la température, la partition entre des eaux d'un domaine profond, qui sont relativement plus chaudes pour les sources du Labus et de la Fontaine Romaine, et celles d'un domaine superficiel, qui comprend les cinq autres sources, indique la même opposition que celles entre les aquifères karstiques et salés (Figure 3.16). Il apparaît également que les sources de Werotte et de Bonnefont sont influencées par les températures atmosphériques au niveau de l'exutoire et non au sein de l'aquifère. Pour Werotte, cela est dû à une longue circulation dans un canal souterrain faiblement enfoui. Pour Bonnefont, cela est lié à la faible tranche d'eau en étiage d'été qui se réchauffe rapidement au soleil, ce qui explique l'anomalie uniquement positif.

Les sept sources analysées ici montrent la diversité des aquifères présents dans l'Unité du Beausset. Ils comprennent des aquifères superficiels et d'autres influencés par l'hydrothermalisme. Au sein de ces deux types, les écoulements sont variés. Cela est probablement dû à une intensité de la karstification et des qualités matricielles très différentes de l'un à l'autre. Ces analyses soulignent également le fait que ce sont les compartiments hydrogéologiques très différents les uns des autres qui vont influencer les écoulements enregistrés aux exutoires et non des critères lithostratigraphiques ou géographiques.

3.4 Les analyses corrélatoires et spectrales

Les analyses corrélatoires et spectrales reposent sur le traitement des hydrogrammes et chémogrammes en tant que séries temporelles (Mangin, 1984). Dans ces approches, le système étudié est assimilé à un filtre qui modifie un signal d'entrée connu ou non (Box & Jenkins, 1974). Les

résultats obtenus permettent alors de mieux comprendre le fonctionnement de ce filtre et donc de caractériser le système karstique. Ces approches sont utilisées dans tous les domaines utilisant des séries temporelles, depuis les géosciences (e.g. Haslett & Raftery, 1989 ; Grippo *et al.*, 2004) jusqu'à l'économie (e.g. Lo, 1991). Le but de ces méthodes est la prévision d'événements, le repérage et la correction de tendances et de cycles, l'établissement d'un lien entre différentes variables et leur rapport de causalité, et enfin la détection d'éventuels chocs structurels, c'est-à-dire des modifications brusques du système (César & Richard, 2006). Depuis une quarantaine d'années, de nombreuses méthodes ont été proposées dans la littérature pour la compréhension des systèmes karstiques par ces méthodes (Brown, 1973 ; Mangin 1981a et b ; Labat *et al.*, 2000a et b, 2002). Ces méthodes reposent sur la corrélation temporelle entre variables, autocorrélation ou corrélation croisée, et sur leur composantes périodiques, spectres, fractales et ondelettes. Pour des séries temporelles stationnaires au sens large, le corrélogramme et les spectres sont liés ensemble par le théorème de Wiener-Khinchine (Box & Jenkins, 1974).

Dans ce chapitre, le but de ces analyses est de mieux caractériser le système aquifère du point de vue structurel. Cela vise à déterminer l'inertie du système face aux facteurs, externes ou internes, l'influençant ; ce qui peut se simplifier à une mesure de la karstification du système. Ces méthodes doivent également permettre de comprendre la structure statistique de la série temporelle : problème de stationnarité, périodicité liée aux saisons ou à d'autres paramètres, ou encore les lois d'échelle affectant la série. Cette caractérisation statistique est essentielle pour une interprétation correcte en termes de structure. Un panel de méthodes reposant sur ces analyses corrélatoires et spectrales (ACS) a été choisi pour répondre aux problématiques citées. Tout d'abord, l'analyse fractale de la série de données par ses exposants spectraux permet de caractériser le fonctionnement général du système, ainsi que les lois d'échelle s'appliquant à la série temporelle considérée (e.g. Labat *et al.*, 2002). La stationnarité et la périodicité du signal sont caractérisées par l'autocorrélogramme et les spectres de densité (Shumway & Stoffer, 2011). Ces deux analyses permettent également de donner une mesure de l'inertie du système (Mangin, 1981a ; Marsaud, 1997). Enfin, le corrélogramme croisé donne le caractère impulsionnel des réponses aux sources selon des facteurs extérieurs (Mangin, 1981b ; Marsaud, 1997), tels la pluie et la température atmosphérique. Dans la plupart des études de la littérature, ces méthodes sont appliquées essentiellement sur le débit aux sources ou la hauteur d'eau dans des puits (e.g. Mangin, 1984 ; Padilla & Pulido-Bosch, 1995 ; Larocque *et al.*, 1998a ; Herman *et al.*, 2009). Depuis peu, les auteurs considèrent d'autres paramètres, tels la turbidité (e.g. Bouchaou *et al.*, 2002 ; Fournier, 2006), la température (e.g. Larocque *et al.*, 1998b) ou la conductivité électrique (e.g. Massei et al, 2006). L'originalité de la démarche ici est d'intégrer les résultats obtenus pour les trois paramètres *CTD* par les différentes analyses utilisées. Les avantages et les limites de ces méthodes sont discutées au regard des résultats obtenus sur les sept sources et trois paramètres étudiées.

3.4.1 Matériel et méthodes

3.4.1.1 Matériel

L'étude a porté sur les sept sources équipées et sur les trois paramètres enregistrés : hauteur (m), température (°C) et conductivité électrique (µS/cm). Comme le débit n'a pu être obtenu que sur une seule source avec précision, il n'est pas utilisé. Mangin (1984) souligne que les résultats obtenus par les ACS sont dépendantes du pas d'échantillonnage (*lag*) et de la longueur de l'analyse. Les sondes ont permis d'acquérir des données avec un pas de mesure de 15 minutes. Cependant, l'échelle des phénomènes considérés étant annuelle, les analyses ont été faites au pas de temps

journalier et horaire. En termes de *lag* maximum, les chroniques peuvent être analysées jusqu'au tiers de leur longueur ; au-delà les résultats peuvent devenir incohérents (Mangin, 1984).

Pour des raisons analytiques, l'analyse des séries temporelles doit se faire sur des séries continues (Shumway & Stoffer, 2011). Cependant, les chroniques enregistrées ont montré de nombreuses lacunes. Deux échelles de travail ont alors été considérées : celle de la chronique continue la plus longue et une période commune à toutes les sources. La chronique la plus longue sans lacune a une durée variable d'une source à l'autre (Table 3-2). Elle varie de 271 jours pour la Font d'Ouvin à 736 jours pour la source Werotte, ce qui représente deux cycles hydrologiques complets. Ces chroniques ont été analysées à la fois au pas de temps horaire et journalier pour voir l'influence de la précision du *lag* sur les résultats. Les lacunes n'étant pas au même moment, la période de recoupement commune des sources est relativement restreinte : elle couvre 1150 heures, soit 48 jours, du 21/10/09 au 08/12/09. Cette période commune a été analysée au pas de temps horaire, de manière à multiplier le nombre de *lags*.

3.4.1.2 Analyses corrélatoires et spectrales univariées

Les ACS univariées reposent uniquement sur la série temporelle étudiée (Jemcov & Petric, 2009). Il s'agit dans ce travail des exposants spectraux, de l'autocorrélogramme, ou corrélogramme simple, et du spectre de densité de puissance (PSD). Les exposants spectraux et les spectres de densité reposent tous deux sur un travail dans le domaine de la fréquence, mais apportent des informations différentes et complémentaires. Les ACS ont été effectuées avec le logiciel R 2.11.1. Les scripts utilisés sont disponibles en annexe numérique (annexe e10).

Source	Date début	Date fin	Nbre j	Nbre h	Paramètres	Min	Max	Moy.	Ecart -type
Bonnefont	27/05/09 23:00	18/03/11 09:45	658	15827	**Haut. (m)**	0.101	1.387	0.508	0.190
					Temp. (°C)	13.23	16.05	14.38	0.72
					Cond. (µS/cm)	564	937	776	83
FontRomaine	05/08/09 18:00	30/03/11 16:30	602	14447	**Haut. (m)**	1.004	1.517	1.225	0.149
					Temp. (°C)	15.52	19.75	17.38	1.24
					Cond. (µS/cm)	830	1969	1440	123
Font d'Ouvin	12/03/09 12:00	08/12/09 09:00	271	6501	**Haut. (m)**	0.514	1.047	0.557	0.043
					Temp. (°C)	12.65	13.13	12.89	0.06
					Cond. (µS/cm)	457	669	597	48
Font du Thon	26/02/09 12:00	31/08/10 10:15	551	13222	**Haut. (m)**	0.097	0.663	0.300	0.103
					Temp. (°C)	14.19	15.51	14.85	0.29
					Cond. (µS/cm)	519	699	667	27
Gapeau	11/03/09 13:00	04/11/10 13:00	603	14470	**Haut. (m)**	0.175	0.328	0.232	0.028
					Temp. (°C)	13.20	14.84	13.93	0.53
					Cond. (µS/cm)	375	527	474	9
Labus	10/05/10 17:15	12/03/11 18:00	306	7345	**Haut. (m)**	0.312	0.842	0.403	0.076
					Temp. (°C)	16.00	24.95	21.82	2.09
					Cond. (µS/cm)	648	2113	1504	386
Werotte	12/03/09 12:00	18/03/11 15:44	736	17668	**Haut. (m)**	0.400	2.150	0.520	0.160
					Temp. (°C)	11.38	15.99	14.89	0.27
					Cond. (µS/cm)	303	738	646	24

Table 3-2 : Tableau de synthèse des chroniques les plus longues analysées par ACS.

Les exposants spectraux sont basés sur les spectres de puissance, ou périodogrammes bi-logarithmiques. Ils sont un outil d'évaluation des lois d'échelle régissant la série temporelle (e.g. Little & Broomfield, 2010) ainsi que de quantification de sa rugosité (Schroeder, 1991). Ils sont utilisés pour évaluer la composante non–harmonique d'un spectre issu d'une transformée de Fourier (*f*). Ils permettent, par exemple, de repérer les changements de régime climatique au cours du temps (e.g. Pelletier, 1998) ou de débit hydrique (e.g. Dolgonosov *et al.*, 2008). Mais leur domaine d'application est beaucoup plus vaste, de l'économie (e.g. Gontis *et al.*, 2009) à la médecine (e.g. Sakata *et al.*, 1999). Il s'agit de visualiser dans un espace log-log la variation de la densité spectrale (SD) en fonction d'un pas de fréquence croissant. Les spectres de densité peuvent être caractérisés par un exposant β dont la valeur satisfait l'équation suivante :

$$P(f) \propto f^{-\beta}$$

où *P(f)* est la densité spectrale au cours du temps et β l'exposant spectral d'échelle de la transformée de Fourier discrète *f* au pas *h*, pour un signal x de *N* échantillons, telle que :

$$f_j = \sum_{h=0}^{N-1} x_h \cdot e^{\frac{-2\pi i h}{N} j} \text{ pour } 0 \leq j < N$$

La première équation revient à :

$$P = C \cdot \left(1/f^{\beta}\right)$$

$$\log P = \log C - \beta \cdot \log f$$

où *P* est la densité spectrale, *C* une constante de proportionnalité et β l'exposant spectral d'échelle. Cette dernière équation montre que la valeur de β peut être approchée par une régression linéaire dans l'espace log-log du spectre. Le spectre utilisé ici est différent du spectre de puissance (PSD) qui est décrit plus loin. Le spectre de densité utilisé ici correspond à la transformée de Fourrier rapide du signal brut et non du corrélogramme.

Les hydrogrammes et chémogrammes peuvent être assimilés à des bruits de type $1/f^{\beta}$ (Mandelbrot & Van Ness, 1968). β peut être lié à l'exposant de Hurst *H*, avec 0 < *H* < 1, créé en hydrologie pour voir les effets mémoires à long terme des séries temporelles (Hurst, 1951). Le nombre de Hurst est lié à la dimension fractale *D* selon : *D*=1-*H* ou *D*=1/*H* (Mandelbrot, 1983). Plus β est grand, plus H est grand et plus D est petit, et donc moins le signal est rugueux. La valeur de β est alors assimilée à un bruit dit « coloré » (Schroeder, 1991) et donc à un processus physique caractérisant le signal à l'origine du spectre (Hardy & Beier, 1994), selon :

- -1 < -β < 1, le bruit appartient au domaine gaussien (Figure 3.17). Les variables sont stochastiques et indépendantes les unes des autres. β est lié à *H*, selon la relation –β = 2*H*-1.
- -β = 0, le bruit est dit blanc. Il n'y a aucune information dans le spectre.
- -β = 1, le bruit est dit rose, ou encore bruit *1/f*. Il caractérise les phénomènes naturels de grandes dimensions spatiales et temporelles (dimensions « planétaires »). C'est un phénomène présent dans de nombreuses structures temporelles (Bak *et al.*, 1987)
- -3 < -β < -1, le bruit appartient au domaine brownien (Figure 3.17). Le spectre est organisé selon des lois d'échelles. β est lié à *H*, selon la relation –β = -2*H*+1.
- -β = 2, le bruit est dit rouge ou encore Brownien. Le signal suit un mouvement Brownien pur, c'est-à-dire que les points successifs du signal sont indépendants les uns des autres mais qu'ils suivent une loi statistique.
- -β < -3, le bruit est dit noir. Le signal n'est pas stochastique. Il est caractérisé par des événements exceptionnels venant interrompre des périodes où une autre loi statistique avait cours (Berger & Mandelbrot, 1963).

Pour les domaines gaussiens et browniens, le nombre de Hurst peut donc être compris entre 0 et 0.5 ou entre 0.5 et 1 (Figure 3.17). Dans le premier cas, le signal est dit anti-persistant (Hardy & Beier, 1994) ; la corrélation entre les points successifs du signal est négative. Dans le second cas, le signal est dit persistant (Hardy & Beier, 1994) ; la corrélation entre les points successifs du signal est positive. De plus, un signal dans le domaine gaussien montre une variabilité beaucoup plus forte qu'un signal dans le domaine brownien.

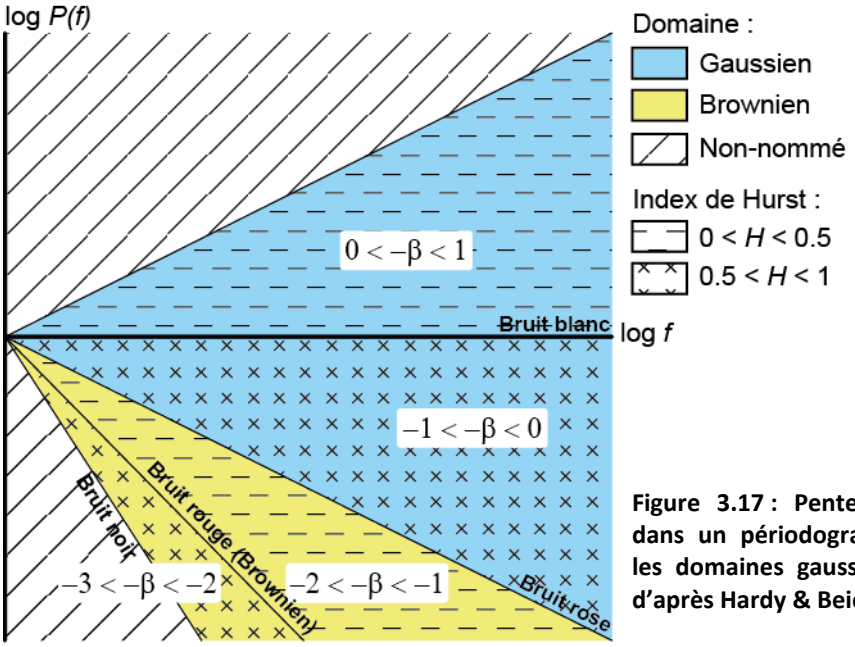


Figure 3.17 : Pentes des exposants spectraux dans un périodogramme bilogarithmique pour les domaines gaussiens et browniens (modifié d'après Hardy & Beier, 1994)

Un spectre de densité peut être organisé selon plusieurs bruits différents, décrits par plusieurs exposants spectraux. L'intersection entre les parties du spectre définies par deux exposants différents indique un changement de loi statistique et donc comportementale de la série temporelle. Elle est définie comme une fréquence de coupure spectrale (Ramirez-Rojas *et al.*, 2004). Sur un hydrogramme, cette fréquence de coupure spectrale permet donc de définir les différents domaines fréquentiels de réponses de la source concernée. Le domaine des basses fréquences traduit le fonctionnement à grande longueur d'onde, comme des cycles saisonniers ou mensuels, tandis que les hautes fréquences sont caractéristiques des événements rapides, comme les crues. En termes d'analyse du spectre, cela se traduit généralement par le passage d'un domaine compris entre un bruit rose et rouge (1<β<2), pour les basses fréquences, à un domaine au-delà du bruit rouge voire du bruit noir (β>2), pour les hautes fréquences. La manière de positionner la loi d'ajustement linéaire décrivant l'exposant spectral peut être empirique (Labat *et al.*, 2000a ; Mathevet *et al.*, 2004) ou faire l'objet de méthodes d'ajustement statistique (Little & Bloomfield, 2004).

Le corrélogramme simple est la mesure de la corrélation r entre deux points d'une même série de données selon un pas d'échantillonnage croissant h. Jenkins & Watt (1968) définisse l'autocorrélation r_h d'une série discrète de la forme $x_1, x_2, \ldots, x_n$ comme :

$$r_h = {}^{C_h}/_{C_0}$$

où C_h est la fonction d'autocovariance, définie comme :

$$C_h = \frac{1}{n}\sum_{t=1}^{n-h}(x_t - \bar{x})\,(x_{t+h} - \bar{x})$$

et C_0 la variance, définie comme :

$$C_0 = \frac{1}{n}\sum_{t=1}^{n}(x_t - \bar{x})^2$$

La valeur de r(*h*) varie donc entre -1 et 1.

L'interprétation du corrélogramme apporte de nombreuses informations sur la nature du signal étudié. Cette interprétation est fondée sur sa forme et le (ou les) instant(s) où sa valeur atteint zéro (NIST/SEMATECH, 2010). Le corrélogramme ne peut s'appliquer que sur une série temporaire. Il permet alors de voir la non-stationnarité du signal ou encore si c dernier est de type « bruit blanc ». Pour un signal stationnaire, sa vitesse de décroissance indique la vitesse à laquelle la corrélation entre deux points diminue et donc l'inertie du signal. La relation entre les données d'entrée, celles de sortie et l'effet filtre créé par le système étudié, peut être approchée par un modèle illustratif appliqué à la série temporelle. Ce modèle, appelé ARMA pour *AutoRegressive MovingAverage*, sert également d'outil de prédiction (Box & Jenkins, 1974). Une série temporelle peut suivre un modèle « autorégressif », « moyenne mobile » ou les deux (SAS Institute Inc., 2009). Si le signal est de type « autorégressif », cela signifie que le milieu peut être apparenté à un « filtre numérique à réponse impulsionnelle infinie » et que le signal est une réponse basée sur les valeurs du signal d'entrée ainsi que les valeurs antérieures de cette même réponse (Ambardar, 1999). Si le signal est de type « moyenne mobile », cela signifie que le milieu peut être apparenté à un « filtre numérique à réponse impulsionnelle finie » et que le signal est une réponse uniquement basée sur les valeurs du signal d'entrée (Ambardar, 1999). Le corrélogramme est alors la mesure de l'« effet mémoire » du système (Mangin, 1984). Certains signaux peuvent être composé de ces deux modèles à la fois, montrant ainsi la dualité qu'il existe au sein du milieu.

Le lien entre la forme du corrélogramme simple et ses caractéristiques est synthétisé dans le tableau ci-dessous (Table 3-3) et illustré par la Figure 3.18 :

Forme	**Signification**	**Illustration (Figure 3.18)**
N'atteint jamais zéro	Série non-stationnaire	(A)
Corrélation max. à *h* = 0, sinon r(*h*) = 0	Bruit blanc	(B)
r(*h*) = 0, hormis quelques valeurs	Série de type « moyenne mobile » (pas d'effet mémoire)	(C)
Décroissance exponentielle jusqu'à atteindre r(*h*) = 0	Série de type « autoregressive », l'effet mémoire dépend de la vitesse de décroissance	(D) & (E)
Premiers *lags* différents de 0, sinon r(*h*) = 0	Série suivant le type « autoregressif » et « moyenne mobile »	(F)
r(*h*) à des pics à intervalles réguliers	Série avec une composante saisonnière (périodique)	(G) & (H)
Alternance de valeurs positives et négatives tendant vers r(*h*) = 0	Série de type « autoregressive » avec une composante saisonnière	(G)

Table 3-3 : Relation entre forme du corrélogramme simple et sa signification.

Dans la littérature sur l'approche fonctionnelle du karst, la durée de l'effet mémoire, qui correspond donc au seuil au-delà duquel le signal d'entrée n'a plus qu'une influence minime sur celui de sortie, a été fixé par convention au *lag* atteint lorsque r(*h*)=0.2 (Mangin, 1981a & 1984 ; Herman *et al.*, 2009 ; Dörfliger, *et al.*, 2010). Il existe d'autres propositions, comme celle faite par Massei et al (2009) : les auteurs proposent deux coefficients qui sont les paramètres d'une courbe d'ajustement logarithmique du corrélogramme. Cette dernière proposition est bien adaptée aux décroissances rapide, mais moins bien aux décroissances commençant après quelques *lags*. Dans ce travail, l'analyse des corrélogrammes repose sur la description de leur forme et sur l'obtention des valeurs de *lag* pour r(*h*)=0.2 pour permettre une comparaison plus facile avec les résultats obtenus par les autres auteurs.

Le corrélogramme est lié aux spectres de densité de puissance (PSD) par le théorème de Wiener-Khinchine. Il stipule que la PSD d'une série temporelle stationnaire est la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation de cette série. Elle correspond à la répartition des variances selon les fréquences. Pour une série discrète, la PSD S(*h*) avec $0 \leq h < N$ est :

$$S(h) = \sum_{n=0}^{N-1} r_h(n) \cdot e^{\frac{-2i\pi hn}{N}}$$

où r_h est la fonction d'autocorrélation de la série *n*.

Le spectre de densité permet pour une série temporelle périodique de saisir les longueurs d'ondes composant les harmoniques principales. Par exemple, une série montrant une influence des cycles saisonniers aura un pic de densité spectrale autour de 6 mois. L'étude du spectre, comme pour le corrélogramme, conduit à caractériser le système aquifère en tant que filtre. Mangin (1984) propose deux paramètres pour quantifier l'inertie du système : le temps de régulation et la fréquence de coupure. Ces paramètres repris par d'autres auteurs à sa suite (e.g. Marsaud, 1997 ; Dörfliger *et al.* , 2010) correspondent respectivement à la durée d'influence du signal d'entrée et au moment où la densité de variance devient négligeable. Le temps de régulation équivaut à la largeur de la bande passante du spectre ; Mangin (1984) le définit comme égal à l'ordonnée maximale du spectre divisée par son intégrale. La fréquence de coupure n'a pas de définition claire, car elle repose sur le moment où la variance est jugée « négligeable ». En traitement du signal, et plus particulièrement en électricité, un signal peut être jugé « négligeable » quand sa valeur passe sous le seuil d'efficacité défini par sa moyenne quadratique (*root-mean-square*, RMS), elle est égale à (Smith, 2002) :

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{n} x^2(t)}$$

où x(t) est le spectre étudié. La fréquence de coupure correspond, dans ce travail, à la fréquence atteinte lorsque la PSD devient inférieure à sa RMS. Plus la fréquence de coupure est petite et plus le temps de régulation est grand, plus la source est inertielle.

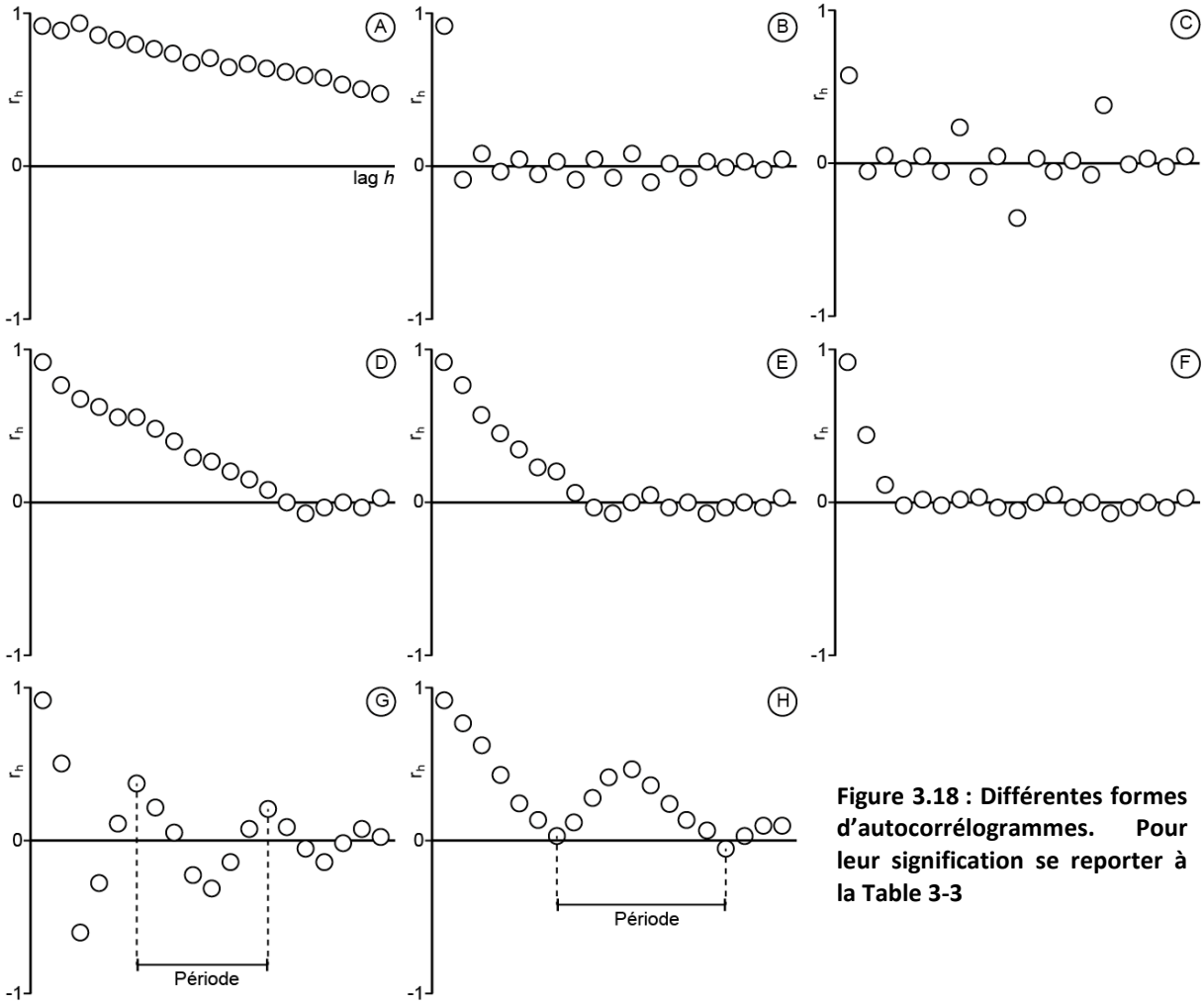


Figure 3.18 : Différentes formes d'autocorrélogrammes. Pour leur signification se reporter à la Table 3-3

3.4.1.3 Analyses corrélatoires bivariées

Les analyses corrélatoires bivariées reposent sur l'étude de la corrélation entre deux séries de données, ce qui est classiquement fait en hydrogéologie en étudiant les relations pluie-débit (Jemcov & Petric, 2009). Cette étude est basée sur le corrélogramme croisé.Il s'agit de regarder la corrélation entre deux séries temporelles pour un *lag* croissant. Cette corrélation montre l'influence d'une première série dite « donnée d'entrée » sur une deuxième, dite « donnée de sortie ». Pour deux séries discrètes x_t et y_t, où x est la cause de y, deux corrélations, une avec un lag h positif et une avec un négatif, sont définies car cette fonction est non symétrique (Jenkins & Watt, 1968 in Padilla & Pulido-Bosch, 1995) :

$$r_{+h} = r_{xy}(h) = \frac{C_{xy}(h)}{\sqrt{C_x^2(0)C_y^2(0)}}$$

et

$$r_{-h} = r_{yx}(h) = \frac{C_{yx}(h)}{\sqrt{C_x^2(0)C_y^2(0)}}$$

où C_{xy} et C_{yx} sont les fonctions de covariance, définies comme :

$$C_{xy}(h) = \frac{1}{n}\sum_{t=1}^{n-h}(x_t - \bar{x})\,(y_{t+h} - \bar{y})$$

$$C_{yx}(h) = \frac{1}{n}\sum_{t=1}^{n-h}(y_t - \bar{y})\,(x_{t+h} - \bar{x})$$

et, $C_x(0)$ et $C_y(0)$ les variances, définies comme :

$$C_x(0) = \frac{1}{n}\sum_{t=1}^{n}(x_t - \bar{x})^2$$

$$C_y(0) = \frac{1}{n}\sum_{t=1}^{n}(y_t - \bar{y})^2$$

Les valeurs de r(±*h*) varient donc entre -1 et 1.

La corrélation croisée avec un *lag* positif représente la réponse impulsionnelle du système karstique (Marsaud, 1997), à la condition où les précipitations peuvent être associées à un bruit blanc (Mangin, 1981b). Padilla & Pulido-Bosch (1995) ont montré à partir d'exemples synthétiques que cette réponse impulsionnelle permet de caractériser l'intensité de la karstification de l'aquifère. Pour une même donnée d'entrée, la réponse impulsionnelle est (Figure 3.19) : très forte et brève pour les aquifères karstiques, faible et étalée pour les aquifères poreux fissurés, et entre les deux pour un aquifère mixte. Les corrélogrammes croisés peuvent également montrer des relations génétiques ou de causalités entre deux systèmes représentés par deux séries temporelles (Larocque *et al.*, 1998a). Par exemple, ils peuvent mettre en évidence le lien entre des écoulements de surface et des sources (Bailly-Comte *et al.*, 2008). Dans ce travail, l'accent est mis sur la réponse impulsionnelle.

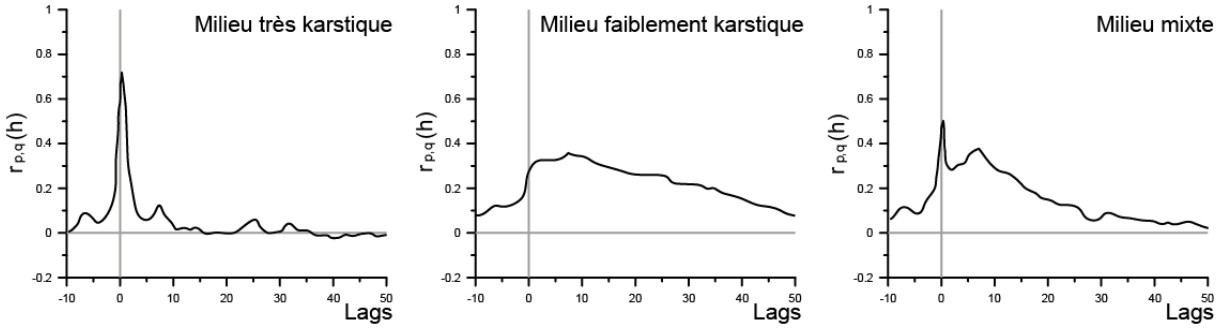


Figure 3.19 : Corrélogrammes pluie-débit (p-q) pour trois milieux synthétiques à karstification variable (modifié d'après Pardilla & Pulido-Bosch, 1995).

Mangin (1982) a proposé d'utiliser les réponses des analyses corrélatoires et spectrales univariées et bivariées pour classer les hydrosystèmes karstiques (Figure 3.20). Cette classification est basée sur le lien entre la réponse impulsionnelle des sources et la variation des paramètres extraits de l'analyse des hydrogrammes et chémogrammes. La Figure 3.20 montre la variation de

l'effet mémoire, extrait du corrélogramme simple, ainsi que de la fréquence de coupure et du temps de régulation, extraits du spectre simple, pour des sources de la plus karstique à la moins karstique. Ces descripteurs permettent alors de quantifier la fonctionnalité du réseau karstique au sein de l'aquifère.

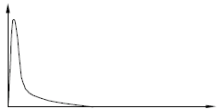
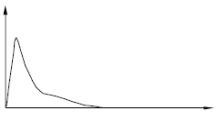
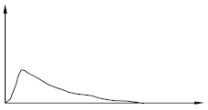
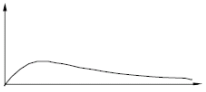
TYPES	EFFET MEMOIRE (R_k = 0.2)	FREQUENCE DE COUPURE	TEMPS DE REGULATION	REPONSE IMPULSIONNELLE	Inertie
ALIOU	Réduit (5 jours)	Très haute (0,30)	10 à 15 jours		-
BAGET	Petit (10 à 15 jours)	Haute (0.20)	20 à 30 jours		
FONTESTORBES	Grand (50 à 60 jours)	Basse (0.10)	50 jours		
TORCAL	Considérable (70 jours)	Très basse (0.05)	70 jours		+

Figure 3.20 : Classification des hydrosystèmes karstiques du moins vers le plus inertiel, selon les paramètres extraits de l'autocorrélogramme et du spectre simple (d'après Mangin, 1982 in Marsaud, 1997).

3.4.2 Résultats et premières interprétations

3.4.2.1 Exposants spectraux

Les exposants spectraux ont été extraits pour les trois paramètres enregistrés sur les sept sources au pas de temps horaire (Figure 3.21). Sur un même périodogramme, le nombre d'exposants spectraux indiquent le nombre de loi statistique régissant la série temporelle selon la période. Ces périodes sont définies par une période de coupure spectrale qui correspond à la fréquence à laquelle les ajustements linéaires décrivant les exposants se croisent. Les sources montrent globalement une à deux lois statistiques, selon le paramètre étudié. Seule la source de Labus possède trois exposants spectraux. Les valeurs obtenues sont comparables à celles obtenues dans la littérature pour les systèmes karstiques (e.g. Labat *et al.*, 2000a, Labat *et al.*, 2002 ; Mathevet *et al.*, 2004) ou pour des données hydrologiques (e.g. Dolgonosov *et al.*, 2008).

La Figure 3.22 montre que les exposants β_1, qui correspondent aux basses fréquences, sont quasiment tous dans le domaine brownien. Cela signifie que, pour les échelles de temps les plus longues, les paramètres étudiés sont stochastiques, structurés et fractals. Les exposants obtenus sur une source sont variables d'un paramètre à l'autre. De plus, une même source peut alors posséder des nombres de Hurst différents selon le paramètre considéré. Cela montre l'intérêt d'étudier les trois paramètres *CTD* : même si ils sont génétiquement interconnectés, ils peuvent varier indépendamment. Chaque paramètre est donc susceptible d'apporter des informations sur l'aquifère.

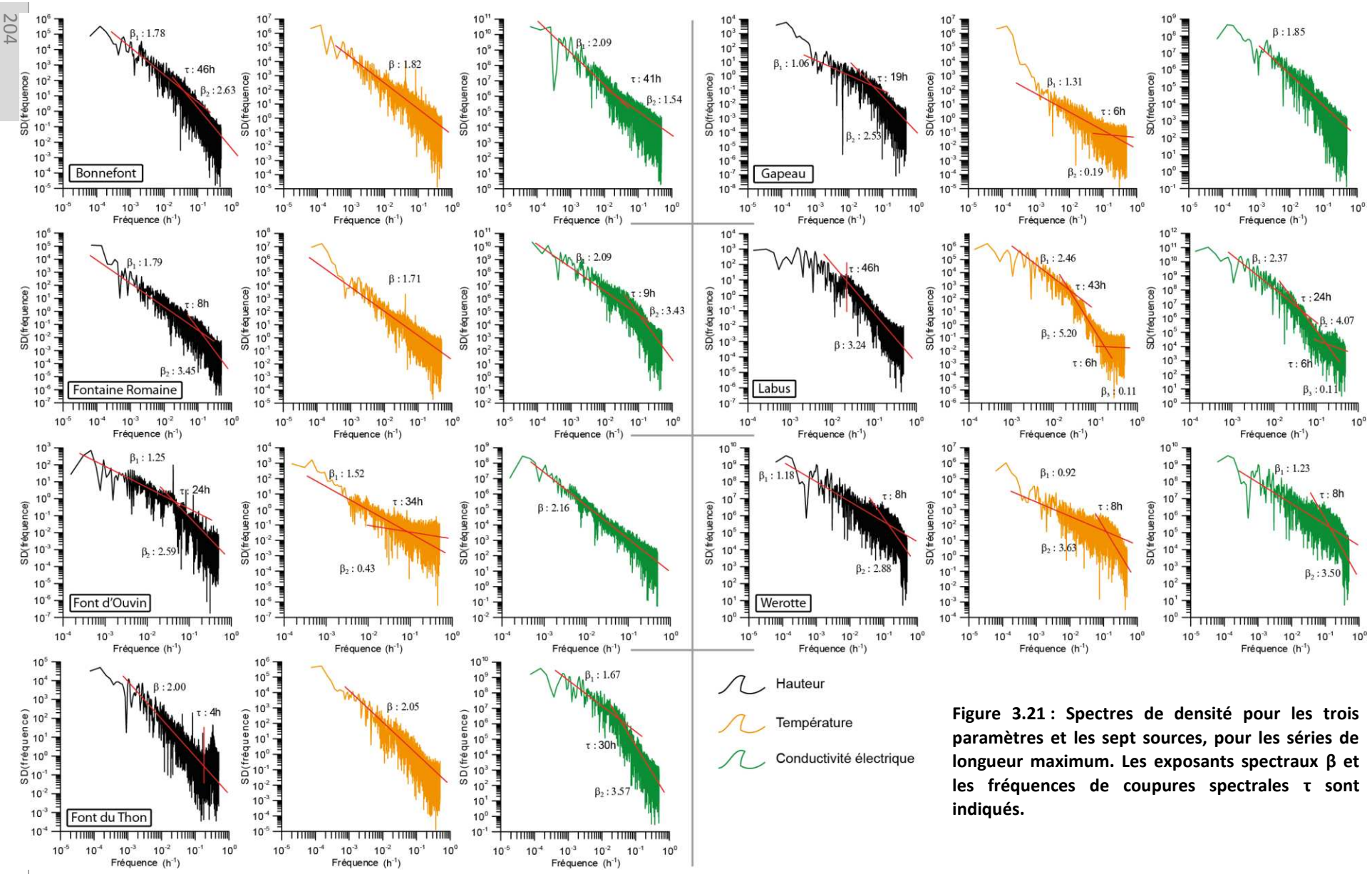


Figure 3.21 : Spectres de densité pour les trois paramètres et les sept sources, pour les séries de longueur maximum. Les exposants spectraux β et les fréquences de coupures spectrales τ sont indiqués.

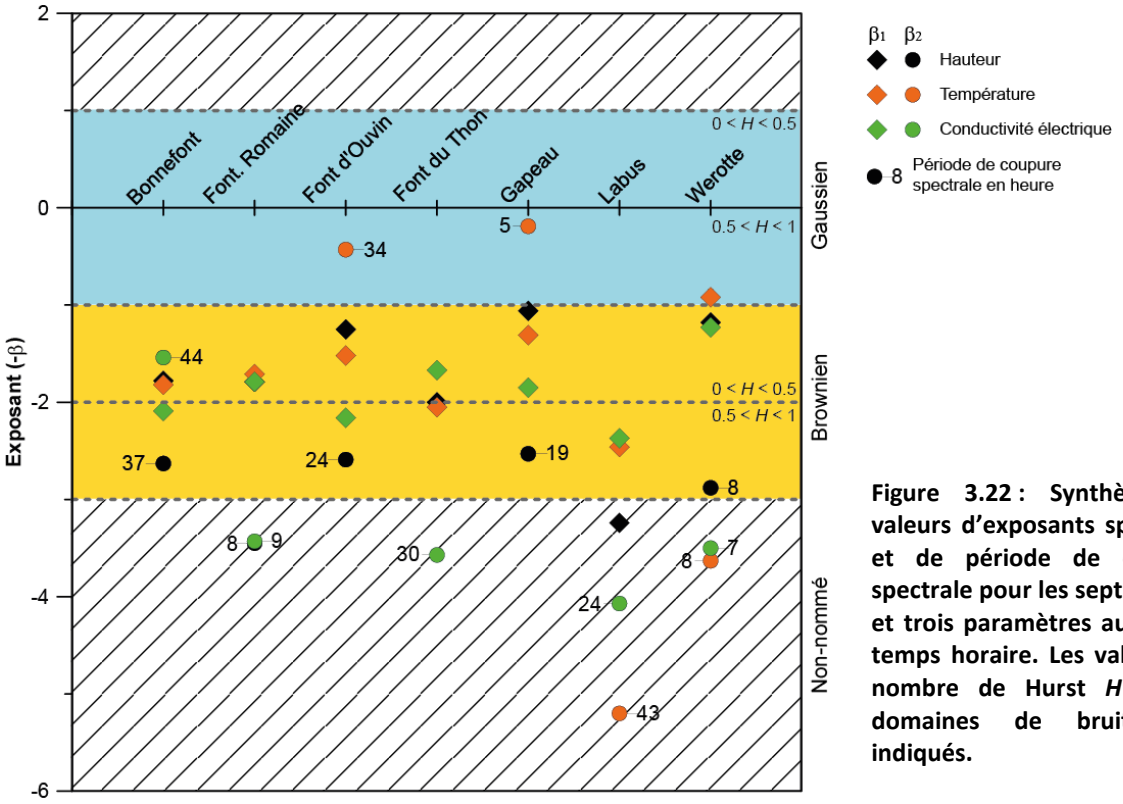


Figure 3.22 : Synthèse des valeurs d'exposants spectraux et de période de coupure spectrale pour les sept sources et trois paramètres au pas de temps horaire. Les valeurs du nombre de Hurst *H* et les domaines de bruit sont indiqués.

Pour β_2 le schéma est plus contrasté (Figure 3.22) : les paramètres de températures des sources de Font d'Ouvin et du Gapeau apparaissent comme gaussiens, tandis que des paramètres de quatre autres sources possèdent des exposants plus grands que 3. En ce qui concerne les températures dans le domaine gaussien, il apparaît que pour les petites échelles de temps le signal enregistré est purement stochastique et non-structuré. Cela signifie que pour les sources de la Font d'Ouvin et du Gapeau le signal de température est lié à la sonde et non au milieu naturel pour des variations inférieures à, respectivement, 34 h et 5h (Figure 3.22). Les sources présentant des β_2 supérieurs à 3 montrent pour les petites échelles de temps l'existence de phénomènes exceptionnels. Ces phénomènes peuvent être d'origine variés : crues, arrivées d'eau extérieures au système ou problèmes analytiques. Il est à noter que les problèmes analytiques sont liés à la manière d'estimer β ou à la construction du périodogramme (Granero Sanchez *et al.*, 2008). A la Fontaine Romaine, les chroniques présageaient de l'existence d'arrivées directes lors des crues. Ceci est donc confirmé par des exposants spectraux supérieurs à 3 (Figure 3.22). Ainsi tout phénomène avec un pas de temps inférieur à la dizaine ne peut être dégagé du biais induit par les méthodes globales. Il est a noté que l'influence de ces arrivées directes n'apparaît pas sur la température. A la Font du Thon, la présence de pompage influençant la source avait été précisée (chapitre 3.2.4). Ces pompages ont une période comprise entre 3 h et 4 h, ce qui est marqué par une périodicité différente pour la hauteur de la source (Figure 3.21). La valeur de conductivité semble également impactée mais pour une période plus grande, inférieure à 30h (Figure 3.22). La source de Labus est celle montrant les périodogrammes les plus complexes. Tout d'abord, elle est caractérisée par des exposants spectraux très grands pour une période de temps comprise 24 h et 43 h d'une part, et 4h à 6h d'autre part (Figure 3.22). Avec cette seule analyse, il est difficile d'établir la raison de cette période. Ce résultat est discuté par la suite au regard d'autres éléments, mais il pourrait être lié à l'activation d'un deuxième réseau karstique lors des crues. Pour les périodes inférieures à 6 h, le périodogramme du Labus montre des exposants spectraux appartenant au domaine gaussien. En deçà de cette durée, le

signal est donc dominé par un bruit de fond électronique et est donc inexploitable. Enfin, la source Werotte possède des exposants spectraux supérieurs à 3 pour des périodes inférieures à la dizaine d'heures (Figure 3.22). Cela peut être mis en relation avec les anomalies de conductivité et de température observées sur les chroniques. Ces valeurs de β indiquent des événements exceptionnels et peuvent donc être mis en lien avec des apports directs dans la source d'une eau différente. Celle-ci pourrait être d'origine anthropique.

Au final, il apparaît donc qu'il y a un découplage entre les trois paramètres *CTD* pour les sources. Chacun est donc susceptible d'apporter un éclairage différent sur les caractéristiques de l'aquifère. L'importance des différences entre ces paramètres varie d'une source à l'autre. Les exposants spectraux ont également permis de différencier à deux échelles de temps les parties du signal liés à des problèmes de mesure ou au contraire celles liées à des événements exceptionnels.

3.4.2.2 Aurtocorrélogramme et spectre simple

Il apparaît sur les autocorrélogrammes des sept sources, et pour les trois paramètres, que toutes les séries analysées sont stationnaires sur les périodes considérées (Figure 3.23). Cela permet d'étendre les méthodes utilisées aux spectres ; le théorème de Wiener-Khinchine reliant spectres et corrélogrammes n'est valable que pour les séries stationnaires. Les 21 corrélogrammes étudiés montrent tous un comportement proche des modèles « autorégressifs » (Figure 3.23). Ce fait est un prérequis à l'existence d'un « effet mémoire » dans les séries temporelles.

Les trois paramètres ont des comportements différents pour une même source, mais également les uns par rapport aux autres. Les corrélogrammes de la hauteur se répartissent entre deux extrêmes : la Font d'Ouvin dont la corrélation chute très vite d'une part et le Gapeau dont la corrélation reste haute plus longtemps d'autre part. En ce qui concerne les corrélogrammes de la température, les motifs sont très proches et montrent une corrélation restant haute après plusieurs lags. La Font d'Ouvin est la seule exception à ce schéma, avec une corrélation chutant rapidement. Les corrélogrammes de la conductivité électrique ont des comportements plus contrastés. Certains ont des signes de périodicités. Par ailleurs, l'ensemble des autocorrélogrammes montre que le descripteur « effet mémoire » est à utiliser avec précaution. En effet, pour une même valeur d'effet mémoire les autocorrélogrammes ont des morphologies très différentes (Figure 3.23). Cela implique que des sources fonctionnant différemment peuvent avoir la même valeur de ce paramètre.

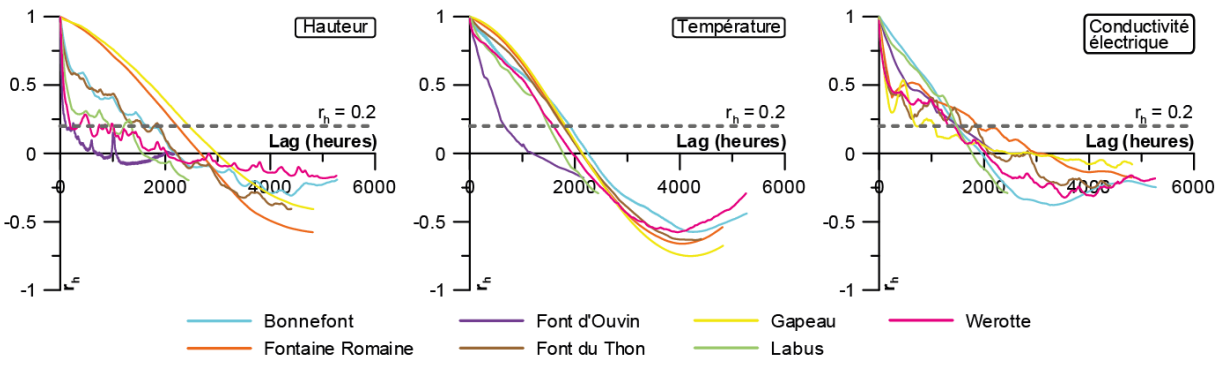


Figure 3.23 : Autocorrélogrammes, au pas de temps horaire, des sept sources étudiées pour leurs trois paramètres *CTD*. Le lag max est défini comme un tiers de la longueur totale de la série.

Les graphiques de l'ensemble des analyses corrélatoires et spectrales sont disponibles en annexe numérique (annexe e7). La Figure 3.24 synthétise les informations apportées sur l'inertie des sources étudiées par les ACS univariées. Cette synthèse se focalise sur trois paramètres définis par

Mangin (1982) : l'effet mémoire, le temps de régulation et la fréquence de coupure. Pour une plus grande comparaison entre descripteurs, la fréquence de coupure a été convertie en période de coupure. Comme cela est illustré par les corrélogrammes, mais auparavant par les exposants spectraux, il existe une très forte variabilité inter-sources et inter-paramètres (Figure 3.24). Une grande hétérogénéité apparaît également sur les échelles de temps des trois descripteurs. La période de coupure a une très faible variation qui ne dépasse pas les 7 jours, tandis que les deux autres descripteurs ont une très forte amplitude de variation, de quelques jours à plus de 100 jours (Figure 3.24). De plus, la valeur de ces descripteurs pour une même source change d'un paramètre à l'autre et leur hiérarchie temporelle varie d'une source à l'autre. Le même travail a été fait au pas de temps journalier (annexe e8). Il apparaît que les résultats sont identiques à ceux au pas de temps horaire, seuls quelques valeurs sont décalées d'un jour ou deux.

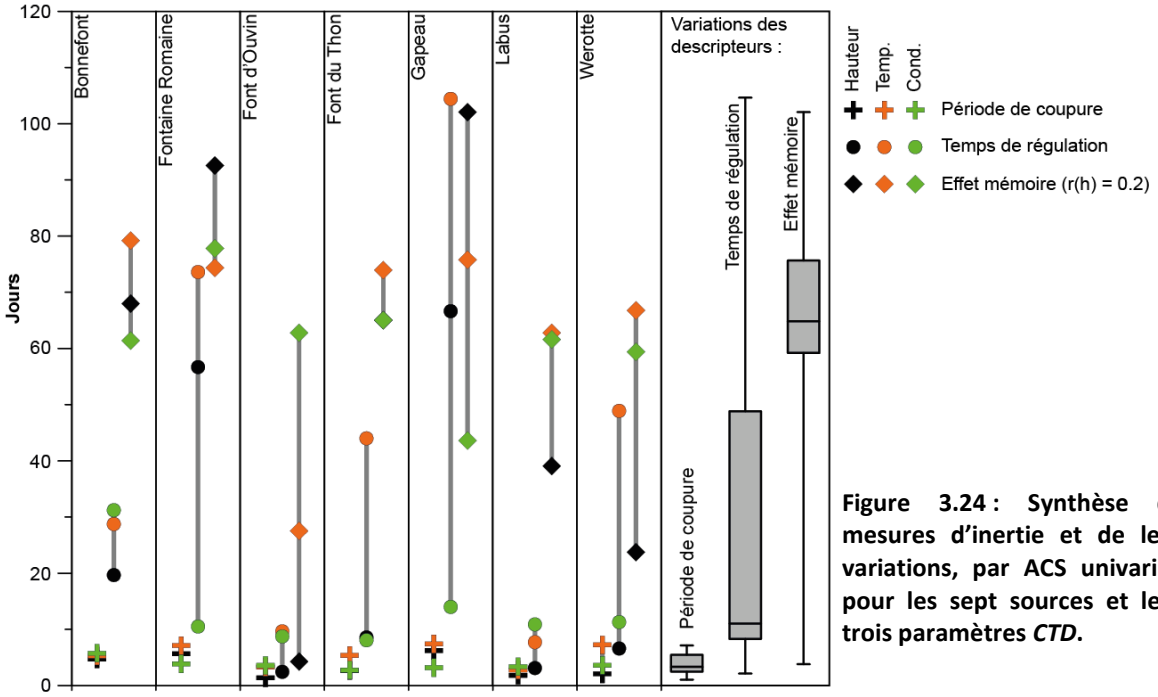


Figure 3.24 : Synthèse des mesures d'inertie et de leurs variations, par ACS univariées pour les sept sources et leurs trois paramètres *CTD*.

Pour les trois paramètres enregistrés, les trois descripteurs ne permettent donc pas ici de classer les sources selon leur inertie. Les résultats se contredisent même d'un descripteur à l'autre. Par ailleurs, la période de régulation obtenue par la méthode RMS diffère sensiblement des valeurs obtenues qualitativement dans la littérature pour ce descripteur. D'après les données obtenues sur les sources pyrénéennes et espagnoles de référence, cette période de coupure varie entre 3 jours et 20 jours (Mangin, 1982). Sur les sources étudiées, elle ne dépasse pas les sept jours ; y compris pour des sources dont le temps de régulation et l'effet mémoire sont respectivement de 67 jours et 102 jours. Cependant, la méthode RMS permettrait de proposer des intervalles de fréquences plus robustes numériquement pour des analyses, non proposées dans ce travail, telles les fonctions de phase, gain, amplitude et cohérence (Jeannin & Sauter, 1998).

Certains autocorrélogrammes ont montré des phénomènes de cyclicité. Ces cycles ont été relevés sur les spectres de puissances (Table 3-4). Ces cycles sont très variables et ne montrent pas de tendances communes. Le seul fait remarquable est, pour les sources de Werotte, Labus et dans une moindre mesure Font d'Ouvin, la présence de cycles proches de 28 jours, de 14 jours et de 7 jours. Cela pourrait indiquer les influences de marées lunaires, qui représenteraient la fréquence

fondamentale (28j), avec leurs harmoniques 2F (14j) et 4F (7j). Deux autres phénomènes repérés sur les analyses qualitatives des courbes n'apparaissent pas : les cycles saisonniers, en raison du *lag* maximum d'observation (1/3 des séries), et les effets des pompages à la Font du Thon. Ce dernier fait est probablement dû à l'effet de lissage provoqué par le spectre de puissance qui utilise le corrélogramme et non la fonction brute. Par ailleurs, ces périodicités n'affectent pas les mêmes paramètres : la température ne montre quasiment aucune cyclicité, tandis que la hauteur d'eau y est plus sujette. Enfin, l'expression des cycles est différente d'une source à l'autre, même au sein du même massif. Par exemple, la Font du Thon et la source Werotte ont des cycles proches des cyles lunaires, mais ils sont enregistrés de manière plus complexe pour cette dernière.

	Bonnefont						Fontaine Romaine						Font d'Ouvin						Font du Thon					
	Hauteur		Temp.		Cond.		Hauteur		Temp.		Cond.		Hauteur		Temp.		Cond.		Hauteur		Temp.		Cond.	
	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)
Pic1	18%	37	23%	44	17%	37	23%	50	-	-	-	-	24%	23	-	-	-	-	50%	18	-	-	43%	61
Pic2	13%	18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	22%	13	-	-	-	-	22%	37	-	-	46%	37
Pic3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	22%	10	-	-	-	-	22%	15	-	-	24%	18
Pic4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	26%	8	-	-	-	-	-	-	-	-	20%	14
Pic5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	16%	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pic6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	18%	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pic7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12%	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pic8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	16%	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pic9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7%	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

	Gapeau						Labus						Werotte					
	Hauteur		Temp.		Cond.		Hauteur		Temp.		Cond.		Hauteur		Temp.		Cond.	
	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)	Amp.	Pe. (j)
Pic1	-	-	-	-	4%	19	70%	51	58%	26	46%	26	35%	54	-	-	26%	36
Pic2	-	-	-	-	-	-	100%	26	30%	17	28%	17	31%	37	-	-	16%	22
Pic3	-	-	-	-	-	-	64%	17	20%	13	16%	13	26%	27	-	-	13%	15
Pic4	-	-	-	-	-	-	38%	13	-	-	-	-	28%	20	-	-	-	-
Pic5	-	-	-	-	-	-	32%	10	-	-	-	-	28%	17	-	-	-	-
Pic6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	17%	10	-	-	-	-
Pic7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13%	7	-	-	-	-
Pic8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12%	5	-	-	-	-
Pic9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10%	4	-	-	-	-

Table 3-4 : Ensemble des cycles rencontrés dans les analyses spectrales simples au pas de temps horaire. Pour chaque source et leurs paramètres, les périodes (« Pe. » dans le tableau) des cycles rencontrés sont notées en jours et les amplitudes (« Amp. » dans le tableau) correspondantes exprimées par rapport à l'amplitude maximum du spectre considéré.

Les outils d'analyses d'inertie basés sur les ACS univariées ne permettent pas d'analyser les sources de l'Unité du Beausset de manière pertinante. Par les contre, l'analyse descriptive des autocorrélogrammes permettent une première caractérisation des sources.

3.4.2.3 Corrélogrammes croisés

Les corrélogrammes croisés représentent la réponse impulsionnelle d'un paramètre d'une source en sortie vis-à-vis d'une donnée d'entrée. Dans ce travail, deux données d'entrée ont été considérées : la pluie et la température atmosphérique. Les analyses ont été faites au pas de temps horaire et journalier pour les relations pluies-*CTD* et au pas de temps uniquement journalier pour les relations températures atmosphériques-températures de l'eau.

Les corrélogrammes croisés pluies-*CTD* montrent des temps d'arrivée d'impulsion variables selon les sources et les paramèters considérés (Table 3-5) ; les graphiques sont disponibles en annexe numérique (annexe e7). De plus, les temps d'arrivée diffèrent entre les analyses au pas de temps horaire et journalier. Les ordres de grandeur étant respectés dans les deux cas (Table 3-5), ces différences semblent dues uniquement à la différence de résolution. Le choix du pas de temps est donc lié à l'objectif. Dans ce travail, l'accent étant mis sur la comparaison des sources à grande échelle ; le choix du pas de temps est non-significatif sur les résultats. Globalement, la température a

des temps d'arrivée plus grands et des corrélations plus faibles que les deux autres paramètres. La hauteur d'eau a des corrélations plus fortes que la température.

	Arrivée 1ère impulsion (h)			r(h)			Arrivée 1ère impulsion (j)		
	Haut.	Temp.	Cond.	Haut.	Temp.	Cond.	Haut.	Temp.	Cond.
Bonnefont	20	53	99	0.15	-0.08	-0.10	2	4	4
Font. Romaine	2323	1858	1683	0.06	-0.05	0.04	96	78	5
Font d'Ouvin	8	903	93	0.33	-0.09	-0.08	1	40	4
Font du Thon	20	1952	22	0.23	-0.09	-0.29	2	82	2
Gapeau	6	1886	8	0.05	-0.05	0.12	1	83	1
Labus	13	79	110	0.16	-0.08	-0.09	2	4	5
Werotte	13	1196	3	0.30	-0.10	-0.19	2	5	2

Table 3-5 : Temps d'arrivée de la première impulsion et sa valeur de corrélation r(h) pour les sept sources et leurs trois paramètres *CTD* pour une corrélation croisée au pas de temps horaire avec la pluie. Les temps d'arrivée pour des corrélations croisée au pas de temps journalier sont aussi indiqués. Haut. = hauteur d'eau, Temp. = température et Cond. = conductivité électrique.

En comparant les sources selon leurs trois paramètres, il apparaît quatre comportements qui sont illustrés Figure 3.25. Parmi les sept sources, il y a celles tel le Labus dont les trois paramètres ont une réponse impulsionnelle relativement forte avec des temps d'arrivée rapides. Un autre comportement est illustré par la Font du Thon dont les impulsions de la conductivité électrique et de hauteur sont rapides et intenses, tandis que la température possède un temps d'arrivée beaucoup plus grand et de ce fait moins intense. La source du Gapeau a une réponse impulsionnelle faible pour ses trois paramètres, mais existante, pour la conductivité électrique et la hauteur d'eau. Dans le cas du Gapeau, il est à noter que la conductivité a une corrélation toujours positive, ce qui signifie que l'effet piston de l'hydrosystème est le signal le plus présent. Cet effet piston correspond au pic de conductivité dû à la poussée des eaux anciennes lors des crues. Enfin le dernier comportement est illustré par la Fontaine Romaine. Les temps d'arrivée sont très grands pour les trois paramètres. Un faible pic impulsionnel est tout de même présent pour la hauteur et pour la conductivité. Mais ces pics sont probablement liés aux eaux de surfaces atteignant la sonde, comme tendraient à le montrer les exposants spectraux.

Les analyses corrélatoires croisées de type pluies-*CTD* ont été effectuées sur une période commune pour comparer les sources entre elles de manière robuste (Figure 3.26). La hauteur des sources montrent une réponse impulsionnelle importante avec une décroissance relativement courte sur moins de 5 jours (Figure 3.26). Seule la Fontaine Romaine a une réponse impulsionnelle faible. Les sources ne réagissent pas à la même vitesse : la première à réagir est la Font d'Ouvin en 4h, les autres réactions vont s'échelonner de 4h jusqu'à 19h après les précipitations. Les sources ont globalement une variation de hauteur multimodale, particulièrement Bonnefont qui a trois pics très intenses. Le corrélogramme croisé pluies-hauteurs permet donc de faire une analyse robuste de la karstification. Exceptées pour les sources du Gapeau et de la Fontaine Romaine, les données de température n'apportent pas d'information supplémentaire. Toutes les sources montrent un effet piston responsable globalement de l'arrivée d'eaux plus chaudes (Figure 3.26). Celles-ci cèdent après la place aux eaux d'infiltration rapide froides. A la Fontaine Romaine et au Gapeau, le schéma est différent : après l'effet piston, les eaux d'infiltration rapide arrivent en très faible quantité, et le signal montre une non stationnarité avec l'augmentation constante de la corrélation avec l'accroissement du *lag*. L'effet piston est également très bien exprimé sur les corrélogrammes croisés

pluies-conductivité (Figure 3.26). L'arrivée des eaux d'infiltrations rapides y apparaît cependant beaucoup plus vite, sauf la source du Gapeau dont la conductivité ne fait qu'augmenter suite aux pluies.

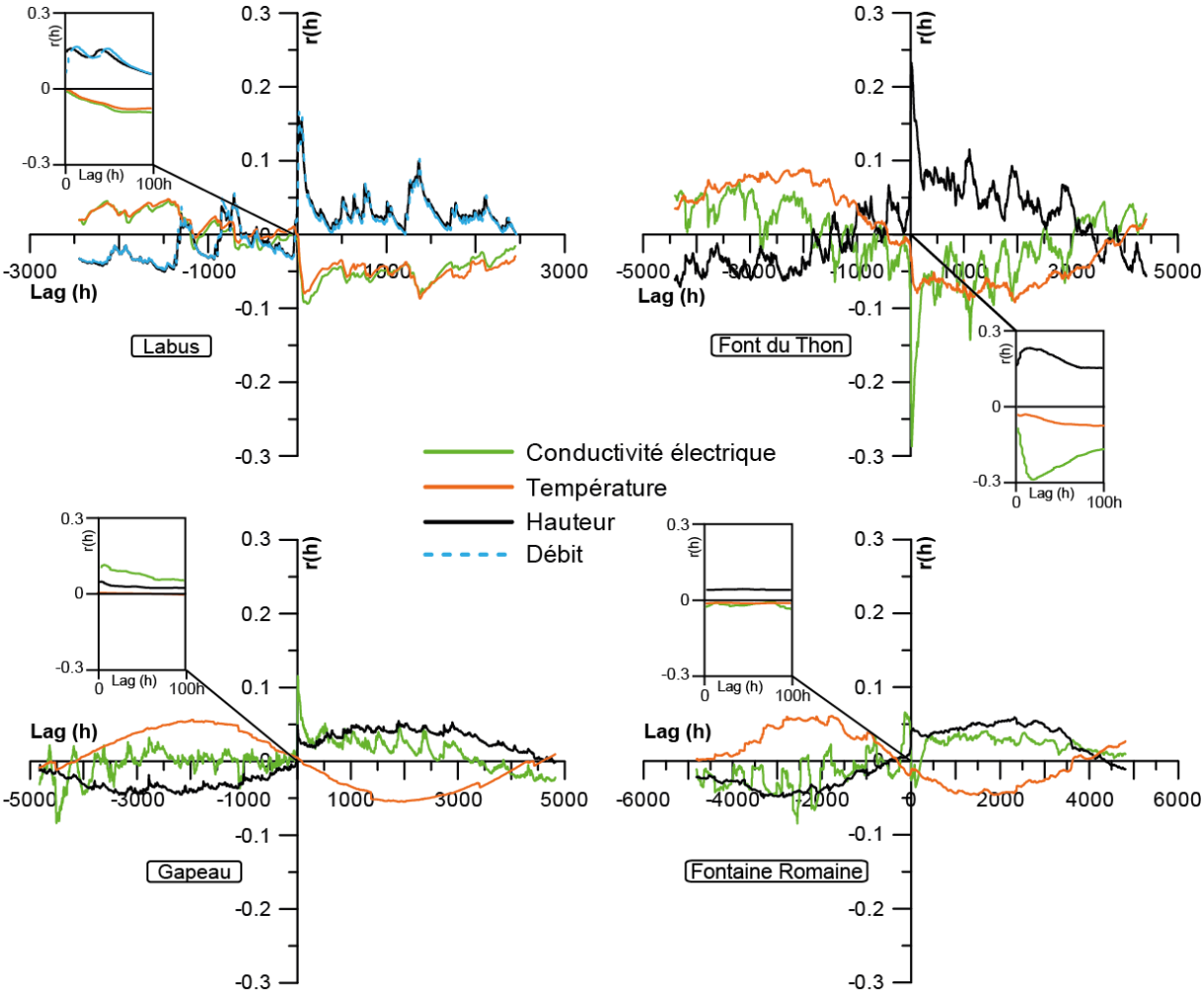


Figure 3.25 : Exemples de corrélogrammes croisés pluie-hauteur, pluie-température et pluie conductivité électrique au pas de temps horaire, pour les séries de longueur maximum de quatre sources représentatives. Le corrélogramme croisé pluie-débit est présenté pour la source de Labus. Un zoom des cent premières heures est exposé à côté de chaque source.

Les études à l'échelle de la chronique la plus longue et à l'échelle d'un mois et demi ont montré une grande complémentarité. En effet, les chroniques les plus longues permettent d'appréhender le fonctionnement général des sources étudiées, tandis que les études sur une échelle de temps plus brèves apportent un éclairage sur les mécanismes de crues pour chaque source. Ainsi, les sources de Labus, Werotte et Font d'Ouvin apparaissent comme les plus karstiques. Font du Thon et Bonnefont sont également très karstiques, mais possèdent en amont des exutoires des réserves importantes dont la présence est soulignée par la relative inertie de la température. La source du Gapeau apparaît faiblement karstique et montre également une très importante inertie. Cette inertie est d'autant plus importante que la conductivité électrique ne montre pas l'arrivée des eaux d'infiltrations rapides. Enfin, la Fontaine Romaine est très inertielle et montre les réponses impulsionnelles les plus faibles, soulignant ainsi la quasi inexistence de karst dans son hydrosystème.

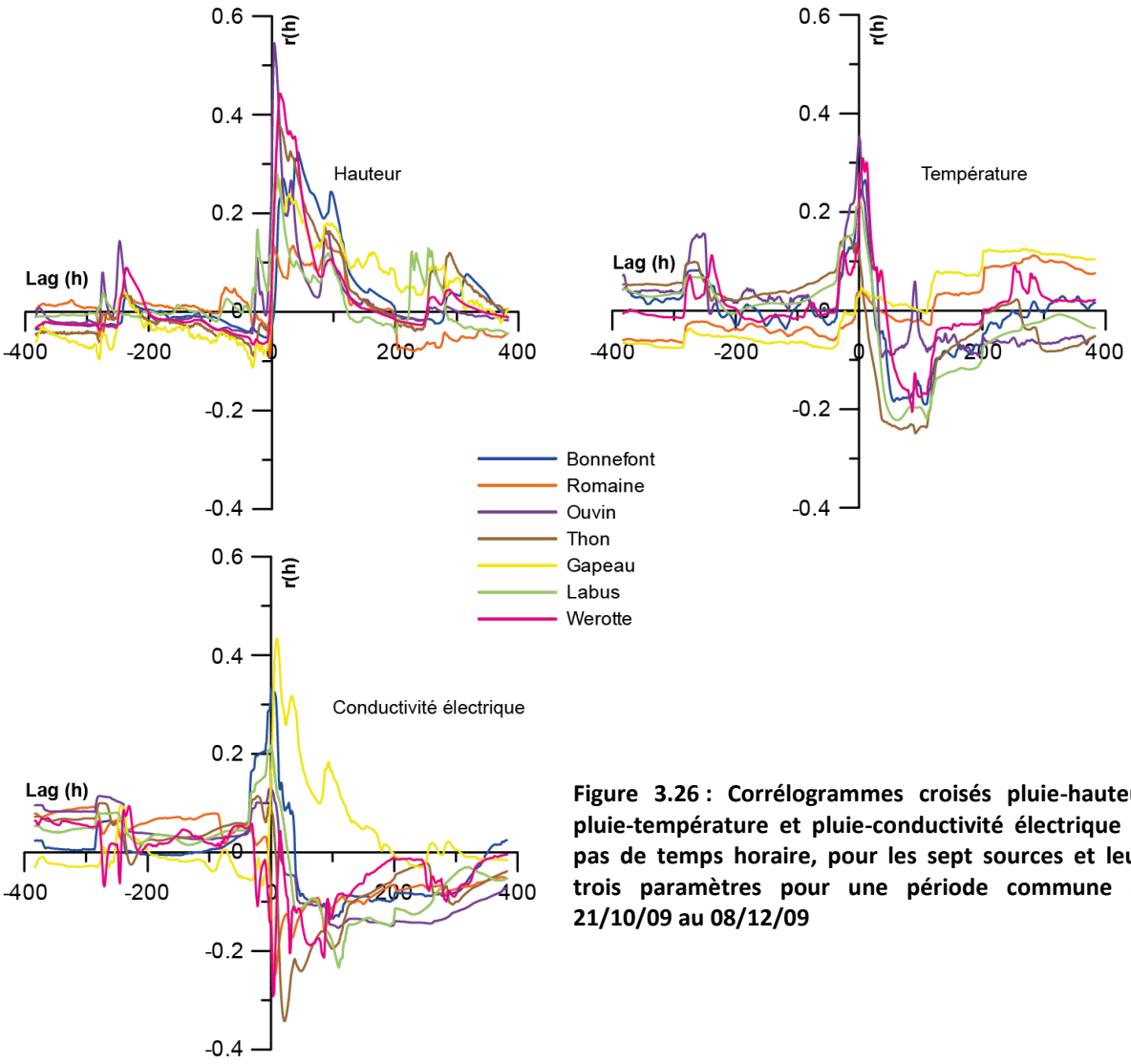
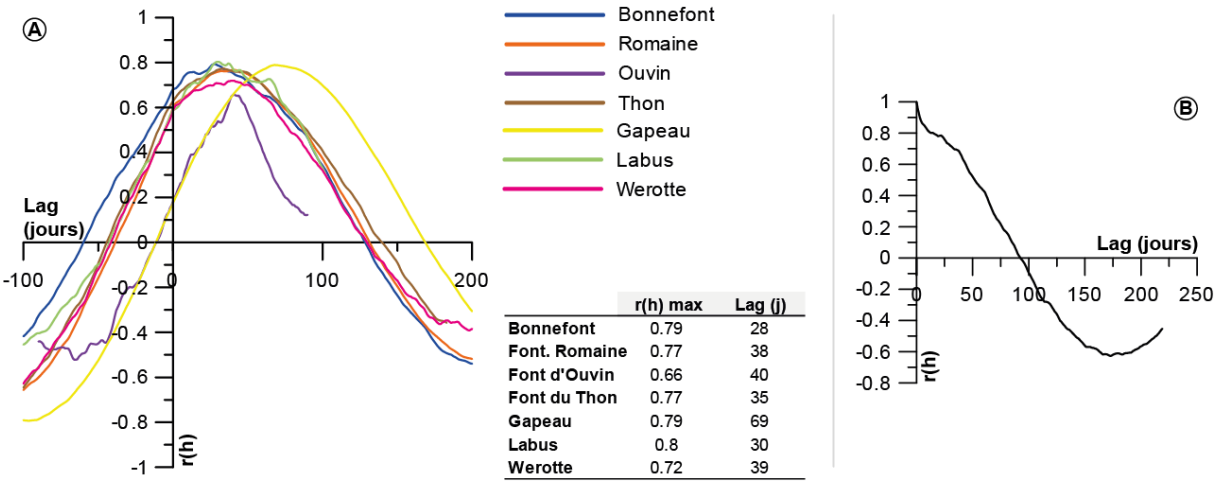


Figure 3.26 : Corrélogrammes croisés pluie-hauteur, pluie-température et pluie-conductivité électrique au pas de temps horaire, pour les sept sources et leurs trois paramètres pour une période commune du 21/10/09 au 08/12/09

En se basant sur les travaux de Pardilla & Pulido-Bosch (1995), les morphologies des réponses impulsionnelles sont indicatrices de l'intensité de la karstification (Figure 3.19). A partir des exemples illustrés (Figure 3.25), la température apparaît comme le paramètre le moins sensible à l'influence dynamique du karst ; c'est celui qui montre toujours la réponse impulsionnelle la plus faible. Ce paramètre peut donc être le témoin du fonctionnement à plus grande longueur d'onde de l'hydrosystème. La conductivité à l'opposé montre une forte réponse impulsionnelle même lorsque la karstification est le moins développé. Elle représente le paramètre témoin du fonctionnement le plus rapide de l'hydrosystème. La hauteur a une réponse intermédiaire vis-à-vis de l'influence du karst par rapport aux autres paramètres en termes d'intensité. Les différences de réponses entre les trois paramètres *CTD*, et les informations ainsi apportées, sont le signe de l'importance de les étudier ensemble. Cela est particulièrement probant en considérant la source du Gapeau où le corrélogramme croisé pluies-hauteur pour la période commune la désigne comme une source karstique, alors que la température et la conductivité électrique montrent sa grande inertie. Les corrélogrammes croisés apportent une information plus discriminante sur l'influence hydrodynamique de la karstification que les ACS univariées

Afin de quantifier la mesure de l'inertie apportée par la température, les corrélogrammes croisés entre la température atmosphérique et celle de l'eau des sources ont été effectuées au pas

de temps journalier (Figure 3.27A). La température n'étant pas un signal de type bruit blanc (Figure 3.27B), le corrélogramme croisé entre températures ne correspond pas à une réponse impulsionnelle au sens strict. Il montre néanmoins quand la corrélation est maximum entre les deux signaux, donc le temps que met la source à être influencée par la température atmosphérique. Ce temps varie entre 28 jours et 69 jours. Etant donné qu'il n'apparaît pas de lien direct entre karstification de la source et *lag* maximum, ce descripteur pourrait rendre compte du temps de renouvellement des réserves gravitaires des aquifères de chaque source. Il apparaît ainsi que l'aquifère le plus important est celui de la source du Gapeau, tandis que celui de Bonnefont est le plus petit en termes de réserves gravitaires. Les autres auraient alors des réserves équivalentes.



	r(h) max	Lag (j)
Bonnefont	0.79	28
Font. Romaine	0.77	38
Font d'Ouvin	0.66	40
Font du Thon	0.77	35
Gapeau	0.79	69
Labus	0.8	30
Werotte	0.72	39

Figure 3.27 : (A) Corrélogrammes croisés température atmosphérique-température de l'eau des sources au pas de temps journalier, les valeurs de corrélation maximum et les *lags* auxquels ces valeurs sont atteintes sont notés. (B) Autocorrélogramme de la température atmosphérique à la Limate.

3.4.3 Classification des sources du Beausset et discussion (méthode MIB)

3.4.3.1 Formes impulsionnelles *CTD*

Les sept sources suivies dans l'Unité du Beausset, et les trois paramètres qui y ont été enregistrées, montrent diverses morphologies : uni- ou multimodales dont les modes sont lepto- à platykurtiques, c'est-à-dire dont les courbes sont très bombées à plates. Hobbs & Smart (1986) et Marsaud (1997), entre autres, ont mis en avant le lien entre d'une part la nature de l'aquifère et son média, karst, fracture ou matrice, et d'autre part la forme de la réponse impulsionnelle des sources. La réponse impulsionnelle est extraite de la partie positive de corrélogrammes croisés pluie-paramètre de sortie (Mangin, 1984 ; Bailly-Comte *et al.*, 2011). Cependant, les autocorrélogrammes du débit et les corrélogrammes croisés pluie-débit doivent être utilisés avec discernement car les valeurs de leurs points caractéristiques sont influencés par les données d'entrée en plus de l'effet filtre de l'aquifère (Eisenlohr *et al.*, 1997). De plus, l'hydrogramme n'est pas toujours lié au filtre mais est aussi influencé par le type de recharge (Covington *et al.*, 2009). L'interprétation des résultats apportés par cette méthode doit toujours être mise en relation avec la connaissance géologique de l'aquifère (recharge, karstification, SAD…).

Pour fournir un référentiel à l'interprétation impulsionnelle des hydrosystèmes karstiques, une étude des corrélogrammes croisés pluie-paramètres de la littérature a été menée. Une cinquantaine de corrélogrammes croisés ont été sélectionnés avec leur localisation, leur durée de

mesure, leur paramètre traité, leur corrélation maximale et le lag correspondant, et leur forme (Table 3-6). Les études avec une autre valeur d'entrée que la pluie n'ont pas été prises en compte. Il apparaît tout d'abord que la majeure partie des études de corrélogrammes croisés se concentre sur la relation entre la pluviométrie et le débit. Les autres paramètres, et particulièrement la température, ne sont quasiment jamais exploités. Or, la conductivité électrique et la température ont démontré leur importance dans l'étude des hydrosystèmes karstiques (Atkinson, 1977 ; Bakalowicz, 1977 ; Covington *et al.*, 2011). L'analyse des corrélogrammes croisés de la littérature et de ceux de l'Unité du Beausset montrent l'existence de six familles morphologiques principales (Table 3-6 et Figure 3.28).

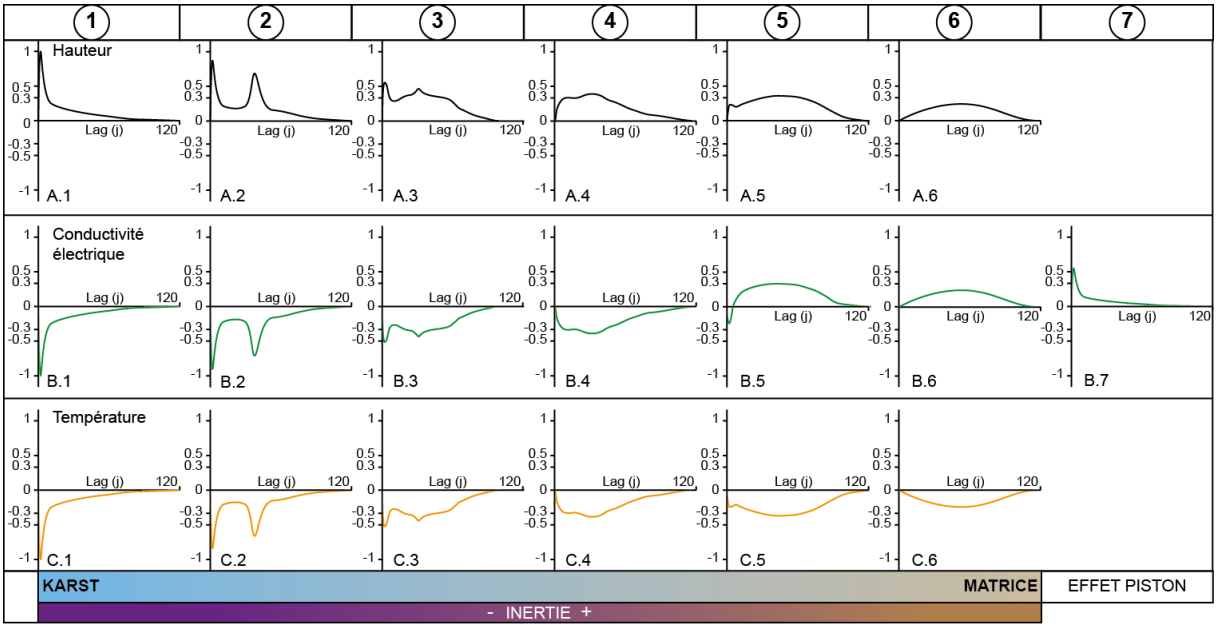


Figure 3.28 : Schémas conceptuels illustrant les formes impulsionnelles issues d'une synthèse des corrélogrammes croisés pluies-CTD de l'Unité du Beausset et pluies-paramètres de la littérature (Table 3-6) au pas de temps journalier et pour un *lag* maximum de 120 jours (le tiers d'un cycle hydrologique).

Chaque morphologie a une expression propre selon le paramètre considéré. Ainsi entre la littérature et les sources abordées dans ce travail, 19 morphologies de bases réparties en 6+1 familles peuvent être définies. De la première famille jusqu'à la sixième, les formes passent de courbes très leptokurtiques à platykurtiques et le *skewness* passe de valeur très négative à presque 0. Le kurtosis indique un coefficient d'applatissement des courbes, allant de courbes leptokurtiques très peu aplaties jusqu'à des courbes platykurtiques très aplaties. Le skewness correspond à une mesure de la dyssymétrie d'une courbe, plus sa valeur absolue est élevée plus la coube est dyssymétrique. Les courbes des différentes familles peuvent être aussi bien uni-modales comme pour les familles 1, 4, 6 et 7 que bimodales pour les autres. Cette plurimodalité est l'expression de la complexité de l'aquifère karstique. Ceci est lié à la multiplicité des médias aquifères jusqu'à une triple perméabilité matrice-fracture-conduit (Kovacs, 2005).

Dans la littérature, la réponse impulsionnelle est généralement définie par un seul pic voyant son intensité diminuer et son lag correspondant augmenter à mesure de l'augmentation de l'inertie et de la diminution concomitante de l'influence du karst (e.g. Padilla & Pudilo-Bosch, 1995). La Figure 3.28 a été organisée de manière à souligner cet état de fait ainsi que le caractère pluriel des pics pour chaque réponse impulsionnelle.

Référence	Nom	Cycle hydr.	Paramètre	r(h)	Lag(j)	Forme
Bouchaou *et al.*, 2000	Ain Asserdoune (Beni Mellal, Maroc)	1989-1992	Pluie - turbidité	0.30	4	1
Bouchaou *et al.*, 1997	Ain Asserdoune (Beni Mellal, Maroc)	1989-1993	Pluie - débit	0.15	45	6
Fiorillo & Doglioni, 2010	Caposele (Campania, Italie)	1964-1976	Pluie - débit	0.05	90	6
	Torano (Campania, Italie)	1964-1976	Pluie - débit	0.10	10	1
Jemcov & Petric, 2010	Nemanja (Serbie)	1990-1993	Pluie - débit	0.50	<1	1
Jemcov & Petric, 2009	Perucac (Slovénie)	1993-1995	Pluie - débit	0.15	<1	1
	Vipaca (Slovénie)	1993-1995	Pluie - débit	0.75	<1	1
Kovacic, 2010	Malenščica (Slovénie)	1975	Pluie - débit	0.30	2	4
	Malenščica (Slovénie)	1998	Pluie - débit	0.25	2	1
	Malenščica (Slovénie)	1999	Pluie - débit	0.28	2	1
	Malenščica (Slovénie)	2000	Pluie - débit	0.20 / 0.15	<1 / 15	2
	Malenščica (Slovénie)	2001	Pluie - débit	0.19 / 0.21	<1 / 20	5
	Malenščica (Slovénie)	2002	Pluie - débit	0.31	8	1
Larocque *et al.*, 1998b	Foulpougne (Charente, France)	1980-1988	Pluie - débit	0.19	6	4
	Leche (Charente, France)	1988-1992	Pluie - débit	0.10	8	4
	St-Amant (Charente, France)	1994-1995	Pluie - piezo	0.16	10	4
	ChazelleS (Charente, France)	1994-1996	Pluie - piezo	0.10	61	6
Liu *et al.*, 2011	Muzhudong (Guizhou, Chine)	1991-1997	Pluie - débit	0.75	1	1
	Liugu (Guizhou, Chine)	1991-1997	Pluie - débit	0.75	1	1
	Maoshuikeng (Guizhou, Chine)	1991-1996	Pluie - débit	0.35	2	4
Massei *et al.*, 2006	Bébec (Normandie, France)	2000	Pluie - turbidité	0.20	<1	1
	Bébec (Normandie, France)	2000	Pluie - hauteur	0.05	30	6
	Bébec (Normandie, France)	2000	Pluie - cond.	0.18	<1	1
Mathevet *et al.*, 2004	Bange - L'Eau Morte (Savoie, France)	1981-1998	Pluie - débit	0.56	1	1
Novel *et al.*, 2007	Aggitis (Macédoine orientale, Grèce)	1984-1986	Pluie - débit	0.18	4	4
Panagopoulos & Lambrakis, 2006	Almyros d'Héraklion (Crète, Grèce)	1996-1997	Pluie - débit	0.40	4	1
	Trifilia (Péloponnèse, Grèce)	2001-2002	Pluie - débit	0.25	66	6
Grasso, 1998	Milandrine (Plateau de Bure, Suisse)	1990-1991	Pluie - débit	0.41	1	1
	Milandrine (Plateau de Bure, Suisse)	1991-1992	Pluie - débit	0.62	1	1
	Milandrine (Plateau de Bure, Suisse)	1992-1993	Pluie - débit	0.42	1	1
El Hakim, 2005	Anjar (Anti-Liban, Liban)	1964-1972	Pluie - débit	0.29 / 0.30	4 / 62	5
	Chamsine (Anti-Liban, Liban)	1964-1972	Pluie - débit	0.20	38	6
Pardilla & Pulido-Bosch, 1995	Baget (Pyrénées, France)	1970-1975	Pluie - débit	0.45	<1	1
	Aliou (Pyrénées, France)	1970-1975	Pluie - débit	0.55	<1	1
	Torcal (Andoulasie, Espagne)	1974-1981	Pluie - débit	0.20	35	4
	Simat (Sierre Grossa, Espagne)	1973-1977	Pluie - débit	0.28	2	1
Marsaud, 1997	Archiane (Vercors, France)	1972	Pluie - débit	0.15	3	1
	Archiane (Vercors, France)	1973	Pluie - débit	0.37	2	1
	Gervanne (Vercors, France)	1970-1975	Pluie - débit	0.17	4	4
	Forêt de Saôu (Diois, France)	1968	Pluie - débit	0.20	5	1
Dörfliger *et al.*, 2010	Font Estramar (Corbières, France)	1971-2003	Pluie - débit	0.52	2	1
	Font Dame (Corbières, France)	1998-2003	Pluie - débit	0.40	3	1
Schoen *et al.*, 1999	Fontanilles (Languedoc, France)	1996-1998	Pluie - débit	0.43	1	1
	Cent-Fonts (Languedoc, France)	1996-1998	Pluie - débit	0.44	1	1
Coulier, 1985	Saint-Pons (Provence, France)	1983-1984	Pluie - débit	0.2	10	4
	Encanaux (Provence, France)	1983-1984	Pluie - débit	0.60	2	1
	Source des Nayes (Provence, France)	1983-1984	Pluie - débit	0.08 / 0.09	5 / 50	5
	Grande Foux (Provence, France)	1983-1984	Pluie - piezo	0.20	5	4
Martin, 1991	Sambuc (Provence, France)	1984-1986	Pluie - débit	0.50	1	1
	Caramy (Provence, France)	1978-1982	Pluie - débit	0.55	2	1
	Figuière (Provence, France)	1984-1986	Pluie - débit	0.40	2	1
El Hajj, 2008	Dalleh (Chekka, Liban)	1966-1971	Pluie - débit	0.47 / 0.32	1 / 62	2
	Bziza (Chekka, Liban)	1969-1971	Pluie - débit	0.42	2	1
Cavalera, 2007	Port-Miou (Provence, France)	2005-2006	Pluie -hauteur	0.50	2	1
	Port-Miou (Provence, France)	2005-2006	Pluie - temp.	-0.12	7	4
	Port-Miou (Provence, France)	2005-2006	Pluie - salinité	-0.14	8	4
	Bestouan (Provence, France)	2005-2006	Pluie -hauteur	0.15	<1	?
	Bestouan (Provence, France)	2005-2006	Pluie - temp.	-0.09	5	4
	Bestouan (Provence, France)	2005-2006	Pluie - salinité	-0.13	5	4
Pardilla & Pulido-	Synthétique - Très karstique	/	Pluie - débit	0.7	<1	1

Bosch, 1995	Synthétique – Moyen. karstique	/	Pluie - débit	0.6 / 0.35	<1 / 8	3
	Synthétique - Faiblement karstique	/	Pluie - débit	0.35	8	4
Budge & Sharp, 2009	Synthétique Low K - No S Contrast	/	Pluie -hauteur	0.9	1	1
	Synthétique High K - High S Contrast	/	Pluie -hauteur	0.5	2	1
	Synthétique High K - No S Contrast	/	Pluie -hauteur	0.17	3	4

Table 3-6 : Valeurs maximales de corrélations croisées pluie-paramètre et lag correspondant issues de la littérature. Le facteur forme correspond à celles illustrées dans la Figure 3.28.

Cette figure a été faite pour des réponses impulsionnelles sur des corrélogrammes au pas de temps journaliers et à l'échelle d'un cycle hydrologique, soit le tiers d'une année (120 jours) pour le lag maximum. Les différentes familles de morphologies correspondent à (Figure 3.28) :

- Famille 1 : la réponse impulsionnelle est unimodale. Les pics ont une corrélation assez élevée et le *lag* correspondant est très proche de 0. Dans la littérature (Table 3-6), il apparaît que la valeur de corrélation peut diminuer en fonction de la fonctionnalité du karst. Par ailleurs, certains corrélogrammes pluie-débit montrent à la fois une réponse instantanée mais une faible corrélation avec cette morphologie. En ce qui concerne la température et la conductivité, les morphologies sont identiques excepté leur pic qui est négatif. Cela est lié au fait que l'arrivée des eaux d'infiltration rapide induit une baisse de température et de conductivité. Cette famille équivaut à la définition des aquifères très karstiques par Mangin (1984) avec le type Aliou.
- Famille 2 : elle est identique à la famille 1, si ce n'est la présence d'un deuxième pic de forte corrélation. Ce pic peut être lié à deux phénomènes : une cause naturelle ou une cause analytique. Les causes naturelles peuvent être multiples : réseaux karstiques secondaires réactivés par la crue, retard dû à l'épikarst ou encore précipitations retenues puis relâchées (neige, barrage…etc). Les causes analytiques sont liées au mode de calcul du corrélogramme croisé. En effet, il est influencé par la fréquence des données d'entrée et, lorsque celle-ci devient élevée, un pic de corrélation peut apparaître mais être dû à un événement plus lointain (Eisenlohr *et al.*, 1997, Grasso, 1998). Ce deuxième pic est donc à interpréter avec précaution.
- Famille 3 : elle montre un premier pic de corrélation positive ou négative, selon le paramètre, assez intense et avec un *lag* proche de 0. Ce pic est suivi par un deuxième moins intense et avec un *lag* beaucoup plus grand. La décroissance du premier pic est faible, il est généralement suivi par un « massif » de corrélation. Cette famille est le témoin de la dualité entre des conduits permettant l'arrivée d'eau d'infiltration rapide et un ensemble fracture-matrice inertiel différant l'arrivée du pic de crue.
- Famille 4 : cette famille n'a pas été observée parmi les sources de l'Unité du Beausset. Elle est caractérisée par une corrélation de faible intensité et un *lag* décalé de quelques jours. Cette réponse est également unimodale. Elle correspond à un milieu faiblement karstique et inertiel. Mais l'hydrosystème peut être assimilé à un milieu à perméabilité unique (Burge & Sharp, 2009). Dans la classification de Mangin (Padilla & Pulido-Bosch, 1995), elle correspond au type Torcal.
- Famille 5 : le premier pic est de très faible intensité, inférieur au deuxième pic qui apparaît après de très grand *lags*, généralement plusieurs dizaines de jours. La conductivité électrique montre des corrélations négatives pour les petits *lags*, signes du passage des eaux d'infiltration rapide faiblement minéralisée. Pour les *lags* suivants, la corrélation devient positive : le milieu ne fait plus transiter que de l'eau déjà minéralisée. Cette famille est le témoin de milieu très inertiel, matriciel, mais avec une composante karstique ou fracturée.

- Famille 6 : les courbes ont une corrélation très faible et des *lags* correspondant très grands. Les eaux d'infiltrations rapides n'apparaissent jamais à l'exutoire. La conductivité montre une corrélation toujours positive. Cela correspond aux milieux les plus inertiels ; ils peuvent être considérés comme non karstiques.
- Famille 7 : elle représente une seule morphologie liée à la conductivité électrique. Il s'agit d'une réponse unimodale, de corrélation relativement forte et positive, et avec un lag correspondant proche de 0. Cette morphologie est le signe d'un effet piston associé à un taux de renouvellement de l'eau très grand. En effet, la corrélation positive indique des temps de transfert lents permettant d'une part la dilution des eaux de surface et d'autre part leur minéralisation. De plus, la forme impulsionnelle est caractéristique des milieux très transmissifs montrant ainsi l'existence de fluides chenalisés (fracture ou karst).

Les études issues de la littérature (Table 3-6) ont montrées essentiellement des formes de type 1, associées aux milieux très karstiques, et de type 4, associées aux milieux inertiels mais néanmoins karstiques. Il y a cependant une lacune d'étude montrant la réponse impulsionnelle des paramètres autre que la hauteur d'eau ou le débit. Parmi les 21 corrélogrammes croisés pluies-*CTD* de l'Unité du Beausset, cinq des six morphologies ont été reconnues, depuis les plus aux moins intenses. Seule la famille 4 n'a pas été retrouvée dans le Beausset (Table 3-6). Par contre, une septième morphologie spécifique à la conductivité électrique a été observée dans le Beausset et n'a pas été reconnue dans la bibliographie traitée.

3.4.3.2 Classification des sources basées sur les formes impulsionnelle *CTD*

Il a été démontré que les classifications des hydrosystèmes karstiques basées sur les réponses impulsionnelles des hauteurs d'eau et des débits souffrent de nombreux défauts (Jeannin & Sauter, 1998). En effet, ces hydrogrammes dépendent très fortement de la fréquence des pluies (Eisenlohr, 1997 ; Grasso, 1998) et du mode de recharge (Covington *et al.*, 2009). Les études effectuées sur la source de Malenščica en Slovénie (Kovacic, 2010) le montrent très bien : selon le cycle hydrologique la forme, la corrélation maximale et le *lag* correspondant du corrélogramme croisé pluie-débit changent depuis un signal de source très karstique vers une très inertielle. Par ailleurs, les observations faites sur les sources de l'Unité du Beausset soulignent le découplage entre les comportements des trois paramètres *CTD* enregistrés. La conductivité a montré une capacité à signer la composante la plus rapide du système tandis que la température est le témoin de la plus inertielle. Si l'étude des trois paramètres CTD ne permet de s'affranchir des problématiques liées à la recharge, elle permet néanmoins d'apporter un regard plus complet sur l'hydrosystème. Pour cette raison, il est proposé ici une nouvelle classification basée sur les réponses impulsionnelles des trois paramètres CTD. Cette classification a été nommée MIB pour *Multiparameter Impulse-Based classification*.

Les différentes formes d'hydrogrammes (Figure 3.28) compilées depuis la littérature (Table 3-6) et l'étude des sources de l'Unité du Beausset montrent un lien entre intensité du pic de corrélation maximale et son *lag* correspondant. Dans un diagramme *lag* d'arrivée du pic et corrélation maximale de ce pic, quatre domaines peuvent être définis (Figure 3.29) : selon que les corrélations soient positives ou négatives, et que les lags des impulsions soient petits ou grands. Les réponses impulsionnelles des débits ou hauteurs se situent toujours dans les domaines (1) et (3), sinon la donnée de sortie n'est pas le fait de la pluie considérée comme donnée d'entrée. Les réponses impulsionnelles de la température peuvent potentiellement se situer dans tous les domaines ; mais sous climat méditerranéen, les précipitations étant essentiellement durant les périodes les plus froides, elles induisent toujours une baisse de la température. Ainsi, ces réponses

impulsionnelles sont dans la moitié inférieure du diagramme, dans les domaines (2) et (4). La conductivité électrique est présente dans les quatres domaines. Sa corrélation positive ou négative est un paramètre déterminant dans la caractérisation de l'hydrosystème.

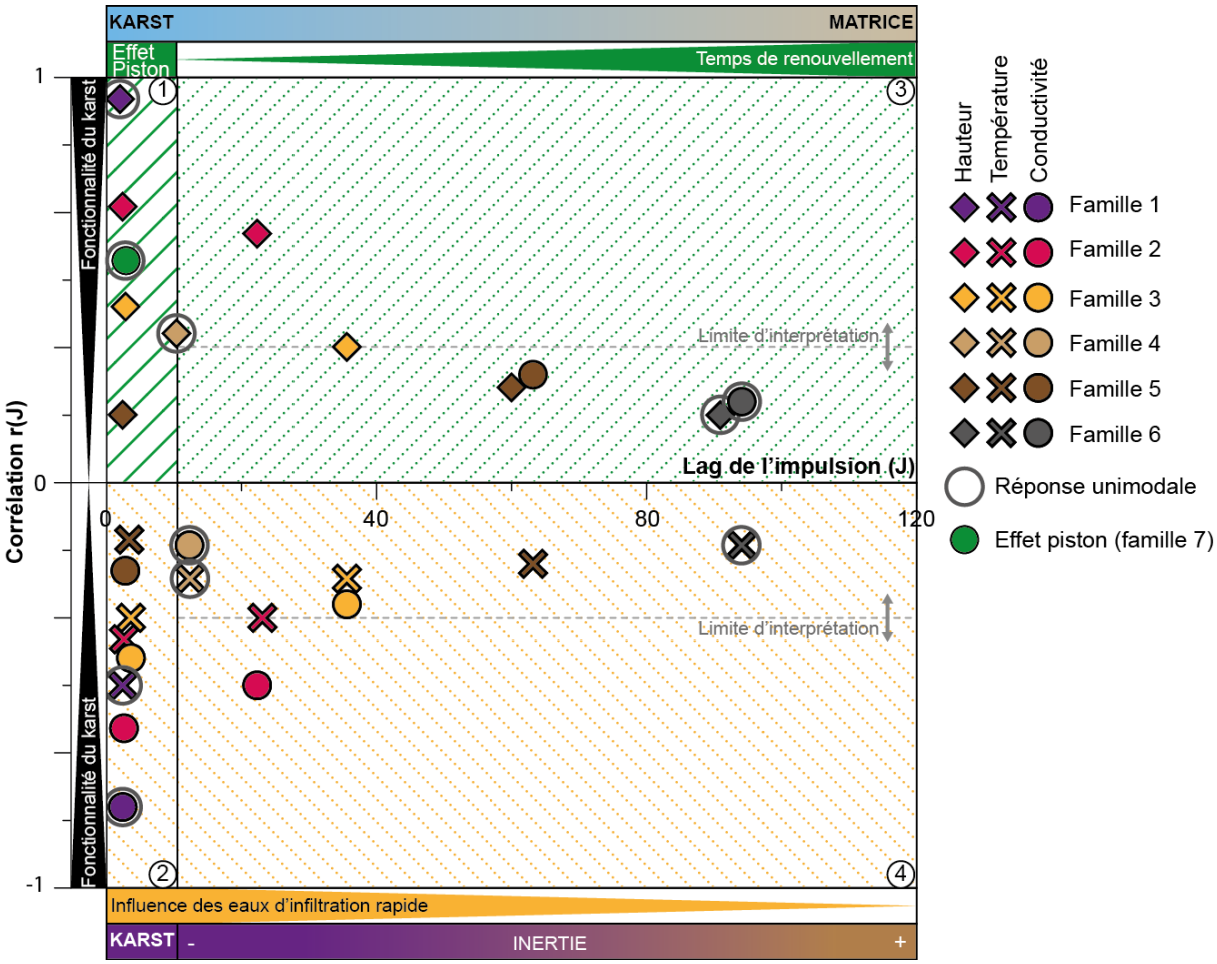


Figure 3.29 : Classification impulsionnelle multiparamètre (MIB) des sources pour une analyse à l'échelle annuelle et au pas de temps journalier, illustrée selon les schémas conceptuels de corrélogrammes croisés pluies-*CTD* de la Figure 3.28.

La Figure 3.29 illustre la manière dont les corrélogrammes croisés schématiques pluie-CTD (Figure 3.28) se distribuent dans le diagramme *lag* d'arrivée du pic et corrélation maximale de ce pic. Cette figure éclaire ainsi comment les réponses impulsionnelles des sources permettent de classer les hydrosystèmes karstiques. La nouveauté de cette classification est l'intégration des trois paramètres *CTD*. Un hydrosystème est ainsi caractérisé par un minimum de trois points : un pour chaque pic de réponse impulsionnelle des trois paramètres *CTD*. La synthèse des réponses impulsionnelles (Figure 3.28) souligne cependant l'existence de réponses bimodales ; les hydrosystèmes peuvent ainsi être définis par six pics, donc six points dans le diagramme (Figure 3.29). Chacun de ces points appartient donc à un domaine qui caractérise :

- Domaine (1) : ses lags s'échelonnent de 0 jusqu'à 10 jours, et ses corrélations de 0 à 1. La valeur de 10 jours est empirique basée sur la littérature (Table 3-6). Ce domaine est caractéristique des hydrosystèmes ayant une composante karstique. Pour les réponses impulsionnelles de la hauteur d'eau ou du débit, la diminution de leur corrélation au sein de cette zone marque une diminution de la fonctionnalité du karst. La présence d'un pic lié à la

conductivité électrique dans cette zone est le témoin d'un effet piston : les eaux de crues poussent les eaux fortement minéralisées présentes dans les conduits. Les familles 1 et 2 sont présentes essentiellement dans ce domaine et signent les aquifères purement karstiques.

- Domaine (2) : il est le pendant négatif du domaine (1). La présence de pics liés à la température et la conductivité électrique marque l'influence plus ou moins forte des eaux d'infiltrations rapides. La valeur de corrélation s'approchant de zéro est généralement due à une diminution de la fonctionnalité du karst.
- Domaine (3) : il occupe la partie positive au-delà du *lag* 10 jours. A mesure que les *lags* augmentent, il y a généralement une diminution de l'intensité de la corrélation. Ce domaine montre vers les *lags* croissants une augmentation de l'inertie et donc une plus grande part de la matrice ou des fractures. Il est important de garder un esprit critique sur une valeur de corrélation élevée au sein de ce domaine. En effet, à l'image du deuxième pic de la famille 2 (Figure 3.28), un pic de corrélation élevée à un grand *lag* peut avoir à la fois une origine naturelle ou analytique. Une limite d'interprétation existe dans ce domaine selon la valeur de corrélation (Figure 3.29). La présence d'un pic de conductivité dans ce domaine est le signe que pour l'hydrosystème considéré, l'onde de crue engendré par l'impulsion (dirac) de pluie a une répercussion très inertielle mais sur l'eau déjà minéralisée. Plus le *lag* de ce pic est grand, plus grand est donc le temps de renouvellement de l'eau au sein de l'aquifère. Le temps de renouvellement est fonction de trois paramètres : la recharge, les débits à l'exutoire et la réserve.
- Domaine (4) : il est le symétrique négatif du domaine (3). Les interprétations y sont similaires, exceptée pour la conductivité électrique. En effet, la présence d'un pic lié à la conductivité électrique dans ce domaine montre que les eaux d'infiltrations rapides mettent du temps à arriver à l'exutoire, mais qu'elles sont néanmoins présentes. Le milieu est certes inertiel, mais le média porteur de l'eau de crue permet à celle-ci de circuler sans se minéraliser.

Afin d'illustrer cette classification MIB, les sources de l'Unité du Beausset sont comparées à celles de la littérature (Figure 3.30). Comme noté précédemment, la plupart des corrélogrammes croisés pluie-paramètre sont fait sur le débit et la hauteur d'eau (Figure 3.30). Il y a donc un décalage entre la littérature et le Beausset en termes d'échantillonnage. En comparant les relations pluies-débits et pluies-hauteurs, les valeurs du Beausset se répartissent dans les mêmes domaines que celles de la littérature. Les sources de l'Unité du Beausset sont caractérisées par une grande différence entre les signaux de leurs trois paramètres. Pour les quelques points de la littérature où plusieurs paramètres sont mesurés (e.g. Massei *et al.*, 2006 ; Cavalera, 2007), la situation est similaire. La classification MIB permet de comparer rapidement les différents points présents. Ainsi les sources du Beausset apparaissent comme ayant toutes une composante rapide liée au karst ou à des fractures (Figure 3.30B). A part la source de Labus dont les points sont proches du seuil d'interprétation (famille 2), toutes les sources ont également une composante inertielle à mettre en lien avec une réserve qui a donc un échange avec les conduits. Enfin, les sources du Gapeau et de la Fontaine Romaine ont une corrélation positive de leur conductivité ce qui souligne un temps de renouvellement de la ressource long. Par ailleurs, les sources montrent des karsts plus ou moins fonctionnels : la Font d'Ouvin ayant l'aquifère le plus transmissif, tandis que la Fontaine Romaine a l'aquifère le moins transmissif.

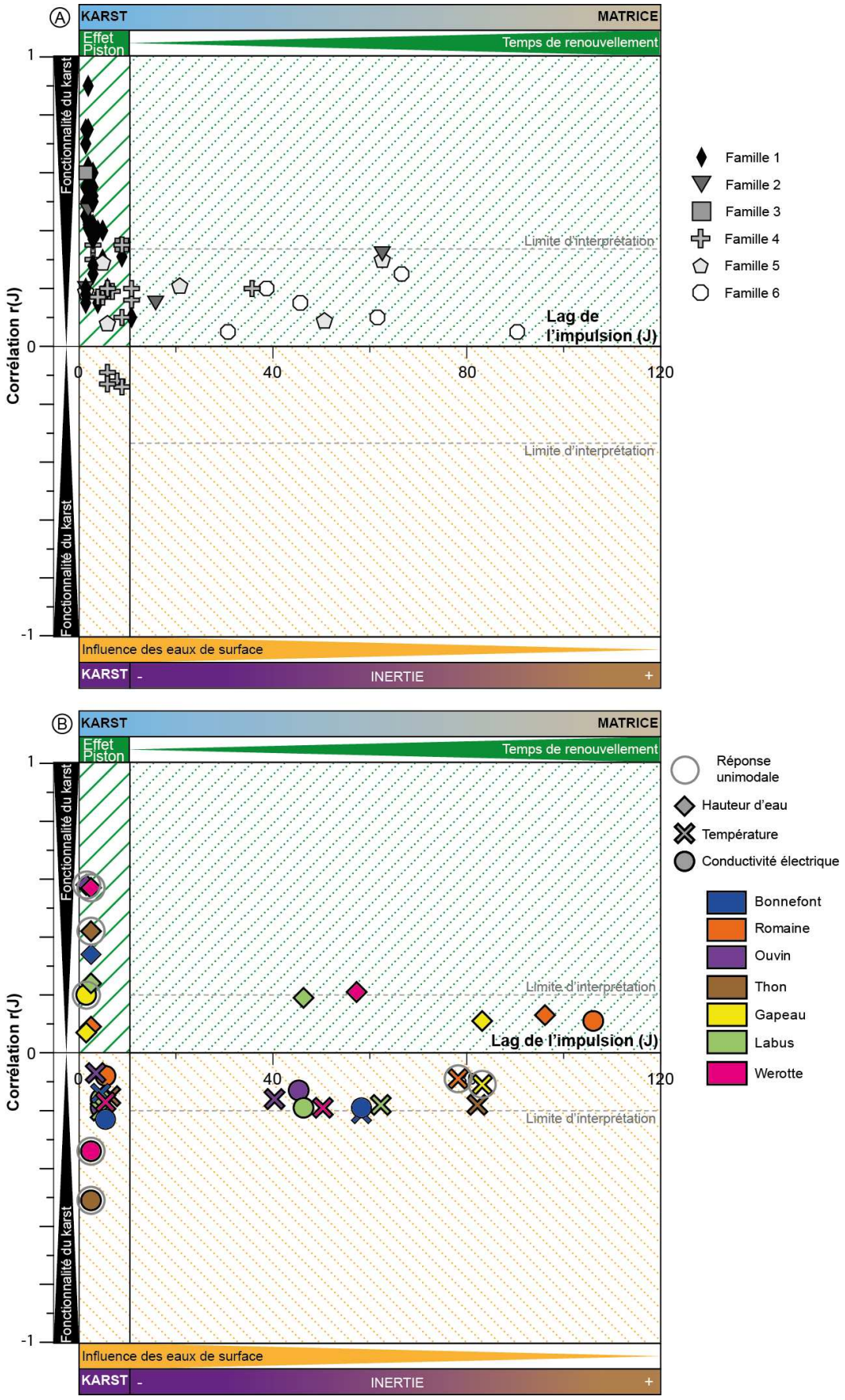


Figure 3.30 : Réponses impulsionnelles des sources issues de la bibliographie (A) et de l'Unité du Beausset (B) replacées dans la classification MIB.

3.5 Intégration des paramètres CTD pour une compréhension rapide des écoulements (méthode KaRGB)

3.5.1 Introduction

L'étude des enregistrements CTD des sources, outre la découverte et la caractérisation de ressources aquifères, s'intègre pleinement dans la protection de la ressource en eau potable (Figure 3.31). En effet, les aquifères karstiques sont caractérisés par une grande vulnérabilité à la pollution à cause de vitesses de transferts très élevées et donc de taux de dégradation de polluants très faibles (e.g. Butscher & Huggenberger, 2009). Pour cette raison, des méthodes de quantification des risques de pollution sont intégrées dans les plans de protection des ressources (Muet & Vier, 2011). La mesure de la vulnérabilité des aquifères repose sur des méthodes semi-quantitatives et cartographiques (Yildirim & Topkaya, 2007). Ces méthodes ont été développées récemment au cœur de projets européens (COST 65, 1995 ; Zwahlen, 2003) et français (Dörfliger *et al.*, 1998 ; Dörfliger & Plagnes, 2009). Elles sont basées sur des facteurs pondérés liés aux propriétés des aquifères. De l'intégration de ces facteurs pondérés dans un espace géographique résulte une carte des vulnérabilités d'un aquifère karstique considéré. La plupart de ces méthodes donne un poids important au paramètre *K* qui est une mesure de l'intensité de la fonctionnalité de l'aquifère (e.g. Vias *et al.*, 2006 ; Andreo *et al.*, 2008 ; Dörfliger & Plagnes, 2009). Ainsi au cours du déroulement des études de protection des aquifères karstiques, comme proposé par les Agence de l'Eau Adour-Garonne et Rhône-Méditerranée-Corse (Muet & Vier, 2011), la caractérisation de la fonctionnalité du karst intervient à deux niveaux (Figure 3.31) : lors de la phase 1 d'identification de la ressource et lors de la phase 2 pour la cartographie de la vulnérabilité. Cette cartographie basée sur la méthode PaPRIKa (Dörfliger & Plagnes, 2009) fait intervenir le degré de karstification *Ka*, équivalent du paramètre *K* (Zwahlen, 2003), avec un des poids les plus importants (Figure 3.32). Dans cette méthode, *Ka* varie selon la fonctionnalité du karst déduite de manière qualitative (Muet & Vier, 2011) ou quantitative selon la classification k-i de Mangin (Mangin, 1975).

L'estimation des paramètres liés au karst dans les cartographies de vulnérabilités se partage entre deux extrêmes. D'une part les méthodes qualitatives sont très simples et rapides à mettre en œuvre mais sujettes à la subjectivité, d'autre part la classification basée sur les hydrogrammes requiert du temps, des connaissances et des données sans lacune. Il apparaît donc nécessaire de proposer une méthode intermédiaire : la plus objective possible, rapide et facile à mettre en œuvre. Le but est d'obtenir le paramètre *K* avec le meilleur rapport temps/précision. Il est proposé dans ce chapitre une méthode visuelle basée sur les trois paramètres CTD enregistrés aux exutoires. Le débit est une variable difficile à obtenir sans seuil de jaugeage pour les sources. De plus, plusieurs auteurs ont démontrés que les approches globales, pourtant recommandées dans les méthodes de cartographie de la vulnérabilité, souffrent d'une grande dépendance face aux précipitations (Eisenlohr, 1997 ; Grasso, 1998). D'un cycle hydrologique à l'autre, l'apparence de la fonctionnalité du karst peut grandement changer (Kovacic, 2010), ainsi la valeur du facteur *K* et donc la cartographie en découlant va être directement affectée. Le chapitre précédent a montré que ce problème peut être contourné en multipliant les paramètres étudiés. Plus particulièrement, la température a montré la faculté d'exprimer les composantes les plus inertielles des systèmes, tandis que la conductivité électrique les composantes les moins inertielles. Etant donné que la hauteur d'eau, ou le débit, donnent une mesure plus événementielle du système, l'intégration des trois paramètres CTD donne une image plus fidèle de l'hydrosystème que le seul hydrogramme.

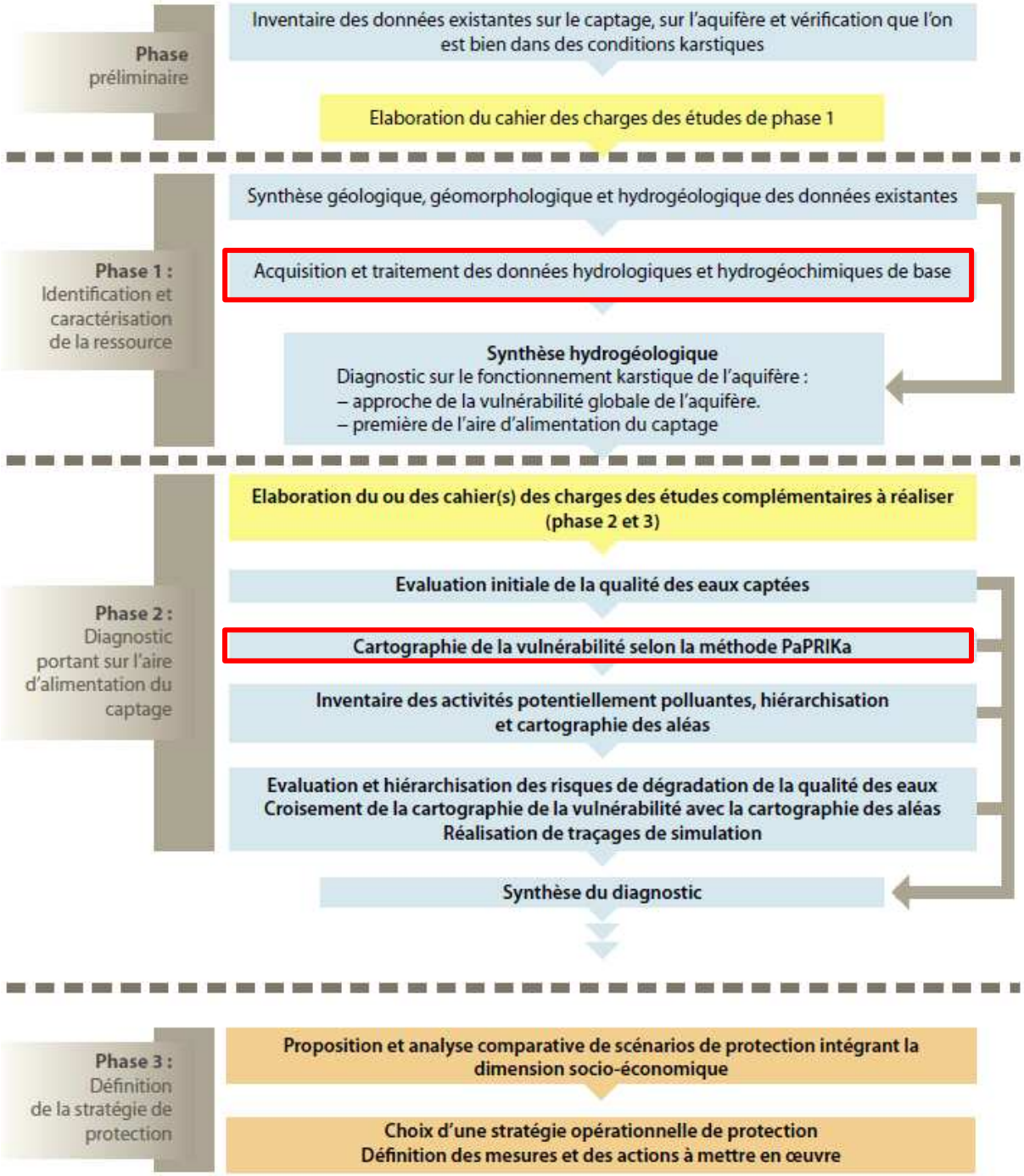


Figure 3.31 : Déroulement des études préalables à la protection des ressources karstiques utilisées pour l'eau potable (d'après Muet et Vier, 2011). Les cadres rouges représentent les domaines où intervient la caractérisation de la fonctionnalité du karst.

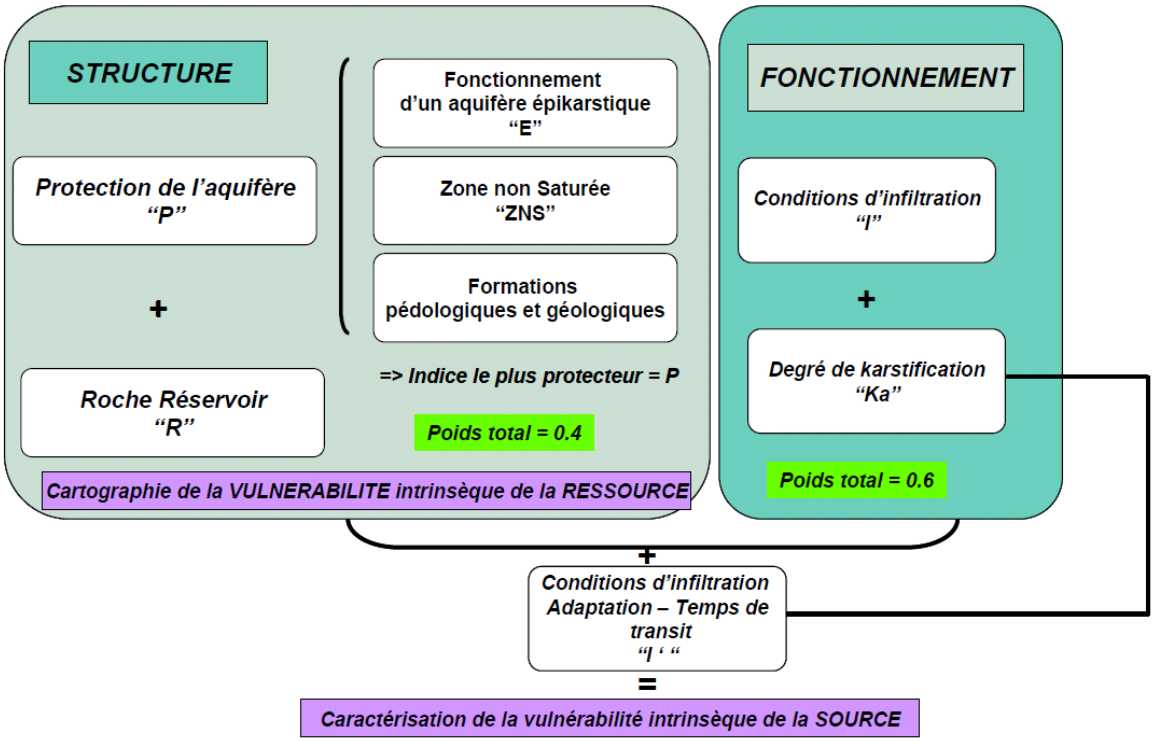


Figure 3.32 : Organisation des différents critères de la méthode PaPRIKa en fonction de la structure et du fonctionnement des aquifères karstiques (d'après Dörfliger & Plagnes, 2009).

Une manière d'intrégrer trois paramètres ensemble peut être assimilée à la construction d'une image avec plusieurs bandes spectrales. En géophysique, et plus particulièrement en sismique, les variations des propriétés RGB (*red*, *green* et *blue* -rouge, vert et bleu-) qui composent les images sismiques sont utilisées pour délimiter automatiquement les corps géologiques (Henderson *et al.*, 2007). Les intensités de ces trois paramètres rouges, verts et bleus combinées ensemble pour donner des ensembles de couleurs servent également à l'analyse des sédiments marins en carotte (Rogerson *et al.*, 2006). L'idée de la méthode proposée ici est d'associer à chacun des trois paramètres *CTD* une valeur de R ou de G ou de B, pour composer un ensemble de couleurs qui caractérise un enregistrement *CTD*. De la même manière qu'en sismique, les variations de couleur représenteront ainsi les variations dans le régime de la source considérée. L'avantage du RGB est l'intégration en une seule dimension des trois paramètres *CTD*. Les modalités dynamiques d'un aquifère considéré peuvent ainsi être rapidement obtenues par cette méthode appelée KaRGB, RGB appliqué aux karsts. La méthodologie est présentée dans le paragraphe suivant, ainsi que l'interprétation des résultats obtenus sur les sept sources de l'Unité du Beausset.

3.5.2 Méthode

3.5.2.1 Construction des bandes de couleur

Avec une faible expérience, la lecture des enregistrements CTD peut s'avérer ardue. En effet, il faut intégrer les variations concomitantes de trois paramètres. La méthode KaRGB repose sur une lecture directe et visuelle de ces trois paramètres intégrés sous la forme de variations de couleur. A chaque pas de temps, l'image obtenue représente la contribution de chaque paramètre *CTD*.

Une image en couleur est caractérisée par un codage (Cristobal *et al.*, 2011). Il existe différents type de codage tels le RGB ou le CMNY. Chacun de ces codages est défini dans une teinte (*hue*) particulière. Le RGB est utilisé dans ce chapitre car il représente un des codages les plus utilisés tout domaine confondu et un des plus simples (Campbell & Wynne, 2011). Le codage d'une image RGB consiste en une synthèse additive de trois couleurs : rouge, vert et bleu. Chacune de ces couleurs varie entre 0 et 255. Le blanc est caractérisé par la synthèse totale des couleurs, RGB(255, 255, 255), et le noir par aucune valeur, RGB(0, 0, 0). Une couleur se retrouve par la contribution respective des trois paramètres R, G et B dans un triangle de Maxwell (Cristobal *et al.*, 2011) comme représenté dans la Figure 3.33 ; ce qui revient à attribuer à chaque composante R, G et B sa contribution relative à la somme R+G+B (391 dans l'exemple Figure 3.33).

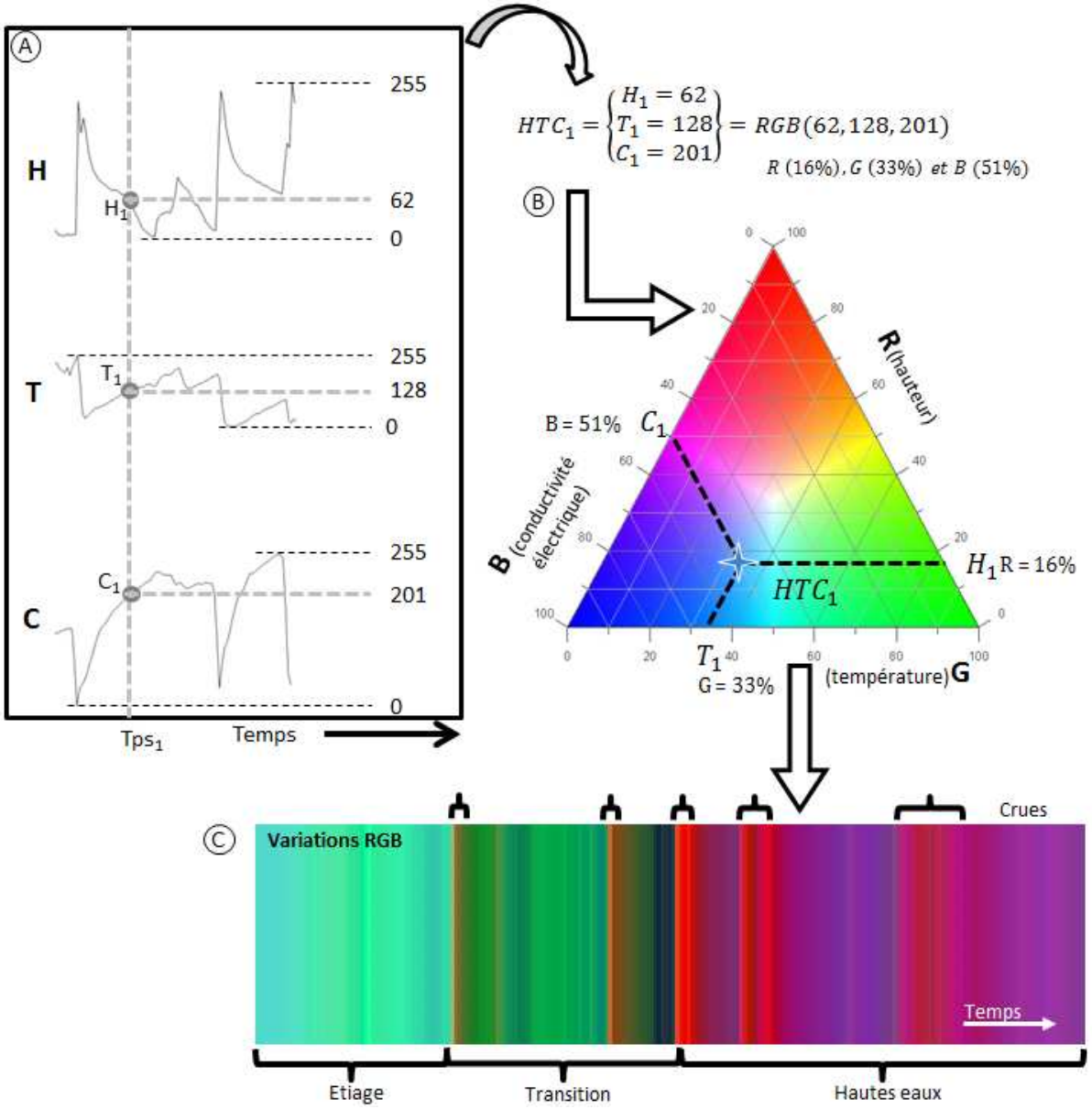


Figure 3.33 : Extraction ponctuelle d'une propriété couleur RGB à partir des valeurs de hauteur, température et conductivité électrique d'une série temporelle *CTD*. La hauteur est ici associée au rouge, la température au vert et la conductivité électrique au bleu. (A) Attribution d'une valeur rouge, vert et bleu à chaque pas de temps. (B) Définition de la couleur RGB correspondante à chaque pas de temps. (C) Analyse des variations RGB.

Pour transformer les trois variations *CTD* en une image RGB, chaque paramètre est d'abord associé à une couleur. Dans l'exemple proposé et dans ce chapitre, la hauteur est associée au rouge, la température au vert et la conductivité électrique au bleu (Figure 3.33 et Figure 3.34). Les couleurs RGB variant entre 0 et 255, chaque série CTD doit être bornée entre ces deux valeurs : le minimum et le maximum de chaque série deviennent ainsi respectivement 0 et 255. Chaque point de chaque série contribue à la couleur finale selon sa valeur entre 0 et 255 (Figure 3.33A). La Figure 3.33B illustre comment une couleur est obtenue à chaque pas de temps. L'image finale permet de comprendre quel paramètre joue le plus grand rôle à chaque pas de temps, mais également les variations et leur vitesse. L'impact des crues, caractéristique des aquifères karstiques, apparaît directement en terme de fréquence, d'intensité et de durée (Figure 3.33C). Cela permet ainsi de quantifier simplement la fonctionnalité du karst pour déterminer le paramètre *K* des études de vulnérabilité.

Cette méthode est rapide à mettre en œuvre. Il suffit d'un simple tableur pour obtenir les images colorimétriques des sources. Les couleurs RGB sont créées directement dans Excel 2010 © à l'aide d'un script, disponible en annexe (annexe e9). Cette méthode a également l'avantage de pouvoir être appliquée aux séries très discontinues, ce qui est un cas fréquent pour les données enregistrées électroniquement. La taille de l'image synthétique RGB dépend du pas de temps des chroniques à étudier et de leur longueur. Il est donc important de respecter un ratio nombre d'observations / taille de l'image cohérent. Plus de deux observations par millimètre peut rendre la lecture de l'image difficile. Pour les analyses proposées ici, le pas de temps journalier a été choisi car la chronique dure un an. Ainsi dans les exemples proposés la résolution est de 2.3 observations/mm pour la Figure 3.34 et de 1.5 observations/mm pour la Figure 3.35.

3.5.2.2 Méthode d'interprétation des résultats

Afin de simplifier la lecture des signaux RGB, voici une liste d'éléments à analyser pour chaque bande de couleurs :

- Etiage/hautes eaux : la vue d'ensemble de la chronique permet de la diviser en grandes unités temporelles de fonctionnement : périodes d'étiage, de hautes eaux et de transition. La hauteur d'eau étant associée au rouge, les périodes de hautes eaux seront dans des teintes chaudes tandis que les périodes d'étiage et de transition seront dans des teintes froides (Figure 3.33).
- Structure colorimétrique des hautes eaux : les crues apparaissent comme des bandes étroites de couleur rouge. Dans un aquifère très transmissif, la période des hautes eaux apparaitra comme une période d'étiage parcourue de crues. Dans un aquifère peu transmissif, les hautes eaux correspondent à une période de tons plus chauds parcourus de bandes rouges.
- Structure des crues : une transition de couleur nette entre un régime normal et un régime de crue indique des crues brusques, soit un fonctionnement par seuil typique des milieux karstiques. La récession des crues offre également une mesure de l'hétérogénéité de l'aquifère : le nombre de pente d'une courbe de récession indique le nombre de supports de l'écoulement et sont caractéristiques des milieux karstiques (Shevenell, 1996). Les crues des aquifères les plus karstiques commencent par une transition franche de couleur entre une couleur froide puis chaude, et elles sont suivies par une décroissance polychromatique (Figure 3.33).

3.5.3 Résultats et conclusion

3.5.3.1 Exemple d'interprétation sur une source

Les enregistrements CTD de la source de Werotte ont été traités par la méthode KaRGB pour la période de septembre 2009 à septembre 2010. A titre d'illustration les composantes RGB ont été individualisées sur la Figure 3.34. Les variations de hauteur montrent que celle-ci est relativement constante au cours du temps hormis lors des crues. En effet, la bande rouge reste la plupart du temps proche du minimum ce qui est indiqué par la couleur proche du noir (Figure 3.34). La température montre deux styles : un style correspondant à deux périodes vert clair en début et fin de chronique et un correspondant à la partie centrale de la chronique caractérisé par un vert plus sombre entrecoupé de bandes noires (Figure 3.34). Les deux périodes claires représentent les moments où la température est maximale. Ces périodes ne sont pas parcourues de bandes plus sombres qui représenteraient des baisses de températures. Elles correspondent donc à l'étiage de la chronique. La partie la plus sombre indique une période de températures plus basses, de plus les bandes sombres qui la parcourent sont la marque de diminution brusque donc de crue. Ce style est typique des périodes de hautes eaux marquées par les crues hivernales. La conductivité a un comportement différent des deux autres paramètres. Le bleu va du plus foncé sur les bords de l'image au plus clair au centre (Figure 3.34). La partie centrale, de mi-octobre 2009 à avril 2010, est entrecoupée de bandes sombres marquant les chutes de conductivité liées aux crues. A Werotte, la conductivité montre une tendance à la diminution durant l'étiage et à l'augmentation durant les hautes eaux. Les eaux de crue pourraient être un mélange d'eaux plus minéralisées poussées par effet piston par les eaux d'infiltration rapide ; l'étiage indiquerait alors une décharge d'un réservoir plus superficiel.

L'image RGB de la source Werotte représente la synthèse des informations relevées par les bandes rouges, vertes et bleues. Le premier élément visible sur cette image est la dominance des couleurs vertes et bleues (Figure 3.34). Les tons de rouge n'apparaissent qu'en bandes étroites durant ce qui correspond aux crues. Ensuite l'image peut se diviser en trois périodes : une période à dominante verte du début à mi-octobre 2009, une période multicolore jusqu'en avril 2010 et une période turquoise d'avril 2010 à la fin. La première période correspond au moment où la température domine, c'est-à-dire que les deux autres paramètres sont bas. Cela combiné à l'absence de bandes rouges indique une période d'étiage très fort. La partie centrale est marquée par le passage de la dominance de la température à celle de la conductivité électrique et par l'apparition des crues marquées par les bandes rouges. Cela rappelle alors que la conductivité augmente durant les hautes eaux alors que la température baisse. Enfin la période turquoise, peu interrompue par les bandes de crues, montre une période où la hauteur est basse et les deux autres paramètres équivalents. Elle correspond donc à un autre épisode d'étiage. L'alternance de ces périodes d'étiage et de hautes eaux marquées par des variations progressives de la température et de la conductivité électrique pourrait être le signe d'une certaine inertie au sein de l'aquifère car la réserve enregistre la saisonnalité.

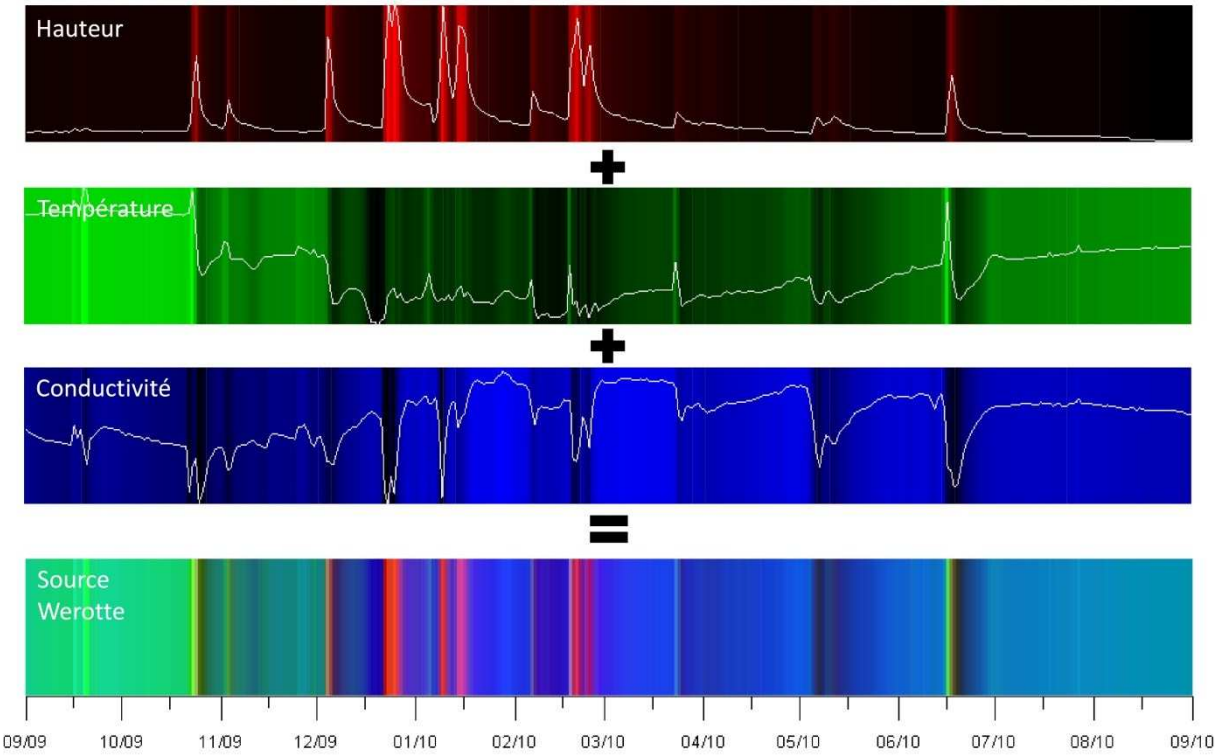


Figure 3.34 : Synthèse additive des trois paramètres *CTD* transformés en RGB pour la construction de l'image représentative du fonctionnement de la source Werotte pour le cycle hydrologique de septembre 2009 à septembre 2010. Les variations de chaque paramètre sont dessinées en blanc pour leur couleur correspondante pour faciliter l'interprétation.

Un caractère important de la Figure 3.34 est la visualisation de la fréquence et la structure des crues. Les variations de couleurs permettent de voir la durée de leur influence sur les paramètres *CTD* : les crues hivernales sont très intenses mais leur influence est plus courte, de l'ordre de la semaine, du fait de leur fréquence ; les crues durant l'étiage sont rares, moins intenses et ont une influence beaucoup plus longue, de l'ordre du mois. En termes de structures, l'apparition des crues est brusque, marquée par une transition franche de couleur. La récession de la crue apparaît comme une variation plus lente et polychromatique, elle est donc à pente multiple ce qui est typique des aquifères karstiques. Les informations apportées par la méthode KaRGB sont les mêmes que celles apportées par les ACS. La source Werotte apparaît comme très karstique, mais montre cependant l'existence d'une inertie liée à un réservoir matriciel. Ces informations sont obtenues de manière moins précises, car semi-quantifiées, cependant la durée de traitement et d'interprétation est beaucoup plus courte.

3.5.3.2 Comparaison du fonctionnement des sources du Beausset par la méthode KaRGB

Six sources de l'Unité du Beausset ont été traitées avec la méthode KaRGB pour la même période de septembre 2009 à septembre 2010 (Figure 3.35). Leur comparaison permet d'une part de quantifier la fonctionnalité de leur karst et d'autre part de voir le synchronisme des crues vis-à-vis des mêmes événements pluvieux. La Figure 3.35 montre que parmi les six sources choisies deux groupes se distinguent : d'une part la Fontaine Romaine et le Gapeau, et d'autre part les quatre autres. Les sources de Labus, Bonnefont, Font du Thon et Werotte réagissent de manières brèves et intenses aux précipitations montrant ainsi leur caractère karstique. Les périodes de séparation entre étiage et hautes eaux sont identiques pour les quatre sources. Les formes des crues sont cependant

différentes d'un épisode et d'une source à l'autre. Les crues semblent moins bien exprimées par la source de Labus comparativement aux trois autres. Cette dernière montre une augmentation de la hauteur vis-à-vis des deux autres paramètres pendant les hautes eaux, alors que ces derniers sont équivalents durant l'étiage. La source de Bonnefont est caractérisée par deux étiages, le premier étant plus fort que le deuxième. Durant les hautes eaux, la hauteur augmente alors que les deux autres paramètres baissent. La Font du Thon a un comportement similaire à part que les deux étiages semblent équivalents. Les sources de Labus, Bonnefont et Font du Thon montrent des décroissances relativement longue à la suite des crues hivernales contrairement à la source Werotte. Mais cette dernière montre à l'inverse des décroissances plus longues que les trois autres à la suite des crues d'étiage. Il est ainsi possible de classer ces quatre sources de la plus inertielle à la moins selon la durée des décrues en étiage et l'expression des crues : Labus, Werotte, Font du Thon et Bonnefont.

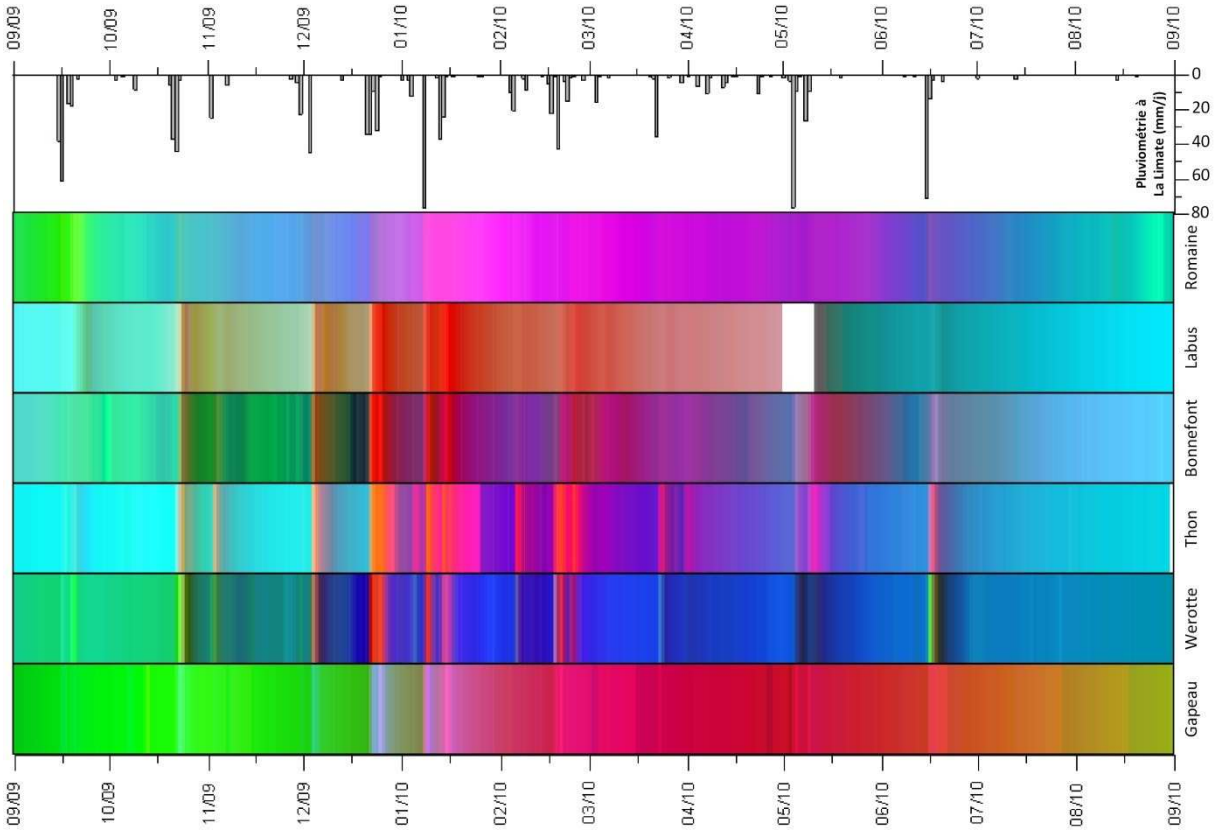


Figure 3.35 : Images RGB synthétisant la variation journalière moyenne des trois paramètres RGB selon la méthode KaRGB pour six sources de l'Unité du Beausset pour la période de septembre 2009 à 2010. Les événements pluvieux journaliers enregistrés à la Limate durant cette période servent de référence. Les aplats blancs sont les périodes sans données.

Les sources de Fontaine Romaine et du Gapeau ont donc un comportement complétement différent des quatre autres. En effet, elles sont caractérisées par une très forte inertie : le passage de l'étiage aux hautes eaux se fait de manière très progressif tout au long de l'hiver 2009-2010. De même, le passage des hautes eaux à l'étiage est lui aussi très progressif jusqu'à l'été 2010. Ces deux sources ont tout de même des différences. Celles-ci apparaissent dans l'expression des crues : là où le Gapeau montre en hautes eaux l'existence de réponses instantanées face aux pluies (en particulier avant janvier 2010), la Fontaine Romaine n'en montre que très peu. Au Gapeau, à part durant les crues, la conductivité n'a aucune expression visible soulignant ainsi que ce sont les signaux saisonniers, température et hauteur, qui sont les signaux principaux.

Les six sources sélectionnées ont donc des comportements différents avec d'une part des sources très karstiques mais qui ont chacune une inertie quantifiable relativement et d'autre part des sources très inertielles où le karst n'intervient que pendant les crues exceptionnelles en fréquence, pour le Gapeau, ou quasiment jamais pour la Fontaine Romaine.

3.5.3.3 Apports de la méthode KaRGB dans la caractérisation de la vulnérabilité

Dans la méthode PaPRIKa de cartographie de la vulnérabilité des aquifères karstiques, la fonctionnalité du karst a une pondération comprise entre 20% et 30% (Dörfliger & Plagnes, 2009). Cette méthode propose d'attribuer une classe de 1 à 4, du plus au moins karstique, et du moins au plus vulnérable (Figure 3.36). L'analyse de six sources de l'Unité du Beausset selon la méthode KaRGB a permis de les caractériser selon la fonctionnalité de leur karst. La méthode PaPRIKa attribue également un poids de 15% à 20% aux propriétés réservoirs de l'aquifère (Dörfliger & Plagnes, 2009). La méthode proposée ici a montré pour des karsts de même fonctionnalité des inerties différentes liées au caractère réservoir de la matrice.

Critère		Caractéristiques		Indice	Sources du Beausset
Ka	Karstification	Ka_1	degré de karstification correspondant aux systèmes karstiques du type 1 (<10km², Q moyen annuel faible) et uniquement si le système karstique est caractérisé par un comportement peu fonctionnel (faible variabilité du débit et des paramètres physico-chimiques), et en l'absence de preuves ou d'indices de circulation rapide.	1	Fontaine Romaine
		Ka_2	degré de karstification correspondant soit aux systèmes karstiques de type 2 (> 10 km²) ou de type 3, unaires et peu fonctionnels (fonctionnalité est appréciée à partir d'indices caractérisant le degré de karstification tels que des vitesses de traçage artificiel rapides, la variabilité du débit et de la chimie de la source), soit à des systèmes complexes tels que définis dans la classification de Mangin (domaine de référence 1).	2	Gapeau
		Ka_3	degré de karstification correspondant aux systèmes karstiques du type 2 ou 3, fonctionnels et binaires/unaires ; il s'agit soit de systèmes karstiques binaires peu fonctionnels ou unaires très fonctionnels. Le réseau karstique de ce type de systèmes karstiques est bien développé avec la présence d'un drain collecteur de petite taille connu connecté avec la surface. Les vitesses de transit mises en évidence à l'aide d'essais de traçages sont importantes (entre 50 et 100 m/h). Domaine de référence 2 de la classification de Mangin.	3	Labus Werotte Font du Thon Bonnefont
		Ka_4	degré de karstification correspondant aux systèmes karstiques binaires du type 2. Le réseau karstique très bien développé avec la présence d'un gros collecteur connecté avec la surface, comme l'atteste la fonctionnalité du système. Les vitesses de transit mises en évidences à l'aide d'essais de traçage sont importantes (> 100 m/h). Domaines de référence 3 voire 4 de la classification de Mangin.	4	

Figure 3.36 : Degré de karstification *Ka* selon la méthode PaPRIKa déduit pour les sources du Beausset à partir de la méthode KaRGB (modifié d'après Dörfliger & Plagnes, 2009)

La Fontaine Romaine est apparue très inertielle et ne montrant que des réactions de faible intensité face aux crues et seulement en hautes eaux. Son karst est donc soit inexistant soit très peu fonctionnel, de plus elle possède des débits très faibles. L'indice *Ka1* peut lui être attribué. La source du Gapeau se comporte comme une source très inertielle, mais des crues sont tout de même présentes suite aux précipitations. Elle peut être assimilée à un milieu avec un indice *Ka2*. Les quatre autres sources ayant montré un fort comportement karstique, elles sont classées *Ka3*. Parmi ces quatre sources, une gradation de l'inertie de la matrice est qualifiable. La qualité réservoir de l'aquifère pour les calcaires purs et les dolomies est classée dans l'indice R3 de la méthode PaPRIKa (Dörfliger & Plagnes, 2009). Cependant, dans le calcul global des indices de vulnérabilités, la méthode

KaRGB permet de moduler les valeurs au sein d'un indice que ce soit le *Ka3* ou le *R3* pour mieux retranscrire l'influence des propriétés physiques et dynamiques des aquifères.

3.5.3.4 Conclusion

La méthode KaRGB permet d'obtenir rapidement des informations sur la dynamique de l'aquifère en termes d'inertie. Elle a mis en avant la possibilité d'une caractérisation fine des crues avec la visualisation et la mesure de leur fréquence, durée et intensité. Elle apporte donc un outil intermédiaire entre l'analyse qualitative des enregistrements CTD et les ACS souvent plus longues à mettre en œuvre. Cette méthode peut s'appliquer lors des études amont avant de laisser la place à d'autres plus poussées telles les ACS pour les études aval. Elle apparaît comme fiable et utile pour caractériser rapidement les aquifères karstiques dans le cadre des études de vulnérabilité de tels aquifères.

Enfin, la méthode KaRGB permet au sein de la même unité géographique de voir les influences des épisodes pluvieux sur les pluies. Les crues de chaque source peuvent être ainsi rapidement comparées en termes de synchronisation et d'influence.

4 Hydrogéochimie de l'Unité du Beausset

Phrases clefs : Plusieurs campagnes hydrochimiques quasiment exhaustives sont présentées pour les ions majeurs et les isotopes de l'eau. L'origine de la salinité des eaux a pu être clairement discriminée pour les eaux d'origine marine. En-dehors de groupes d'eaux particulières, la minéralisation des eaux a pour origine la dissolution des carbonates, de calcium et de magnésium, et des évaporites. Le traçage naturel déduit de la typologie des sources a permis de mieux définir les zones d'alimentation de chaque point d'eau.

4.1 Introduction

L'analyse des enregistrements CTD permet de connaître les propriétés dynamiques des aquifères traversés mais pas leur essence. Le parcours de l'eau depuis son infiltration jusqu'à l'exutoire étant caché, seules des méthodes indirectes sont susceptibles de caractériser le chemin emprunter par l'eau. Les méthodes les plus utilisées sont les traçages, naturels ou artificiels (Ford & Williams, 2007). Dans l'unité du Beausset des traçages artificiels ont été effectués (Lamarque & Maurel, 2001 ; Courbon & Maurel, 2010) et certains sont en cours d'analyse (Arfib *et al.*, 2011) ; ils seront abordés dans le chapitre suivant. Les traçages naturels reposent sur la reconnaissance de l'influence de paramètres de l'environnement et de l'aquifère (minéralisation, température, biologie…) sur l'eau prélevée. L'hydrochimie apporte des solutions analytiques pour l'application du traçage naturel (e.g. Schoeller, 1959 ; Mudry, 1987 ; Stewart & Thomas, 2008). Le traçage hydrogéochimique peut reposer (1) sur les ions majeurs et les éléments traces (e.g. Andreo *et al.*, 2002), qui vont apporter des informations sur la nature lithologique des aquifères traversés et les conditions thermodynamiques de cette traversée, (2) les isotopes stables et radioactifs (e.g. Andreo & Carrasco, 1999), qui permettent de voir l'influence de l'environnement sur la composition de l'eau du point de vue spatio-temporel.

Dans ce travail, l'hydrochimie est utilisée à travers les ions majeurs et les isotopes stables de l'eau. Le but de ces analyses est de comprendre la compartimentation hydraulique de l'Unité du Beausset à travers des instantanés de composition des eaux de sources et forages. L'Unité du Beausset a la particularité d'avoir des lithologies variées : calcaires, dolomies, évaporites et marnes. Ajouté à cela sa proximité avec la mer et l'existence de sources saumâtres, elle se prête ainsi à l'utilisation du traçage naturel. Il a déjà été appliqué sur la partie orientale du secteur par le BRGM (Durozoy *et al.*, 1967), de manière limitée, et par Binet *et al.* (2006), de manière plus approfondie. Le but du traçage naturel est ici d'établir une typologie des sources qui éclaire l'origine des eaux pour chaque secteur géographique. Les données utilisées visent à être les plus exhaustives possibles ; elles intègrent en plus des cinq campagnes effectuées durant la thèse, la bibliographie existante ainsi que les données du domaine public de la banque ADES (ADES, 2011).

Ce chapitre est subdivisé selon les méthodologies utilisées et les échelles d'observations. Ces dernières sont au nombre de deux : il s'agit de l'échelle de toute l'unité et de celle de secteurs géographiques. L'analyse des ions majeurs à l'échelle de l'unité s'articule autour de l'utilisation de diagrammes de classification, tels celui de Piper ou des diagrammes binaires, et de l'application d'analyses multivariées. A l'échelle des secteurs géographiques, les points sont analysés

principalement sur la base de diagrammes binaires. Ces diagrammes se concentrent sur les rapports des ions sulfates, calcium et magnésium qui représentent les ions dominants des trois lithologies majeures des zones étudiées.

4.2 Typologie à l'échelle de toute l'unité

4.2.1 Diagrammes généraux

4.2.1.1 Introduction et méthodologie

Face à de nombreuses données hydrogéochimiques, il est important de hiérarchiser les informations qu'elles peuvent apporter (Hem, 1986). Une première approche consiste à obtenir une représentation graphique des données. Ces représentations ont pour but de classer les prélèvements selon des grands types d'eau. Il existe de nombreuses représentations visuelles de ce type de donnée (Zaporozec, 1972). Parmi toutes les méthodes, celle de Piper a été retenue car elle permet un affichage aisé d'un grand nombre de données (Piper, 1944). Il s'agit d'afficher les prélèvements analysés dans deux classifications ternaires, représentant respectivement les cations et les anions, et dans une classification losangique qui fait la synthèse de ces observations. Cette représentation est complémentaire des diagrammes binaires (Hem, 1986). Les diagrammes binaires illustrent la relation qui existe entre deux ions ou groupes d'ions. Ils permettent ainsi de comprendre les réactions chimiques ayant lieux au sein de l'aquifère (e.g. Zhu *et al.*, 2007, Wu *et al.*, 2009 ; Kanduc *et al.*, 2010).

L'Unité du Beausset est composée de roches sédimentaires : calcaires, dolomies, évaporites et marnes. Les différentes lithologies réagissent avec l'eau dans les aquifères et des ions spécifiques entrent en solution. Les types d'ion utiles au traçage naturel dépendent donc de la lithologie et des réactions chimiques. La Table 4-1 illustre les réactions de dissolution les plus courantes vis-à-vis des lithologies connues et montre ainsi le rapport entre roche et contenu ionique :

Minéral	Réaction de dissolution	Solubilité (mg/L)
Quartz	$SiO_2 + H_2O \rightarrow H_4SiO_4$	12
Calcite	$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \leftrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^-$	60 – 400
Dolomite	$CaMg(CO_3)_2 + 2H_2O + 2CO_2 \leftrightarrow Ca^{2+} + Mg^{2+} + 4HCO_3^-$	50 – 300
Gypse	$CaSO_4 \cdot 2H_2O \rightarrow Ca^{2+} + SO_4^{2-} + 2H_2O$	2400
Halite	$NaCl + H_2O \rightarrow Na^+ + Cl^- + H^+ + OH^-$	360000

Table 4-1 : Réactions de dissolution congruente et solubilité, à 105 Pa et 25°C, pour les principaux minéraux potentiellement présents dans l'Unité du Beausset (modifié d'après Ford & Williams, 2007).

Les marnes de l'Unité du Beausset sont composées en majorité d'illite, smectite, montmorillonite, kaolinite et chlorite (Chamley & Masse, 1975 ; Arnaud & Monleau, 1979 ; Redondo, 1986). Les réactions chimiques entre ces minéraux et les eaux de l'aquifère sont complexes car elles dépendent de leurs compositions chimiques et des conditions thermodynamiques des écoulements (Brantley, 2005). Cependant, leurs influences sur le contenu ionique peuvent être appréciées grâce à l'indice d'échange de base, i.e.b. (Schoeller, 1959). Celui-ci repose sur un rapport entre les ions issus des phyllosilicates Cl^-, Na^+ et K^+ :

$$i.e.b. = r\frac{\mathrm{Cl} - (\mathrm{Na} + \mathrm{K})}{\mathrm{Cl}}$$ où r est la concentration en meq/L

Lorsqu'il est positif, cela signifie que peu de Na et K sont relâchés dans l'aquifère par rapport au chlorures, et donc que les argiles n'ont que peu d'influence sur la composition ionique de l'eau.

Les données utilisées dans cette partie sont au nombre de 329. Leur provenance respective est détaillée en annexe (annexe e5). Elles proviennent des campagnes de terrain effectuées durant la thèse (voir chapitre 2.3.2), de la banque de donnée ADES (ADES, 2011) et des publications suivantes : Vernet & Vernet (1980), Blavoux *et al.* (2004) et Binet *et al.* (2006). Ces données se répartissent en 105 points de prélèvements différents répartis en 9 zones géographiques (Figure 4.1). L'Unité du Beausset est représentée par six zones dont certains points appartiennent également à d'autres unités hydrostructurales : Sainte Baume, Gapeau, Toulon – La Farlède, Evenos – Ollioules, Calanques et Aire Centrale. Les zones du Pilon St Clément et de Bandol – Sanary sont prises en compte car voisines du Beausset. Quatre prélèvements (non visibles sur la Figure 4.1) provenant des mines de lignite de Gardanne (Bouches-du-Rhône, France) ont également été ajoutés pour servir de référentiel. Les prélèvements ont été faits majoritairement dans des sources, mais certains proviennent de forages et écoulements de surface.

4.2.1.2 Résultats et interprétations

La classification selon le diagramme de Piper montre que les prélèvements se répartissent autour de trois pôles (Figure 4.2) : bicarbonaté calcique, hyper chloruré sodique et hyper chloruré sulfaté calcique. Ces pôles représentent respectivement l'eau des aquifères carbonatés karstiques, l'eau marine ou évaporitique de la halite, et l'eau sulfatée liée aux évaporites ou à d'autres salinisations. Les eaux de la Sainte Baume et du Pilon St Clément sont liées aux eaux des aquifères calciques ou dolomitiques comme le montre le diagramme des cations (Figure 4.2). Les eaux prélevées le long du Gapeau et dans la zone de Toulon – La Farlède montrent les mêmes influences calciques et dolomitiques auxquelles s'ajoute une influence sulfatée ; celle-ci est liée aux évaporites présentes au niveau de Méounes, après Solliès-Toucas et sur la partie sud de l'aire toulonnaise. Les eaux de la zone Evenos – Ollioules sont chimiquement plus contrastées : une partie est proche des eaux calciques et magnésiennes, quelques-unes s'approchent des eaux chlorurées sodiques et un échantillon apparaît plus sulfaté. L'origine de la salinité des sources de cette zone est discutée dans la partie dédiée aux analyses Br/Cl. Les eaux de l'Aire centrale et des mines de Gardanne sont clairement influencées par les sulfates. L'origine de ces sulfates est un point sensible car les évaporites qui pourraient en être la cause sont située à grande distance à la fois en profondeur et géographiquement. La composition chimique de ces sources pourrait donc être liée à des circulations profondes (> 1000 m) mettant en relation Crétacé supérieur et Trias, à des pollutions liées aux vignes ou à l'oxydation de la pyrite. Les eaux de la zone Bandol – Sanary proviennent uniquement de forages dédiés à l'eau potable. Elles sont influencées à la fois par le pôle évaporitique et marin. Cela est lié à la présence à proximité de Trias gypsifère et de la mer. Enfin, les sources des Calanques montrent une composition chimique fortement influencée par le pôle chloruré sodique, ce qui pourrait être lié à une contamination marine.

Les diagrammes binaires, présentés Figure 4.3, servent à préciser les informations apportées par le diagramme de Piper. En effet, ce dernier a montré que les sources ont une composition chimique lié à l'opposition carbonatée karstique – évaporitique – marin. La Figure 4.3A explicite la relation entre les données prélevées et les carbonates ; la droite qui y figure représente la relation de dissolution congruente des carbonates calciques et magnésiens. Il apparaît alors que les points qui prennent place près du pôle bicarbonaté calcique du diagramme de Piper (Figure 4.2) se répartis-

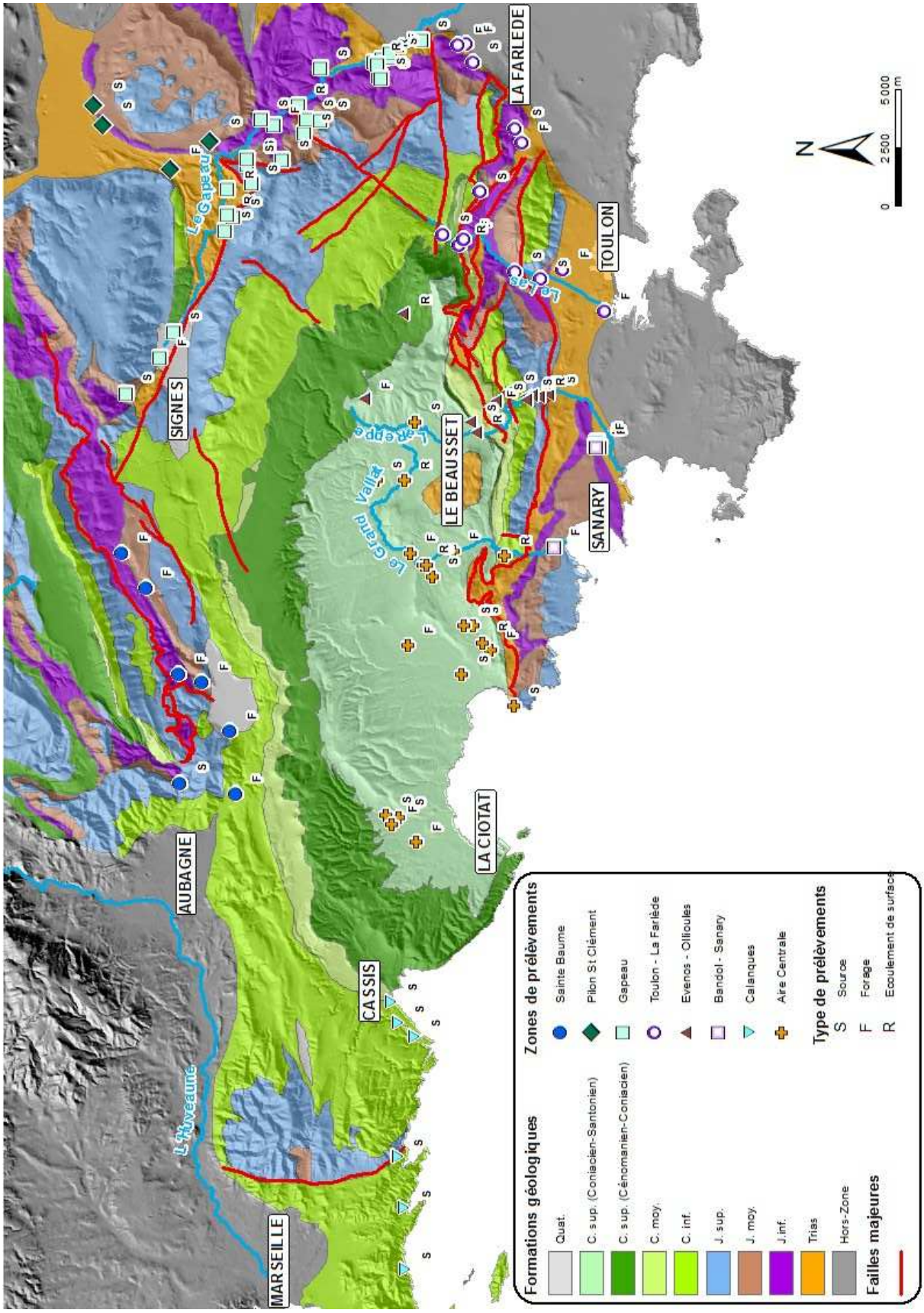


Figure 4.1 : Points de prélèvement des données utilisées pour l'hydrochimie.

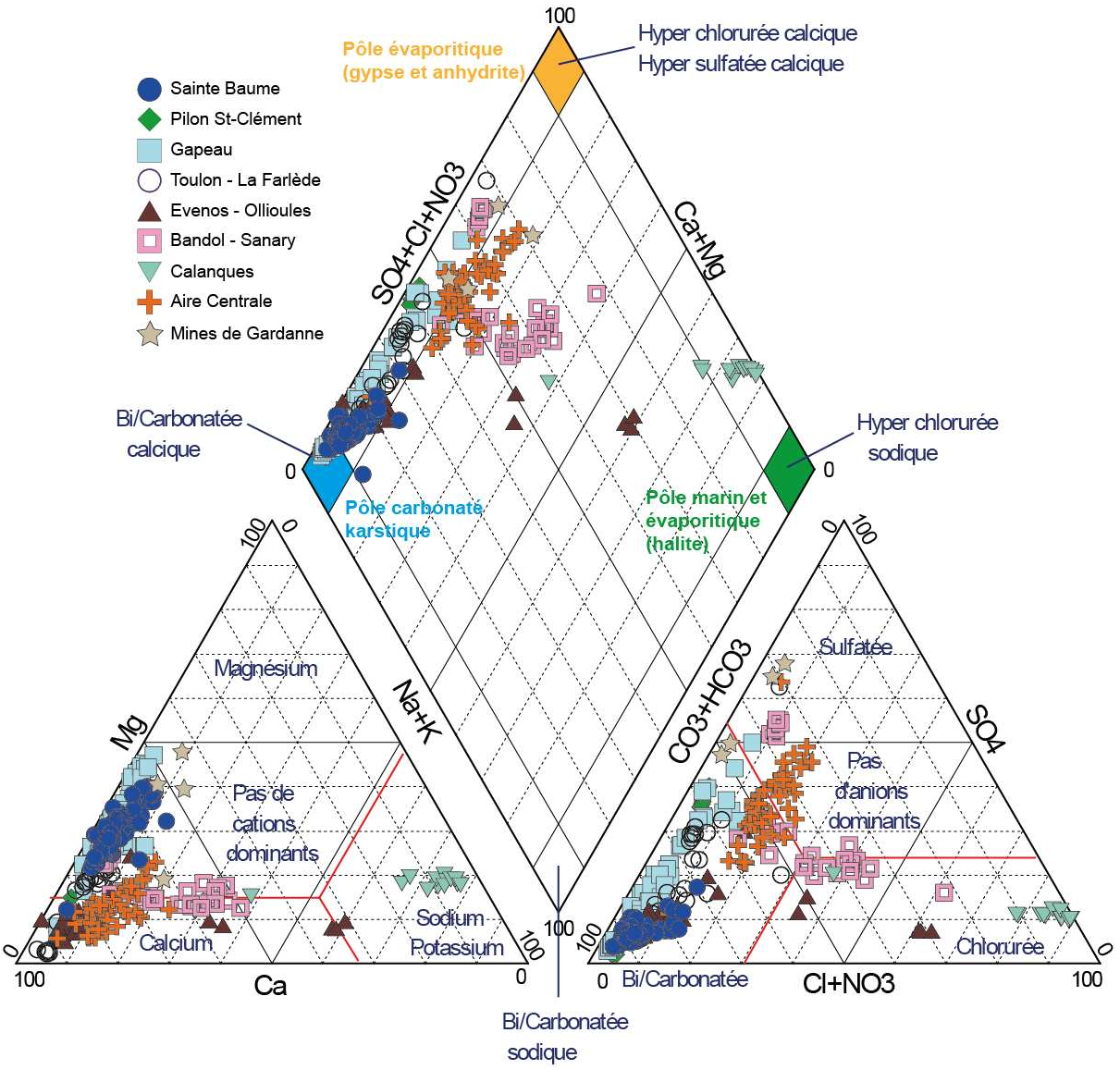


Figure 4.2 : Diagramme de Piper présentant la répartition des 329 analyses autour des trois pôles carbonaté, évaporitique et marin.

-sent le long de cette droite. Ils ont donc bien pour origine la dissolution du calcaire et de la dolomie. Les points hors de la droite sont alors liés à une source de calcium ou de magnésium autre.

La relation entre ces deux ions est illustrée par la Figure 4.3B, où des droites de ratio Mg/Ca ont été placées comme référentiel. Les prélèvements issus d'une dissolution congruente du calcaire et de la dolomie se répartissent dans les valeurs basses du graphique entre les domaines purement dolomitiques et purement calciques. Les points, qui au contraire ont une source de calcium et magnésium autre, montrent deux comportements. Le premier est lié quasi uniquement aux prélèvements originaires des calanques et des mines de Gardanne ; il s'agit d'un enrichissement supérieur en magnésium qu'en calcium. Le deuxième concerne tous les autres points et particulièrement ceux de l'Aire centrale ; ils ont un enrichissement supérieur en calcium qu'en magnésium. Les sources autres de calcium et magnésium ont deux origines distinctes.

Pour comprendre ce phénomène, la Figure 4.3C illustre les réactions de dissolution du gypse et de l'anhydrite. Trois groupes distincts y sont visibles. Le premier correspond aux eaux issues de la dissolution des carbonates ; elles ont les concentrations en calcium et sulfates les plus faibles et des

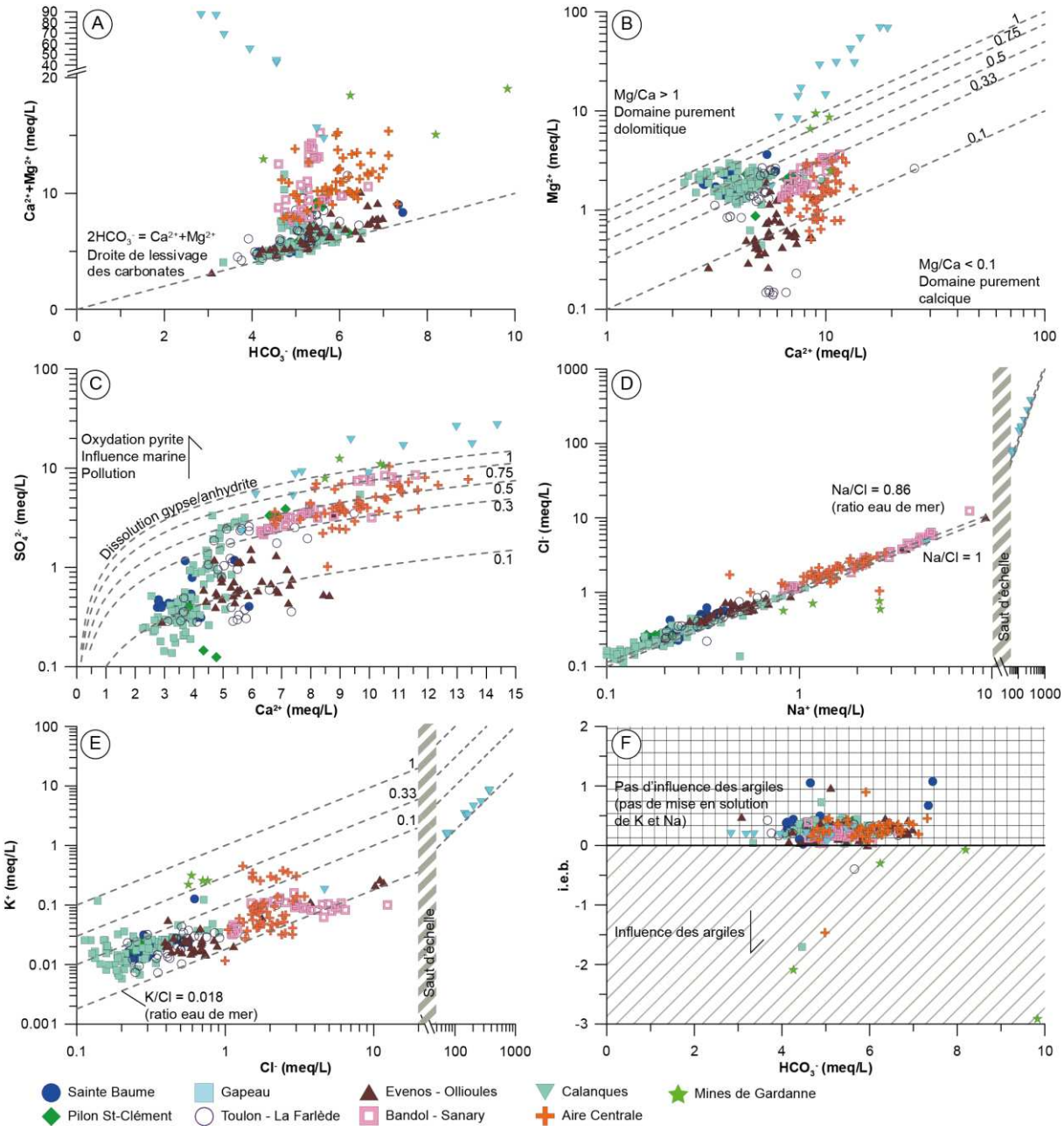


Figure 4.3 : Diagrammes binaires des 329 prélèvements illustrant les différentes sources d'ions dans les eaux analysées : (A) Lessivage des carbonates. (B) Opposition des domaines calciques et dolomitiques. (C) Lessivage des sulfates. (D) Lessivage de la halite. (E) Mise en solution du potassium. (F) Influence des argiles selon l'i.e.b.

rapports Ca^{2+}/SO_4^{2-} inférieurs à 0.3. Le deuxième groupe correspond aux eaux qui semblaient enrichies en calcium vis-à-vis du magnésium. Ces eaux ont des concentrations en calcium et sulfates élevées et des rapports Ca^{2+}/SO_4^{2-} compris entre 0.3 et 1. Il pourrait s'agir d'eaux issues de la dissolution du gypse mélangée à de l'eau faiblement minéralisée. Enfin, le dernier groupe contient les mêmes eaux que celui enrichi en magnésium. Il a des rapports Ca^{2+}/SO_4^{2-} supérieurs à 1, montrant que l'origine des sulfates est différent de la dissolution du gypse. Pour compléter celle du gypse, la dissolution de la halite est illustrée par la Figure 4.3D. Il apparaît que, mises à part les eaux des mines de Gardanne, presque toutes les données s'alignent sur la droite Na/Cl = 1. L'origine du sodium et des chlorures est ainsi liée principalement à la composition des précipitations, influencée par la mer

proche. Il est à noter que les eaux des calanques par leurs très hautes concentrations en NaCl montrent ainsi ce qui est vraisemblablement une influence marine directe.

Pour confirmer l'absence d'influence des minéraux argileux sur la composition des eaux, la Figure 4.3E et F illustrent les relations entre les ions caractéristiques des phyllosilicates. Le diagramme K/Cl montre que toutes les eaux sont comprises entre la valeur du ratio de l'eau de mer et 1 (Figure 4.3E). Cela n'apporte pas d'informations nouvelles autres que le fait que le potassium dans les eaux ayant les teneurs les plus faibles a une origine probablement marine. Le diagramme montrant l'i.e.b. confirme bien que les phyllosilicates n'ont d'influence que sur peu de prélèvements, et parmi ceux-ci principalement sur les eaux des mines de Gardanne (Figure 4.3F). Cela explique leur éloignement de la droite Na/Cl = 1 (Figure 4.3D).

Les diagrammes généraux ont permis de comprendre la typologie générale des eaux prélevées. Six types se dégagent ainsi selon leur contenu ionique. Ces types d'eaux sont liés à la lithologie de l'aquifère : les eaux issues des calcaires, des dolomies, des évaporites sulfatées, des évaporites chlorurées et l'influence marine. Les eaux issues des calcaires, des dolomies et des évaporites sulfatées ont la particularité d'être représentées par plusieurs zones géographiques : Sainte Baume, Pilon Saint Clément, Gapeau, Toulon – La Farlède et Evenos – Ollioules. La zone de Bandol Sanary présente des influences caractéristiques du Trias et de la mer. Les mines de Gardanne, situées hors de l'Unité du Beausset, sont les seules qui possèdent des eaux influencées par les minéraux argileux. Certaines eaux, telles celles de l'aire centrale, présentent des ambiguïtés quant à l'origine de leur salinité. L'étude des rapports Br/Cl présentée par la suite vise à mieux contraindre l'origine de la salinité des eaux et faire ainsi la part entre évaporites, mer et pollution. Outre la présence de ces grands types d'eaux, ces diagrammes ont également révélés qu'au sein d'une même entité géographique plusieurs types d'eaux sont présents.

4.2.2 Analyses multivariées des ions majeurs

4.2.2.1 Introduction et méthodologie

Les diagrammes présentant des rapports ioniques ont apportés de nombreuses informations. Cependant, ces diagrammes ne permettent pas l'intégration de plus de quelques paramètres à la fois. Pour pallier à ce problème, les auteurs utilisent les analyses multivariées (eg. Moore *et al.*, 2009). Ces analyses sont utilisées en statistique exploratoire pour l'interprétation d'importantes bases de données caractérisées par de nombreuses variables (Shi, 1993). Dans ce travail, une combinaison d'analyse en composantes principales et de classification hiérarchique ascendante sont utilisées. Ces analyses considèrent les relations statistiques basées sur la variance entre tous les échantillons et toutes les variables. 325 échantillons sont utilisés ici ; il s'agit de toute la base de données hydrochimiques, excepté les prélèvements des mines de Gardanne. Ces échantillons sont analysés selon 8 variables : Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, HCO_3^{-}, SO_4^{2-}, Cl^{-} et NO_3^{-}.

Après avoir été standardisés, les échantillons sont tout d'abord regroupés selon leur affinité statistique par une analyse hiérarchique ascendante (AHA). Cette AHA calcule la distance statistique entre chaque échantillon selon les 8 variables sélectionnées (Manly, 2004). La distance utilisée ici est définie par le critère de Ward (Ward, 1963). Les résultats de l'AHA sont ensuite placés au sein de l'analyse en composantes principales (ACP). L'ACP est une analyse utilisée pour réduire la dimensionnalité d'une base de données, toute en conservant le maximum de la variance originale (Jolliffe, 2002). Elle permet d'obtenir des composants principaux sous la forme d'axes, le long desquels les échantillons et les variables ont des valeurs significatives basées sur leur variance. Dans

une ACP, il y a autant d'axes que de variables utilisées, et chacun possède une certaine quantité de l'information totale (Jolliffe, 2002). Pour faciliter leur interprétation, les ACP peuvent être représentées sous la forme de diagrammes binaires, où les axes correspondent à la projection en 2D des axes de l'ACP (Saporta, 1991). Plus les échantillons et les variables ont des valeurs fortes le long de ces axes, plus ils sont significatifs. Afin de maximiser leur signification statistique dans l'ACP, une rotation VARIMAX (Kaiser, 1958) a été appliquée aux 8 variables. L'utilisation couplée de l'AHA et de l'ACP permet de comprendre les relations statistiques régnant au sein d'une base de données (Shi, 1993).

Pour ne pas se limiter aux relations présentant le plus de variances, les analyses multivariées ont été faites de manière successives. Après reconnaissance d'un groupe de prélèvements à très forte variance, celui-ci est retiré et l'analyse reconduite pour déterminer les relations présentes en-dehors de celles de ce groupe. Cette opération est répétée jusqu'à obtenir des groupes statistiquement homogènes. Toutes les analyses multivariées ont été réalisées avec le logiciel Tanagra 1.4.

4.2.2.2 Résultats et interprétations

La première analyse multivariée est faite avec l'intégralité des échantillons, sauf ceux des mines de Gardanne (Figure 4.4A). L'AHA révèle trois groupes bien séparés. Le groupe 1 est éloigné statistiquement des deux autres, qui sont proches l'un de l'autre. L'ACP d'axe 1-2 représente presque 90% de l'information de toute l'analyse. Selon cette analyse, le groupe 1, où ne sont présents que des échantillons des Calanques, est caractérisé par les ions Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, SO_4^{2-} et Cl^{-}. Tandis que le groupe 2, composé essentiellement de prélèvements de l'Aire Centrale et de Bandol – Sanary, est caractérisé par les ions HCO_3^{-}. Le dernier groupe contenant les autres sources représentent les prélèvements avec les valeurs les plus basses dans les ions cités. Cette analyse confirme avec l'ensemble des ions les conclusions issues des graphiques binaires : les eaux des calanques sont influencées par des eaux très salées au NaCl et les eaux de l'Aire Centrale sont influencées par les sulfates.

Les échantillons des Calanques et de Bandol – Sanary ont été retirés pour l'analyse suivante, afin de s'affranchir de l'influence de la mer (Figure 4.4B). Cette analyse montre également 3 groupes dans un espace d'ACP 1-2 portant, cette fois-ci, 72% de l'information. Les trois groupes sont beaucoup plus proches que dans l'analyse précédente. Le groupe 1 est le plus indépendant ; il est composé presque exclusivement de prélèvement de l'Aire Centrale. Il est caractérisé par les ions Ca^{2+}, Cl^{-}, Na^{+}, SO_4^{2-} et NO_3^{-}. Le fait que ces eaux soient seules dans ce groupe montre leur particularité. Celle-ci peut avoir pour origine les nitrates montrant ainsi leur pollution potentielle. Les deux autres groupes sont peu différenciés. Le seul élément de séparation est apporté par le Mg^{2+} qui caractérise essentiellement les eaux du Gapeau et de la Sainte Baume au sein du groupe 3. L'influence des sulfates est toujours présente, certes prépondérantes sur les prélèvements de l'Aire Centrale, mais également visible sur le Gapeau.

La troisième analyse a été faite après suppression des prélèvements de l'Aire Centrale (Figure 4.4C). L'AHA a mis en avant cinq groupes, dont les groupes 1 et 2 qui ne sont représentés que par respectivement deux prélèvements et un seul. Le groupe 3 qui recoupe les 4 et 6 a également peu d'échantillons. L'ACP porte 62% de l'information. Les trois plus petits groupes sont caractérisés par l'influence des ions Na^{+}, K^{+} et Cl^{-}. Cela montre que ces échantillons particuliers portent l'influence de la halite ou de la mer. De la même manière, les groupes 4, 5 et 6 qui sont les plus indifférenciés sont influencés par les ions Ca^{2+} et SO_4^{2-}, ce qui montre l'emprunte du gypse. La présence des échantillons particuliers leur donne de très fortes variances, elles accaparent donc beaucoup d'information.

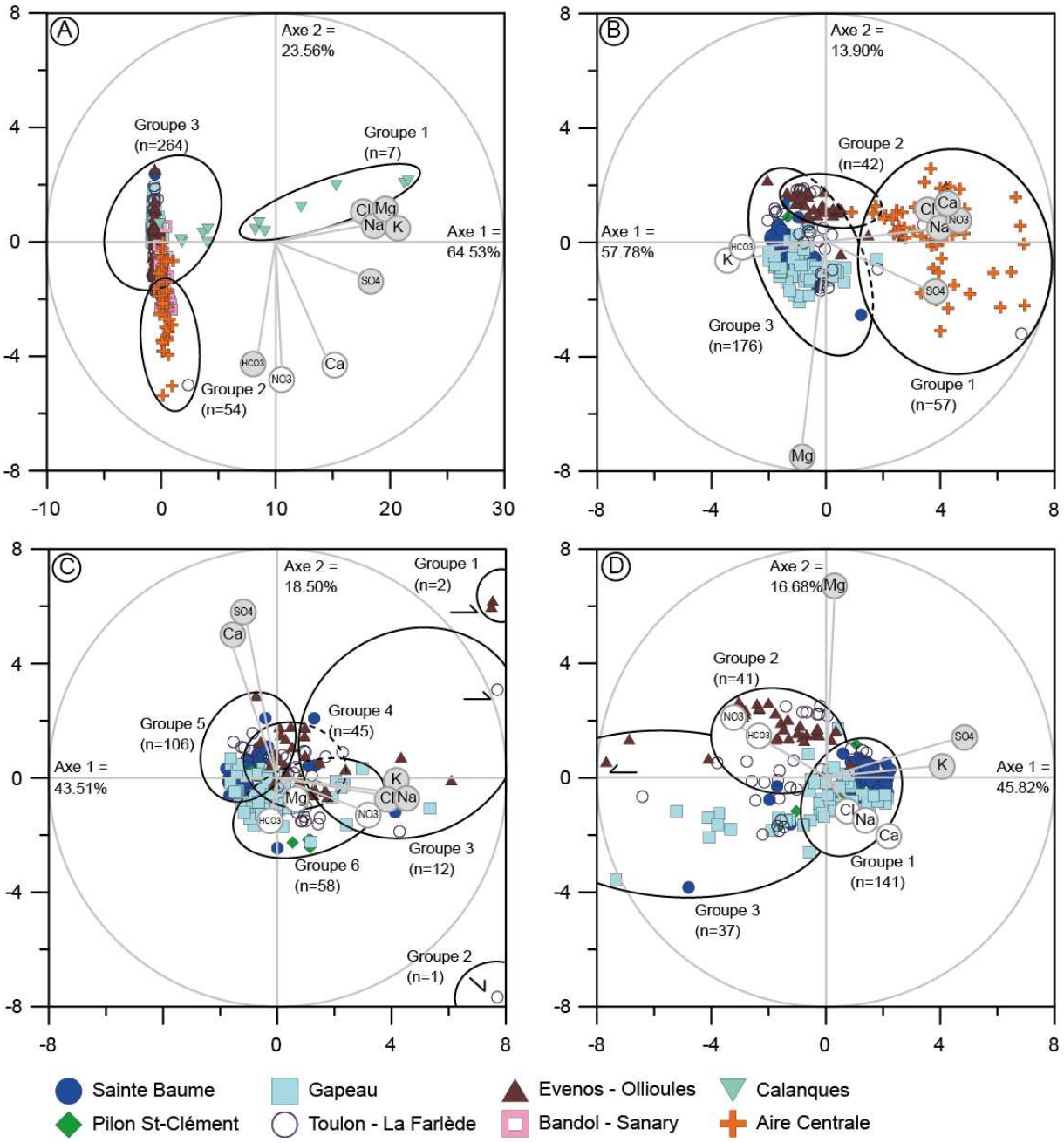


Figure 4.4 : Analyses en composantes principales et groupes extraits d'analyses hiérarchiques des prélèvements hydrogéochimiques classés selon leur zone géographique. Les variables ont subies une rotation VARIMAX pour maximiser leur variance. Les grands cercles gris représentent les cercles des corrélations des variables de rayon 1. Les variables sont dans les pastilles grises et sont : Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, HCO_3^{-}, SO_4^{2-}, Cl^{-} et NO_3^{-}. Les variables significatives sont dans les pastilles avec un aplat gris. (A) Analyse multivariée avec la totalité des 325 échantillons. (B) Analyse multivariée sans les prélèvements de la zone des Calanques. (C) Analyse multivariée sans les prélèvements des Calanques, de Bandol – Sanary et de l'Aire Centrale. (D) Analyse multivariée sans les prélèvements précédemment cités et sans les quatre échantillons particuliers de l'analyse précédente.

La quatrième analyse (Figure 4.4D) est la même que la précédente après la suppression des quatre échantillons ayant la plus forte variance. Les trois groupes définis par l'AHA ne se recoupent pas dans l'espace de l'AFC 1-2 et sont assez dissymétriques. Cet espace représente 63% de l'information. L'axe 1 représente une opposition entre les sources influencées par les évaporites, ce qui est indiqué par les sulfates. L'axe 2 est lié à l'influence de la dolomie à travers le magnésium. La

composition des trois groupes montre que certaines aires géographiques, telles Evenos – Ollioules ou la Sainte Baume, ne sont contenues que par un groupe. Mais tous les groupes contiennent plusieurs aires. Cela souligne que part de là les spécificités locales, la marque des grands types de lithologies se retrouve.

Au final, les analyses multivariées ont permis de confirmer la typologie obtenues des diagrammes généraux : influence de la mer, des évaporites chlorurées et sulfatées et opposition entre calcaires et dolomies. En prenant en compte les relations statistiques entre tous les éléments et les variables. Il est apparu deux échelles de contrôle : un contrôle lithologique et un contrôle géographique. Pour cette raison, l'interprétation de ces données est poursuivie par une étude secteur par secteur centrée sur l'utilisation des ions calcium, magnésium et sulfate, qui sont représentatifs des lithologies dominantes : calcaires, dolomies et évaporites.

4.2.3 Origine de la salinté des eaux, diagramme Cl/Br

La composition en ions majeurs a montré que certaines eaux de l'Unité du Beausset ont des salinités élevées. Les diagrammes binaires et les analyses multivariées ont révélées que l'origine de cette salinité est liée à des excès de sulfates, sodium et chlorures. L'origine de ces éléments peut être multiple : dissolution des évaporites, intrusion saline, salinité marine résiduelle ou pollutions anthropiques (Vengosh & Rosentahl, 1994). Pour discriminer l'origine de cette salinité, les auteurs se basent sur des rapports d'ions, tels les bromures, le bore, les chlorures ou les sulfates (e.g. Tellam, 1995 ; Bourhane, 2010), ou sur des outils isotopiques (e.g. Cortecci *et al.*, 2002 ; Botrell *et al.*, 2008). Parmi ces traceurs, les bromures ont montré une grande utilité pour la discrimination de nombreuses sources de salinité (Davis *et al.*, 1998), y compris l'influence d'eaux anciennes (Edmunds, 1996) ou dans les saumures de champs pétroliers (Sanders, 1991). Vengosh (2003) et Alcala & Custodio (2008) ont fait une synthèse des rapports Br/Cl, et également des rapports B/Cl, rencontrés dans divers cas de salinisation des eaux.

Les deux synthèses citées précédemment sont utilisées ici pour préciser l'origine des eaux de l'Unité du Beausset. Soixante-cinq échantillons provenant des campagnes effectuées dans le cadre de cette thèse ont des mesures de bromures. Ces échantillons proviennent des aires géographiques du Gapeau, de Toulon, d'Evenos, des Calanques et de l'Aire Centrale. La banque de données des eaux souterraines ADES et le travail de Vernet & Vernet (1980) recèlent des mesures de bore pour les eaux de l'Unité du Beausset. Trente-trois échantillons disponibles avec ces mesures proviennent des aires géographiques de la Sainte-Baume, du Gapeau, de Toulon, d'Evenos, de Bandol, des Calanques et de l'Aire Centrale. Pour servir d'étalon, un prélèvement d'eau des mines de lignite de Gardanne et un prélèvement d'eau d'anciennes mines de gypse au Gours d'Allauch (Marseille, Bouches-du-Rhône) ont été également utilisés pour les rapports B/Cl.

L'étude des rapports Cl/Br (Figure 4.5A) attribue aux eaux du Beausset quatre comportements. Il apparaît que les eaux les moins minéralisées ont de grandes variations de ratio Cl/Br. Ces variations sont généralement indépendantes de la présence d'évaporites ou de pollution, et sont dues aux modalités de recharge de l'aquifère ou à une influence marine sur les précipitations (Alcala & Custodio, 2008). Un groupe de points, uniquement composé de prélèvements des Calanques, est présent dans la zone des valeurs marines, retrouvant ainsi les conclusions de Blavoux *et al.* (2004) sur l'origine majeure de la salinité de Port-Miou et Bestouan. Trois prélèvements de la zone d'Evenos – Ollioules, venant de la source du Labus, apparaissent dans la partie dévolue aux eaux influencées par les évaporites. Il est à noter qu'un prélèvement des Calanques est également

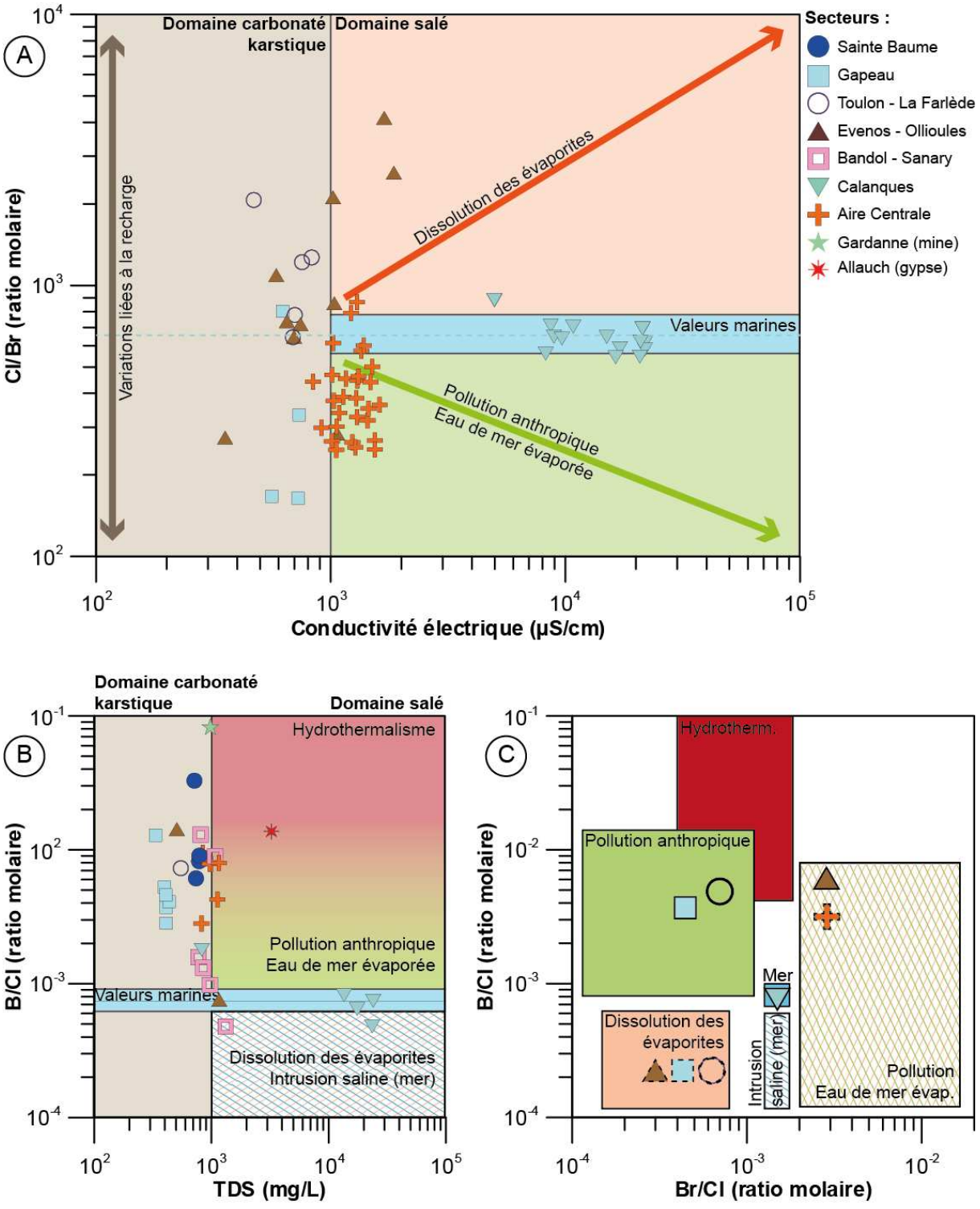


Figure 4.5 : Discrimination de l'origine de la salinité par des rapports d'éléments. (A) Origine de la salinité selon le rapport Cl/Br (secteurs modifiés d'après Alcala & Custodio, 2008). (B) Origine de la salinité selon le rapport B/Cl (secteurs modifiés d'après Vengosh, 2003). (C) Synthèse des informations apportées par les rapports Br/Cl et B/Cl (secteurs modifiés d'après Vengosh, 2003, et Alcala & Custodio, 2008), les symboles en traits pleins représentent les échantillons dont l'origine de la salinité est certaine, en pointillés origine incertaine.

présent dans cette partie. Cet échantillon a été prélevé à Port-Miou au plus fort des crues, donc lorsque la salinité est la plus basse. Ce prélèvement réconcilie ainsi les théories de Blavoux *et al.* (2004) et de Vernet & Vernet (1980) sur la salinité de Port-Miou : la majeure partie de la salinité est d'origine marine, mais la part d'eau continentale contient une influence évaporitique. Enfin, le dernier comportement appartient aux eaux issues de l'Aire Centrale. Ces points sont essentiellement présents dans la zone dévolue aux eaux pollués. Ces résultats sont en contradiction avec les diagrammes binaires et les relations de dissolution du gypse.

Les rapports B/Cl (Figure 4.5B) apportent des différences et un nouvel éclairage sur les résultats obtenus avec les rapports Cl/Br. Les prélèvements faits sur d'autres points des Calanques que Port-Miou et Bestouan pointent là-aussi une origine marine de la salinité. Le point des Calanques présent en dehors des valeurs marines est issu de la source de l'Escu ; ce point semble avoir une salinité d'une origine différente des autres points de cette zone, probablement évaporitique comme le concluait Vernet et Vernet (1980). Les points présents dans la partie correspondant à la salinisation d'origine anthropique sont plus difficiles à interpréter. Cette salinité d'origine anthropique est cohérente pour les points de la zone Sainte Baume, en provenance ici d'Aubagne. Mais pour les points de l'Aire Centrale, même si cette information est cohérente avec les rapports Br/Cl, elle peut être sujette à caution. En effet, dans cette même partie, sont présents le forage des Baumelles de Saint-Cyr-sur-Mer (Var) où du gypse a été retrouvé, ainsi que le prélèvement d'eau des mines de gypse d'Allauch. Les prélèvements de la zone Bandol – Sanary dont les eaux semblaient influencées par la mer et les évaporites montrent un positionnement à la fois sur une salinité ayant cette origine et sur une salinité d'origine anthropique. Enfin, la source de Labus qui était indiquée par les rapports Cl/Br comme ayant une influence évaporitique a un rapport B/Cl typique des eaux marines.

Les rapports Br/Cl semblent pourvoir discriminer l'origine de la salinité. Mais l'utilisation d'autres traceurs mettent en doute la pertinence de certains résultats. En effet, les rapports B/Cl montrent que des sources connues, grâce à la géologie, pour être d'origine évaporitique ont des signaux de sources polluées. De tels décalages ont déjà été observés dans la littérature : Rebeix *et al.* (2010) ont eu des résultats similaires sur des eaux non-polluées issues d'évaporites. Ce phénomène pourrait être dû à la nature des évaporites, soit des évaporites riches en bromure et bore, et pauvre en chlorure. Les résultats obtenus pourraient également montrer que les deux traceurs utilisés sont plus sensibles à la pollution qu'aux évaporites. La présence de pollution dans l'Aire Centrale est tout à fait cohérente avec les résultats des analyses multivariées qui avaient montré une influence des sulfates et également des nitrates. La synthèse des rapports Br/Cl et B/Cl (Figure 4.5C) indique avec cohérence l'origine marine de la salinité. Pour les sources les moins minéralisées, l'origine de la pollution anthropique semble également bien discriminée par ces deux traceurs. L'origine évaporitique de l'eau, pour des évaporites sulfatées, est par contre plus difficile à discriminer pour les deux traceurs. Pour les évaporites chlorurées, les rapports Br/Cl sont cohérents avec la géologie, tandis que les rapports B/Cl ne le sont pas.

4.2.4 Apports des isotopes stables de l'eau, $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$

4.2.4.1 Introduction et méthodologie

Les analyses des compositions ioniques des eaux prélevées ont apportées de nombreuses précisions sur la provenance des eaux de l'Unité du Beausset. Néanmoins, certaines ambigüités subsistent sur la compartimentation hydraulique de cette unité. L'étude des isotopes stables de l'eau permet d'obtenir de nombreuses informations sur la recharge correspondant à la zone de prélèvement (Mudry, 1987). Une molécule d'eau peut intégrer des isotopes de chacun des atomes la

composant. Les plus courants sont le ^{16}O et le ^{1}H, mais une proportion non négligeable de ^{18}O et ^{2}H peut être mesurée. La concentration de ces derniers est fonctions de nombreux paramètres climatiques et géographiques, dont les principaux sont les effets latitudinaux, thermiques et altitudinaux (Etcheverry, 2002). En hydrogéologie, ces isotopes apportent de précieuses informations sur l'eau et son parcours, notamment : l'altitude moyenne de la zone d'alimentation (e.g. Guglielmi et al, 1998 ; de la Vaissière, 2006), recharge de l'aquifère (e.g. Williams, 1992), des connexions entre aquifères (e.g. Gonfiantini *et al.*, 1974) ou encore les mécanismes de salinisation pour les aquifères côtiers (e.g. Kattan, 1994). Les mesures des isotopes de l'eau correspondent à un rapport entre un échantillon de référence et celui à analyser.

$$\delta‰ = \left(\frac{F_{échantillon} - F_{reference}}{F_{reference}}\right) \cdot 1000$$

où F est la fraction isotopique de l'espèce considérée dans l'échantillon et dans le standard de référence. Dans ce travail, la référence choisie, pour le $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$, est le *Standard Mean Ocean Water* (SMOW).

Dans ce travail, les données isotopiques sont donc utilisées pour préciser la compartimentation hydraulique des sources du Beausset. Celle-ci peut être approchée par la caractérisation des altitudes moyennes d'infiltration de l'eau de recharge et les éventuels mélanges que cette eau subie. L'estimation de ces paramètres repose sur le fait que la proportion d'isotopes lourds diminue de manière concomitante avec la température. De plus, il apparaît que pour les eaux naturelles le $\delta^{18}O$ et le $\delta^{2}H$ sont liés linéairement (Craig, 1961). Il existe ainsi une ligne globale d'eau météorique (WMWL, pour *World Meteoric Water Line*, Craig, 1961) qui peut être localement modifiée sous l'effet de facteurs telle l'évaporation (Fontes, 1980 ; Rozanski *et al.*, 1993). La comparaison des valeurs obtenues des échantillons avec cette WMWL permet de repérer d'éventuels prélèvements présentant une anomalie, due par exemple à une recharge allogénique (Yonge et al, 1985) ou profonde (de La Vaissière, 2006). L'estimation de l'altitude moyenne de recharge se fait donc sur l'ensemble des échantillons ne présentant pas d'anomalie. Cette estimation se fait grâce aux gradients altitudinaux. Ces derniers représentent la variation du $\delta^{18}O$ ou du $\delta^{2}H$ en fonction de l'altitude. Ces gradients sont généralement compris entre -0,15 et -0,5 $\delta^{18}O‰$ / 100m et -2 à -4 $\delta^{2}H‰$ / 100m (Trcek & Zojer, 2010). Connaissant ce gradient et la différence entre la valeur isotopique mesurée à la source avec celle mesurée dans les eaux de pluie locales à une altitude connue, il est possible d'estimer l'altitude moyenne d'infiltration des eaux de pluies alimentant une source. Cependant, il faut noter que cette estimation n'est qu'une valeur moyenne qui ne peut être interprétée qu'au regard d'une bonne connaissance préalable des sources considérées (Margrita et al, 1984). Par exemple, les valeurs d'altitude peuvent être faussées par une augmentation conjointe du $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ le long d'une ligne météorique locale, par une circulation des eaux de source augmentant l'évaporation, ou par un mélange avec des eaux de mer ou anciennes (Etcheverry, 2002).

Afin de relever d'éventuelles anomalies dans les compositions isotopiques des sources, les valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sont comparées à des droites de référence, comme la WMWL ou celle définie pour la Méditerranée Orientale (Gat & Carmi, 1970). Celle *et al.* (2000) ont montré que la Provence est soumise, par les précipitations, à une influence méditerranéenne et dans une moindre de mesure atlantique. Ces auteurs définissent ainsi une ligne des eaux météoriques propre à cette zone. Les droites de référence présentées Figure 4.6 sont donc :

- WMWL : $\delta^{2}H = 8\ \delta^{18}O + 10$ (Rozanski *et al.*, 1993)
- Ligne des eaux météoriques pour la Méditerranée orientale : $\delta^{2}H = 8\ \delta^{18}O + 22$ (Gat & Carmi, 1970)

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

Les modifications locales apportées à la WMWL sont le fait de deux processus (Figure 4.6) : un enrichissement en Deutérium lors de l'évaporation originelle de l'eau et une modification de la pente de la droite liée à une évaporation secondaire dans les gouttes d'eau (Clark & Fritz, 1997). Pour mieux comprendre les valeurs des eaux de source, les valeurs isotopiques des précipitations locales sont également comparées aux droites de références.

Les points ainsi sélectionnés peuvent servir pour le calcul des altitudes moyennes. La valeur d'altitude moyenne d'infiltration de chaque point n'est qu'indicative ; elle permet surtout de vérifier la cohérence des valeurs avec les altitudes locales. Ce calcul repose sur l'utilisation d'un gradient altitudinal local. Il s'agit de la valeur d'appauvrissement en $\delta^{18}O$ avec l'augmentation de l'altitude. Il permet donc de relier aisément la valeur de $\delta^{18}O$ des eaux à leur altitude d'infiltration. Ce gradient peut varier grandement d'une région à l'autre, même géographiquement proches comme le montre la synthèse de valeurs de la Table 4-2. Le gradient altitudinal est choisi en fonction d'un groupe de sources dont le bassin versant, et donc son altitude, est connu. L'altitude moyenne d'infiltration des sources est :

$$Alt_{inf} = Alt_p + \frac{\delta^{18}O_s - \delta^{18}O_p}{G}$$

Où Alt_p est l'altitude de mesure du $\delta^{18}O‰$ des précipitations, $\delta^{18}O_S$ est le $\delta^{18}O‰$ mesuré dans l'eau de source, $\delta^{18}O_p$ est le $\delta^{18}O‰$ moyen corrigé mesuré dans les précipitations, et *G* le gradient altitudinal local. Le δ^2H ne sera pas utilisé ici, car il y a peu de valeurs de références dans la littérature.

La compartimentation hydraulique de l'Unité du Beausset repose sur 124 échantillons, répartis en cinq campagnes et 56 points de prélèvements différents. Elle est caractérisée par comparaison des valeurs de $\delta^{18}O‰$ des sources, dont les mesures ont été validées au préalable et dont les valeurs d'altitude moyenne d'infiltration sont cohérentes.

Site	Gradient ($\delta^{18}O‰$ / 100m)	Référence bibliographique
Bouches-du-Rhône	-0,33	Chalumeau, 2000
Mont-Ventoux (Vaucluse)	-0,14 à -0,25	Lastennet, 1994
Valréas (N. 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 suisses - Savoie	-0,33	Blavoux, 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

Table 4-2 : Valeurs du gradient altitudinal pour le $\delta^{18}O$ pour différentes localités d'Europe du Sud.

4.2.4.2 Qualité des mesures et gradient altitudinal

Les valeurs isotopiques des précipitations du Sud-Est de la France sont extraites de la base de données GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) de l'Agence Internationale de l'Energie Atomique (AIEA). Plus d'une centaine de mesures provenant de cinq localités sont disponibles (Table 4-3).

Localité	Altitude (m)	Période de prélévements	Nombre
Avignon (84)	30	1997-2008	122
Gardanne (13)	215	1997-1998	20
Montpellier (34)	45	1997-1998	20
Malaussène (06)	359	1997-1998	13
Carpentras (84)	99	1997-1998	23

Table 4-3 : Localités et prélèvements des valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ des eaux de pluies du Sud-Est français (IAEA, 2011).

La comparaison des valeurs brutes de $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ des eaux de pluies du Sud-Est avec les droites de référence (Figure 4.6) montre que les valeurs vont de la droite des eaux météoriques de la Méditerranée Orientale à au-delà de la ligne des eaux météoriques provençale (Avignon). Les variations en isotopes de ces précipitations s'expliquent par des phénomènes d'évaporation en condition chaude et froide depuis l'origine de la vapeur d'eau jusqu'aux gouttes précipitées. Les valeurs des précipitations s'alignent justement sur une droite (r^2=0.81) dont la pente est le témoin d'un phénomène d'évaporation secondaire (Figure 4.6A). Un certain nombre de mesures d'isotopes des précipitations sont très éloignées des droites de référence. Ces valeurs correspondent à des points ayant des problèmes de mesure (Figure 4.6B). Cette même comparaison avec les valeurs brutes de $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ des eaux de source montre que celles-ci ne montrent pas d'anomalie dans la teneur d'un des isotopes par rapport aux eaux de pluies locales. La comparaison des teneurs isotopiques des eaux de source ne permet donc pas d'exclure d'échantillons. Ils sont tous pris en compte dans le calcul des altitudes moyennes d'infiltration.

Pour obtenir le gradient altitudinal local, les valeurs isotopiques des eaux de source sont mises en relation avec l'altitude des massifs. L'Unité du Beausset a des reliefs contrastés en termes d'amplitude de variations d'altitudes, mais des altitudes moyennes proches comprises entre 400 m et 600 m (Figure 4.7). En Europe du Sud, les gradients altitudinaux varient entre -0.14 et -0.33 $\delta^{18}O$‰ / 100m (Table 4-2). En se basant sur les données locales de Celle (2000) et Chalumeau (2000), pour respectivement la région d'Avignon et le bassin de l'Arc, ce gradient local serait compris entre -0.2 et -0.33 $\delta^{18}O$‰ / 100m. Parmi les prélèvements analysés (Figure 4.8A), certaines sources ont des bassins versants supposés circonscrits. La Figure 4.8B illustre le lien entre les valeurs de $\delta^{18}O$ et les altitudes d'infiltrations supposées : pour chaque altitude moyenne d'un massif, les valeurs extrêmes (barre grise) et moyennes (point gris) des sources jaillissant de ce massif sont représentées. Il apparaît que pour une même altitude il existe un large éventail de valeurs de $\delta^{18}O$ (Figure 4.8B). Parmi les gradients altitudinaux issus de la littérature, le plus cohérent est celui obtenu par Chalumeau (2000) avec une valeur de -0.33 $\delta^{18}O$‰ / 100m (Figure 4.8B). Ce gradient associé aux données des isotopes des pluies permet de calculer l'altitude de recharge d'une source dont le massif est inconnu.

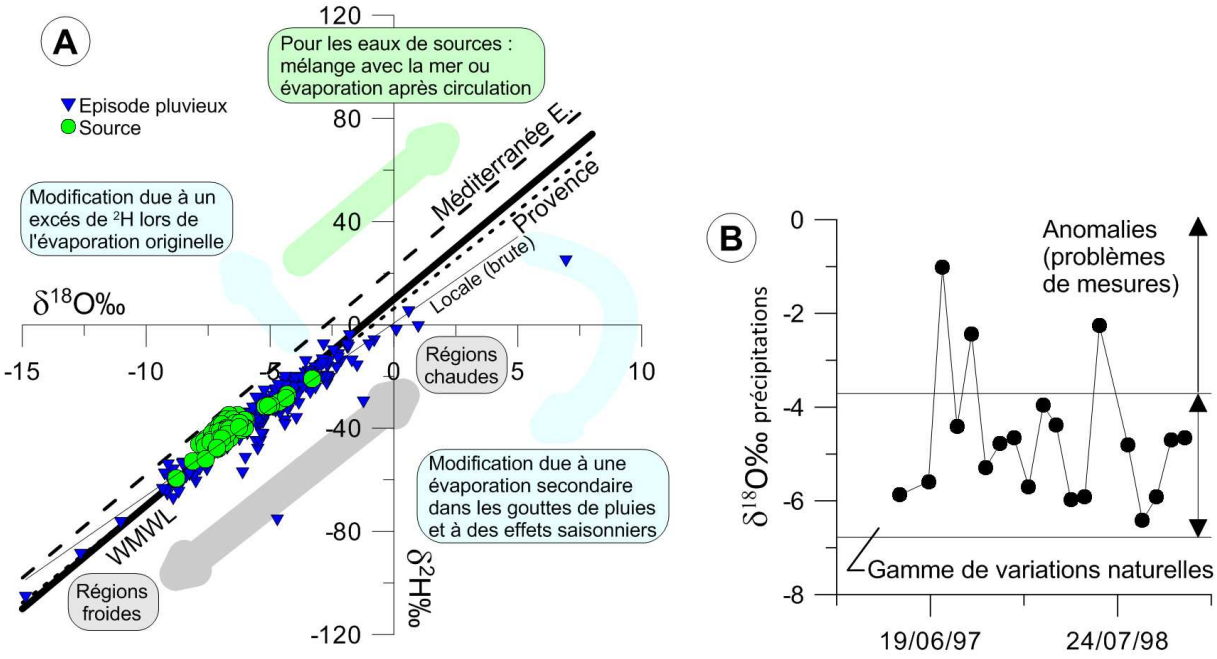


Figure 4.6 : (A) Distribution des eaux de pluies et de sources dans un diagramme $\delta^{18}O$ - $\delta^{2}H$. Sont également représentées trois droites de référence (WMWL, Méditerranée et Provence), la droite locale liée aux eaux de précipitation brutes, et des indications montrant le sens et la cause d'éventuels déplacements des points dans le graphique selon Fontes (1980), Rozanski *et al.* (1993) et Clark & Fritz (1997). (B) Variations des valeurs de $\delta^{18}O$ dans les précipitations à Gardanne (Bouches-du-Rhône).

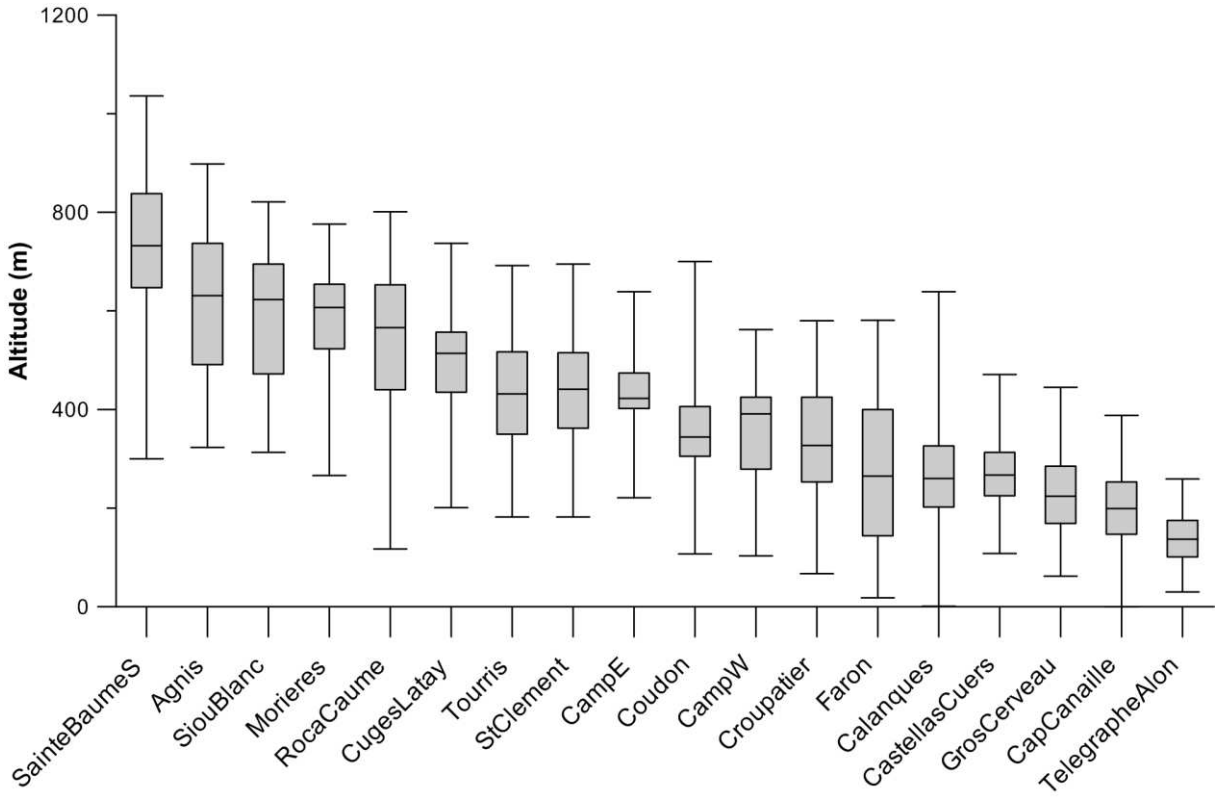


Figure 4.7 : *Box-plots* des altitudes des différents massifs de l'Unité du Beausset extraites du MNT au 1/25000 de l'IGN (IGN-BD Alti, 2011).

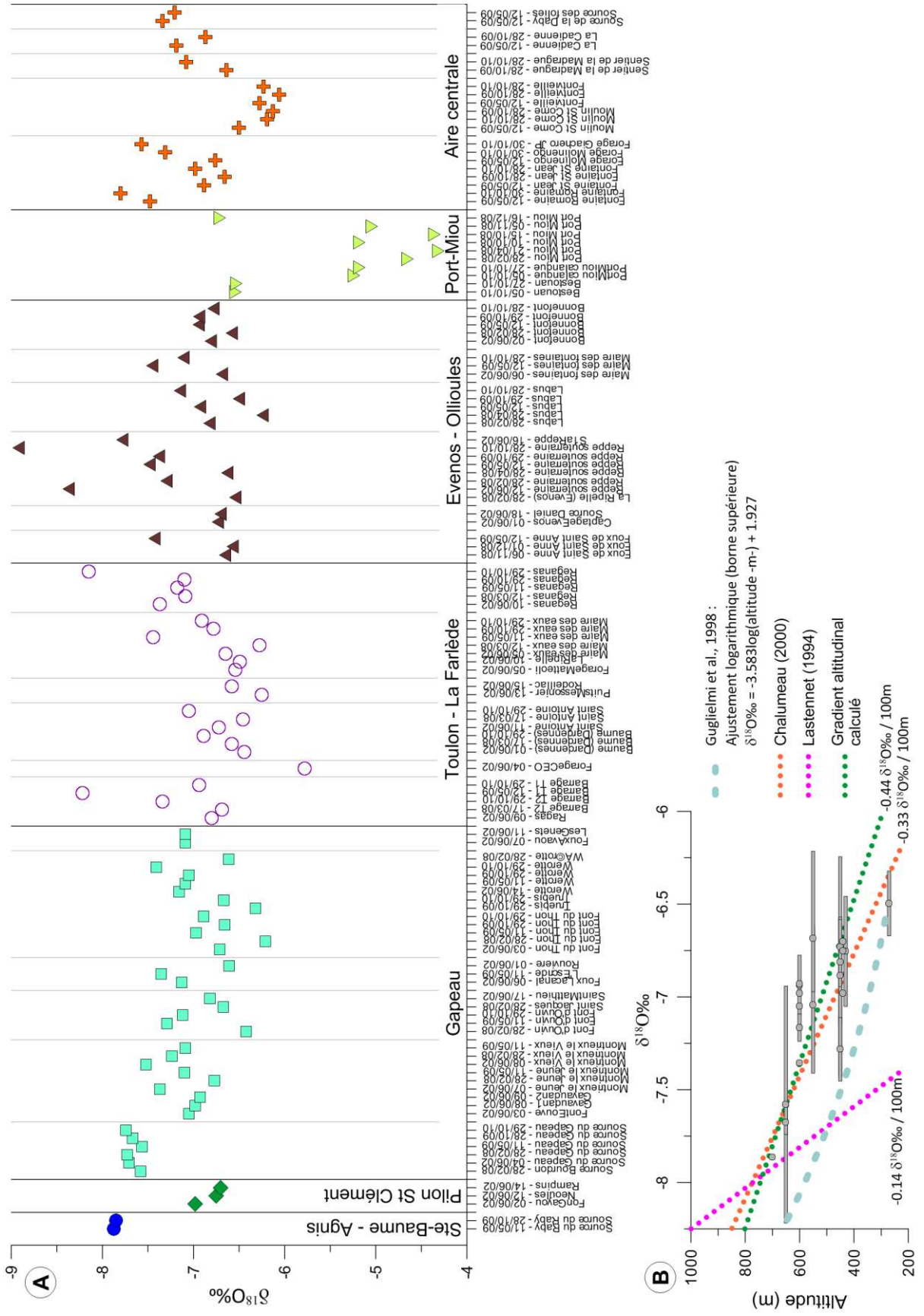


Figure 4.8 : (A) Valeurs de $\delta^{18}O$ par secteurs géographiques et dates de prélèvements. (B) Gradients altitudinaux calculés et issus de la littérature par rapport à l'altitude moyenne des massifs de l'Unité du Beausset, et aux valeurs extrêmes et moyennes de $\delta^{18}O$ des eaux de sources correspondantes.

Parmi les stations du réseau GNIP, c'est celle de Gardanne (Bouches-du-Rhône), située à 215m d'altitude, qui est la plus proche du Beausset. Sur les deux années de mesures contenues dans la base de données GNIP, les précipitations ont un $\delta^{18}O$ moyen corrigé de -5.47‰ (Celle, 2000). Ainsi la valeur d'altitude de recharge moyenne d'une source de l'Unité du Beausset est :

$$Alt_{inf} = 215 + \frac{\delta^{18}O_s + 5.47}{-0.33}$$

Etant donné les variations de valeurs des précipitations et les variations possibles du gradient altitudinal, la précision des altitudes est aux alentours de 200 m. Les comparaisons entre valeurs doivent donc rester globales.

4.2.4.3 Résultats globaux et interprétations

Les valeurs de $\delta^{18}O$ varient entre environ -8‰ et -6‰ (Figure 4.8A). Avec le gradient altitudinal choisi, les zones de recharge varient ainsi entre 1000 m et 400 m, ce qui est cohérent avec la topographie. Certains prélèvements ont cependant des valeurs en-dehors de cette fourchette. La source de Port-Miou a des valeurs inférieures à -6‰, généralement autour de –5‰. Ces faibles valeurs sont liées à l'influence du mélange avec l'eau de mer ; celle-ci a un $\delta^{18}O$ de +1.33‰ à Cassis (Blavoux *et al.*, 2004). Il est à noter que durant la crue exceptionnelle de décembre 2008, la chute de la proportion d'eau de mer a engendré une diminution du $\delta^{18}O$ à environ -7‰. Cette modification du $\delta^{18}O$ est valable également pour les petites sources jaillissant au cœur de la calanque de Port-Miou. Deux valeurs mesurées à la Reppe souterraine dans les gorges d'Ollioules ont également des anomalies de $\delta^{18}O$, mais celles-ci sont négatives. En effet, ces deux points ont des valeurs dépassant largement les -8‰. Etant donné les altitudes des massifs provençaux, de telles valeurs ne devraient pas être rencontrées. Deux possibilités peuvent expliquer ce phénomène : l'influence d'une eau ancienne venant d'une période plus froide ou alors l'apport anthropique d'une eau tombée à plus haute altitude. La deuxième hypothèse semble la plus probable étant donné que le Canal de Provence amenant l'eau des Alpes passe à proximité ; cet apport pourrait également être dû à l'influence de ces eaux à travers l'arrosage ou des fuites des réseaux AEP.

Du point de vue géographique, les valeurs sont réparties de manière hétérogène (Figure 4.9). Des points de prélèvements proches montrent souvent des valeurs de $\delta^{18}O$ éloignées. Ce phénomène implique généralement la présence de failles, soulignant ainsi la compartimentation hydrostructurale des écoulements. Comme le montrent la Figure 4.8 et la Figure 4.9, les valeurs montrent également une certaine variabilité temporelle. Dans le cas où ces valeurs restent constantes, cela montre une homogénéisation des valeurs isotopiques des eaux qui implique un grand temps de renouvellement, comme à la source du Gapeau.

Pour mieux contraindre la compartimentation hydrostructurale, les valeurs isotopiques sont intégrées avec l'analyse des ions majeurs, secteur par secteur, dans la partie suivante (4.2).

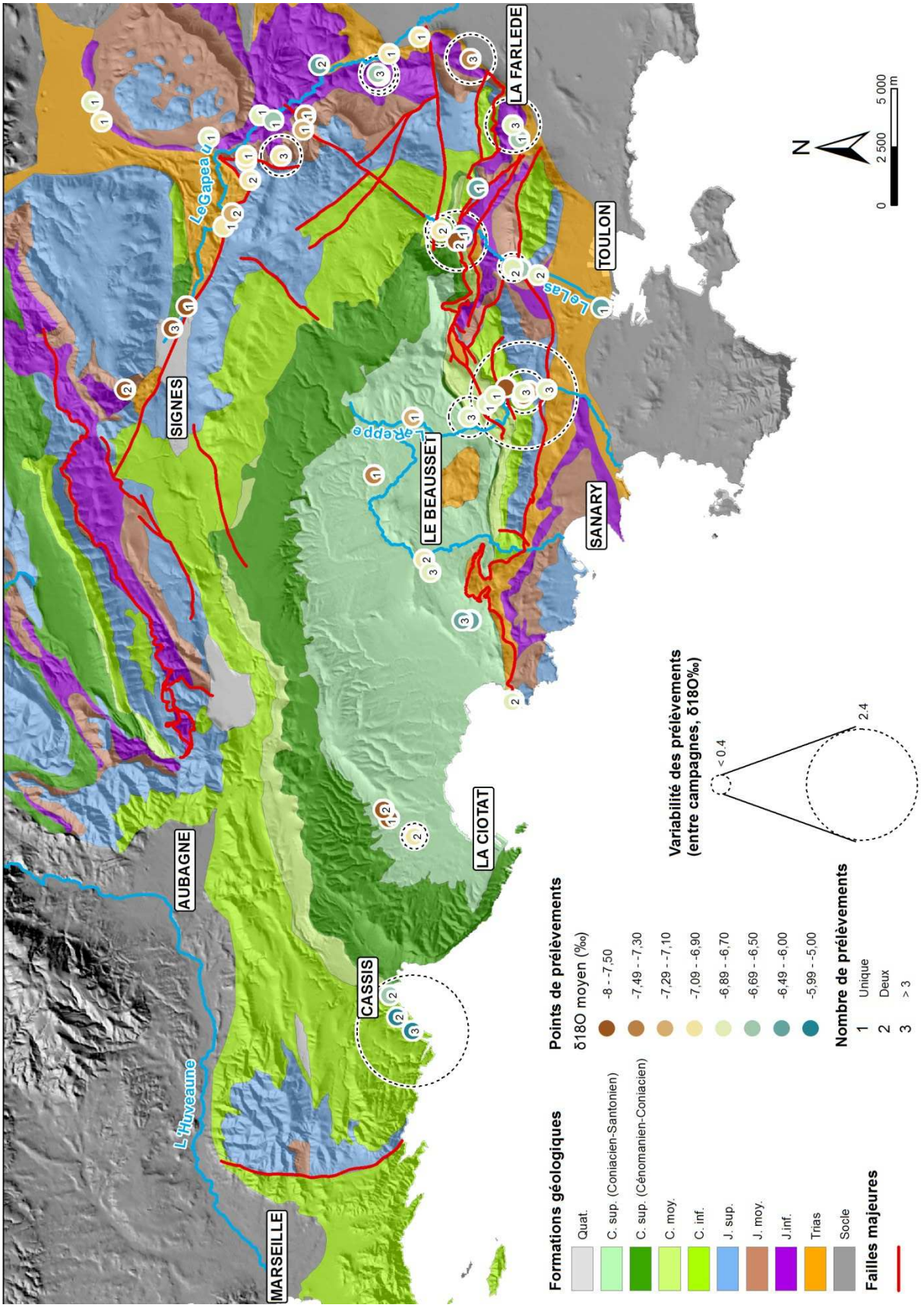


Figure 4.9 : Localisation et valeurs des mesures de $\delta^{18}O$ avec leur variabilité au cours des différentes campagnes.

4.3 Typologie des eaux par secteur

Chaque secteur est analysé selon le même protocole. Les secteurs sont également divisés en sous-secteurs géographiques. Pour chacun, les ions majeurs sont traités selon leur contenu en calcite, dolomite et gypse. Pour cela les indices de saturations de chaque prélèvement sont calculés pour ces trois minéraux, selon :

$$\log I.S. = \log\left(\frac{Q}{K}\right) = \log Q - \log K$$

Ces indices ont été calculés grâce au logiciel Diagrammes 5.3 du Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon (LHA). Lorsque l'I.S est inférieur à zéro, l'échantillon est sous-saturé dans le minéral correspondant. Lorsqu'il est supérieur à zéro, il est sursaturé. Les rapports du magnésium et du calcium, en meq/L, sont ensuite analysés vis-à-vis des sulfates. Enfin les données des ions majeurs sont intégrées avec celles des isotopes, et plus particulièrement du $\delta^{18}O$.

Pour plus de lisibilité, un symbole a été attribué à chaque sous-secteur par secteur. Parallèlement à cela, les points de prélèvement ont été notés de 1 à 101 et la localisation de chaque prélèvement placée en annexe (annexe 7). Dans le texte, chaque source est ainsi référée par son nom et numéro. Sur les cartes de localisation, seuls les numéros apparaissent.

4.3.1 Secteur du Gapeau

Dans le secteur du Gapeau, 85 échantillons sont utilisés pour la caractérisation des ions majeurs et 37 pour les isotopes de l'oxygène de l'eau. Ces échantillons ont été prélevés depuis la source du Gapeau, au niveau de Signes, jusqu'à Solliès-Pont (Figure 4.10). Les sous-secteurs sont de l'amont à l'aval : le Haut-Gapeau qui comprend les sources en piémont des Morières, les sources et forages de Belgentier, les sources du Sud de la faille du Cierge-Morières, la zone de Solliès-Toucas séparées en Font du Thon et Werotte, et la zone de Solliès-Pont. Les terrains traversés sont par ordre stratigraphique : le Trias calcaire et gypsifère, l'Hettangien dolomitique, le Jurassique inférieur calcaire, le Jurassique moyen marneux et calcaire, le Jurassique supérieur dolomitique et le Crétacé inférieur calcaire. Des traçages artificiels (Figure 4.10) sont disponibles pour le Massif d'Agnis et la zone du Haut-Gapeau (Gilli, 2000), ainsi que pour le Massif des Morières (Lamarque & Maurel, 2001).

Globalement, les échantillons provenant du secteur du Gapeau sont sursaturées en calcite, entre sous- et sursaturées en dolomite et sous-saturée en gypse (Figure 4.11). Ils montrent tout de même une influence de ces trois pôles. La source du Raby (n°9) et le forage des Launes (n°8) à Signes ont été associés aux données du Gapeau (Figure 4.10). Ces deux points présentent des valeurs de $\delta^{18}O$ très négatives, inférieures à -8‰ montrant ainsi une alimentation par les zones les plus hautes de l'unité (Figure 4.8). La source du Gapeau a également des valeurs assez négatives, mais supérieures à -8‰. Ces deux groupes de valeurs sont cohérents avec une alimentation par respectivement la Sainte-Baume et le Massif d'Agnis (Figure 4.7). Les rapports Mg/Ca sont inférieures à 0.4 pour les sources du Raby et le forage des Launes, tandis qu'ils sont supérieurs à cette valeur pour la source du Gapeau, pouvant même être supérieur à 0.9 (Figure 4.11). Les eaux du Raby et des Launes ont donc une origine calcaréo-dolomitique, tandis que celles du Gapeau sont exclusivement dolomitiques. Les autres points du Haut-Gapeau sont concentrés en rive droite du fleuve. La plupart de leurs rapports Mg/Ca sont supérieurs à 0.5 (Figure 4.11), indiquant une origine majoritairement dolomitique de l'eau ; le corolaire de cela étant que leur aquifère contient également du calcaire. Ces points proviennent de sources au contact entre les dolomies du Jurassique supérieur et le Trias

évaporitique, mais seulement un seul montre une influence des sulfates. Ce dernier correspond à de l'eau ayant déjà circulée sur le Trias. Par ailleurs, le $\delta^{18}O$ de ces points indique une altitude de recharge inférieure à celle du Gapeau. Ces valeurs sont plus cohérentes avec l'altitude du Massif des Morières (Figure 4.7). Ces éléments impliquent que les points du Haut-Gapeau (n°15, 24, 28, 29, 31 et 32), en aval de la source éponyme, proviennent donc du Massif des Morières, voire de Siou-Blanc, et intègrent pour certains une origine calcaire ; celle-ci ne peut être que le Crétacé inférieur.

8	SIGNES E3 (les Launes)	26	L'Escride
9	Source du Raby (sous le captage)	27	LesGenets
14	BELGENTIER (captage)	28	Montrieux le Jeune
15	Font d'Eouve	29	Montrieux le Vieux
16	Font d'Ouvin	30	Rouvière
17	Font du Thon	31	Ruisseau de Montrieux le Jeune avant le Gapeau
18	Foux d'Avaou	32	Ruisseau de Montrieux le Vieux (avant le Gapeau)
19	Foux Lacanal	33	Saint-Matthieu
20	Gavaudan1	34	SOLLIES-PONT (Les Senes)
21	Gavaudan2	35	SOLLIES-TOUCAS (Thon) (captage)
22	Le Gapeau à Sollies Toucas, en amont de Vallaury	36	Source du Gapeau
23	Le Gapeau au stade de Solliès Toucas	37	Truebis
24	Le Gapeau amont Montrieux le Jeune	38	Valaury
25	Le Gapeau amont La Rouvière	39	Werotte

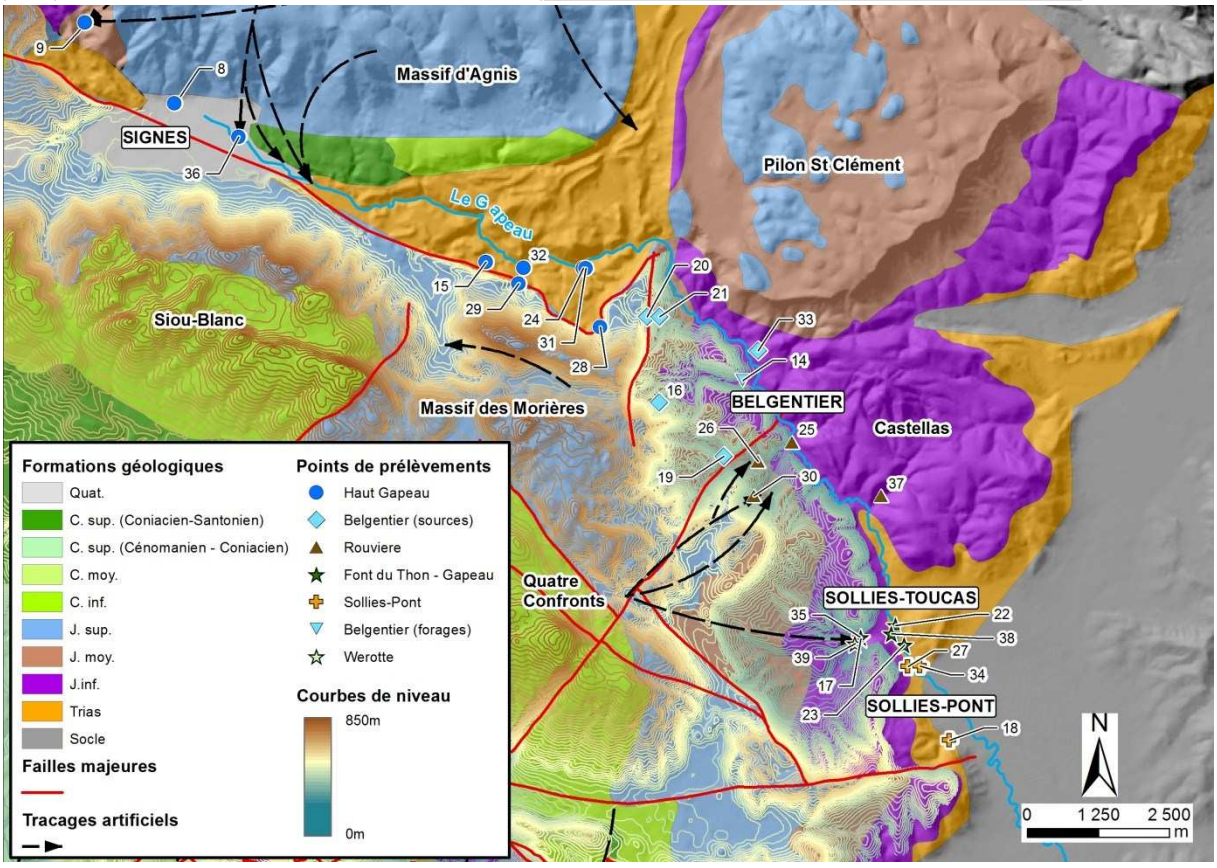


Figure 4.10 : Localisation des prélèvements des ions majeurs et des sous-secteurs pour l'aire du Gapeau. Les traçages artificiels sont issus des travaux de Lamarque & Maurel (2001) et de Gilli (2000).

Les prélèvements de la zone de Belgentier sont tous sursaturés en calcite et ont un indice de saturation en dolomite compris entre 1 et -1 (Figure 4.11). Les eaux prélevées sur les sources ne contiennent presque pas de sulfates à l'exception de la source St-Matthieu (n°33) en rive gauche du Gapeau (Figure 4.11). Leur signature en ions majeurs semble identique à celle des sources du Haut-Gapeau provenant du Massif des Morières. Les valeurs de $\delta^{18}O$ des sources de Belgentier sont soit égales, soit inférieures à celles du Haut-Gapeau. Tout cela tend à montrer que les sources de

Belgentier proviennent essentiellement des dolomies du Jurassique supérieur et que leurs zones d'infiltration sont légèrement plus basses que celles du Haut-Gapeau. Ces altitudes pourraient être comprises entre 500 m et 600 m, ce qui est cohérent avec les altitudes de la partie orientale du massif. Les forages de Belgentier (14), quant à eux, sont implantés dans l'Hettangien dolomitique. Leur signature hydrochimique est différente de celles des sources et montre une influence plus grande des sulfates (Figure 4.11). Les données disponibles ne permettent pas de savoir si les aquifères supérieurs sont déconnectés ou non de cet Hettangien. Par ailleurs, la source de Saint-Matthieu semble influencée par les évaporites et sa valeur de $\delta^{18}O$ est cohérente avec une zone d'infiltration sur le Pilon St Clément (Figure 4.7).

Les échantillons prélevés dans la zone de la Rouvière sont sous-saturés en dolomite et sursaturés en calcite (Figure 4.11). Mis à part le prélèvement du Gapeau (n°25) qui est différent, les trois autres ont une signature géochimique typique des calcaires (Figure 4.11). Le signal en $\delta^{18}O$ indique des altitudes d'infiltration similaires aux sources précédemment citées. Ces sources devraient alors provenir également de la partie orientale du Massif des Morières, ce qui est également pointé par les traçages artificiels (Figure 4.10). Pour rester cohérent avec les faibles influences dolomitiques, ces sources ne font que transiter par les dolomies et leur réservoir doit être dans les calcaires du Jurassique moyen. Cela souligne que la faille du Cierge-Morières sépare deux ensembles hydrogéologiques distincts, même si il est difficile de lui attribuer un rôle de drain ou de barrière. La source de la Truébis (n°37) est différente des deux autres car elle sourd en rive gauche. Elle provient d'un aquifère exclusivement calcaire ce qui est cohérent avec la lithologie du Castellas qui est en amont. Son signal en $\delta^{18}O$ précise que son altitude d'infiltration est de l'ordre de 500 m, ce qui pointe les zones les plus hautes du Castellas (Figure 4.7).

La zone de Solliès-Toucas comprend deux sources principales (Figure 4.10), Werotte (n°39) et Font du Thon (n°17). Ces deux sources sont éloignées que d'une centaine de mètres et leur enregistrement en continu (voir chapitres 3.2.4 et 3.2.7) a montré un fonctionnement global identique, mais également des différences. Du point de vue hydrochimique, ces deux sources se distinguent l'une de l'autre par leur concentration en sulfates (Figure 4.11). Mis à part un échantillon particulier, la Font du Thon a dans tous les prélèvements une concentration en sulfates supérieure. Les rapports Mg/Ca sont de l'ordre de 0.5, montrant ainsi la contribution d'eaux dolomitiques et calciques. Par ailleurs, la source Werotte a des valeurs de $\delta^{18}O$ supérieures à celles de la Font du Thon, montrant ainsi une zone d'alimentation plus en altitude, de l'ordre de 200 m de plus. Les traçages artificiels montrent une zone d'alimentation sur la partie orientale du Massif des Morières dont l'altitude et la lithologie sont cohérentes avec l'alimentation de ces deux sources où le traceur est ressorti. Pour expliquer la différence d'altitude entre les zones de recharge de ces deux sources, il faudrait faire remonter celle de Werotte au niveau des Quatre Confronts dans le Crétacé inférieur (Figure 4.10).

Les sources et forages de Solliès-Pont sont tous proches, ou dans, le Trias évaporitique (Figure 4.10). Cela est confirmé par les signatures hydrochimiques, montrant des taux de sulfates importants et les indices de saturation du gypse les plus forts (Figure 4.11).

S'il est possible de discriminer l'origine de chaque source et eau de forage à partir des ions majeurs et des isotopes de l'eau, le rôle hydraulique des failles est plus difficile à interpréter. La grande faille des Montrieux met en contact le Trias et le Jurassique supérieur créant ainsi un écran imperméable. Les conclusions obtenues pour les différents secteurs tendraient par contre à montrer que les failles des Morières, des Quatre Confronts et des Pourraques ne compartimentent pas cette partie de l'aquifère. Le rôle de la faille du Cierge-Morières est plus obscur : elle limite deux groupes de sources aux aquifères distincts, mais de nombreuses sources sont autour d'elle. Elle pourrait donc

faire office à la fois de barrière et de drain, comme la faille de Castellas à la Fare-les-Oliviers (Matonti *et al.* ,2012).

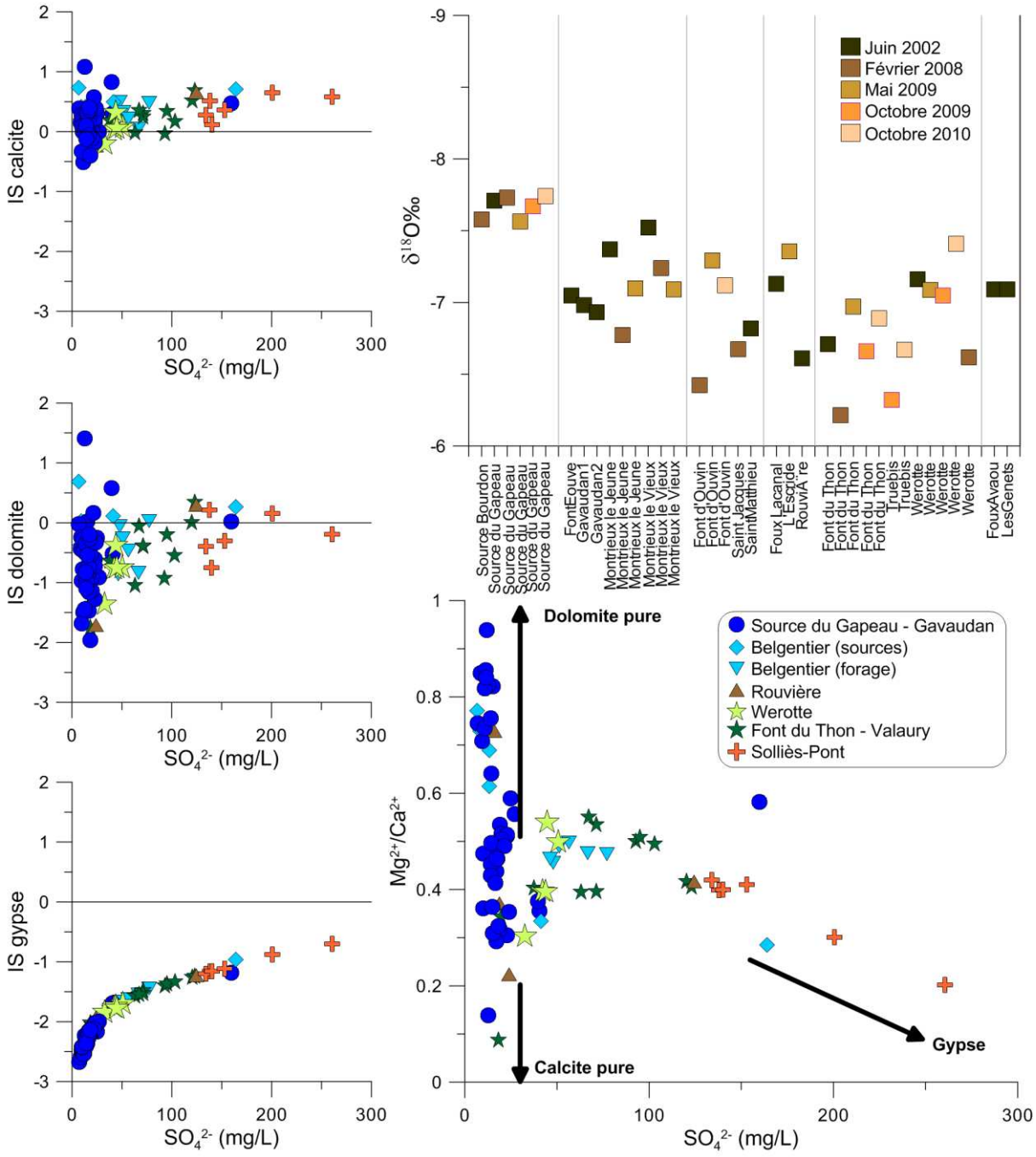


Figure 4.11 : Discrimination de l'origine de l'eau selon les sous-secteurs de l'aire du Gapeau en fonction des teneurs en calcium, magnésium, sulfates et $\delta^{18}O$.

4.3.2 Secteur de Toulon – La Farlède

La caractérisation du secteur de Toulon – La Farlède repose sur l'interprétation de 32 échantillons d'ions majeurs et de 26 mesures de $\delta^{18}O$, répartis en dix sous-secteurs (Figure 4.12). Une attention particulière a été apportée au secteur du Barrage de Dardennes, car il s'agit du plus

important exutoire de l'Unité du Beausset en-dehors de Port-Miou et Bestouan. Les autres sous-secteurs sont : les sources du Mont-Faron, les forages toulonnais, la zone de La Valette et celle de la Farlède. Pour ces deux dernières zones, une distinction a été faite entre les forages et les sources. Cette zone est très complexe stratigraphiquement et structuralement parlant (Figure 4.12). En effet, tous les étages géologiques présents dans l'Unité du Beausset se retrouvent dans le secteur de Toulon. De plus, de nombreuses failles sont présentes, depuis des failles transformantes verticales jusqu'à des grands accidents chevauchants tel celui du Mont Faron. Des traçages effectués par le BRGM (Durozoy & Paloc, 1969) et Lamarque & Maurel (2001) sont disponibles pour cette zone (Figure 4.12).

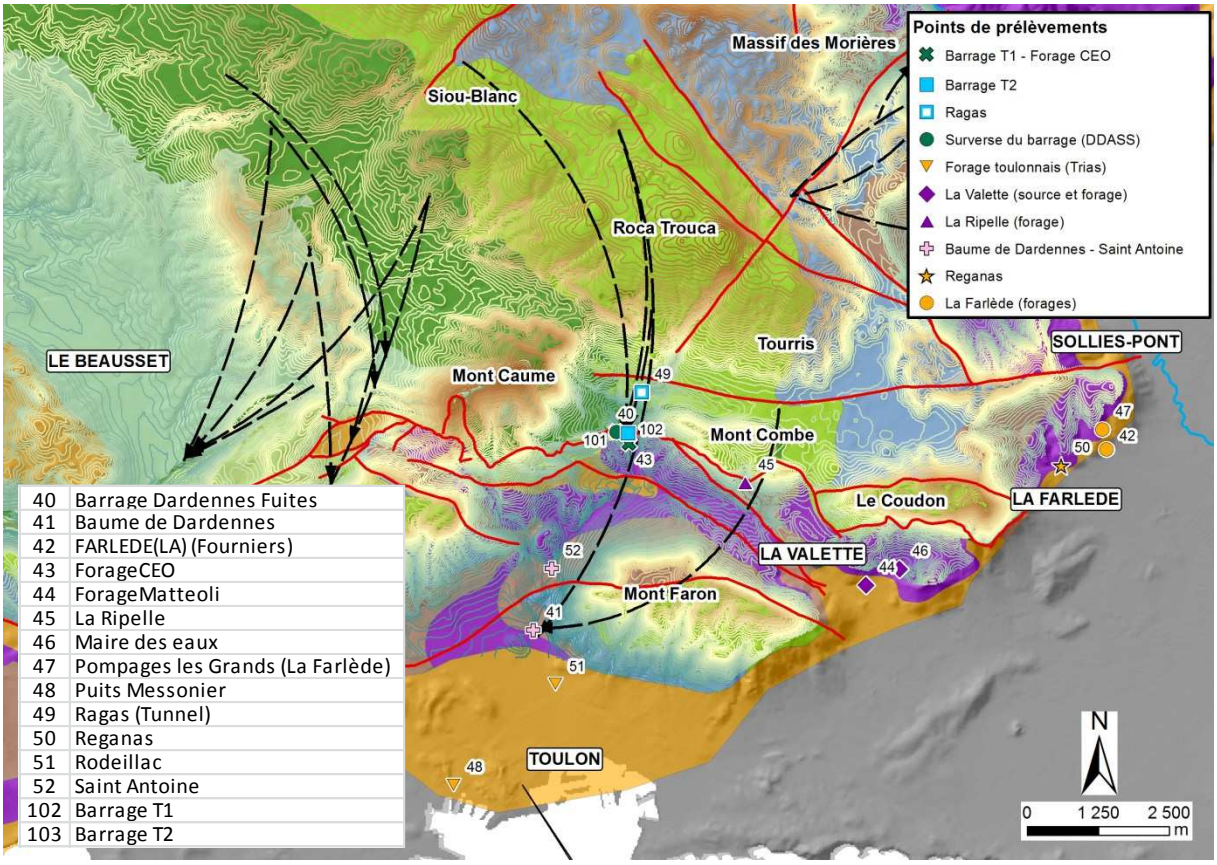


Figure 4.12 : Localisation des prélèvements des ions majeurs et des sous-secteurs pour l'aire de Toulon –La Farlède. Les traçages artificiels sont issus des travaux de Lamarque & Maurel (2001) et du BRGM (Durozoy & Paloc, 1969). La symbologie de la géologie et des courbes de niveaux est identique à celle de la Figure 4.10.

Globalement, les échantillons du secteur de Toulon sont presque tous sursaturés en calcite et sous-saturés en gypse (Figure 4.14), mis à part le puits Messonier (n°48). En ce qui concerne les saturations en dolomite, elles sont variables entre des échantillons très sous-saturés et d'autres très sursaturés. Les échantillons ont, cependant, des rapports Mg/Ca généralement inférieur à 0.5, montrant ainsi que l'origine du magnésium n'est pas dans les dolomies. Les valeurs de $\delta^{18}O$, mis à part trois échantillons particuliers, correspondent à des altitudes d'infiltration comprises entre 500 m et 750 m, ce qui est compatible avec les massifs environnant (Figure 4.7).

De nombreux prélèvements ont été effectués autour du Barrage de Dardennes (Figure 4.13). L'ARS DT Var effectue régulièrement des prélèvements dans la surverse du barrage (n°40). Les eaux d'infiltration latéral au barrage provenant des massifs alentours sont captées par des puits ; cette eau est conduite à l'extérieur du barrage où elle a été prélevée (n°101) sous la dénomination Barrage

T1, c'est dans cette conduite qu'a été installé le fluorimètre automatique. Au niveau de la conduite T1, il existe un second tube d'eau, appelé ici Barrage T2, dont l'origine n'a pas pu clairement être établie (n°102) ; il pourrait s'agir d'un trop-plein amenant les eaux reliant la source du Ragas à l'usine en aval du barrage. La source du Ragas (n°49), qui est située en amont du barrage, a été échantillonnée par Binet *et al.* (2006). Enfin, Binet *et al.* (2006) ont également prélevées l'eau d'un forage d'alimentation de la commune (n°43) du Revest situé à proximité du barrage.

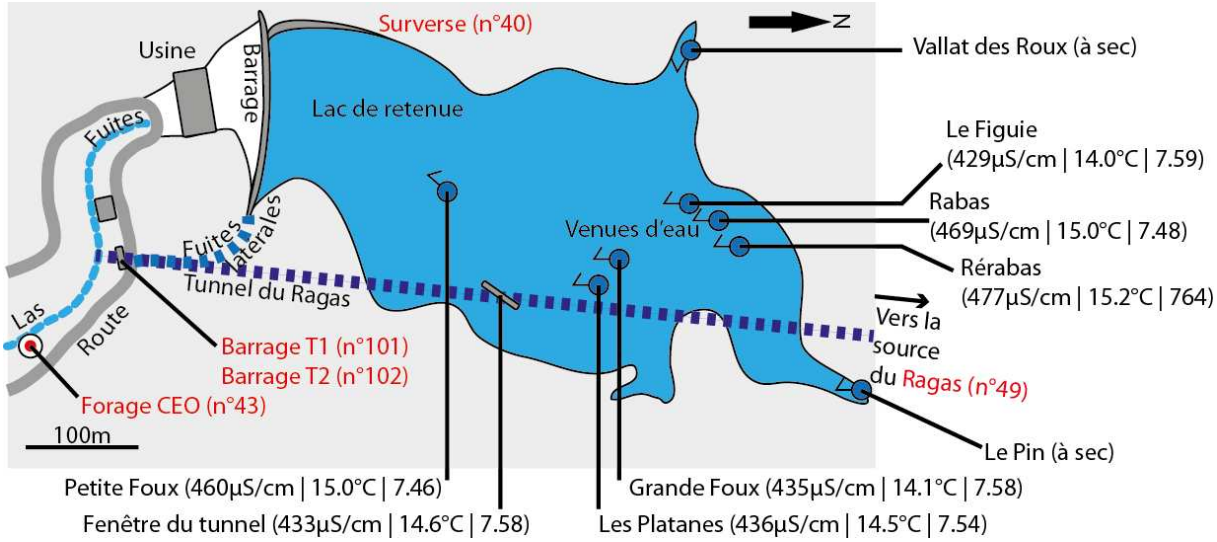


Figure 4.13 : Localisation des principaux points de prélèvements (en rouge) avec leur numéro correspondant, ainsi que les paramètres physico-chimiques mesurés sur les principales sources de la retenue par Val d'As (2008) le 26/11/2006 lors de la vidange décennale du barrage.

L'analyse des ions majeurs montre que les eaux analysées par l'ARS DT VAR ont des signatures éloignées des autres eaux (Figure 4.14). Elles sont très sous-saturées en dolomite et ont des rapports Mg/Ca très faible. Les eaux provenant du Ragas sont chimiquement très proches des eaux du prélèvement Barrage T2 ; les prélèvements Barrage T1 et Forage CEO sont également proches mais dans une moindre mesure (Figure 4.14). Ces dernières eaux sont sursaturées en dolomite et ont des rapports Mg/Ca supérieurs aux prélèvements de la ARS DT VAR. Malheureusement aucune donnée de $\delta^{18}O$ n'est disponible pour ces eaux. Les quatre autres lieux de prélèvement sont certes hydrochimiquement proches, mais ils ont des valeurs de $\delta^{18}O$ différentes (Figure 4.14). Les valeurs d'un des prélèvements Barrage T1, fait au début de l'étiage 2009, a un $\delta^{18}O$ très négatif. Cela implique soit que l'eau provient des zones les plus hautes de la Sainte-Baume, soit qu'il y a eu une pollution avec des eaux venant des Alpes. Ce dernier cas semble possible car la ville du Revest-les-Eaux utilise le même réseau que la ville de Toulon qui comprend une part non-négligeable d'eau du Canal de Provence. Cependant, même si la valeur de $\delta^{18}O$ est changée, la signature chimique est peu influencée. Le Forage CEO a également un $\delta^{18}O$ différent, mais vers le positif. Cette valeur peut être dû à deux phénomènes : une zone d'infiltration plus réduite et donc plus basse où l'eau prélevée provient d'une eau de surface évaporée et ré-infiltrée. Les autres valeurs de $\delta^{18}O$ sont typiques d'une eau infiltrée autour de 700 m d'altitude, ce qui est cohérent avec une provenance de l'eau des Massifs de Siou-Blanc et de Roca Trouca (Figure 4.7) comme le montre également les traçages artificiels (Figure 4.14).

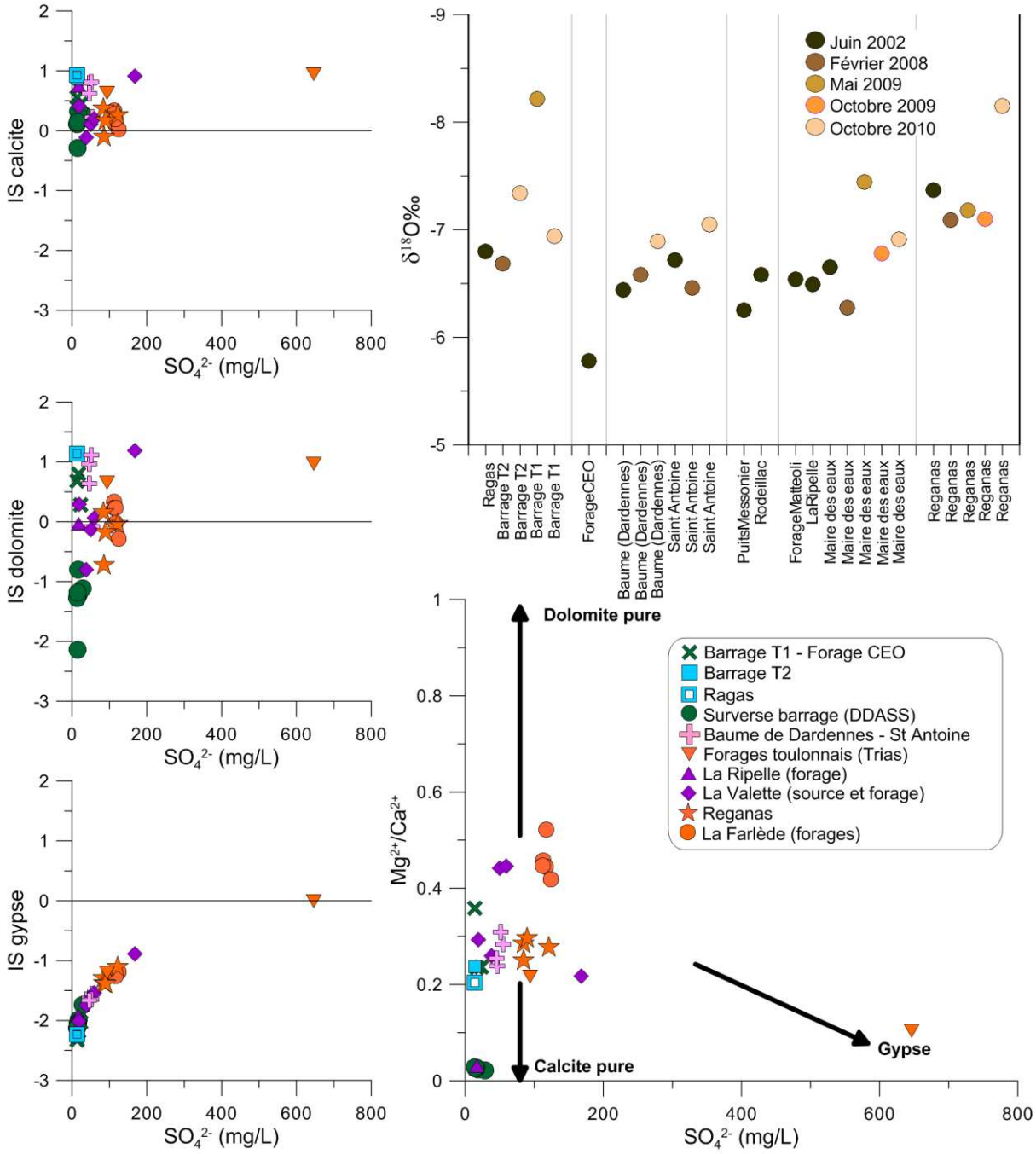


Figure 4.14 : Discrimination de l'origine de l'eau selon les sous-secteurs de l'aire de Toulon – La Farlède en fonction des teneurs en calcium, magnésium, sulfates et $\delta^{18}O$.

Ces eaux montrent des conductivités électriques et des températures variant de l'une à l'autre d'une trentaine de µS/cm et de 1°C (Figure 4.13). Les valeurs observées sont dans la gamme des eaux des massifs autour du barrage (n°43, 49, 101 et 102) mais complétement différentes des eaux analysées par l'ARS DT Var. Des études complémentaires sont donc nécessaires pour établir l'origine de l'eau des différents exutoires de ce secteur, en tenant compte également des variations en fonction du régime hydrologique.

Les eaux du Mont Faron ont des caractéristiques chimiques très proches de celles des massifs entourant le barrage (Figure 4.14). La principale différence réside dans la concentration en sulfates supérieure pour les sources de la Baume de Dardennes (n°41) et de Saint Antoine (n°52). Les valeurs

de $\delta^{18}O$ sont du même ordre que pour la zone du barrage (Figure 4.14), ce qui n'exclue pas le Mont Faron comme origine de l'eau. Cependant la profondeur de karst noyé exploré à Saint Antoine jusqu'à -94 m NGF (Val d'as, 2008) est plus cohérente avec une origine profonde de l'eau. Celle-ci pourrait être la même que celle du Ragas (n°49) qui aurait subi l'influence d'eau sulfatée du Trias. Cette théorie concorde avec les traçages artificiels de Lamarque & Maurel (2001).

Les eaux du forage toulonnais de Rodeillac (n°51) semblent avoir la même origine et être liées à la même problématique que les deux sources plus au nord. En effet, elles montrent les mêmes valeurs de saturation en calcite et dolomite, la même gamme de valeurs de $\delta^{18}O$, et le même rapport Mg/Ca (Figure 4.14). Seules les concentrations en sulfate changent entre ces puits les sources toulonnaises et les eaux des massifs autour du barrage. Cela indiquerait donc que ces eaux proviennent également de Siou-Blanc, et qu'elles auraient circulé tout d'abord à travers un aquifère dolomitique puis au contact du Trias. Les eaux du Puits Messonier (n°48) sont différentes, montrant seulement l'influence du Trias.

Les trois eaux prélevées dans le secteur de La Valette ont toutes leurs particularités (Figure 4.14). L'eau du forage de la Ripelle (n°45) a des indices de saturation dans les trois minéraux identiques à ceux de la source de la Maïre des Eaux (n°46), mais un rapport Mg/Ca inférieur et proche de 0. La source de Maïre des Eaux est généralement sursaturée en dolomite et des rapports de Mg/Ca proches de 0.4 indiquant une influence dolomitique. Enfin, le forage Matteoli (n°44) implanté dans le Trias (Figure 4.12) subit l'influence du gypse dont son eau est saturée. Les valeurs de $\delta^{18}O$ sont dans une gamme proche (Figure 4.14), comprise entre -6.5‰ et -7.5‰. Ces valeurs indiquent pour le forage de la Ripelle que son eau ne peut provenir que d'au-delà du Mont Combe, ce dernier étant trop bas (Figure 4.12). Les eaux de la Maïre des Eaux et de Matteoli ont des $\delta^{18}O$ compatibles avec les altitudes du Coudon. Cependant, un échantillon de la source avec un $\delta^{18}O$ de -7.5‰ implique une contribution d'eau de Siou-Blanc ou de Rouca Trouca. L'eau du forage de la Ripelle serait issue de l'urgonien présent au Nord, tandis que les autres eaux malgré la même provenance seraient influencées par des eaux plus dolomitiques.

Les échantillons de La Farlède (n°42, 47 et 50) ont des indices de saturation proches pour les trois minéraux (Figure 4.14). Par contre, il existe une différence entre les sources et les forages de cette zone au niveau de leurs rapports Mg/Ca, ceux des forages étant toujours plus élevés. Toutes ces eaux montrent donc une influence dolomitique, variant selon l'objet, et également une influence sulfatée. Les valeurs de $\delta^{18}O$ sont dans la gamme supérieure du secteur, autour de -7‰. Une de ces valeurs, inférieure à -8‰, sème le doute sur les autres. En effet, elle implique une zone d'alimentation de la source de Reganas (n°50) avec une altitude incompatible avec les massifs alentours. Il paraît peu probable que la Sainte Baume, qui en est très éloignée, alimente cette source. Une possibilité, qui rejoint ce qui a été observé sur un prélèvement au Barrage T1, est un mélange issu d'une eau locale et d'une eau du Canal de Provence. Cette eau pourrait être originaire du lotissement de Selves qui est situé sur le Coudon, donc juste au-dessus de la source.

Au regard des compositions hydrochimiques des eaux des différents sous-secteurs toulonnais, il apparaît que le Massif de Siou-Blanc joue véritablement le rôle de château d'eau pour cette région. Ces analyses soulignent également que les grandes failles transverses ne jouent pas un rôle de compartimentation hydraulique. Cette dernière semble plus liée à l'hétérogénéité lithologique, et probablement karstique, que structurale.

4.3.3 Secteur d'Evenos – Ollioules

Le secteur d'Evenos – Ollioules correspond aux sources présentes autour du fleuve temporaire la Reppe. Il a été ajouté à ce secteur les prélèvements effectués autour du Rocher de l'Aigue, ce qui porte à sept le nombre de sous-secteurs individualisés ici (Figure 4.15). Ces derniers sont : les forages et les sources de la commune d'Evenos, ce qui inclue la source temporaire de la Foux de Sainte Anne, les sources des Gorges d'Ollioules, la source de Bonnefont et des prélèvements de surface. Les prélèvements de surface ont été effectués pour la plupart dans la Reppe (n°58), mais également dans un lac artificiel appelé Roboeuf (n°60), dans le domaine d'Orves. Le secteur d'Evenos – Ollioules est à proprement parler le flanc sud du synclinal du Beausset ; les terrains vont du Nord au Sud du Santonien au Jurassique (Figure 4.15). Des traçages artificiels ont été aussi effectués par le BRGM (Durozoy & Paloc, 1969), Lamarque & Maurel (2001) et le projet KarstEAU (Arfib *et al.*, 2011) dans ce secteur.

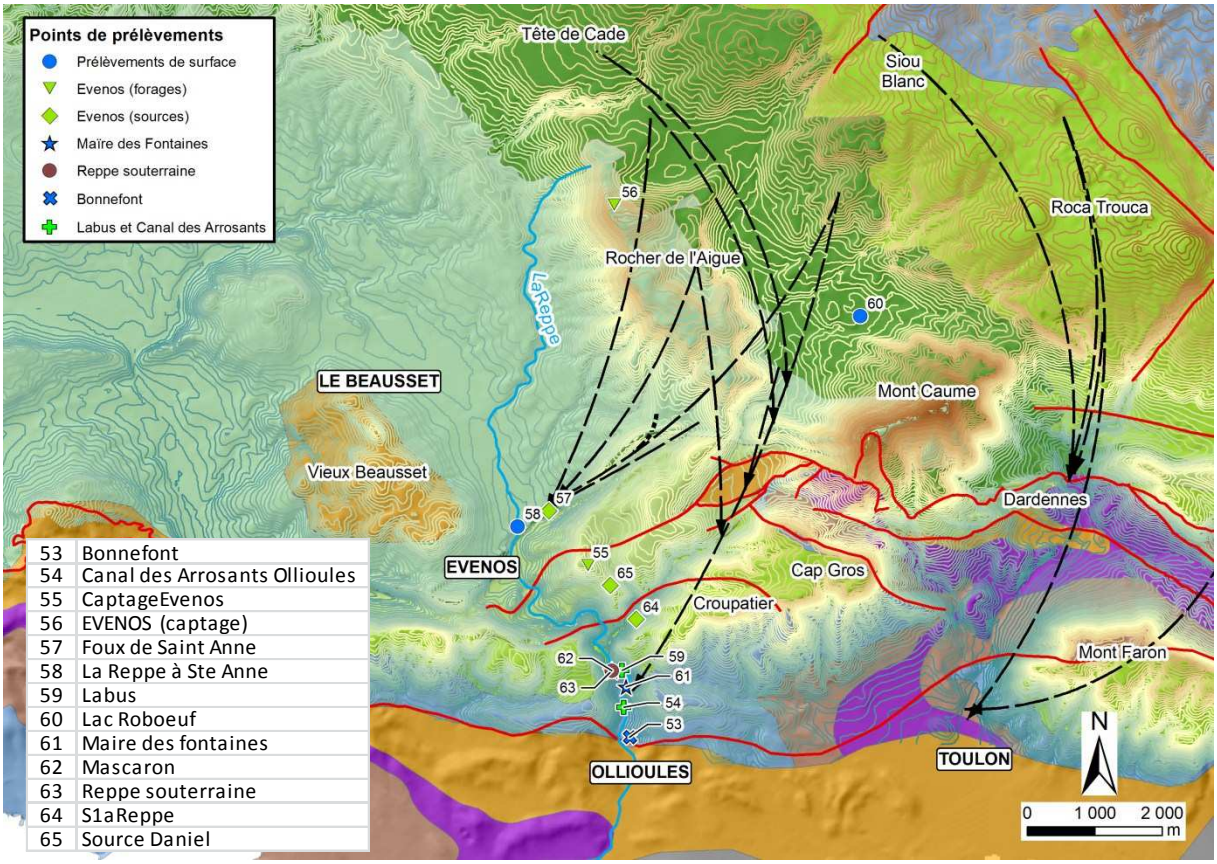


Figure 4.15 : Localisation des prélèvements des ions majeurs et des sous-secteurs pour l'aire de Evenos – Ollioules. Les traçages artificiels sont issus des travaux de Lamarque & Maurel (2001), du BRGM (Durozoy & Paloc, 1969) et du projet KarstEAU (Arfib *et al.*, 2011). La symbologie de la géologie et des courbes de niveaux est identique à celle de la Figure 4.10.

Les échantillons de ce secteur sont globalement sursaturés en calcite et sous-saturés en gypse et dolomite. Certains échantillons montrant des teneurs en chlorures élevées, les rapports Mg/Ca sont comparés à l'association des chlorures et des sulfates pour le pôle évaporites (Figure 4.16). Par ailleurs, ces rapports Mg/Ca sont globalement bas par rapport aux autres secteurs. Mises à part trois valeurs anormales, les mesures de $\delta^{18}O$ sont comprises entre -7.5‰ et -6‰, ce qui est cohérent avec l'altitude des massifs septentrionaux et orientaux.

Les prélèvements de surface n'apportent que peu d'information sur la compartimentation hydraulique du système. Ce qui ressort des analyses (Figure 4.16), est d'une part que le Lac Roboeuf (N° 60) a une chimie comparable aux sources d'Evenos, malgré la différence de terrain. D'autre part, la Reppe lorsqu'elle est prélevée à l'étiage est très sulfatée. Cela montre que ce fleuve, en basses eaux, draine principalement les sources salées de l'Aire Centrale.

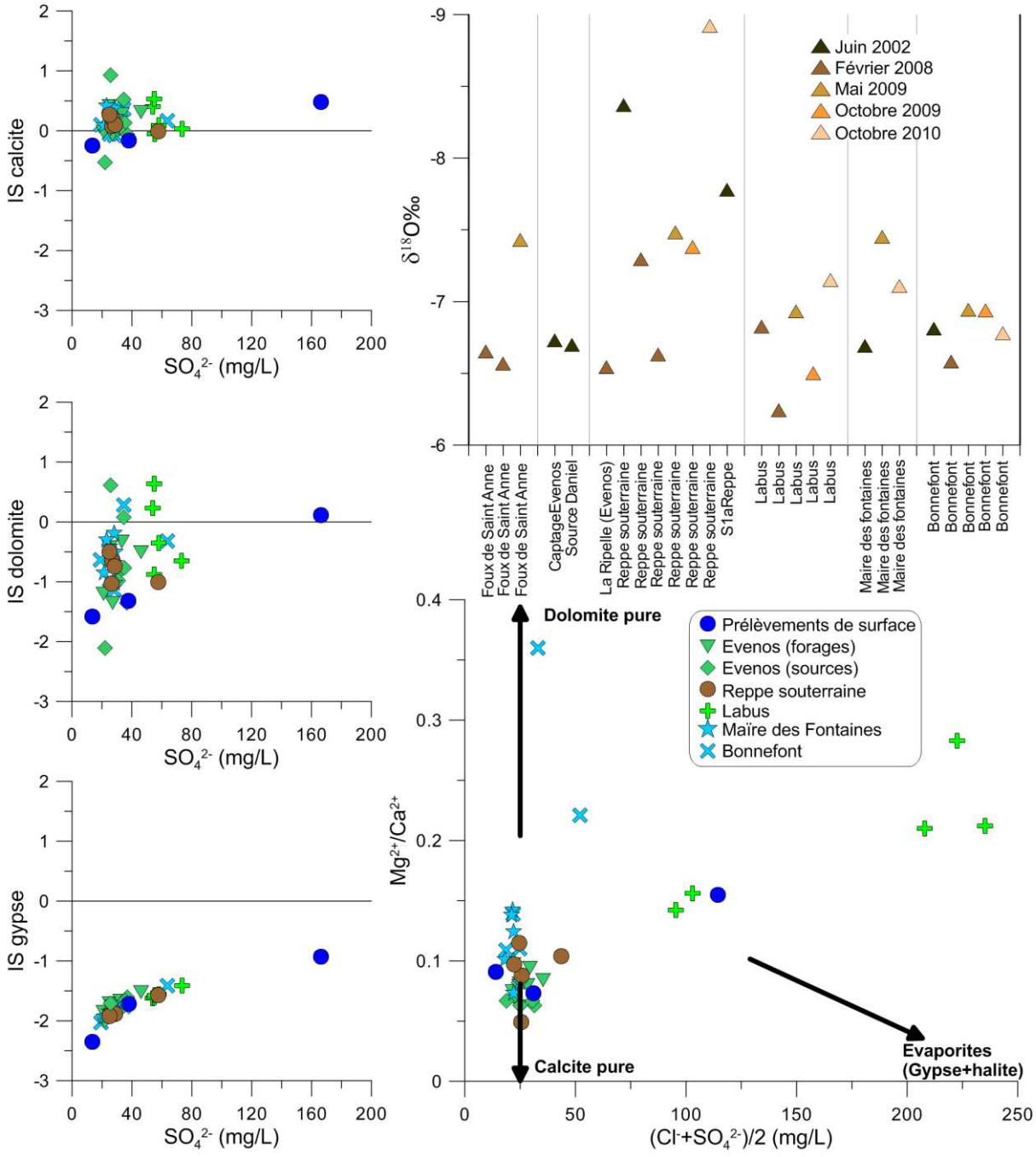


Figure 4.16 : Discrimination de l'origine de l'eau selon les sous-secteurs de l'aire d'Evenos – Ollioules en fonction des teneurs en calcium, magnésium, chlorures et sulfates et $\delta^{18}O$.

Les eaux du sous-secteur d'Evenos ont des rapports Mg/Ca très faibles indiquant que leur aquifère est quasi exclusivement calcaire. Les valeurs de $\delta^{18}O$ disponibles indiquent des altitudes d'infiltration relativement faibles. L'ensemble de ces éléments semblent indiquer une origine de

l'eau dans les couches du Jurassique moyen au Crétacé supérieur avec des zones d'infiltration au pied de Siou Blanc et sur les parties les plus hautes du Plateau du Camp. Cela est cohérent avec les traçages (Figure 4.15). Il est à noter que la source temporaire de la Foux de Sainte Anne pourrait avoir des zones de recharge variable comme le montre les variations de $\delta^{18}O$ avec des zones plus basses en crue et plus hautes en basses eaux. Ce dernier élément est cohérent avec les traçages effectués par Lamarque & Maurel (2001) et celui fait dans le cadre du projet KarstEAU (Arfib *et al.*, 2011), qui montre une forte contribution d'eau d'infiltration rapide provenant du ruissellement dans le secteur de ce traçage.

Le sous-secteur des Gorges d'Ollioules et de Bonnefont sont une illustration de la complexité des aquifères karstiques. En effet, à moins de 500 m les unes des autres, jaillissent quatre sources dont les propriétés physico-chimiques sont différentes (Figure 4.15 et Figure 4.16). En effet, les sources de la Reppe souterraine (n°62 et 63) et de la Maïre des Fontaines (n°61) ont des compositions typiques des eaux d'aquifères calcaires purs : sursaturation en calcite, sous-saturation en dolomite et gypse, et rapports Mg/Ca faibles. Tandis que la source de Labus (n°54 et 59) a des très fortes valeurs de chlorures et sulfates. La source de Bonnefont représente, quant à elle, un intermédiaire entre ces deux types de sources.

La source de Labus a, comme cela a été montré dans le chapitre précédent, des températures anormalement hautes. Ces températures sont associées à une grande richesse en sodium et chlorures. Les rapports Br/Cl indique clairement la halite comme origine de ces ions. Ce minéral, jamais présent à l'affleurement, n'a été rencontré que par quelques rares forages dans le Trias. Les caractéristiques physico-chimiques de cette source impliquent l'existence d'un réservoir profond dans le Trias et la présence de halite dans ce dernier. La source de Labus a également des concentrations en iode élevée (Vernet & Vernet, 1980) ce qui confirme une origine continentale et non marine de cet élément (Muramatsu et al, 2004). Les valeurs de $\delta^{18}O$ de cette source indiquent une zone d'infiltration proche en altitude de celle des deux autres sources des Gorges d'Ollioules. Cette zone d'infiltration a une altitude plus élevée que celle du Plateau du Camp, indiquant la contribution soit des massifs alentours, tel Siou-Blanc, ou des massifs plus septentrionaux. Les valeurs de $\delta^{18}O$, comme expliquées dans le chapitre 4.2.4.3, montre que la Reppe souterraine diffère des deux autres par l'influence d'eaux provenant probablement du Canal de Provence.

La source de Bonnefont (n°53) est différente des autres sources de ce secteur. Jaillissant à l'interface entre Jurassique supérieur et Trias (Figure 4.15), elle montre une influence de ces deux terrains à travers des valeurs plus hautes en ions issus des évaporites et en rapports Mg/Ca (Figure 4.16). Cependant, cette influence est limitée comparée aux sources d'autres secteurs dolomitiques ou évaporitiques. Ce dernier élément serait le signe que l'aquifère alimentant cette source est majoritairement calcaire. Les valeurs de $\delta^{18}O$ sont comparables à celle des autres sources (Figure 4.16). Cela indiquerait donc que l'eau à la même provenance que les autres sources de la zone, mais ces propriétés chimiques seraient influencées par sa traversée du Jurassique supérieur et par des eaux du Trias proche. Les signatures chimiques sont variables selon les périodes d'échantillonnage, ce qui est cohérent avec les analyses fréquentielles de la conductivité électrique montrant de nombreuses masses d'eau au cours du temps.

Les sources du secteur d'Evenos – Ollioules apparaissent liées à un aquifère essentiellement calcaire. Leur zone d'alimentation se concentre donc probablement dans les calcaires du Crétacé inférieur ou supérieur. Les zones de recharge pointées par les traçages artificiels ne constituent qu'une partie de la recharge, car cette dernière implique également des altitudes supérieures. Ces zones pourraient donc être sur les contreforts de Siou-Blanc ou de la Sainte-Baume.

4.3.4 Secteur de l'Aire Centrale

L'Aire Centrale correspond à la vaste dépression faite de terrains d'âge coniacien à santonien. Ces terrains sont essentiellement des calcarénites et des calcisiltites quartzeuses. Les cinq sous-secteurs différenciés l'ont été uniquement sur une base géographique (Figure 4.17). Il s'agit des sous-secteurs de : Ceyreste qui représentent essentiellement des forages et des sources-puits ; Saint Cyr sur Mer qui correspond aux sources le long du Ruisseau Saint Côme et à des forages alimentant la commune éponyme ; Le Castellet qui possède des sources et des prélèvements de surface sur le Grand Vallat ; et le secteur du Beausset qui représente la partie amont du Grand Vallat et de la Reppe. Les fleuves côtiers cités ici sont tous temporaires, bien que certaines années le Grand Vallat peut rester en eau en continu au niveau de l'ancienne station de jaugeage du Plan du Castellet (voir Figure 5.4 pour localisation).

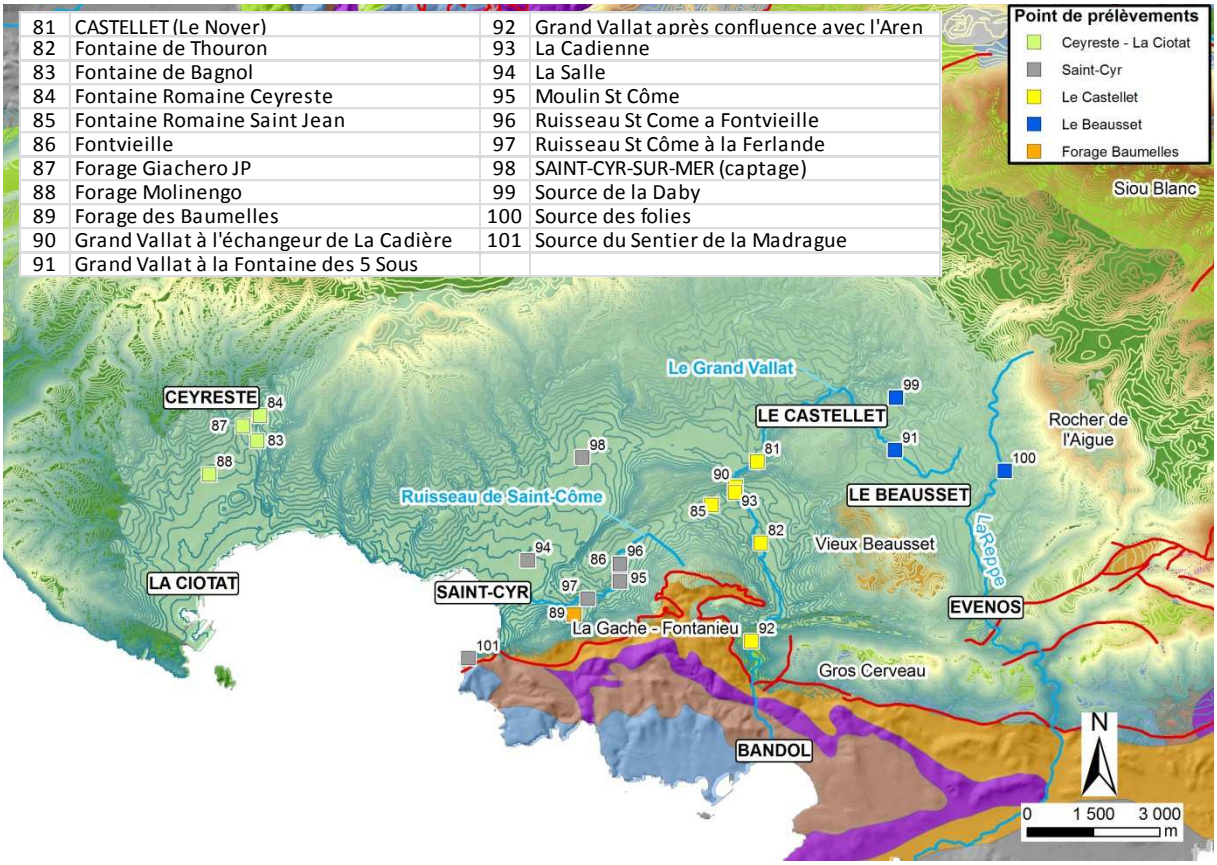


Figure 4.17 : Localisation des prélèvements des ions majeurs et des sous-secteurs de l'Aire Centrale La symbologie de la géologie et des courbes de niveaux est identique à celle de la Figure 4.10.

Les échantillons de l'Aire Centrale sont caractérisés pour la plupart par des minéralisations et des températures importantes (Figure 4.18). La source de la Fontaine Romaine, qui a été suivie en continu sur presque deux ans (voir chapitre 3.2.2), montre que ces fortes valeurs sont rencontrées tout au long de l'année. Les ACS ont montré que la température atmosphérique influence l'aquifère et non directement la zone de prélèvement. Afin de comprendre l'origine de ces températures et conductivités élevées, les sources de l'Aire Centrale ont été comparées à des sources de références de l'Unité du Beausset et d'unités proches pour différents contextes hydrochimiques (Table 4-4). Des sources typiques des aquifères carbonatés karstiques ont été pris en compte pour des aquifères à la fois calcaires et dolomitiques. A cela ont été ajoutées des sources provenant d'évaporites dans

différents contextes, échantillonnées par Vernet & Vernet (1980) durant l'hiver 1979 : forages dans le Trias, eaux des mines de gypse et sources hydrothermales d'Allauch (NE Marseille). Les sources des mines de Gardannes (N Marseille) ont également été ajoutées ; celles-ci sont typiques de l'influence des marnes ligniteuses et pyriteuses (Vernet & Vernet, 1980).

Nom	Date	Groupe	T°C	pH	Cond. (µS/cm)	Ca [mg/L]	Mg [mg/L]	Na [mg/L]	K [mg/L]	HCO3 [mg/L]	Cl [mg/L]	SO4 [mg/L]	NO3 [mg/L]
Sainte-Madeleine	03/04/01	Carb. Karst		7.5	524	72.0	23.1	6.7	0.8	300.1	12.0	21.0	1.0
Source du Gapeau	28/10/09	Carb. Karst	14.8	7.1	454	53.2	24.3	4.5	0.5	268.4	10.2	14.1	2.0
Source du Raby	11/05/09	Carb. Karst	12.0	7.3	478	58.4	22.7	3.2	0.6	309.9	6.6	14.4	0.8
Barrage Dardennes T1	29/10/10	Carb. Karst	15.1	8.2	439	71.2	10.2	5.0	0.4	258.6	9.3	13.9	2.3
Maïre des Fontaines	28/10/10	Carb. Karst	14.8	7.2	615	117.3	9.8	7.7	0.7	339.2	17.0	25.2	3.6
Font d'Ouvin	29/10/10	Carb. Karst	13.0	7.5	546	67.5	29.8	3.7	0.3	361.1	7.4	8.4	0.5
Pompages les Grands	11/05/09	Evaporites		7.1	755	102.6	32.5	8.7	1.0	327.0	18.6	117.1	4.5
PuitsMessonier	01/06/02	Evaporites	19.5	7.3	1998	509.0	32.0	26.5	1.1	406.0	47.9	646.0	8.3
Rodeillac	01/06/02	Evaporites	18.8	7.5	995	158.0	20.7	40.5	3.9	315.0	78.2	94.1	37.9
Labus	28/10/09	Evaporites	21.7	7.0	1036	119.2	11.3	78.2	4.4	324.5	132.6	73.4	6.8
Camoins les Bains	01/01/79	Evaporites	14.6	7.4	2700	558.0	73.0	17.0	3.6	323.0	35.0	1350.0	0.4
St Germain les Platrieres	01/01/79	Evaporites	21.5	7.0	2944	576.0	76.8	40.0	1.3	155.0	24.8	1680.0	0.4
Entree Grande Mine	01/01/79	Lignite	20.0	7.4	1401	170.0	80.0	19.0	8.6	500.0	20.0	380.0	0.0
Acces Grande Mine	01/01/79	Lignite	21.0	7.4	1421	210.0	30.0	60.0	10.0	260.0	27.0	510.0	0.4
Interstrate1	01/01/79	Lignite	17.0	7.7	1808	208.0	105.0	60.5	12.2	600.0	21.0	530.0	0.4
Biver1	01/01/79	Lignite	16.2	7.9	1663	180.0	115.0	27.0	10.0	381.0	25.0	600.0	0.4

Table 4-4 : Echantillons de références pour comparaison avec les sources de l'Aire Centrale. Les prélèvements effectués en 1979 proviennent de Vernet & Vernet (1980), ceux effectués en 2002 proviennent de Binet *et al.* (2006) et les autres de cette étude.

Le diagramme température-conductivité avec les sources de l'Aire Centrale et les eaux de références (Figure 4.18) montre que, mises à part les sources carbonatées karstiques, tous les échantillons sont dans des domaines qui pourraient être qualifiés d'anormaux pour l'Unité du Beausset. Cette remarque est faite sur la base des analyses fréquentielles de distribution de ces deux paramètres (Figure 3.15 et Figure 3.16).

Les indices de saturation de la calcite et de la dolomite ne montrent pas de différence fondamentale entre toutes les mesures considérées (Figure 4.19). C'est l'indice de saturation du gypse qui pointe le plus de différences entre les sources : les sources carbonatées sont très sous-saturées en gypse, les sources évaporitiques sont moyennement sous-saturées à sursaturées, les sources ligniteuses sont sous-saturées et les sources de l'Aire Centrale sont sous-saturées et réparties entre les sources carbonatées et évaporitiques. Les rapports Mg/Ca différencient les sources, influencées par la pyrite, des autres sources, par leurs très hautes valeurs de Mg/Ca mis à part le prélèvement fait à l'entrée de la Grande Mine (Figure 4.19). Les valeurs de sulfates montrent la même chose que l'indice de saturation du gypse, c'est-à-dire des sources riches en sulfates mais de façon moindre que les sources issues exclusivement d'évaporites. Leurs concentrations en sulfates sont dans la même gamme que des eaux issues de mélange entre des eaux carbonatées calciques et magnésiennes et des eaux sulfatées, telles la source de Labus ou le forage des Baumelles. Les eaux du centre de l'unité et celles issues des marnes pyriteuses et ligniteuses ne peuvent donc pas être différenciées sur la seule base de ces analyses. Il faudrait faire des analyses plus poussées pour exclure définitivement une origine des sulfates par la pyrite.

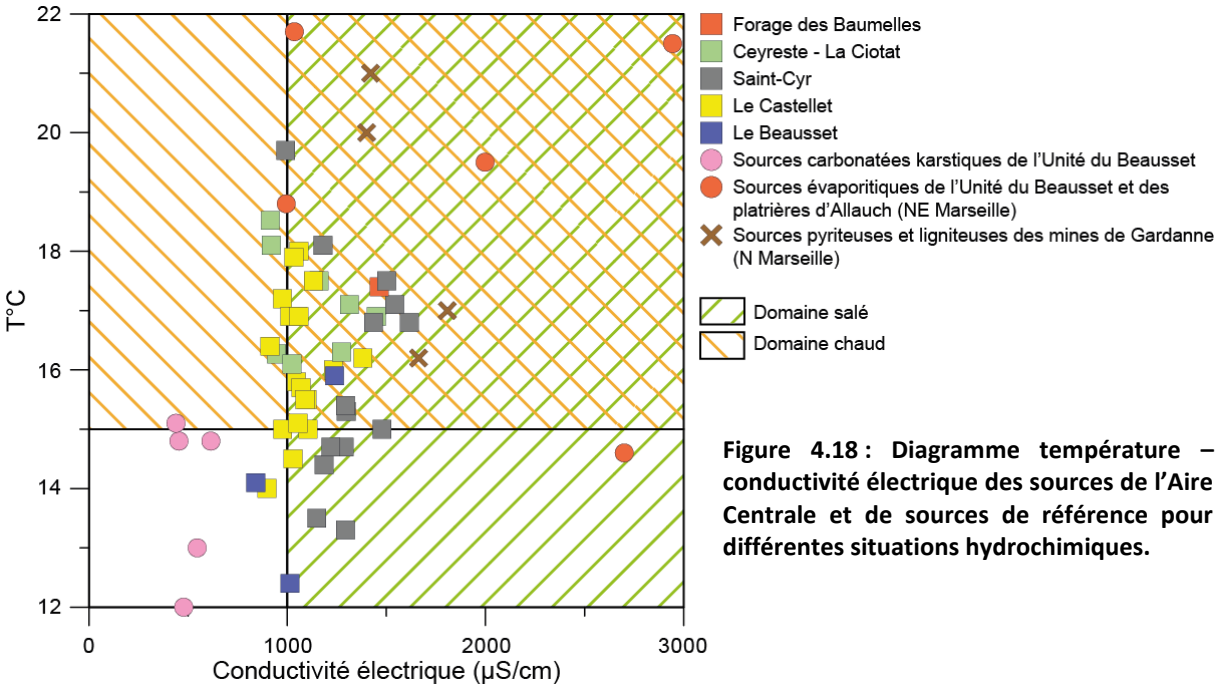


Figure 4.18 : Diagramme température – conductivité électrique des sources de l'Aire Centrale et de sources de référence pour différentes situations hydrochimiques.

Une origine évaporitique des sulfates des eaux de l'Aire Centrale pose un certain nombre de problèmes : (1) les rapports Br/Cl et B/Cl montrent une origine anthropique des sulfates et (2) la seule source d'évaporites de l'unité est dans le Trias qui est enfoui profondément au cœur du bassin. Les analyses des rapports Br/Cl et B/Cl ont révélé qu'elles ne semblaient pas discriminantes entre une pollution anthropique et des évaporites sulfatées. Une origine profonde des eaux sulfatées seraient, quant à elles, cohérentes avec la présence de températures élevées dans les eaux de l'Aire Centrale. Par ailleurs, ces températures importantes pourraient être liées à la réaction d'oxydation de la pyrite qui est exothermique (Schoonen *et al.*, 2000). A l'opposé, une pollution anthropique comme origine des sulfates ne devraient pas provoquer d'augmentation de température.

Dans le cas d'une origine évaporitique profonde, le vecteur de remontée des eaux pourrait être paléo-tectonique : Hennuy (2003) décrit l'ouverture en trans-tension du Bassin Sud-Provençal, ouverture qui aurait été accommodée par de nombreuses failles normales syn-sédimentaires au Crétacé supérieur. Si cette hypothèse est valide, ces failles seraient aujourd'hui au cœur de l'Unité du Beausset dans le Crétacé supérieur et pourraient affecter l'ensemble de la série jusqu'au Trias. Si ces failles ne sont pas visibles aujourd'hui, c'est que l'inversion tectonique de la fin du Coniacien (Leleu, 2005) a permis le comblement du bassin et le cachetage de ces failles par les terrains santoniens. Ces derniers sont poreux et peuvent contenir de petites lentilles aquifères. Cette eau superficielle pourrait se mélanger aux eaux profondes pour donner ces eaux sulfatées et légèrement plus chaudes. L'existence de flux de remontée d'eaux chaudes pourrait être corroborée par deux autres éléments. Le premier élément est la présence de structures drainantes profondes sous-couverture révélées par le traçage de l'Aven du Mauregard (Arfib & Lamarque, 2012). Le deuxième par des occurrences de strontianite retrouvée en géodes au cœur du bassin dans des coquilles de rudistes (J. Philip, com. pers.). Ce minéral est typique de précipitations d'eaux issues d'évaporites à de fortes températures (Speer & Hensley-Dunn, 1976 ; Grobe & Machel, 2002). Ce dernier élément montrerait alors que les remontées de fluides profonds sont déjà anciennes et ont pu débuter dès le Crétacé avec le début de l'orogenèse alpine au Campanien.

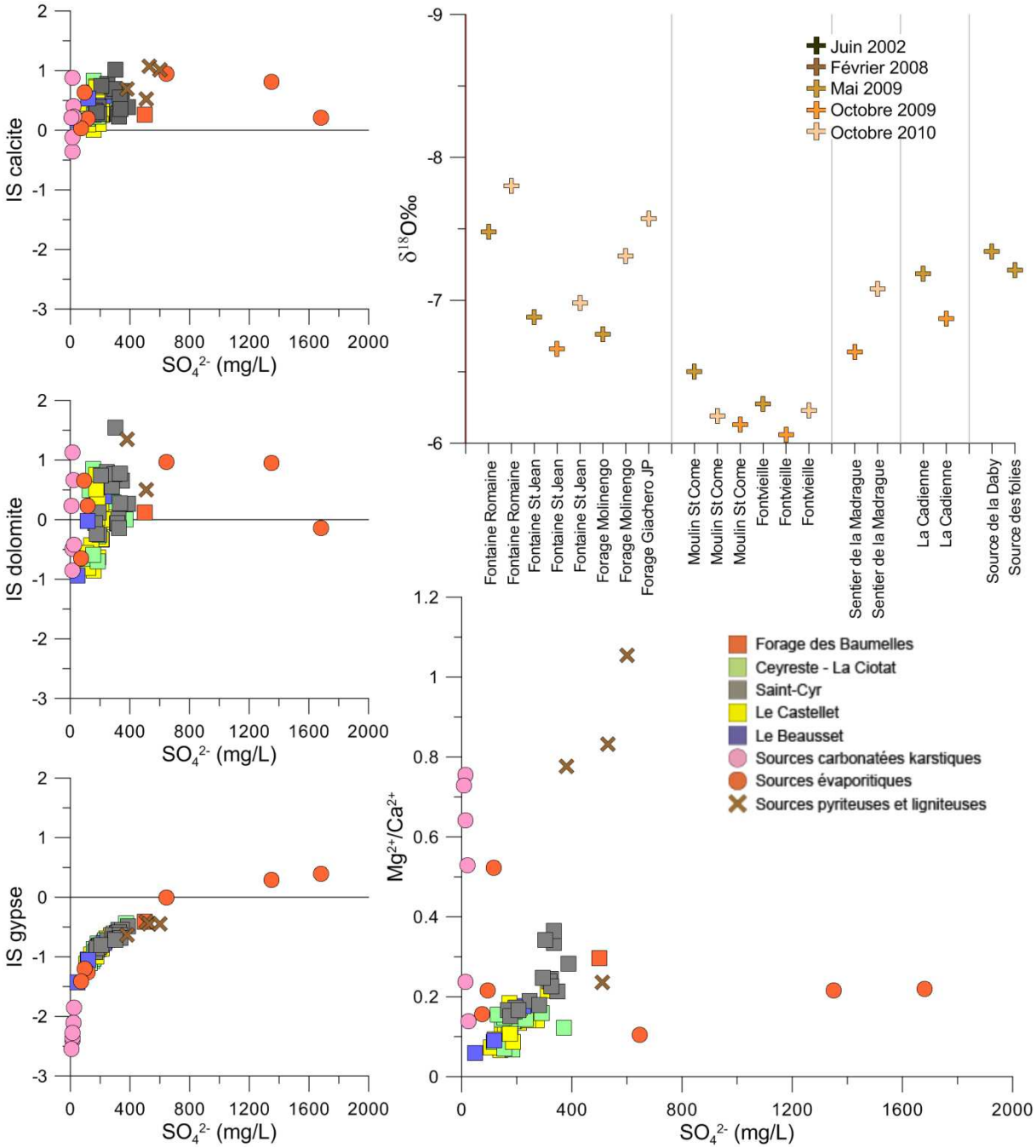


Figure 4.19 : Discrimination de l'origine de l'eau selon les sous-secteurs de l'aire d'Evenos – Ollioules en fonction des teneurs en calcium, magnésium, sulfates et $\delta^{18}O$.

4.3.5 Conclusion

La combinaison des ions majeurs et des isotopes de l'eau a permis de définir pour chaque source les couches traversées en fonction de leur lithologie et les zones de recharge principales. Il en ressort que les aquifères principaux sont bien le Crétacé inférieur et le Jurassique supérieur. De plus, leurs positions topographiques élevées leur donnent le rôle de château d'eau pour les sources de l'unité.

Il apparaît que malgré l'absence de véritable aquiclude à l'échelle de l'unité, les contrastes lithologiques et spéléogénétiques induisent une compartimentation stratigraphique assez importante. Les failles qui apportent une compartimentation structurale très importante, surtout dans la partie sud, ne joue pas un rôle répartiteur assez fort pour avoir une influence visible sur la compartimentation hydraulique. Elles jouent cependant un rôle important sur la distribution des sources, comme le montre les failles bordières du Massif des Morières.

Les sources de l'Aire Centrale soulignent un phénomène qui pour l'instant a été sous-évalué : la présence de circulations profondes dans l'Unité du Beausset. En effet, l'héritage tectonique très important de cette zone a conduit à la création de structures hydrauliquement actives qui peuvent avoir une influence potentielle sur tous les terrains aquifères.

5 Essais de bilans hydriques

Phrases clefs : Deux campagnes de jaugeages ont été effectuées en fin d'étiage des années 2009 et 2010. Ces campagnes et les données disponibles dans la littérature montrent que les grandes sources (Port-Miou, Bestouan et le Ragas) constituent les exutoires majeurs de l'Unité du Beausset. Les écoulements de surface, négligés jusqu'à présent, représentent également un important volume annuel. Ces rivières et fleuves sont caractérisés par de nombreuses arrivées occultes dans leur lit. Un essai de bilan a été fait pour l'année 2010.

5.1 Introduction

A l'image de l'hydrogéologie classique, les bilans sont également préconisés dans l'étude des aquifères karstiques (Dörfliger *et al.*, 2010). Les bilans reposent sur la détermination de trois paramètres : les limites de l'aquifère, les apports d'eau et les sorties d'eau. Selon son équilibre, un bilan renseigne les relations entre les aquifères : apports venants de l'extérieur ou au contraire, export d'eau (Castany, 1984).

Dans le cas de l'Unité du Beausset, les limites de l'aquifère sont estimées à l'aide des résultats des traçages naturels par l'hydrochimie et des traçages artificiels. Ces traçages permettent ainsi de saisir les liens entre les zones d'alimentation connues et les exutoires. Cela conduit à la définition de bassins versants. Les mesures de sorties d'eau ont été calculées pour chacun de ces bassins versants grâce aux mesures de débits faites durant les deux campagnes de jaugeages réalisées dans le cadre de ce travail (voir chapitre II.3.a). Ces mesures sont complétées par les débits des fleuves issus de la banque hydro et par les mesures de prélèvements issus des conseils généraux et de l'Agence de l'Eau. La mesure de la recharge est discutée à partir de valeurs, issues de 13 stations météorologiques et pluviomètres, et de la bibliographie.

Les résultats des campagnes de jaugeages sont présentés en premier. Les enseignements de ces résultats sont ensuite intégrés dans un essai de bilan. Dans cette dernière partie, les limites de bassins versants, les valeurs de débits aux exutoires et l'estimation de la recharge sont discutées. Cet essai de bilan est également discuté au regard des études précédentes, telle celle de Cavalera (2007).

5.2 Enseignements des campagnes de jaugeage

La première campagne de jaugeage a été effectuée en 2009 en fin d'étiage après les premières précipitations marquant cette période (du 24 octobre au 4 novembre 2009). La seconde campagne, faite un an après (du 28 et 29 octobre 2010), s'est déroulée à la même période ; à la seule différence que les précipitations de fin d'étiage sont intervenues après les jaugeages. Les résultats montrent une très forte dichotomie entre les parties ouest et est (Figure 5.1 et Figure 5.2). La partie ouest compte peu de sources. Leur débit est très faible généralement inférieur au litre par seconde, excepté pour Port-Miou et Bestouan. La partie est comprend plus de sources et chacune d'elles a un débit allant jusqu'à plusieurs dizaines de litres par seconde. En se basant sur les bassins versants des grands exutoires, la répartition des débits est hétérogène. L'exutoire principal est le

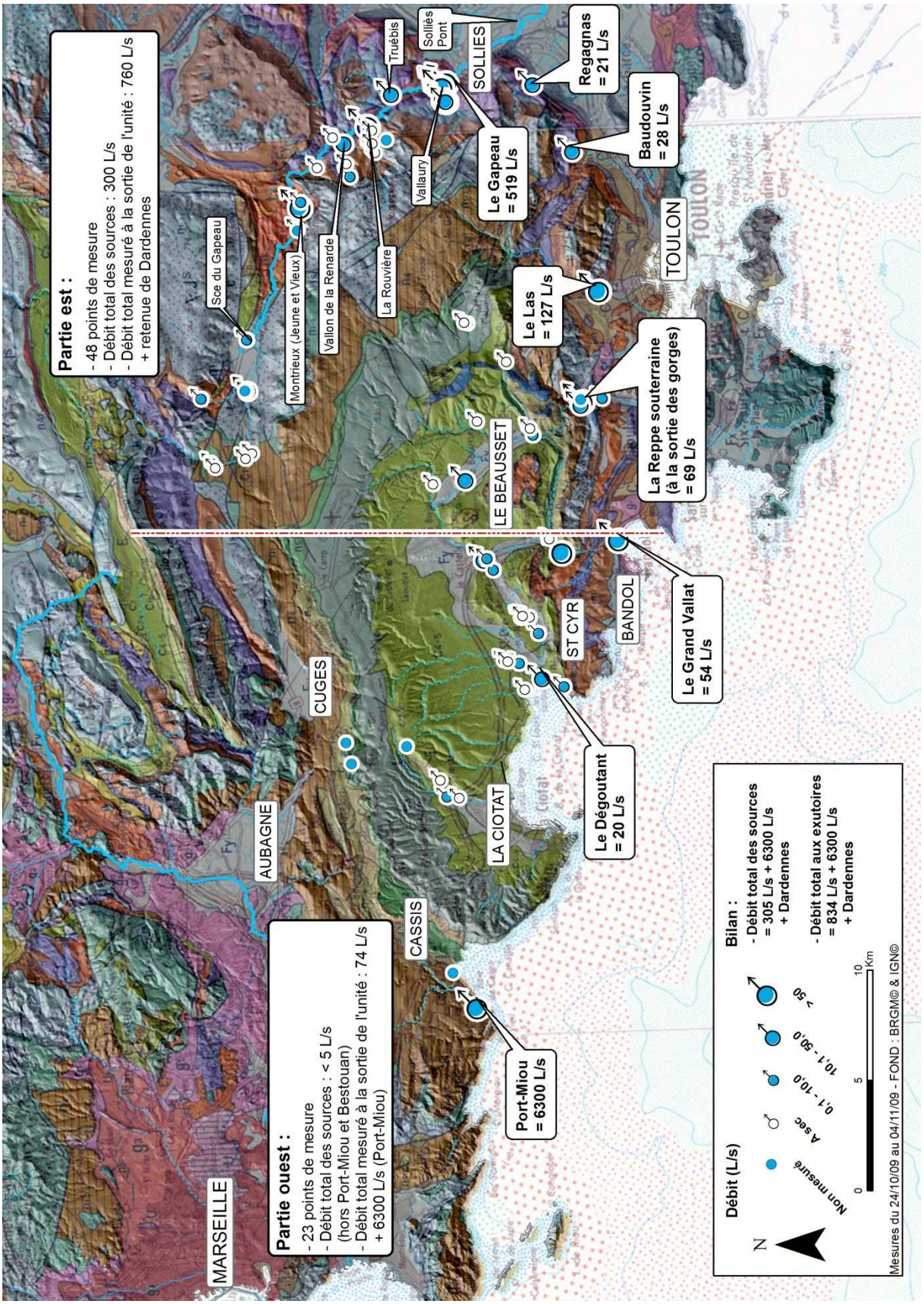


Figure 5.1 : Synthèse de la campagne de jaugeage d'octobre – novembre 2009.

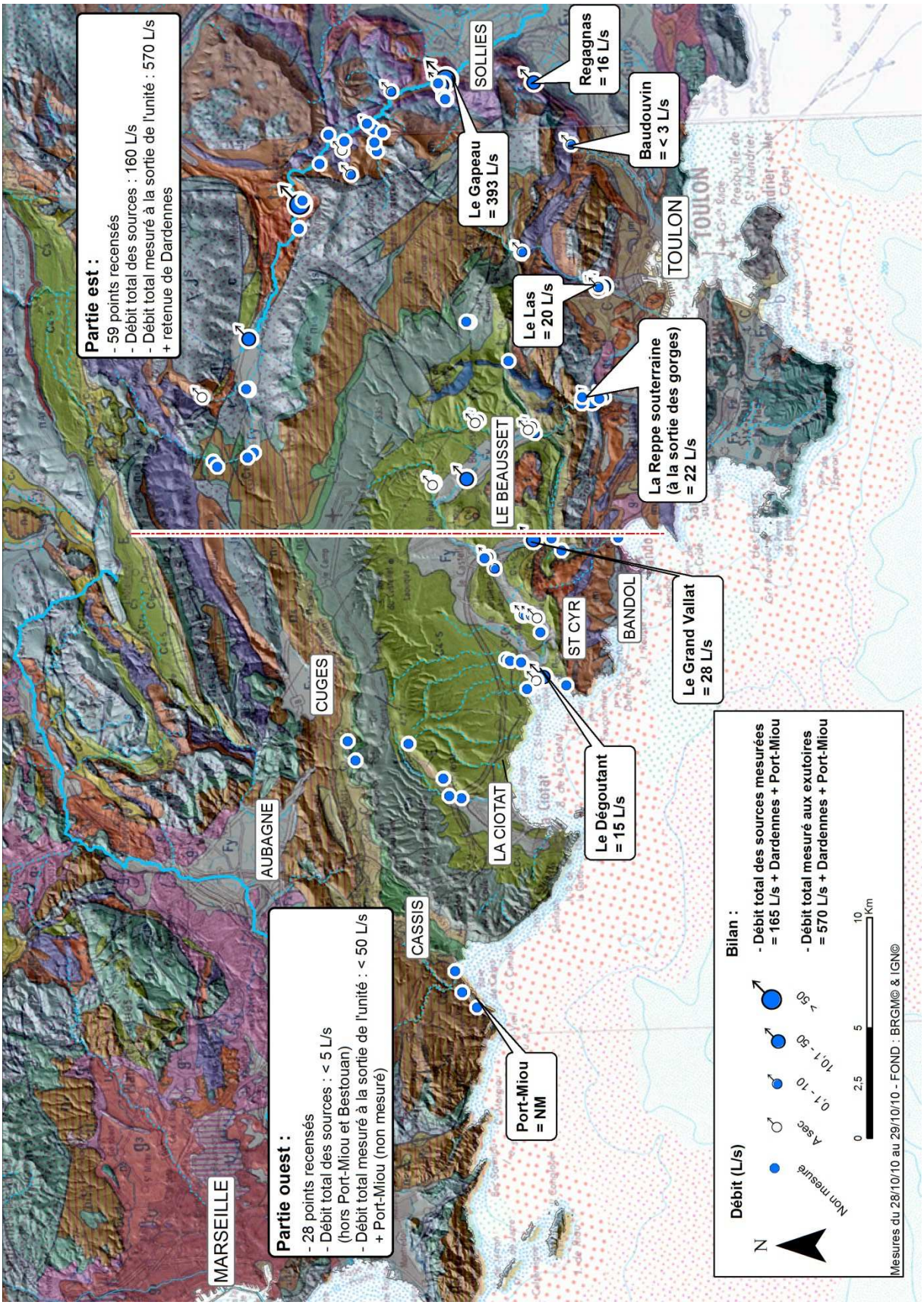


Figure 5.2 : Synthèse de la campagne de jaugeage d'octobre – novembre 2010.

système Port-Miou – Bestouan, qui a un débit de plusieurs mètres cubes par seconde. Par ordre décroissant d'importance, les autres exutoires sont avec les débits de 2009 (Figure 5.1) : le Gapeau avec 500 L/s ; le Las avec 130 L/s et 227 L/s de prélèvement AEP dans la retenue de Dardennes ; les sources de la Reppe à la sortie des Gorges avec 70 L/s ; dans la partie occidentale, le Grand Vallat et le Dégoutant, ont respectivement un débit de 50 L/s et 20 L/s. Ainsi l'ensemble des débits aux principaux exutoires atteint plus de 800 L/s, sans compter Port-Miou. Cependant, le débit total des sources mesurées durant cette période est de l'ordre de 300 L/s (Figure 5.1).

Les campagnes de jaugeage montre donc un phénomène marquant et qui a été négligé dans les précédentes études (Durozoy *et al.*, 1969 ; Cavalera, 2007) : la somme de débit des fleuves côtiers est supérieure à la somme des sources qui les alimentent. Cela implique qu'une part non négligeable des écoulements se fait de manière occulte. Ce phénomène est visible sur les deux campagnes (Figure 5.1 et Figure 5.2) et est donc indépendant des précipitations qui avaient eu lieu avant la campagne 2009. Ces arrivées occultes apparaissent clairement avec les jaugeages effectués le long du Gapeau en 2009 (Figure 5.3). En effet, la somme des écoulements en rive gauche est de 33 L/s et ceux venant de l'Unité du Beausset en rive droite atteignent 155 L/s. Les arrivées occultes directement dans le lit de ce fleuve sont de l'ordre de 500 L/s. Elles représentent alors 75% du débit total. De plus, l'apport occulte n'est pas constant le long du fleuve.

Figure 5.3 : Débits mesurés le long du Gapeau lors de la campagne 2009. Les points les plus gros représentent les débits du Gapeau, les petits ceux des affluents. La taille des traits est proportionnelle aux débits. Voir Figure 5.1 pour la localisation des points

Les campagnes de jaugeages effectuées en 2009 et 2010 ont montré que le débit des grandes sources est supérieur à celui des rivières, qui lui-même est supérieur à celui de l'ensemble des petites sources. Ces grandes sources sont la zone de Dardennes et Port-Miou et Bestouan. Ces deux dernières représentent à elles seules la majorité des débits aux exutoires. Les débits jaugés le long des principaux fleuves de l'Unité du Beausset pointent une grande importance des arrivées occultes. Pour le Gapeau qui est un fleuve bordure, il est difficile d'estimer si cette eau occulte vient de la zone d'étude en rive droite ou des autres massifs. En effet, la présence d'évaporites dans le lit de la rivière rend difficile la recherche de venues occultes par des méthodes hydrochimiques. Des mesures hydrogéophysiques le long de ce fleuve pourraient apporter une réponse (Conant Jr, 2004).

5.3 Essai de bilan

Les campagnes de jaugeages ont montré que l'estimation des débits aux exutoires repose sur la précision des débits mesurés aux grandes sources et sur la mesure des débits des rivières. Ce sont là deux points problématiques car, d'une part, les débits des grandes sources est très difficile à obtenir du fait de leur configuration : Port-Miou et Bestouan nécessitent des plongeurs expérimentés et des méthodes encore en cours de développement (Lismonde *et al.*, 2011 ; Perret *et al.*, 2011) ; les sources de Dardennes et le Ragas sont piégées par le barrage. D'autre part, le débit des rivières est certes suivi en continu grâce à des stations de jaugeages publiques ; mais pour le Gapeau, la part de

débit venant de l'Unité du Beausset est difficile à déterminer. Pour ces raisons, les bilans hydriques ne peuvent être que globaux et les chiffres fournis n'ont de précision que l'ordre de grandeur.

5.3.1 Limites de l'aquifère

Les données du traçage naturel ont montré que la précision des limites de l'aquifère varie selon le secteur. Les sources les plus au nord, comme celle du Raby ou du Gapeau, ont des valeurs de $\delta^{18}O$ indiquant clairement une provenance de la Sainte Baume. Cela illustre bien que la frontière nord de l'unité n'est pas une barrière. Ce fait a déjà été signalé par les précédents auteurs (Coulier, 1985 ; Martin, 1991 ; Cavalera, 2007). La frontière orientale est occupée par le Gapeau. Les mesures de débits et le traçage naturel des sources montrent une alimentation du fleuve par les massifs traversés et une origine de l'eau des sources dans le Massif des Morières et Siou-Blanc.

Au sud de l'Unité du Beausset, les limites sont fixées au sud des grands accidents toulonnais et au niveau de la mer pour la Baie de La Ciotat. Fournillon *et al.* (partie 5 chapitre 2) ont montré que la Baie de La Ciotat était le siège d'un apport d'eau douce souterraine en mer. Entre Bandol et Toulon, les sources et forages sont trop influencés par le Trias ou la mer pour que le traçage naturel ne renseigne sur leur provenance. Cependant, le débit des forages de Sanary, implantés dans la basse vallée de la Reppe, ont une moyenne annuelle de 250 L/s. Ce chiffre élevé porte à croire que toute l'eau ne peut provenir de son bassin d'alimentation direct, mais doit provenir de l'Unité du Beausset. La limite sud est donc une zone de flux sortant que ce soit à terre ou en mer.

La limite occidentale est également difficile à caractériser. Les sources de Port-Miou et Bestouan drainent très probablement une partie des calanques. Mais les travaux de Vernet et Vernet (1980) et une campagne de mesure de salinité en mer réalisée dans le cadre du projet KarstEAU (Gilli *et al.*, 2009) ont montré qu'il existe de nombreuses venues d'eaux littorales entre Cassis et Marseilleveyre. La limite entre la zone alimentant les sources cassidennes et celles des Calanques n'est pas connue ; elle peut être influencée par les discontinuités géologiques ou la structuration spéléogénétique.

5.3.2 Estimation de la recharge et des débits totaux

L'Unité du Beausset a été divisée en six parties correspondant aux principales zones de recharge et aux bassins versants des exutoires principaux. Les zones alimentant les exutoires sont définies à l'aide du traçage naturel et des traçages artificiels. La recharge et les débits sont estimés à l'aide d'un réseau de stations météorologiques, des points de jaugeage des campagnes et de stations de jaugeage des principaux cours d'eau (Figure 5.4).

5.3.2.1 Recharge

L'estimation de la recharge repose sur de nombreux paramètres (e.g. Daher *et al.*, 2011) qui incluent : l'intensité et la fréquence des précipitations, la nature du sol et sa végétalisation, la pente, et l'état hydrique antérieur. Elle est délicate et implique un panel de techniques dépendant de l'objet étudié (Scanlon *et al.*, 2002). A une échelle équivalente à celle de l'Unité du Beausset, les bilans, associés à d'autres méthodes, sont souvent utilisés comme méthode de quantification de la recharge (e.g. Andreu *et al.*, 2011). Dans ce travail, la recharge étant un paramètre d'entrée du bilan, elle ne peut être mesurée de cette manière. A cette échelle, la recharge peut être évaluée par soustraction du ruissellement et de l'évapotranspiration à la pluviométrie totale (SA-DWAF, 2006). Dans les

aquifères karstiques, l'épikarst joue un rôle fondamentale dans la rétention de l'eau (Perrin *et al.*, 2003) et les auteurs considèrent le ruissellement comme nul (e.g. Jones *et al.*, 2000), ce qui n'est par ailleurs pas valide pour l'Aire Centrale de l'unité. L'évaluation de la recharge est alors principalement liée à celle de l'évapotranspiration. Cette grandeur représente la quantité d'eau évaporée du sol et transpirée des plantes (Alexandris *et al.*, 2008) : elle peut être potentielle (ETP) représentant alors uniquement une grandeur climatique avec un sol indéfiniment humide (Hargreaves & Samani, 1985) ou alors réelle (ETR) en prenant en compte la réserve d'eau du sol (Fiorillo, 2011). L'ETP est généralement estimée par des méthodes basées sur des lois climatiques empiriques (Xu & Singh, 2000). Quant à l'ETR, elle est calculée soit à l'aide de mesures directes (Canora *et al.*, 2008) soit en comparant la réserve utile du sol (RU) et l'ETP. L'ETR peut également être estimée par des formules empiriques basées sur des paramètres climatiques, telles celle de Penman-Monteith associée à Thornthwaite (Allen *et al.*, 1996) ou celle de Turc (1954).

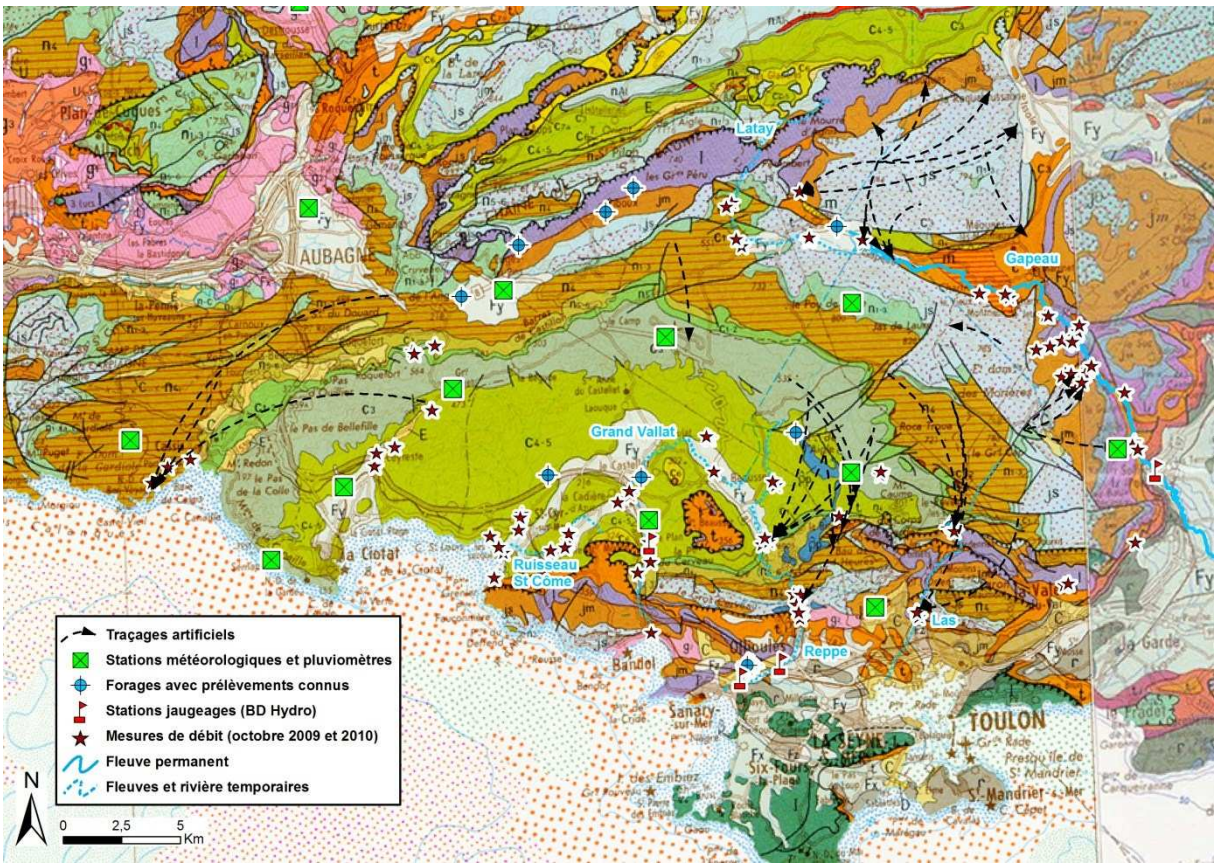


Figure 5.4 : Ensemble des données utilisées pour l'établissement d'un bilan.

Dans le cadre de la thèse, deux stations météorologiques et cinq pluviomètres ont été installés. A ces sept appareils s'ajoutent six stations du réseau MétéoFrance. Cet équipement (Figure 5.4) permet de mesurer les précipitations avec une bonne résolution spatiale. L'année la plus complète est celle de 2010 et sert donc de référence pour les bilans. Les données disponibles ne permettent d'estimer la recharge qu'à partir de formules climatiques. Cela implique de très fortes imprécisions. Li *et al.* (2011) a montré que les précipitations efficaces sont très variables selon le type de sol rencontré et selon les paramètres physiographiques des bassins versants. Or, le calcul de l'ETP et de l'ETR uniquement à partir de données climatiques ne prenne pas en compte ces paramètres. Les valeurs de recharge qui sont calculées pour l'Unité du Beausset ne sont ainsi que des ordres de grandeur et ne tiennent pas compte de la réalité physique du terrain. Pour valider l'estimation de ces

ordres de grandeurs, les précipitations efficaces calculées sont comparées à celles de la littérature sur des terrains similaires (Table 5-1).

La FAO conseille d'utiliser l'équation basée sur les radiations solaires de Penman-Monteith pour estimer l'ETP (Allen *et al.*, 1996). Cette méthode a été appliquée à l'Unité du Beausset grâce au logiciel ETo Calculator fourni par cette institution (Raes, 2009). L'ETR est ensuite calculé selon la méthode Thornthwaite (Thornthwaite & Maher, 1955). La réserve utile du sol (RU) a été estimée à 35 mm, ce qui est un intermédiaire entre les valeurs de 50 mm du Causse Méjean (Cohen, 1985) et les 20 mm estimés à Malte (Gutierrez, 1994). Les coefficients d'infiltration varient entre 30% au Grand Caunet et 40% à la Limate (Table 5-1).

Les données nécessaires à la méthode Penman-Monteith n'étant disponibles que pour les deux stations météorologiques installées dans le cadre de ce travail, la méthode globale de Turc (1954) a également été utilisée. Les précipitations ont été interpolées par krigeage ordinaire à partir des données des 13 installations météorologiques (Figure 5.5). L'Unité du Beausset a été découpée en 18 impluviums qui correspondent aux bassins d'alimentation des sources. Pour chacun de ces impluviums, l'ETR de Turc (1954) a été calculée. Les coefficients d'infiltration ainsi obtenus varient entre 25% et 45% avec une moyenne autour de 40% (Table 5-1).

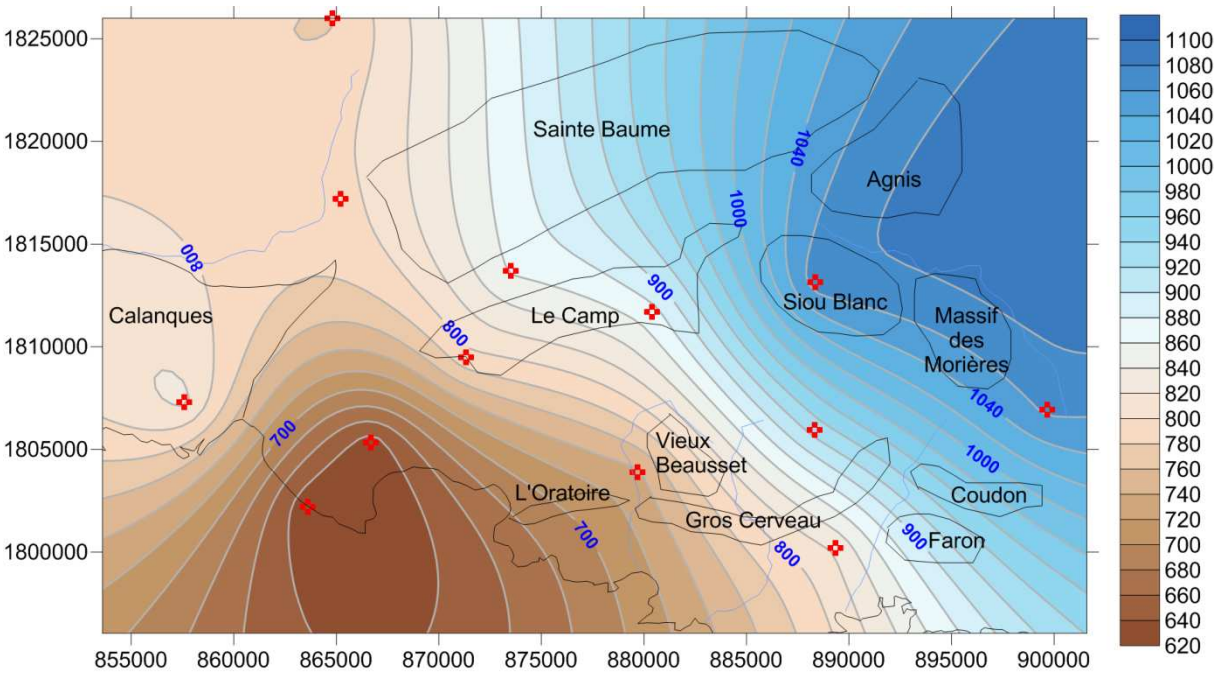


Figure 5.5 : Carte du cumul pluviométrique de l'année 2010 interpolée par krigeage ordinaire à partir des données exposées Table 2-3. Les croix rouges représentent la position des pluviomètres et stations météorologiques.

Les valeurs de coefficients d'infiltration obtenu par les méthodes climatiques sont cohérentes avec celles obtenues par d'autres méthodes sur des impluviums karstiques méditerranéens, telles les méthodes directes (e.g. Canora *et al.*, 2008 ; Li *et al.*, 2011) ou indirectes (e.g. Jukic & Denić-Jukić, 2004 ; Jemcoc & Petric, 2009). Les précipiations totales de l'année 2010 pour l'ensemble de l'Unité du Beausset valeur correspondent à des précipitations moyennes de 830 mm/an (Table 2-3) sur 705 km², soit 19000 L/s sur cette surface. La recharge est comprise entre 4000 L/s et 13000 L/s en négligeant les ruissellements, avec des coefficients d'infiltration compris entre 25% et 70 %.

			Coefficient d'infiltration		
Lieux	**ETP**	**ETR**	**Min.**	**Max.**	**Moy.**
U. du Beausset	Turc	Thornthwaite	(Caunet) 0.36	(Limate) 0.41	/
U. du Beausset	Penman-Monteith	Thornthwaite	(Caunet) 0.29	(Limate) 0.41	/
U. du Beausset	/	Turc	0.25	0.45	0.38
	Autres méthodes				
Murge (Italie)	Canora *et al.*, 2008		0.25	0.6	/
Serbie/Slovénie	Jemcoc & Petric, 2009		0.40	0.70	/
Almeria (Esp.)	Li *et al.*, 2011		/	/	0.40
Croatie	Jukic & Denić-Jukić, 2004		0.54	0.56	/

Table 5-1 : Coefficients d'infiltration calculés pour le Beausset à partir de l'ETR sans ruissellement et coefficients issus d'autres massifs karstiques de Méditerranée. L'ETP selon Penman-Monteith est obtenu grâce au logiciel ETo Calculator de la FAO (Raes, 2009).

5.3.2.2 Débits aux exutoires

L'Unité du Beausset peut se diviser en six zones en fonction des bassins versants des exutoires principaux et des zones de recharge. Les exutoires principaux sont par ordre d'importance : Port-Miou et Bestouan, le Las et la retenue de Dardennes, le Gapeau, la Reppe, le Grand Vallat, et la Baie de La Ciotat dont l'importance n'est pas quantifiée.

Comme cela a été précisé en introduction de ce chapitre, les débits des sources sous-marines sont encore un défi scientifique. A Port-Miou deux méthodes ont été utilisées en collaboration avec les plongeurs : un jaugeage par dilution de traceur fluorescent et un par mesure acoustique (Lismonde *et al.*, 2011 ; Perret *et al.*, 2011). Ces auteurs font état de débit oscillant entre 1000 L/s et 49000 L/s pour Port-Miou seule. L'expérience du terrain indique que la mesure de débit effectuée à Port-Miou en octobre 2009 pourrait être représentative d'un fonctionnement moyen de la source. Les débits à Bestouan n'ont jamais été mesurés, mais ils pourraient être proches de ceux de Port-Miou. Au final, les débits moyens de ces exutoires seraient de l'ordre de 10 m^3/s, ce qui équivaut à un débit d'eau douce sortant de l'aquifère de l'ordre de 8 m^3/s. Ces chiffres sont uniquement des ordres de grandeur.

Les débits du Las sont également difficiles à obtenir : aucune station de jaugeage n'est présente le long du cours d'eau et la majorité de l'eau des sources est retenue et prélevée dans le barrage de Dardennes, sauf lors des périodes de hautes eaux où le trop plein du barrage se déverse dans le Las. Les prélèvements effectués dans ce barrage pour l'alimentation en eau potable ont été de 241 L/s de moyenne en 2010 (données Véolia). Selon les données de production Véolia, le barrage a été en surverse 131 jours dans l'année (Figure 5.6). La courbe de tarage établie pour le déversoir (Leclerc, 2002) a permis de calculer que, sur l'année 2010, les débits de surverse ont varié entre 0 et 22000 L/s (Figure 5.6). Le débit annuel moyen de surverse est 1500 L/s. Ce chiffre très important montre que pour ces sources les débits d'étiage ne sont pas représentatifs des débits moyens. Cela est lié au grand décalage entre les valeurs de débits d'étiage et de débits de hautes eaux. La source de Saint-Antoine qui alimente également le Las a des débits estimés entre 100 L/s et 250 L/s (Val d'As, 2008). La zone du Las représente un exutoire d'un débit moyen annuel autour de 1900 L/s.

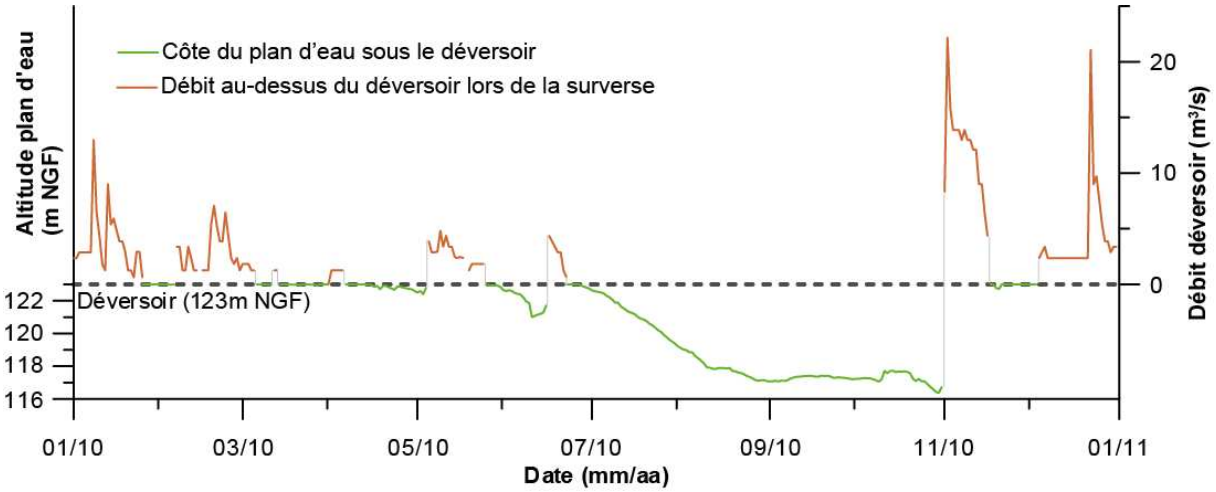


Figure 5.6 : Variations de hauteurs du plan d'eau sous le déversoir et variations des débits de surverse de l'année 2010 au pas de temps journalier. Niveaux d'eau enregistrés par Véolia.

Les débits du Gapeau sont connus grâce à une station de jaugeage dont les données sont disponibles sur la banque de données Hydro (Figure 5.7). La station de jaugeage est située à Solliès-Pont (Figure 5.4) et draine donc d'autres massifs que celui du Beausset. Pour l'année 2010, le débit moyen mesuré est de 1270 L/s. La part des eaux de l'Unité du Beausset dans ce chiffre ne peut pas être extraite.

Comme au Gapeau, les débits de la Reppe sont connus en continu grâce une station de jaugeage située au Sud d'Ollioules après les gorges (Figure 5.7). La station n'étant pas directement à la sortie des gorges, elle draine une partie des eaux de la nappe alluviale qui est située hors de la zone du Beausset. Mais l'eau de cette nappe alluviale provient probablement de l'Unité du Beausset. Pour l'année 2010, le débit moyen est de 150 L/s. Ce fleuve peut être à sec plusieurs semaines par an alors que les sources sont pérennes, mais durant l'année 2010 seul trois jours au mois d'août ce sont révélés avec des débits nuls. Ces débits ne tiennent évidemment pas compte des éventuels écoulements souterrains.

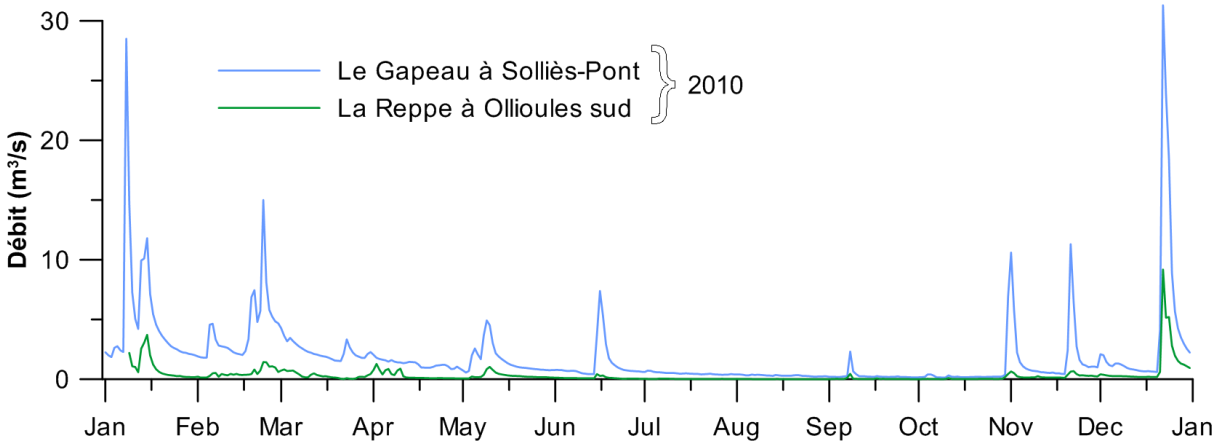


Figure 5.7 : Débits enregistrés, aux stations de jaugeage de Grand Plan à Ollioules sur la Reppe et à Solliès-Pont sur le Gapeau, pour l'année 2010 (BD Hydro, 2012).

Les débits de la zone du Grand Vallat peuvent être estimés grâce aux campagnes de jaugeages et aux données d'une ancienne station de jaugeage (Figure 5.4). Sur les années 1967 à 1969, le débit moyen était de 70 L/s. Ce chiffre est cohérent en termes d'ordre de grandeur avec

ceux mesurés en 2009 et 2010. L'année 1967 étant une année sèche et les autres années normales (Dellery *et al.*, 1969), cette valeur n'est pas à considérer en tant que telle et ne représente donc qu'un ordre de grandeur. De même pour la Baie de La Ciotat – Saint-Cyr, les quelques cours d'eau y aboutissant sont secs la majeure partie de l'année excepté le Ruisseau St Côme (Figure 5.4). Les débits observés en fin d'étiage au cours des campagnes de jaugeages ne dépassent pas les quelques litres par seconde.

Le dernier exutoire correspond à l'ensemble des prélèvements effectués sur l'Unité du Beausset par l'homme. N'ont pu être pris en compte que les prélèvements déclarés, il existe dans la zone plusieurs centaines de forages déclarés mais non soumis à redevance et encore plus de forages non déclarés. Si la plupart de ces ouvrages pompe de l'eau superficielle, un certain nombre ont des grandes profondeurs et pompe directement dans les aquifères consolidés. La Banque de Données du Sous-Sol (BRGM – BSS, 2011) montre ainsi plus d'une centaine d'ouvrages utilisés pour l'alimentation en eau. En prenant en compte les données des schémas départementaux des Bouches-du-Rhônes (BRL Ingénierie, 2002) et du Var (DEER – CG83, 2006), ainsi que les données de redevance de prélèvements de l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse de 2010 (AE RMC, 2011), les prélèvements en eau souterraine pour l'alimentation en eau potable et les industries atteignent 250 L/s dans l'unité auxquelles il faut ajouter 250 L/s pompés dans la zone de Bandol-Sanary mais probablement alimentée par le Beausset.

5.3.3 Essai de bilan pour l'année 2010

L'essai de bilan présenté ici ne vise qu'à montrer les contributions relatives de chaque exutoire aux débits totaux sortant. Les chiffres de référence obtenus pour l'année 2010 sont précis sur certaines zones et ne sont que des ordres de grandeur sur d'autres. Il en est de même pour la recharge, les coefficients d'infiltration pouvant représenter entre 25% et 70% des précipitations brutes.

L'Unité du Beausset a été découpée en sept secteurs (Figure 5.8) qui correspondent aux six exutoires principaux précédemment cités et à la zone de recharge qu'est le Sud Sainte-Baume. Etant donné les imprécisions sur les valeurs d'entrée et de sortie, il n'est pas possible de savoir si le bilan est équilibré. A part le Gapeau qui représente réellement une limite hydraulique, toutes les autres frontières du Beausset sont le témoin d'un flux d'eaux souterraines qui représente donc des limites de flux. L'ensemble des flux entrant correspond aux précipitations efficaces qui sont de l'ordre de 4000 L/s à 13000 L/s sans compter le ruissellement et les flux souterrains en provenance d'autres unités. Le ruissellement est inclus en partie dans les mesures de débit des exutoires, car il s'agit pour la plupart de jaugeages de rivière. Seuls les ruissellements de la partie occidentale, Baie de La Ciotat et Port-Miou, ne sont pas comptabilisés. Les valeurs de débit sont de l'ordre de 12000 L/s (Table 5-2) mesurés à l'ensemble des exutoires cités dans le chapitre précédent (5.3.2.2). Ce chiffre est à prendre avec précaution car les débits de Port-Miou et Bestouan, qui représente l'exutoire principal, ne sont que grossièrement estimés ; et les autres débits sont par endroits sujets à caution.

En termes d'importance, les bilans aux d'exutoires permettent de préciser sur l'année les relations hiérarchiques entre écoulements (Table 5-2). Les grandes sources, Port-Miou – Bestouan et Dardennes, comptent pour plus de 80% de l'ensemble des écoulements (Figure 5.8). Les fleuves représentent ensuite le deuxième contributeur de débit avec moins de 15% dont la majeure partie (11%) provient du Gapeau ; mais ce dernier est alimenté également par les massifs en rive gauche (Figure 5.8). Enfin, les sources, considérées ici par leur contribution aux débits des fleuves, ont des débits qui ne représentent qu'à peine plus de 5% des flux de sorties. Ce chiffre est intéressant car il

est égal aux valeurs de prélèvements d'eaux souterraines qui atteignent 6% en incluant Dardennes et l'Unité de Bandol-Sanary.

Zone	Débit approximatif (L/s)	Origine estimation	Proportion des sorties
Port-Miou	8000	Cette étude + Lismonde *et al.* 2011	68%
Gapeau	1300	Banque Hydro	11%
Reppe	150	Banque Hydro	1%
Las (incl. AEP)	1900	Cette étude + données chapitre 5.3.2.2	16%
Grand Vallat	70	Banque Hydro	< 1%
AEP (sauff Las)	500	Cette étude + données chapitre 5.3.2.2	4%
Baie de La Ciotat	?	-	-
Somme :	11920		

Table 5-2 : Données des bilans par principaux exutoires pour l'année 2010. Les débits du Las incluent les prélèvements AEP et les débits AEP n'incluent pas les prélèvements au Las.

L'Unité du Beausset montre également des disparités en termes de superficie des bassins versants topographiques, proportion d'aire d'alimentation et débits aux exutoires. Cela implique soit des variations de coefficient d'infiltration, soit des liens entre les secteurs d'alimentation. Si la première possibilité n'est pas à exclure, des éléments confirment la seconde. En effet, les données hydrochimiques montrent des liens entre une même zone de recharge et plusieurs exutoires (Figure 5.8). Les résultats des traçages KarstEAU sont également les témoins de ces phénomènes. Le traçage du Mauregard (Arfib et Lamarque, 2012) indique un lien hydraulique entre la Baie de La Ciotat et Port-Miou – Bestouan (Figure 5.8).

Ce bilan de l'année 2010 met en relief un point primordial pour les ressources en eau de l'Unité du Beausset. Outre l'importance non quantifiée des transferts de fluide aux limites de l'unité, il s'agit surtout de la proportion très importante de Port-Miou – Bestouan et des sources du secteur de Dardennes. Cette proportion implique que le développement futur d'infrastructures AEP centralisées ne peut se développer qu'autour ou en amont de ces sources. Les autres sources, représentant autant sinon moins que les prélèvements AEP déjà effectués, ne pourront servir que de ressources locales en complément d'unités de production déjà existantes.

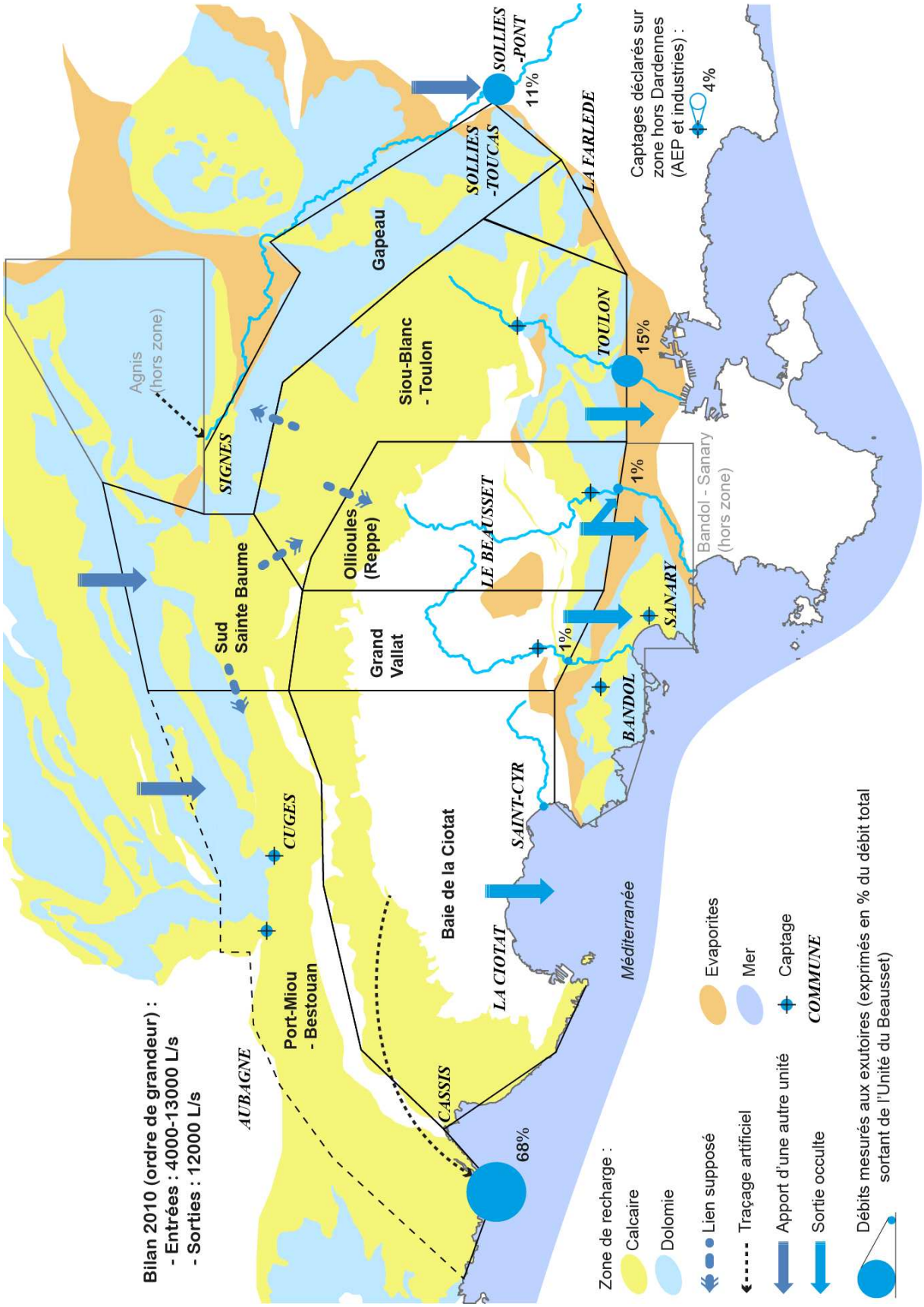


Figure 5.8 : Schéma de synthèse des volumes d'eau écoulés à travers l'Unité du Beausset par exutoire et pour l'année 2010.

6 Bibliographie

Aastad J. & Søgnen R., 1954. Discharge Measurements by means of a salt solution. The Relative Dilution Method. *Int. Assoc. Sci. Hydrol., Assem. Int. Hydrol. Rome*, 3, p. 289.

ADES, 2011. Portail national d'Accès aux Données sur les Eaux Souterraines. *http://www.ades.eaufrance.fr/* (consulté le 12/12/2011).

Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, 2011. *Catalogue des données techniques issues des processus redevances, mai 2010*. 1 tab.

Ahrens C.D., 2008. *Essentials of Meteorology: An Invitation to the Atmosphere, Fifth Edition*. Thomson Higher Education, Belmont (CA), 504 pp.

Alcala 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. *Journal of Hydrology*, 359, p. 189– 207

Alexandris S., Strivecic R. & Petkovic S., 2008. Comparative analysis of reference evapotranspiration from the surface of rainfed grass in Central Serbia, calculated by six empirical methods against the Penman-Monteith formula. *European Water*, 21/22, p. 17-28.

Allen R.S., Ferreira L., Raes D. & Smith M., 1996. *Crop Evapotranspiration. (guidelines for computing crop water requirements)*. FAO Irrigation and Drainage Paper, 56, 326 pp.

Ambardar A., 1999. *Analog and Digital Signal Processing*. Brooks/Cole, 807 pp.

Andreo B. & Carrasco F., 1999. Application of geochemistry and radioactivity in the hydrogeological investigation of carbonate aquifers (Sierras Blanca and Mijas, southern Spain). *Applied Geochemistry*, 14, p. 283-299.

Andreo B., Carrasco F. & Bakalowicz M., Mudry J. & Vadillo I., 2002. Use of hydrodynamic and hydrochemistry to characterise carbonate aquifers. Case study of the Blanca-Mijas unit (Malaga, southern Spain). *Environmental Geology*, 43, p. 108–19.

Andreo B., Ravbar N. & Vias J.M., 2008. Source vulnerability mapping in carbonate (karst) aquifers by extension of the COP method: application to pilot sites. *Hydrogeology Journal*, 17, p. 749-758.

Andreu J.M., Alcalá F.J., Vallejos Á. & Pulido-Bosch A., 2011. Recharge to mountainous carbonated aquifers in SE Spain: Different approaches and new challenges. *Journal of Arid Environments*, 75, p. 1262-1270.

Arfib B &, Lamarque T., 2011. *Traçages artificiels KarstEAU 2011 - Rapport de synthèse des injections d'Acide Amino G, Sulforhodamine B et Fluorescéine à Cuges les Pins, Ceyreste et Signes*. Université de Provence, 53 pp.

Arnaud M. & Monleau C., 1979. *Etude de l'évolution d'une plateforme carbonatée : exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien-Oxfordien)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 344 pp.

Atkinson T.C., 1977. Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). *Journal of Hydrology*, 35, p. 93–110.

Bailly-Comte V., Martin J.B. & Screaton E.J., 2011. Time variant cross correlation to assess residence time of water and implication for hydraulics of a sink-rise karst system. *Water Resources Research*, 47, W05547, 16pp.

Bak P., Tang C. & Wiesenfeld K., 1987. Self-Organized Criticality: An Explanation of 1/f Noise. *Physical Review Letters*, 59, 4, p. 381-384.

Bakalowicz M. & Mangin A., 1980. L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification. *Mémoire Hors-Série de la Société Géologique de France*, 11, p.71-79

Bakalowicz M., 1977. Etude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonates par une méthode hydrogéochimique nouvelle. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, Serie D, 284, p. 2463–2466.

Bakalowicz M., 1999. *Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les regions karstiques*. SDAGE et Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, Guide Technique n°3, 44 pp.

Bakalowicz, M., 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13, p. 148–60.

BD Hydro, 2012. Débits de la Reppe et du Gapeau en 2010. *hydro.eaufrance.fr* (consulté le 17/02/2012)

Berger J.M. & Mandelbrot B., 1963. A New Model for Error Clustering in Telephone Circuits. *IBM Journal*, July 1963, p. 224-236.

Binet S., Mudry J., Bertrand C. & Cova R., 2006. Estimation of quantitative descriptors of northeastern Mediterranean karst behavior : multiparametric study and local validation of the Siou-Blanc massif (Toulon, France). *Hydrogeology Journal*, 14, p. 1107-1121.

Blavoux B. & Mudry J., 1990. Les teneurs en oxygène 18 en fonction de l'altitude des impluviums des réservoirs karstiques du Jura et du Vaucluse. *Memoirs of 22th Congress IAH, 22, Lausanne*, p. 331–338.

Blavoux B., 1978. *Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène-18 et du tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée*. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris 6, 333 pp.

Blavoux B., Gilli E. & Rousset C., 2004. Alimentation et origine de la salinité de la source sous-marine de Port-Miou (Marseille–Cassis). Principale émergence d'un réseau karstique hérité du Messinien. *Comptes Rendus Géosciences*, 336, p. 523-533.

Bortolami G.C., Ricci B., Susella G.F. & Zuppi G.M., 1979. Isotope hydrology of the Val Corsaglia, Maritime Alps, Piedmont, Italy. *Isotope Hydrology, 1978, Vol. 1 IAEA Symposium, 228, June 1978, Neuherberg, Germany*, p. 327-350.

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. *Applied Geochemistry*, 23, p. 2382–2394.

Bouchaou L., 1997. Contribution à la connaissance de l'aquifère karstique de l'Atlas de Béni Mellal (Maroc). *Karst Hydrology Proceedings of Workshop W2 held at Rabat, Morocco, April-May 1997,IAHS Publ. no. 247*, p. 117-126.

Bouchaou L., Mangin A. & Chauve, P., 2002. Turbidity mechanism of water from a karstic spring: example of the Ain Asserdoune spring (Beni Mellal Atlas, Morocco). *Journal of Hydrology*, 265, 1–4, p. 34–42.

Bourhane A., 2010. *Discrimination de l'origine de la salinité des masses d'eau souterraine : contexte hydrogéologique et méthodes d'étude*. Master de l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse et de l'Université de la Réunion, 109 pp.

Boussinesq M.J., 1904. Recherche théorique sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. *Journal de mathématiques pures et appliquées*, 78 pp.

Box G.E.P. & Jenkins G.M., 1974. *Time Series Analysis: Forecasting and Control*. Holden-Day, San Francisco, 575 pp.

Brantley S.L., 2005. Reaction Kinetics of Primary Rock-forming Minerals under Ambient Conditions. *Surface and Groundwater, Weathering and Soils, Deller J.I. (Ed.), Treatise on Geochemistry, Holland H.D. & Turekian K.K. (Eds.), 5*, Elsevier, New York, p. 73-117.

Bréhier F., 2008. Topographie et exploration du Mascaron. *http://cds83.over-blog.net* (consulté le 11/05/2012)

BRL Ingénierie, 2002. Département des Bouches-du-Rhône. *Réalisation d'un schéma départemental d'alimentation en eau potable – Phase 1*. Rapport 3751, 89 pp.

Brown M.C., 1973. Mass balance and spectral analysis applied to karst hydrologic networks. *Water Resources Research*, 9, 3, p. 749–752

BSS – BRGM, 2011. Base de données du Sous-Sol. *infoterre.brgm.fr* (consulté le 02/09/11)

Budge T.J. & Sharp J.M., 2009. Modeling the Usefulness of Spatial Correlation Analysis on Karst Systems. *Ground Water*, 47, 3, p. 427–437.

Butscher C. & Huggenberger P., 2009. Enhanced vulnerability assessment in karst areas by combining mapping with modeling approaches. *Science of the Total Environment*, 407, p. 1153-1163.

Campbell J.B. & Wynne R.H., 2011. *Introduction to Remote Sensing*. The Guilford Press, New-York – London, 718 pp.

Canora F., Fidelibus M.D., Sciortino A. & Spilotro G., 2008. Variation of infiltration rate through karstic surfaces due to land use changes: A case study in Murgia (SE-Italy). *Engineering Geology*, 99, p. 210–227.

Castany G., 1982. *Hydrogéologie. Principes et Méthodes*. Dunod, Paris, 238 pp.

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*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 403 pp.

Celle H., 2000. *Caractérisation des précipitations sur le pourtour de la Méditerranée Occidentale. Approche isotopique et chimique*. Thèse de doctorat Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 222 pp.

Celle H., Daniel M., Mudry J. & Blavoux B., 2000. Signal pluie et traçage par les isotopes stables en Méditerranée occidentale. Exemple de la région avignonnaise (Sud-Est de la France). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 331, p. 647-650.

César E. & Richard B., 2006. *Les series temporelles*. Cours de l'Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines – Module XML et Data Mining, 34 pp.

Chalumeau A., 2000. *Fonctionnement hydrogéologique des exploitations de lignite du bassin de Fuveau (Bouches du Rhône)*. Thèse de l'Université de Franche-Comté, 120 pp.

Chamley H. & Masse J.P., 1975. Sur la signification des minéraux argileux dans les sédiments barrémiens et bédouliens de Provence (SE de la France). *9ème Congrès International de Sédimentologie, Nice,* p. 25-30.

Choquet C., 1972. *Etude géotechnique et hydrogéologique d'aménagements du Canal de Provence au Nord de Toulon (Var)*. Thèse de Doctorat de l'Université scientifique et médicale de Grenoble, 168 pp.

Clark I.D. & Fritz P., 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis, New York, 328 pp.

Cleveland W.S. & Devlin S.J., 1988. Locally-Weighted Regression: An Approach to Regression Analysis by Local Fitting. *Journal of the American Statistical Association*, 83, 403, p. 596–610.

Cleveland W.S., 1979. Robust Locally Weighted Regression and Smoothing Scatterplots. *Journal of the American Statistical Association*, 74, 368, p. 829–836.

Cohen M., 1985. Les horizons superficiels des sols du Causse Méjean : nature et comportement hydrique. *Méditerranée, Troisième série*, 56, 4, p. 37-45.

Combes A., 1976. *Essai de méthodologie en pays karstique. Etude des problèmes hydrogéologiques et géotechniques dans le Massif des Morières*. Thèse de Doctorat de l'Université scientifique et médicale de Grenoble, 181 pp.

Conant Jr. B., 2004. Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperatures. *Ground Water*, 42, p. 243-257.

Cortecci G., Dinelli E., Bencini A., Adorni-Braccesi A. & La Ruffa G., 2002. Natural and anthropogenic SO4 sources in the Arno river catchment, northern Tuscany, Italy: a chemical and isotopic reconnaissance. *Applied Geochemistry*, 17, 2, p. 79-92.

COST Action 65, 1995. *Hydrogeological Aspects of Groundwater Protection in Karstic Areas – Guidelines*. EUR 16526, Directorate-General Science, Research and Development, European Commission, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, 15 pp.

Coulier C., 1985. *Hydrogéologie karstique de la Sainte-Baume occidentale (Bouches-du-Rhône - Var)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 400 pp.

Courbon P. & Maurel P., 2010. Les traçages du Plateau de Siou-Blanc (1993-2000). *Grottes et karsts de France, Audra P. (Ed.), Association Française de Karstologie - Karstologia Mémoire, 19,* p. 254-255.

Covington M. D., Wicks C. M. & Saar M. O., 2009. A dimensionless number describing the effects of recharge and geometry on discharge from simple karstic aquifers. *Water Resources Research*, 45, W11410, 16 pp.

Covington M.D., Doctor D.H., King J.N. & Wicks C.M., 2011. Research in karst: A model for future directions in hydrologic science?. *AGU Hydrology Section Newsletter*, July 2011, p. 18-22.

Craig H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, p. 1702-1703.

Cristobal G., Schelkens P. & Thienpoint H. (eds), 2011. *Optical and Digital Image Processing. Fundamentals and Applications*. Wiley – VCH, Weinheim, 939pp.

Cruz-SanJulian J.J, Benavente J., Martinez-Garrido J.C., Moral F., Araguas L. & Lopez-Vera F., 1990. Deuterium and oxygen-18 content in karstic aquifers in the sierras de Carzola and Segura (Betic Cordillera, Spain). *Memoirs of the 22th congress of I.A.H., Lausanne*, p. 425-433.

Daher W., Pistre S., Kneppers A., Bakalowicz M. & Najem W., 2011. Karst and artificial recharge: Theoretical and practical problems A preliminary approach to artificial recharge assessment. *Journal of Hydrology*, 408, p. 189–202

Darcy H., 1856. *Les fontaines publiques de la ville de Dijon : exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau*. Victor Dalmont, Paris, 647 pp.

Davis S.N., Wittermore D.O. & Fabryka-Martin J., 1998. Uses of Chloride/Bromide ratios in studies of potable water. *Ground Water*, 36, 2, p. 338-350.

Day T.J., 1977. Field procedures and evaluation of a slug dilution gauging method in mountain streams. *Journal of Hydrology New Zealand*, 16, 2, p. 113-133.

de la Vaissière R., 2006. *Etude de l'aquifère néogène du Bas-Dauphiné - Apports de la géochimie et des isotopes dans le fonctionnement hydrogéologique du bassin de Valence (Drôme, Sud-Est de la France)*. Thèse de Doctorat de l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 332 pp.

de Marsily G., 1999. Regards sur 40 ans de problèmes inverses en hydrogéologie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 326, p. 73-87.

Dellery B., Durozoy G., Gouvernet C. & Jonquet P., 1967. *Inventaire des ressources hydrauliques du Bassin du Beausset -B.-du-Rh. - Var). Données géologiques et hydrogéologiques acquises à la date du 31 décembre 1966*. Rapport B.R.G.M. D.S.G.R.67.A.91, 110 pp.

Dewandel B., Lachassagne P., Bakalowiczc M., Weng Ph., Al-Malki A., 2003. Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application to the Oman ophiolite hard-rock aquifer. *Journal of Hydrology*, 274, p. 248-269.

Direction de l'Environnement et de l'Equipement Rural du Conseil Général du Var, 2006. *Schéma Départemental des Ressources et de l'Alimentation en Eau du Var. Phase 1 : Etat des lieux des Ressources et de l'Alimentation en Eau du Var*, 162 pp.

Dolgonosov B.M., Korchagin K.A. & Kirpichnikova N.V., 2008. Modeling of annual oscillations and 1/f-noise of daily river discharges. *Journal of Hydrology*, 357, p. 174-187.

Dörfliger N. & Plagnes V., 2009. *Cartographie de la vulnérabilité intrinsèque des aquifères karstiques. Guide méthodologique de la méthode PaPRIKa*. Avec la collaboration de K. Kavouri et J. Gouin. BRGM rapport RP-57527-FR, 105pp.

Dörfliger N., Crochet P., Guerin R., Jozja N., Marsaud B., Mondain P.H., Muet P. & Plagnes V., 2010. *Guide méthodologique, les outils de l'hydrogéologie karstique*. Rapport du BRGM RP-58237-FR, 246 pp.

Dörfliger N., Jeannin P.-Y. & Zwahlen F., 1999. Water vulnerability assessment in karst environments: a new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tools (EPIK method). *Environmental Geology*, 39, 2, p. 165–76.

Durozoy G. & Paloc H., 1969. *Bassin du Beausset (Bouches-du-Rhône - Var) - Enseignements apportés par les expériences de colorations*. Rapport B.R.G.M. 69.SGL.212.PRC, 23 pp.

Eberentz P., 1975. *Apport des méthodes isotopiques à la connaissance des aquifères karstiques*. Thèse de Doctorat de l'Université Paris 6, 92 pp.

Edmunds W.M., 1996. Bromine geochemistry of British groundwaters. *Mineralogical Magazine*, 60, p. 275-284.

Edwards A.J., Smart P.L. & Hobbs S.L., 1992. Heterogeneity in Carbonate aquifers; effect of scale, fissuration, eithology and karstification. *3rd Conference on the Hydrology, Ecology, Monitoring and Management of Groundwater in Karst Terrain*s, p. 373-388.

Eisenlohr, 1997. Numerical versus statistical modelling of natural response of a karst hydrogeological system. *Journal of Hydrology*, 202, 1, p. 244-262.

El Hajj A., 2008. *L'aquifère karstique de Chekka (Liban) et ses exutoires sous-marins. Caractéristiques hydrogéologiques et fonctionnement*. Thèse de Doctorat de l'Université de Montpellier 2 et de l'Université de Saint Joseph (Beyrouth), 261 pp.

El Hakim M., 2005. *Les aquiferes karstiques de l'Anti-Liban et du Nord de la plaine de la Bekaa : caractéristiques, fonctionnement, évolution et modélisation, d'après l'exemple du système karstique Anjar-Chamsine (Liban)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Montpellier 2 et de l'Université de Saint Joseph (Beyrouth), 215 pp.

Etcheverry D., 2002. *Valorisation des méthodes isotopiques pour les questions pratiques liées aux eaux souterraines. Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène*. OFEG, 71 pp.

Fiorillo F. & Doglioni A., 2010. The relation between karst spring discharge and rainfall by cross-correlation analysis (Campania, southern Italy). *Hydrogeology Journal*, 18, p. 1881–1895

Fiorillo F., 2011. The Role of the Evapotranspiration in the Aquifer Recharge Processes of Mediterranean Areas. *Evapotranspiration - From Measurements to Agricultural and Environmental Applications, Gerosa G. (Ed.), InTech*, p. 373-388.

Fontes J., 1980. Environmental isotopes in groundwater hydrology. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Fritz P. & Fontes J. (Eds.)*, 1, Elsevier, Amsterdam, p. 75–140.

Ford D.C. & Williams P.W., 2007. *Karst hydrogeology and geomorphology*, Wiley, Chichester, 576 pp.

Fournier M., 2006. *Identification des modalités de transport et de la vulnérabilité du karst de la craie. Application de nouveaux outils statistiques d'analyse des données au système du Hannetot (Seine-Maritime, France)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Rouen, 227 pp.

Gat J. R. & Carmi I., 1970. Evolution of the isotopic composition of the atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. *Journal of Geophysical Research*, 75, p. 3039-3048.

Gilli E., 2000. *Etude des conditions d'émergence et du bassin d'alimentation de la source Beaupré (Signes - Var)*. Société des Sources de Signes, 84 pp.

Gilli E. et coll., 2009. *Localisation des émergences karstiques des Calanques de Cassis et de la Baie de la Ciotat*. Centre d'Etude du Karst – projet KarstEAU, 49 pp.

Gonfiantini R., Conrad G., Fontes J.C., Sauzay G. & Payne B.R., 1974. Étude isotopique de la nappe du Continental Intercalaire et ses relations avec les autres nappes du Sahara septentrional. *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, 1974, Proceed. Symp., IAEA, Vienna, 1*, p. 227-241.

Gontis V., Ruseckas J. & Kononovicius A., 2009. A long-range memory stochastic model of the return in financial markets. *Physica A*, 389, p. 100-106.

Grasso D.A., 1998. *Interprétation des réponses hydrauliques et chimiques des sources karstiques (Essai d'inférence de la structure des systèmes karstiques)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Neufchâtel, 135 pp.

Grimaud L., 1952. *Contribution à l'étude de l'alimentation en eau potable de l'agglomération toulonnaise*. Thèse de Doctorat de la Faculté mixte de Médecine Générale et Coloniale et de Pharmacie, 192 pp.

Grippo A., Fischer A.G., Hinnov L.A., Herbert T.D. & Premoli Silva I., 2004. Cyclostratigraphy and chronology of the Albian stage (Piobbico Core, Italy). *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories, SEPM Special Publication No. 81*, p. 57-81.

Grobe M. & Machel H.G., 2002. Saline groundwater in the Münsterland Cretaceous Basin, Germany: clues to its origin and evolution. *Marine and Petroleum Geology*, 19, p. 307-322.

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. *Journal of Hydrology*, 210, p. 106–115.

Gutierrez A., 1994. Evaluation des ressources en eau souterraine de l'île de Malte. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris 6, 324 pp.

Hardy H.H. & Beier R.A., 1994. *Fractals in Reservoir Engineering*. World Scientific, Singapour, 359 pp.

Hargreaves G.H. & Samani Z.A., 1985. Reference crop evapotranspiration from ambient air temperature. *1985 Winter Meeting American Society Of Agricultural Engineers, Chicago (IL), December 17-20, 1985*, 12 pp.

Haslett J. & Raftery A.E., 1989. Space-Time Modelling with Long-Memory Dependence: Assessing Ireland's Wind Power Resource. *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)*, 38, 1, p. 1-50.

Hem J.D., 1986. *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water, Third Edition*. U.S Geological Survey Water-Supply Paper 2254, 272 pp.

Henderson J., Purves S.J. & Leppard C., 2007. Automated delineation of geological elements from 3D seismic data through analysis of multichannel, volumetric spectral decomposition data. First Break, 25, p. 87-93

Hennuy J., 2003. *Sédimentation carbonatée et silicoclastique sous contrôle tectonique, le Bassin Sud-Provençal et sa plate-forme carbonatée du Turonien moyen au Coniacien moyen : évolution séquentielle, diagénétique, paléogéographique*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 252 pp.

Herman E.K., Toran L. & White W.B., 2009. Quantifying the place of karst aquifers in the groundwater to surface water continuum: A time series analysis study of storm behavior in Pennsylvania water resources. *Journal of Hydrology*, 376, p. 307-317.

Hobbs S.L. & Smart P.L., 1986. Characterization of carbonate aquifers: a conceptual base. *Proceedings of the 9th International Congress of Speleology, Barcelona*, 1, p. 43–6.

Huneau F., 2000. *Fonctionnement hydrogéologique et archives paléoclimatiques d'un aquifère profond méditerranéen - Etude géochimique et isotopique du bassin miocène de Valréas (Sud-Est de la France)*. Thèse de Doctorat de l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 192 pp.

Hurst H., 1951. Long Term Storage Capacity of Reservoirs. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 116, p. 770-799.

IAEA, 2011. Isotope Hydrology Information System. The ISOHIS Database. *http://www.iaea.org/water* (consulté le 12/09/2011)

Jakucs J., 1959. Neue Methoden der Höhlenforschung in Ungarn und ihre Ergebnisse. *Die Höhle*; 10, p. 88–98.

Jeannin P.-Y. & Sauter M., 1998. Analysis of karst hydrodynamic behaviour using global approaches: a review. *Bulletin d'Hydrogéologie (Neuchâtel)*, 16, p. 31–48.

Jemcov I. & Petric M., 2009. Measured precipitation vs. effective infiltration and their influence on the assessment of karst systems based on results of the time series analysis. *Journal of Hydrology*, 379, p. 304-314.

Jemcov I. & Petric M., 2009. Measured precipitation vs. effective infiltration and their influence on the assessment of karst systems based on results of the time series analysis. *Journal of Hydrology*, 379, p. 304–314.

Jemcov I. & Petric M., 2009. Measured precipitation vs. effective infiltration and their influence on the assessment of karst systems based on results of the time series analysis. *Journal of Hydrology*, 379, p. 304-314.

Jemcov I. & Petric M., 2010. Time series analysis, modelling and assessment of optimal exploitation of the Nemanja karst springs, Serbia. *Acta Carsologica*, 39, 2, p. 187–200

Jenkins G.M. & Watts D.G., 1968. *Spectral Analyses and Its Applications*. Holden-Day, San Francisco, 525 pp.

Jolliffe I.T., 2002. *Principal Component Analysis*, Springer, New-York, 487 pp.

Jones I.C., Banner J.L. & Humphrey J.D., 2000. Estimating recharge in a tropical karst aquifer. *Water Resources Research*, 36, 5, p. 1289-1299.

Jukic D. & Denic-Jukic V., 2004. A frequency domain approach to groundwater recharge estimation in karst. *Journal of Hydrology*, 289, p. 95–110.

Kaiser H.F., 1958. The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika*, 23, 3, p. 187-200.

Kanduc T., Jamnikar S. & McIntosh J., 2010. Geochemical characteristics of surface waters and groundwaters in the Vlenje Basin, Slovenia. *Geologija*, 53, 1, p. 37-46.

Kattan Z., 1994. Environmental isotope study of the major karst springs in Damascus limestone aquifer systems: case of the Figeh and Barada springs*. Final co-ordination meeting of a regional technical co-operation project. IAEA, Ankara,* p. 127–150.

Kovacic G., 2010. Hydrogeological study of the Malenscica karst spring (SW Slovenia) by means of a time series analysis. *Acta Carsologica*, 39, 2, p. 201–215

Kovacs A., Perrochet P., Kiraly L. & Jeannin P.Y., 2005. A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. *Journal of Hydrology*, 303, 1-4, p. 152-164.

Krawczyk W.E. & Ford D.C., 2006. Correlating specific conductivity with total hardness in limestone and dolomite karst waters. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, p. 221–234.

Labat D., Ababou R. & Mangin A., 2000a. Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: convolution and spectral analyses. *Journal of Hydrology*, 238, 3–4, p. 123–148.

Labat D., Ababou R. & Mangin A., 2000b. Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part II: continuous waveletanddiscrete orthogonal multiresolution analyses. *Journal of Hydrology*, 238, 3–4, p. 149–178.

Labat D., Mangin A. & Ababou R., 2002. Rainfall-runoff relations for karstic springs: multifractal analyses. *Journal of Hydrology*, 256, p. 176-195.

Lamarque T. & Maurel P., 2001. *Projet SPELE-EAU Compte-rendu général des opérations 1993-2000*. Rapport Spélé-H2O 125 pp.

Larocque M., Mangin A., Razack M. & Banton O., 1998a. Characterization of the La Rochefoucauld karst aquifer (Charente, France) using correlation and spectral analysis. *Bulletin d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel*, 16, p. 49-57.

Larocque M., Mangin A., Razack M. & Banton O., 1998b. Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology*, 205, p. 217-231.

Lastennet R., 1994. *Rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques. Approche par l'étude physico-chimique et isotopique du signal d'entrée et des exutoires du massif du Ventoux (Vaucluse)*. Thèse Université d'Avignon, 222 pp.

Leclerc S., 2002. *Barrage de Dardennes. Etude hydrologique. Calcul de la crue de projet*. Coyne et Bellier, rapport 10148 RP 01, 55 pp.

Leleu S., 2005. *Les cônes alluviaux crétacés supérieurs/paléocènes en Provence : traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision*. Thèse de Doctorat de l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, 200 pp.

Lemeille E., Letolle R. & Merliere F., 1983. Isotope and other physical-chemical parameters of palaolake carbonates. Tools for climatic reconstruction. *Palaeoclimates and paleaowaters: a collection of environmental isotopes studies. (coll./conf.), Vienna, IAEA*, p. 135-150.

Lemoine G., 1892. Etat actuel de nos connaissances sur l'hydrométrie du bassin de la Seine. *Annales de Géographie*, 2, 5, p. 26-45.

Lencastre, A., 2005. *Hydraulique générale*. Eyrolles-Safege, Paris, 633pp.

Li X.Y., Contreras S., Solé-Benet A., Cantón Y., Domingo F., Lázaro R., Lin H., Van Wesemael B., Puigdefábregas J., 2011. Controls of infiltration–runoff processes in Mediterranean karst rangelands in SE Spain. *Catena*, 86, p. 98-109.

Lismonde B., Arfib B., Perret C., Michel L., Douchet M. & Potié L., 2011. La mesure des debits de la source sous-marine de Port-Miou (Cassis, France). *Proceedings of the 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Bertrand C., Carry N., Mudry J., Pronk M. and Zwahlen F. (eds),* 1-3 Sept. 2011, Besançon (France), p. 301-306.

Little M.A. & Bloomfield J.P., 2010. Robust evidence for random fractal scaling of groundwater levels in unconfined aquifers. *Journal of Hydrology*, 393, p. 362-369.

Liu L, Chen X., Xu G. & Shu L., 2011. Use of hydrologic time-series data for identification of hydrodynamic function and behavior in a karstic water system in China. *Hydrogeology Journal*, 19, p. 1577–1585.

Lo A.W., 1991. Long-term memory in stock market prices. *Econometrica*, 59, 5, p. 1279-1313.

Maillet, E. 1905. *Essais d'hydraulique souterraine et fluviale*. A. Hermann, Paris, 228 pp.

Mandelbrot B.,1983. *The Fractal Geometry of Nature*. W.H. Freeman, San Francisco, 468 pp.

Mandelbrot B.B. & Van Ness J.W., 1968. Fractional Brownian motions, fractional noises and applications., *SIAM Rev.*, 10, p. 422-437.

Mangin A., 1975. *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. Thèse de Docteur ès Sciences, Université de Dijon ; publié dans *Annales de Speléologie*, 1974, 29, 3, p. 283-332 ; 1974, 29, 4, p. 495-601 ; 1975, 30, 1, p. 21-124.

Mangin A., 1981a. Utilisation des analyses corrélatoires et spectrales dans l'approche des systèmes hydrologiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris,* 293, p. 401 – 404.

Mangin A., 1981b. Apports des analyses corrélatoires et spectrales croisées dans la connaissance des systèmes hydrologiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 293, p. 1011-1014

Mangin A., 1982. Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. *3ème Colloque. d'hydrologie en Pays Calcaire, Neuchâtel, oct. 1982*. 159-172.

Mangin A., 1984. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoires et spectrales. *Journal of Hydrology*, 67, p. 25–43.

Manly B.F.J., 2004. *Multivariate Statistical Methods: A Primer*, Chapman & Hall/CRC, 208 pp.

Maréchal J. C. & Etcheverry D., 2003. The use of 3H and 18O tracers to characterize water inflows in Alpine tunnels. *Applied Geochemistry*, 18, p. 339-351.

Margrita, R., Guizerix, J., Corompt, P., Gaillard B., Calmels P., Mangin A. & Bakalovicz M., 1984. Réflexions sur la théorie des traceurs: applications en hydrologie isotopique. *Isotope Hydrology 1983, International Atomic Energy Agency, Vienna*, p. 653-678.

Marsaud B., 1997. *Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux*. Documents du BRGM 268, 352 pp.

Martel E.A., 1921. *Nouveau traité des eaux souterraines*. G. Doin, Paris, 820 pp.

Martin P., 1991. *Hydromorphologie des géosystèmes karstiques des versants nord et ouest de la Sainte Baume . (B. du Rh., Var, France). Etude hydrologique, hydrochimique et de vulnérabilité à la pollution*. Thèse de Doctorat de l'Université d'Aix Marseille II, 326 pp.

Massei N., Dupont J.P., Mahler B.J., Laignel B., Fournier M., Valdes D. & Ogier S., 2006. Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelet analyses. *Journal of Hydrology*, 329, p. 244-257.

Massei N., Mahler B.J., Bakalowicz M., Fournier M. & Dupont J.P., 2007. Quantitative Interpretation of Specific Conductance Frequency Distributions in Karst. *Ground Water*, 45, 3, p. 288-293.

Mathevet T., Lepiller M. & Mangin A., 2004. Application of time series analyses to the hydrological functioning of an Alpine karstic system: the case of Bange-L'Eau-Morte. *Hydrology and Earth System Sciences*, 8, 6, p. 1051-1064.

Matonti C., Lamarche J., Guglielmi Y. & Marié L., 2012. Structural and petrophysical characterization of mixed conduit/seal fault zones in carbonates: Example from the Castellas fault (SE France). Journal of Structural Geology, 39, p. 103-121.

Moore P.J., Martin J.B. & Screaton E.J., 2009. Geochemical and statistical evidence of recharge, mixing, and controls on spring discharge in an eogenetic karst aquifer. *Journal of Hydrology*, 376, p. 443–455.

Mudry J., 1987. Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon*, 4, 382 pp.

Muet P. & Vier E., 2011. *Stratégies de protection des ressources karstiques utilisées pour l'eau potable. Guide Pratique*. Ginger Environnement et Infrastructures, Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse et Agence de l'Eau Adour-Garonne, 84pp.

Muramatsu Y., Yoshida S., Fehn U., Amachi S. & Ohmomo Y., 2004. Studies with natural and anthropogenic iodine isotopes: iodine distribution and cycling in the global environment. *Journal of Environmental Radioactivity*, 74, p. 221–232.

Nash J.E., 1959. Systematic determination of unit hydrograph parameters. *Journal of Geophysical Research*, 64, 1, p. 111-115.

NIST/SEMATECH, 2011. e-Handbook of Statistical Methods, (consulté le 25/08/2011) *http://www.itl.nist.gov/div898/handbook/*

Novel J.P., Dimadi A., Zervopoulou A. & Bakalowicz M., 2007. The Aggitis karst system, Eastern Macedonia, Greece: Hydrologic functioning and development of the karst structure. *Journal of Hydrology*, 334, p. 477-492.

Novel J.P., Dray M., Fehri A., Jusserand C., Nicoud G., Olive P., Puig J.M. & Zuppi G.M., 1999. Homogénéisation des signaux isotopiques 18O, 3H, dans un système hydrologique de haute montagne : la vallée d'Aoste (Italie). *Revue des Sciences de l'eau*, 11, 4.

Padilla A. & Pulido-Bosch A., 1995. Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology*, 168, 1-4, p. 73-89.

Paloc H. & Potié L., S.E.M. B. R. G. M.-. 1974. Etat des connaissances sur les sources littorales et sous-marines. *Centre National pour l'Exploitation des Océans,* 75 pp.

Panagopoulos G. & Lambrakis N., 2006. The contribution of time series analysis to the study of the hydrodynamic characteristics of the karst systems: Application on two typical karst aquifers of Greece (Trifilia, Almyros Crete). *Journal of Hydrology*, 329, p. 368-376.

Pardé M., 1932. Les progrès de l'hydrométéorologie italienne. *Revue de géographie alpine*. 20, 3, p. 601-605.

Pelletier J.D., 1998. The power spectral density of atmospheric temperature from time scales of 10^{-2} to 10^{6} yr. *Earth and Planetary Science Letters*, 158, p. 157-164.

Perret C., Carlin T., de Carmantrand B., Cravero J.M., Douchet M., Michel L., Potié L., Tardieu B. & Colle P.E., 2011. Measuring flow rates in submerged gallery networks: a review of various approaches and of their accuracy. *Proceedings of the 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Bertrand C., Carry N., Mudry J., Pronk M. and Zwahlen F. (eds),* 1-3 Sept. 2011, Besançon (France), p. 387-390.

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. *Journal of Hydrology*, 279, p. 106–124.

Piper A.M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *American Geophysical Union Transactions*, 25, p. 914-923.

Puyoo S., 1976. *Etude hydrogéologique du massif d'Arbas (Haute Garonne)*. Thèse de Doctorat de l'Université Paris VI, 190 pp.

Raes D., 2009. ETo Calculator: a software program to calculate evapotranspiration from a reference surface. *FAO Land Water Division. Digital Media Service No 36*.

Ramirez-Rojas A., Pavia-Miller C.G. & Angulo-Brown F., 2004. Statistical behavior of the spectral exponent and the correlation time of electric self-potential time series associated to the Ms=7.4 September 14, 1995 earthquake in Mexico. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, p. 305-312.

Redondo C., 1986. *Etude des sédiments détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale et recherche des zones d'apport. Sédimentologie, pétrographie, minéralogie.* Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 493 pp.

Roche M., 1963. *Hydrologie de surface*. Gauthier-Villars, Paris, 429 pp.

Rogerson M., Weaver P.P.E., Rohling E.J., Lourens L.J., Murray J.W. & Hayes A., 2006. Colour logging as a tool in high-resolution palaeoceanography. *New Techniques in Sediment Core Analysis. Rothwell R.G. (Ed.)*, Geological Society, London, Special Publications, 267, p. 99-112.

Rozanski K., Araguas-Araguas L. & Gonfiantini R., 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate Change in Continental Isotopic Records, Geophysical Monograph 78*, American Geophysical Union, Washington, DC, p. 1–36.

Sakata S., Hayano J., Mukai S., Okada A. & Fujinami T., 1999. Aging and spectral characteristics of the nonharmonic component of 24-h heart rate variability. *Am J Physiol Regul Integr Comp Physiol*, 276, R1724-R1731

Sánchez Granero M.A., Trinidad Segovia J.E. & García Pérez J., 2008. Some comments on Hurst exponent and the long memory processes on capital markets. *Physica A*, 387, p. 5543-5551.

Sanders L.L., 1991. Geochemistry of formation waters from the Lower Silurian Clinton Formation (Albion Sandstone), Eastern Ohio. *AAPG Bulletin*, 75, 10, p. 1503-1608.

Saporta G., 2006. *Probabilités, analyses des données et statistiques*, Technip, Paris, 603 pp.

SAS Institute Inc., 2009. *SAS/STAT 9.2 User's Guide, Second Edition*. SAS Institute Inc., Cary, NC, 7886 pp.

Scanlon B.R., Healy R.W. & Cook P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, p. 18–39.

Schnegg P.-A. & Le Doucen O., 2006. Multispectral field fluorometer for tracer tests in waters of high natural fluorescence. *Karst, climate change and groundwater, Durán, J.J., Andreo, B. y Carrasco, F. (Eds.). Hidrogeologia y Aguas Subterráneas, Madrid*, 18, p. 77-80.

Schnegg, P.-A., 2002. An inexpensive field fluorometer for hydrogeological tracer tests with three tracers and turbidity measurement. *32th IAH & ALHSUD Congress Groundwater and Human Development. Balkema, Mar del Plata, Argentina*, pp. 1484-1488.

Schoeller H., 1948. Le régime hydrogéologique des calcaires éocènes du Synclinal du Dyr el Kef (Tunisie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5, 18, p. 167–180.

Schoeller H., 1959. Hydrologie des régions arides. Progrès récents. UNESCO Recherches sur la zone aride, 12, 127 pp.

Schoeller H., 1967. Hydrodynamique dans le karst. Ecoulement et emmagasinement. *Bulletin de l'Association Internationale d'Hydrologie Scientifique*, 12, 2, p. 3-20.

Schoen R., Bakalowicz M., Ladouche B. & Aquilina L., 1999. *Caractérisation du fonctionnement des systèmes karstiques nord-montpelliérains*. BRGM, Orléans, Rap BRGM 40939, 91 pp.

Schoonen M., Elsetinow A., Borda M. & Strongin D., 2000. Effect of temperature and illumination on pyrite oxidation between pH 2 and 6. *Geochemical Transactions*, 4, 11 pp.

Schroeder M., 1991. *Fractals, chaos, power laws; Minutes from an infinite paradise*. W.H.Freeman & Co, New-York, 429 pp.

Scott D.W., 1979. On optimal and data-based histograms. *Biometrika*, 66, 3, p. 605-610.

Shevenell L., 1996. Analysis of well hydrographs in a karst aquifer: estimates of specific yields and continuum transmissivities. *Journal of Hydrology*, 174, p. 331-355.

Shi G.R., 1993. Multivariate data analysis in palaeocology and palaeobiogeography - a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 105, p. 199-234.

Shimazaki H. & Shinomoto S., 2007. A method for selecting the bin size of a time histogram. *Neural Computation*, 19, 6, p. 1503-1527.

Shumway R.H. & Stoffer D.S, 2011. Time series analysis and its application with R examples, third edition. Springer, New-York, 596 pp.

Shuster, E.T. and White, W.B. 1971. Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: A possible means for characterizing carbonate aquifers. *Journal of Hydrology*, 14, p. 93-128.

Smith S., 2002. *Digital Signal Processing: A Practical Guide for Engineers and Scientists*. Newnes, 650pp.

South African Department of Water Affairs and Forestry, 2006. *Groundwater resource assessment II – Task 3aE recharge*. Report 2003-150, 129 pp.

Speer J.A. & Hensley-Dunn M.L., 1976. Strontianite composition and physical properties. *American Mineralogist*, 61, p. 1001-1004.

Stewart M.K. & Thomas J.T., 2008. A conceptual model of flow to the Waikoropupu Springs, NW Nelson, New Zealand, based on hydrometric and tracer (18O, Cl, 3H and CFC) evidence. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12, p. 1–19.

Tassy A., Arfib B. & Gilli E., 2010. Access to coastal karst water resources through a salinity study during an exceptional high-water event: the case of Port-Miou (Cassis, SE France). *Advances in*

Research in Karst Media, Andreo B., Carrasco F., Durán J. J. & LaMoreaux J. (Eds.), Springer, p. 49-56.

Tellam J.H., 1995. Hydrochemistry of the saline groundwaters of the lower Mersey Basin Permo-Triassic sandstone aquifer, UK. *Journal of Hydrology*, 165, p. 45-84.

Thornthwaite C. W. & Mather J. R., 1955. The Water Balance. *Publications in Climatology, Drexel Institute of Climatology, Centerton, 8, 1*, p. 1-104.

Touchart, L., 2002. *Limnologie physique et dynamique : une géographie des lacs et des étangs*. L'Harmattan, Paris, 396pp.

Trcek B. & Zojer H., 2010. Recharge of springs. *Groundwater hydrology of springs. Engineering, theory, management and sustainability, Kresic N. & Stevanovic Z. (Eds.)*, Butterworth-Heinemann, Oxford, p. 87-127.

Turc L., 1954. Le bilan d'eau des sols. Relation entre la précipitation, l'évaporation et l'écoulement. *Annales d'Agronomie*, 5, p. 491 –569.

Turc L., 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formule climatique simplifiée et mise à jour. *Annales d'Agronomie*, 12, p. 13-49.

Val d'As, 2008. *Le Las : une rivière dans la ville. Synthèse sur l'environnement aquatique du Las et de la Vallée de Dardennes*. Val d'As, Toulon, 264 pp.

Vengosh A. & Rosenthal A., 1994. Saline groundwater in Israel: its bearing on the water crisis in the country. *Journal of Hydrology*, 156, 389–430.

Vengosh, A. (2003). Salinization and Saline Environments. Environmental geochemistry, Sherwood L.B. (ed.), Treatise in Geochemistry, Holland H.D. & Turekian K.T. (Eds), 9, Elsevier, New York, p. 332-365.

Vernet M. & Vernet B., 1980. *Essai de discrimination par méthode isotopique de l'origine des eaux de systèmes karstiques : application aux karsts continentaux et littoraux de Basse-Provence*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 208 pp.

Vias J.M., Andreo B.,·Perles M.J., Carrasco F. , Vadillo I.·& Jimenez P., 2006. Proposed method for groundwater vulnerability mapping in carbonate (karstic) aquifers: the COP method. Application in two pilot sites in Southern Spain. *Hydrogeology Journal*, 14, p. 912–925.

Ward J.H., 1963. Hierarchical grouping to optimize an objective function. *Journal of the American Statistical Association*, 58, 301, p. 236-244.

Williams P.W., 1992. Karst hydrology. *Waters of New Zealand, Mosley M.P. (Ed.)*, New Zealand Hydrological Society, Wellington, p. 187–206.

Wu P., Tang C., Zhu L., Liu C., Cha X. & Tao X., 2009. Hydrogeochemical characteristics of surface water and groundwater in the karst basin, southwest China. *Hydrological Processes*, 23, p. 2012–2022.

Xu C.Y. & Singh V.P., 2000. Evaluation and generalization of radiation-based methods for calculating evaporation. *Hydrological Processes*, 17, p. 339-349.

Yildirim M. & Topkaya B., 2007. Groundwater Protection : A Comparative Study of Four Vulnerability Mapping Methods. *Clean*, 35, 6, p. 594-600.

Yonge C.J., Ford D.C., Gray J. & Schwarcz H.P., 1985. Stable isotope studies of cave seepage water. *Chemical Geology*, 58, p. 97-105.

Zaporozec A., 1972. Graphical interpretation of water-quality data. *Ground Water*, 10, 2, p. 32-43.

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. *Journal of Hydrology*, 333, p. 239–251.

Zwahlen F. (Ed.), 2003. *COST Action 620 Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers*. European Commission Report EUR 20912, 297 pp.

PARTIE 5
Ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset

Une source des collines, ça ne se dit pas.

Phyloxène (Manon des Sources)

1 Piézométrie et volumes d'eau en place

Phrases clefs : A partir des sources pérennes et des niveaux piézométriques en forage, deux cartes piézométriques de l'Unité du Beausset ont été construites. Une carte est interpolée par pondération inverse à la distance et l'autre par krigeage ordinaire. La carte construite par krigeage a permis de calculer les volumes d'eau en place pour chaque intervalle lithostratigraphique modélisé.

1.1 Piézométrie de l'Unité du Beausset

Etant donné qu'il n'existe aucun horizon véritablement aquiclude dans l'Unité du Beausset, il peut être considéré que toutes les masses d'eau en présence sont interconnectées. A partir de cette forte hypothèse, les sources pérennes non perchées constituent un point d'équilibre hydrostatique de la nappe d'eau souterraine de l'Unité du Beausset. En prenant en compte les sources et les niveaux statiques présents en forage, il est alors possible de proposer une surface piézométrique en régime permanent pour l'unité.

Soixante-trois sources ont été considérées comme pérennes et non-perchées dans toute l'Unité du Beausset. Les forages positifs pour l'eau ont été recensés à partir de la Base de données du Sous-Sol (BSS – BRGM, 2011), d'enquêtes de terrains réalisés par des étudiants du Master GEMA de l'Université de Provence (GEMA, 2009) et dans le cadre de cette thèse. Parmi tous les forages positifs, 78 ont fournis un niveau d'eau avec une coupe géologique validée montrant un niveau aquifère hors-alluvion (annexe 5). Les données piézométriques (141 points) ainsi compilées ayant des dates de relevé différentes, elles sont utilisées pour construire une moyenne considérée comme caractéristique d'un régime permanent.

Il existe de nombreuses manières de construire des cartes piézométriques à partir de données ponctuelles. Deux cartes sont donc proposées : une favorisant les données locales, interpolées selon une pondération inverse à la distance, et l'autre, favorisant les tendances générales, interpolée par krigeage.

1.1.1 Carte piézométrique interpolée par pondération inverse à la distance (IDW)

La carte piézométrique interpolée par pondération inverse à la distance (IDW) de l'Unité du Beausset a été construite à partir de l'ensemble des points selon la méthode développée par Shepard (1968). Il s'agit d'une méthode d'interpolation qui lie les points de contrôle entre eux par une fonction ; ces points possèdent une pondération indiquant le nombre de voisins à intégrer dans l'interpolation. Un coefficient de pondération proche de 0 apportera un lissage plus important. Cet interpolateur permet de garder les particularités de chaque point et de mettre une valeur moyenne entre eux (Shepard, 1968).

Pour établir la carte piézométrique de l'Unité du Beausset, le logiciel Surfer 9 de Golden Software a été utilisé. Une grille avec des cellules carrées de 500 m de côté a été choisie comme support de l'interpolation. Différents tests ont été effectués avec des coefficients de pondération

différents, et une valeur de 2 a été sélectionnée. Etant donné les distances inter-points et les écarts de valeurs, le coefficient de pondération n'a que peu d'influence sur le résultat final.

La carte interpolée (Figure 1.1) montre un gradient globalement N-S et des différences E-W. En effet, à l'Est du Grand Vallat les niveaux statiques sont supérieurs à 100 m, tandis qu'à l'Ouest, ils lui sont inférieurs. Les valeurs extrêmes vont de 0 m NGF sur la côte des Calanques jusqu'à 480 m NGF à l'Ouest du Massif d'Agnis. Les zones d'altitudes plus importantes possèdent des niveaux hydrostatiques plus élevées : la Sainte-Baume, Agnis ou encore le sud du Massif des Morières. Si l'analyse du traçage naturel a permis de définir des grands compartiments hydrogéologiques, elle n'a pu statuer sur le rôle des failles sur cette compartimentation. L'interpolation par pondération inverse à la distance met en lumière les particularités locales, telles les différences de niveau piézométrique dans les compartiments structuraux. La Figure 1.1 montre des niveaux hydrostatiques très différents de part et d'autre du polje de Cuges (au Sud de la Sainte-Baume, sous la valeur 120 m), indiquant ainsi le rôle hydrostructural des failles contrôlant l'ouverture du polje. De même, au Sud de la faille du Cierge, les niveaux hydrostatiques sont différents dans les compartiments est et ouest. Enfin, le front de chevauchement Nord-Toulonnais est lui aussi marqué par des différences de niveaux statiques particulièrement dans le secteur d'Evenos et du Croupatier, dans le secteur ouest du Revest et dans le secteur du Mont Combe.

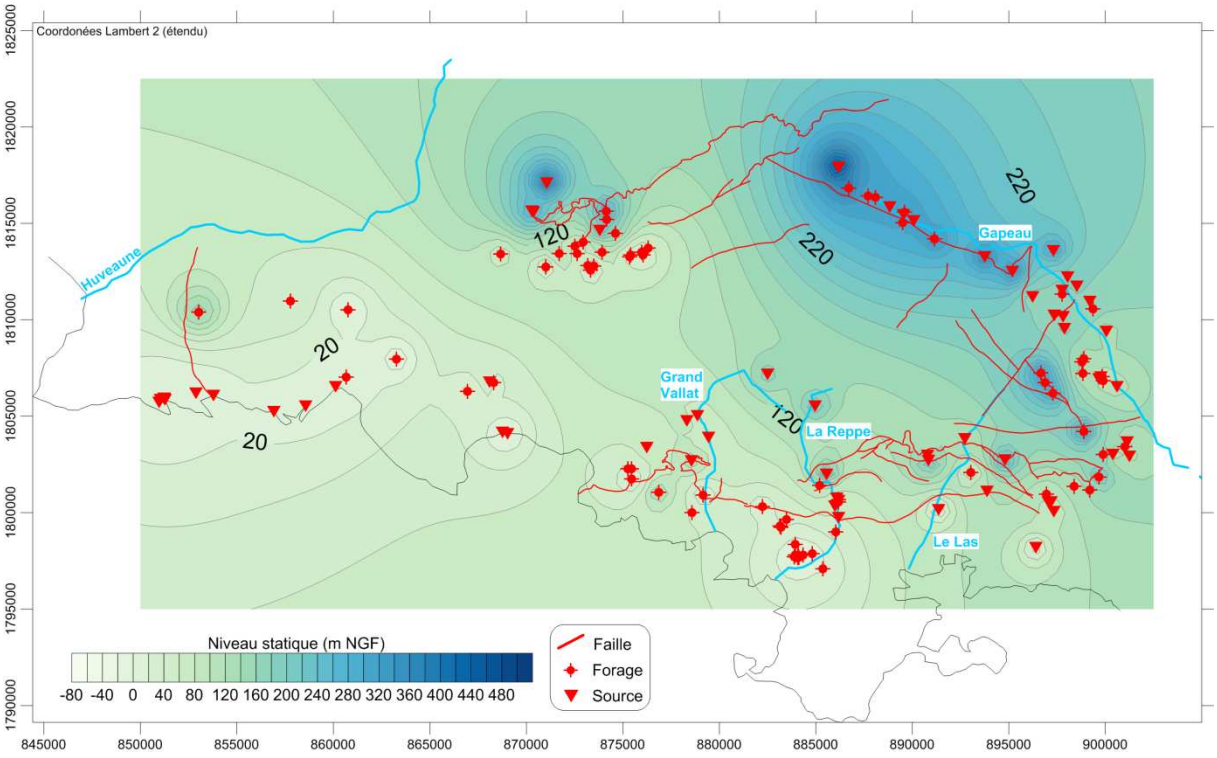


Figure 1.1 : Niveau statique de l'Unité du Beausset interpolé par pondération inverse à la distance (poids = 2, grille = 500 m x 500 m). Pour le nom des failles citées dans le texte se reporter à la Figure 2.2 dans la partie 3.

1.1.2 Carte piézométrique interpolée par krigeage ordinaire

La deuxième carte piézométrique de l'Unité du Beausset a été établie par krigeage ordinaire à partir de l'ensemble des points de mesures. Le krigeage est une méthode d'interpolation géostatistique, basée sur la variance et la distance entre les points, modélisées à l'aide d'une

fonction appelée variogramme (Armstrong, 1984). Le krigeage ordinaire utilisé ici permet d'interpoler des valeurs stationnaires dont la moyenne est inconnue (Goovaerts, 1997). L'interpolation par krigeage permet également de lisser les données, elle est donc bien adaptée à une étude globale de la piézométrie laissant moins de poids aux valeurs individuelles.

La carte a été obtenue grâce au logiciel Surfer 9 de Golden Software. Une grille aux limites et dimensions similaires, 500 m par 500 m, a été utilisée. Le variogramme servant de base a été paramétré automatiquement par le logiciel.

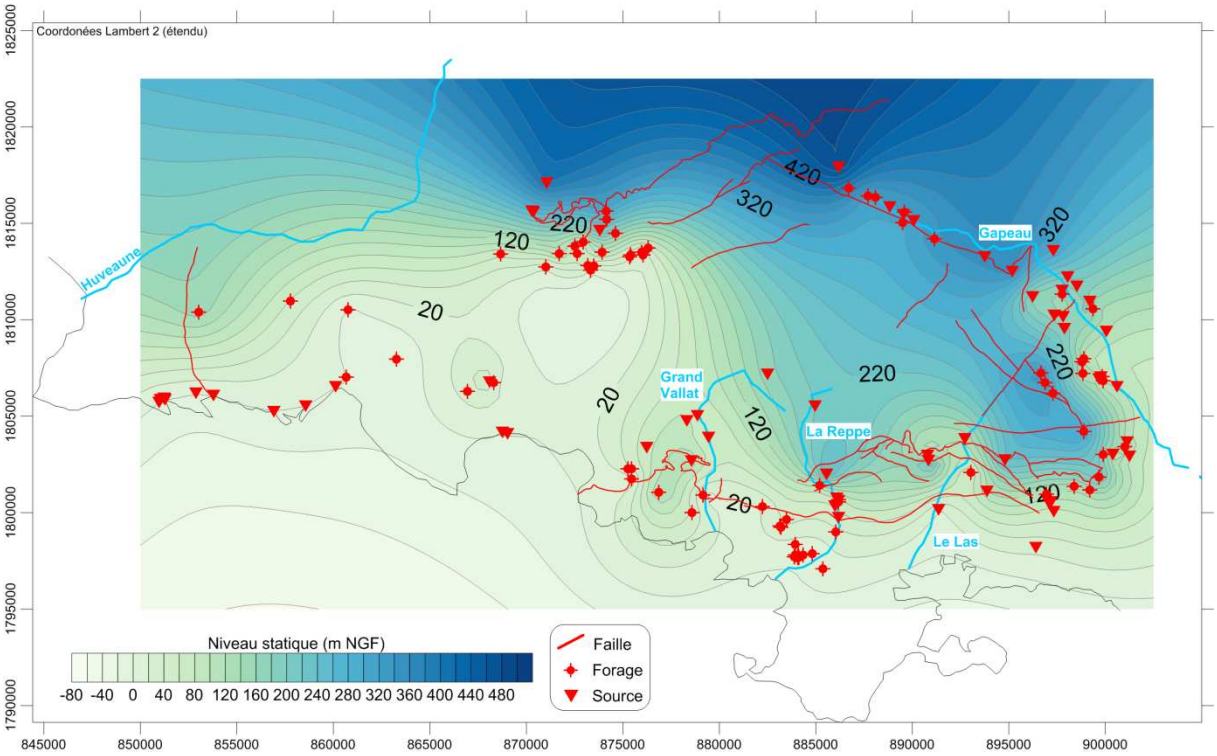


Figure 1.2 : Niveau statique de l'Unité du Beausset interpolé par krigeage ordinaire (grille = 500 m x 500 m).

Les niveaux statiques interpolés par krigeage montrent un gradient N-S et une différence E-W (Figure 1.2), comme la carte interpolée par pondération inverse à la distance. Les valeurs interpolées vont de 0 m NGF au cœur de l'unité jusqu'à presque 500 m NGF au Nord de la Sainte-Baume. Les zones de recharges de la partie orientale ont des niveaux hydrostatiques plus élevées. La piézométrie observée dans ces secteurs est comprise entre 200 m et 250 m ce qui implique une zone non-saturée de plus de 400 m. Cette valeur est conforme avec ce qui est observé en spéléologie avec l'existence des grands avens de Siou-Blanc ayant une profondeur supérieure à 300 m. Les lignes isopièzes illustrent la limite de flux entre l'Unité du Beausset et celle de Bandol au niveau de la grande faille bordière, en accord avec les données de bilans, et donc l'alimentation de l'Unité de Bandol par celle du Beausset. L'interpolation qui ne tient pas compte des rivières illustre que la position de ces dernières correspond avec des particularités topographiques (Figure 1.2). En effet, elles sont situées dans des creux piézométriques et topographiques.

La partie occidentale est caractérisée par un niveau hydrostatique plus faible, inférieur à 100 m NGF. L'interpolation montre là aussi une différence entre le Nord et le Sud du polje de Cuges. Mais cette différence s'inscrit ici dans un gradient N-S plus global (Figure 1.2), minimisant ainsi le rôle des failles extensives E-W de ce secteur. Le niveau piézométrique proche de 0 m NGF sous les falaises de Soubeyran est conforme aux données spéléologiques et de forages (Gari, 2008) qui montrent une

importante zone non-saturée dans ce secteur. Il est à noter également, au Nord de la Baie de La Ciotat, la présence d'une zone endoréique. L'existence de cette dernière ne peut être ni confirmée ni infirmée ; mais elle serait cohérente avec le mode d'interpolation et la distance inter-points, par conséquent liée à un artefact d'interpolation.

Au final, les cartes piézométriques interpolées, bien qu'imprécises par endroit, sont cohérentes avec les résultats hydrogéologiques précédemment obtenus. La carte interpolée par krigeage ordinaire représente une valeur moyenne de la piézométrie à l'échelle de l'unité et est donc en accord avec une représentation en régime permanent. Cette carte pourra donc être utilisée par la suite pour les calculs impliquant la connaissance du niveau d'eau moyen.

1.2 Volumes d'eau en place

Dans la partie 3, le modèle géologique 3D a permis le calcul du volume de chaque unité hydrogéologique. Grâce à la connaissance de la surface piézométrique, il est possible de calculer les volumes d'eau en place. Cependant, cette surface piézométrique ne représente pas l'altitude réelle du sommet de la nappe, mais l'altitude d'équilibre de cette dernière. Ainsi en présence de nappes captives, l'altitude du sommet de l'aquifère est différent de l'altitude de la piézométrie. Un certain nombre de forages ont révélés des nappes captives dans l'Unité du Beausset, mais ces derniers ne sont pas en suffisamment grands nombres pour connaître la nature libre ou captive d'une nappe en tout point de l'unité. La nappe a donc était considérée comme libre. Les volumes calculés correspondent alors à l'épaisseur de la zone saturée. Ces volumes sont les volumes maximums mobilisables par gravité.

Pour calculer les volumes, la surface piézométrique a été intégrée dans le géomodèle sous la forme d'un horizon 3D (Figure 1.3). Cet horizon a pu être comparé au MNT pour faire apparaître les zones interpolées comme artésiennes (Figure 1.3B). Les zones artésiennes sont présentes en bordure d'unité et dans les vallées. Sur les bords nord et ouest, la présence d'artésianisme est probablement liée à des erreurs d'interpolations. Le long de la bordure est, sur les rives du Gapeau, la piézométrie interpolée est également plus haute que la topographie. Cela montre d'une part que l'alimentation occulte du Gapeau par l'Unité du Beausset est cohérente avec ce calcul. D'autre part, cela implique que le Jurassique inférieur affleurant dans ce secteur doit renfermer des niveaux captifs. L'alimentation occulte de cours d'eau associée à des formations partiellement captives se rencontre dans les autres fleuves principaux (Figure 1.3B) corroborant ainsi les résultats obtenus des campagnes de jaugeages.

La Table 1-1 expose le volume total saturé qui représente le volume de roche potentiellement remplie d'eau pour chaque formation. Le rapport entre ce volume et le volume total de roche, calculé dans le géomodèle 3D, permet d'obtenir la proportion saturée de chaque formation. Ce dernier oscille entre 100% et 77%. Le taux de 100% est un taux anormalement élevé, il est dû à la précision du modèle 3D. En effet, à l'échelle de ce dernier le Jurassique inférieur peut être considéré comme totalement saturé, même si dans la réalité la zone non-saturée, où il affleure, est épaisse de quelques dizaines de mètres. Les autres taux de saturation sont de l'ordre de 80% à 90%. Ces chiffres montrent que les zones de recharge ne représentent qu'un faible volume du volume total des couches. Les volumes d'eau mobilisable en place sont de l'ordre de plusieurs dizaines de kilomètres-cubes. Ces volumes ne tiennent cependant pas compte de la nature de l'eau, celle-ci pouvant être salée ou saumâtre près des côtes. Les volumes peuvent être comparées au volume d'eau transitant par an à travers l'unité, qui de $3{,}8.10^8$ m^3 en prenant en compte un débit potentiel

de 12 m^3/s. Ainsi, les transits représentent environ un centième des réserves. Cependant, ces réserves sont situées entre -3000 m, et quelques dizaines à quelques centaines de mètres au-dessus du niveau marin. De plus elles sont dues à un important volume de roches faiblement poreuses plutôt qu'à de fortes porosités. Cela implique également de faible perméabilité d'ensemble et donc un faible taux de renouvellement loin des zones karstifiées et fracturées.

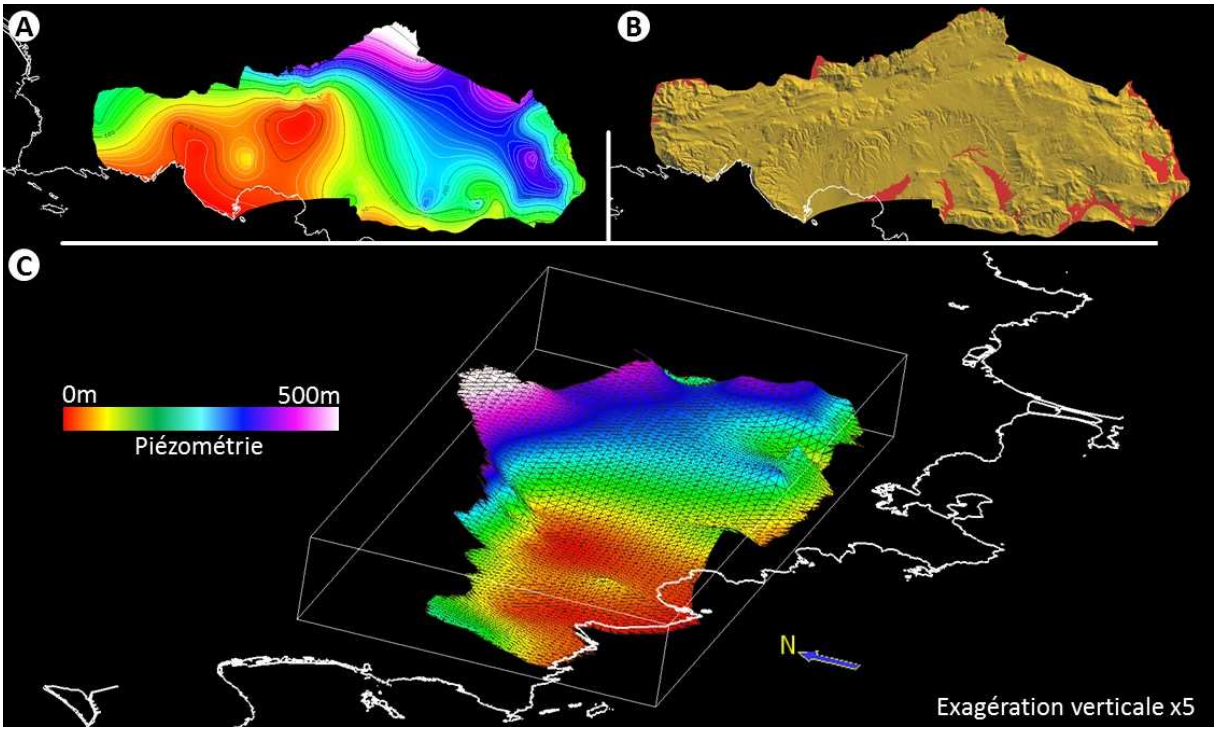


Figure 1.3 : Surface piézométrique intégrée au géomodèle, le trait de côte est représenté en blanc. (A) Courbes isopièzes. (B) MNT montrant les zones interpolées comme artésiennes (en rouge). (C) Vue en 3D de la surface piézométrique depuis l'Ouest.

				Volume vide (m3)	
	Volume. total. saturé (m3)	**Taux sat.**	**Porosité**	**Min.**	**Max.**
Hettangien - Aalénien	9.50E+10	100%	3 - 7 %	2.85E+09	6.65E+09
Bajocien - Bathonien	2.04E+11	94%	1 - 3 %	2.04E+09	6.11E+09
Callovien - Berriasien	1.92E+11	86%	5 - 10 %	9.59E+09	1.92E+10
Berriasien - Barrémien	1.46E+11	79%	0.5 - 3 %	7.31E+08	4.39E+09
Aptien - Cénomanien	-	-	-		
Cénomanien - Coniacien	8.00E+10	77%	1 - 7 %	8.00E+08	5.60E+09
Coniacien - Santonien	4.65E+10	82%	0.5 - 5 %	2.32E+08	2.32E+09
Total	**7.63E+11**			**1.62E+10**	**4.42E+10**

Table 1-1 : Volumes totaux saturés et volumes d'eau en place par formation dans l'Unité du Beausset. « Vol. tot. sat. » est le volume total de roche saturée, le taux de saturation est le rapport entre ce volume et le volume total de roche. Les porosités exposées ici sont reprises de la partie 3 chapitre 4.2.2.3 est ne vise qu'à représenter les contrastes de porosités entre les formations. Le volume d'eau en place est obtenu par le produit de la porosité et du volume total saturé.

2 Caractérisation des aquifères côtiers de Port-Miou et de La Ciotat par des mesures de salinité en mer

Ce chapitre propose de caractériser les écoulements souterrains dans la zone côtière de Port-Miou et de la Baie de La Ciotat par l'interprétation de données de salinité acquises en mer en juin 2009. Dans le cadre du projet KarstEAU, et en partenariat avec le Pr. Eric Gilli, la salinité de l'eau de surface de la mer a été enregistrée afin de mettre en évidence les venues sous-marines d'eau douce ou saumâtre (Gilli *et al.*, 2009). Ce chapitre est écrit sous la forme d'un article scientifique synthétique en anglais. Pour plus de détail sur les données le lecteur peut se référer au rapport de l'ensemble de l'étude, des Calanques de Marseille jusqu'à Bandol, fait par Gilli (2009) disponible en annexe numérique (annexe e11).

Résumé en français

Cette étude propose une méthodologie simple pour établir des modèles conceptuels de fonctionnement des aquifères côtiers karstiques et à porosité matricielle. Ces modèles conceptuels permettent, en amont, de choisir les méthodes d'investigation pour le développement futur de tels aquifères. Elle est basée sur l'intégration de mesures de salinité de surface en mer et de modèles géologiques conceptuels. Les mesures de salinité de surface en mer permettent d'établir des cartes des anomalies d'eau douce et saumâtre par rapport à l'eau de mer. Ces cartes traduisent ainsi les zones d'apport d'eau de l'aquifère en mer. Les modèles géologiques conceptuels sont établis à partir de la caractérisation des roches depuis l'échelle microscopique (µm), types de pores et microfractures, jusqu'à l'échelle de l'aquifère (km), failles majeures et grands vides karstiques, en passant par l'échelle intermédiaire (m à hm), fractures et karsts. Ces modèles visent à représenter la répartition des hétérogénéités et leur nature en termes de contrôles sur les écoulements. Au final, l'intégration des mesures en mer et de la géologie à terre permet d'obtenir un modèle qui comprend le type de porosité où se localisent les masses d'eau, le média contrôlant l'écoulement (matrice, fracture ou karst) et la nature des fluides (eau douce, saumâtre ou salée).

Pour illustrer cette méthodologie, deux modèles de fonctionnement des aquifères karstiques sont proposés. Il s'agit de l'aquifère karstique alimentant la source sous-marine de Port-Miou près de Cassis (S.E. France), et de l'aquifère à porosité principalement matricielle de la Baie de La Ciotat (S.E. France). Ces deux aquifères ont la particularité d'être différents en termes de types d'écoulement, mais d'être proche géographiquement (moins d'un kilomètre).

L'aquifère côtier de Port-Miou est caractérisé par des venues d'eau en mer très concentrées et saumâtres au niveau des sources, et par d'autres plus douces, depuis le sommet de l'aquifère, à travers les fractures et les plus petits karsts. Les zones potentielles de captage d'eau sont : (1) la lentille d'eau douce sur le sommet de la nappe, qui est peu épaisse et faiblement renouvelable, ou (2) des conduits karstiques profonds en amont de l'intrusion saline. L'aquifère côtier de la Baie de La Ciotat est caractérisé par des venues d'eau douce diffuses dans toute la baie et plus concentrées au niveau de vallées alluviales et de zones fracturées. Tout le secteur peut potentiellement être utilisé pour l'implantation de captage d'eau potable, cependant les zones les plus perméables sont réparties de manière hétérogène stratigraphiquement et spatialement.

Characterization of groundwater flows and saline intrusion in coastal carbonate aquifers by sea-surface-salinity survey

Abstract

The aquifer properties of carbonate rocks depend on their matrix permeability, in porous media equivalent, and on karst presence, *i.e.* different scales of fracturation and their karst features enhancement. Saline intrusion propagates in the aquifer and affects fresh water resources according to the relative role of these different types of voids. We propose to link two simple methods to evaluate the kind of saline intrusion that occurs within such aquifers: submarine groundwater discharge (SGD) patterns, inferred from sea surface salinity measurements, and onshore geology. Two coastal carbonate aquifers in Mediterranean settings are compared: a karstic and a matrix aquifer. The Calanques area drains one of the main submarine karstic springs of France, the Port Miou spring, which conduit diameter is larger than 20 m and discharges up to 50 m^3/s; whereas, the La Ciotat Bay drains, through its matrix, a large syncline made of mixed carbonate-siliciclastic rocks. Coastal karst aquifer type has a concentrated brackish water discharge and a strong saline intrusion. This is shown by low-salinity plumes surrounded by normal-salinity seawater. Coastal matrix aquifer type shows diffuse SGD and limited saline intrusion. This is emphasized by global slightly less-saline seawater where some plumes patterns appear. In this late case, the sea surface salinity variations are around 0.05 PSU. Two conceptual models of groundwater flows and saline intrusion, through coastal carbonate matrix type and karst type aquifers, are built to show the potential distribution of freshwater, brackish water and seawater. These conceptual models aim at simplifying the choice of forthcoming studies for freshwater tapping in such contexts.

Keywords: Coastal aquifer, karst, SGD, sea surface salinity, saline intrusion, freshwater resources

2.1 Introduction

With the increase of the world population living near the shore, the management of coastal groundwater has become a major challenge in hydrogeology [*Margat*, 2004; *McCoy and Corbett*, 2009]. Coastal aquifers differ from other aquifers because groundwater flows naturally towards the sea driven by the head potential created by inland recharge. The freshwater flows naturally offshore leading to submarine groundwater discharges (SGD). Inland, the saline intrusion leads to decrease the available freshwater volume. Local communities relies on freshwater resources [*Turner and Adger*, 1996] for their water supply [e.g. *Barlow and Reichard*, 2010; *White and Falkland*, 2010] and economy [e.g. *Ito and Marui*, 2008; *Pongkijvorasin et al.*, 2010]. The characterization of the saline intrusion is then a prerequisite for water resources management [*Bakalowicz et al.*, 2008; *Turner and Adger*, 1996].

In homogeneous porous media, the saline intrusion, first described by the Ghyben-Hezberg equilibrium [*Reilly and Goodman*, 1985], may be considered as a simple freshwater lens overlaying a salinity wedge with a mixing zone in-between. The reality is often more complex, particularly in coastal carbonate aquifers where the heterogeneity is very high. Indeed, the biosedimentary processes at the origin of carbonate deposits induce an intrinsic heterogeneity at all scales [*Scholle et al.*, 1983]. This heterogeneity has a major influence on hydraulic parameters of the aquifer [*C H*

Moore, 2001; *Whitaker and Smart*, 1997]. Moreover during its tectonic and diagenetic history, the carbonate aquifer may be affected by faulting and fracturation, and by formation of huge connected voids, i.e. karstic networks [*Klimchouk and Ford*, 2000]. The presence of fracture, karst and matrix heterogeneities makes carbonate coastal aquifers very particular objects. Indeed, the spatial distribution of these heterogeneities has a great influence on the fresh and sea groundwater flow [*Tulipano et al.*, 2005]. For example, the karstic networks, by forming high zones of hydraulic conductivity, may drain fresh- or brackish or sea water over several kilometers sea- or landward [*Emery and Uchupi*, 1984; *Kohout*, 1966] and then leads to the establishing of a complex pattern of freshwater/seawater distribution in 3D [e.g. *Arfib et al.*, 2007; *Beddows et al.*, 2007]. The position of the freshwater/seawater interface is also influenced by many other parameters as: climatic conditions, aquifer recharge, tide, or even regional topography [e.g. *Bokuniewicz*, 2001; *Bokuniewicz et al.*, 2003; *Cheng and Ouazar*, 2004].

The characterization of these multi-scaled heterogeneities, in subsurface carbonate reservoirs, has always been a challenge due to the lack of adapted tools to study them [*Borgomano et al.*, 2008]. In petroleum industry, they are studied on the basis of outcrop analogues [e.g. *Grammer et al.*, 2004; *Koehrer et al.*, 2010; *Wilson and Evans*, 2002]. These analogues provide sections of valid and continuous exposures in order to record all relevant scales for the same object. The same methodology may be applied to aquifers for characterizing the spatial distribution of heterogeneities, and then their geological and hydrogeological properties [*Huggenberger and Aigner*, 1999].

Besides, the mapping of the SGD distribution is representative of the type of flow in the aquifer [*Burnett et al.*, 2006] and of the position of the seawater interface. Characterization of the saline intrusion could be perform by geophysical survey on the flowing groundwater seaward [*Burnett et al.*, 2001; *Burnett et al.*, 2006; *SCOR and LOICZ*, 2004]. This mapping could also image the transfers seaward provided by SGD, which are essentially pollutant and nutrients [e.g. *Boehm et al.*, 2006; *Hu et al.*, 2004; *Kim et al.*, 2003; *Oberdorfer et al.*, 2008; *Swarzenski and Izbicki*, 2009; *Uchiyama et al.*, 2000].

The purpose of this paper is to provide conceptual models showing the freshwater/saltwater dynamic in coastal carbonate aquifers, revealed by simple methods of inland and offshore investigations. Two case studies have been chosen in the same climatic setting, i.e. Mediterranean environment. These areas have also been chosen in order to represent the different types of flow, which are most likely to occur in carbonate aquifers, i.e. matrix-dominated flow and karst-dominated flow. This study also takes in account fractures, which are integrated in matrix-dominated flow and karst-dominated flow according to the aquifer characteristics. The studied areas are two neighboring coastal carbonate aquifers located in the Mediterranean French shore close to Marseille: the Calanques and the La Ciotat Bay (fig. 2.1) The Calanques area, with the Port-Miou spring, is one of the main case studies of submarine karstic springs in Europe [*Custodio*, 2010]. The conceptual models of aquifer functioning are inferred from outcrop-based conceptual models and sea-surface salinity (SSS) survey. The outcrop-based conceptual reservoir models allow synthesizing the understanding of the heterogeneities distribution of the aquifer at all scales (µm to km). The SSS survey provides a map of the SGD that lead to the understanding of the location of the freshwater/seawater interface. Such characterization is a prerequisite for continent-ocean interactions studies in the Mediterranean context, which could be helpful for large research programs as the MerMex Group [*MerMex*, 2011]. The hydrodynamic behavior of two types of carbonate coastal aquifers, and insights on their management are discussed.

2.2 Material and methods

2.2.1 Conceptual reservoir models

The measurements of hydraulic properties of carbonate reservoirs depend both on the nature of the petrophysical properties and on the scale of investigation [*Kiraly*, 1975]. Indeed carbonate reservoir could be classified according to three classes of porosities [*Worthington*, 1999]: a single porosity aquifer where only the matrix is active, a double porosity aquifer where the matrix and fractures are involved, and a triple porosity aquifer where the matrix, the fractures and channels are active. However, the attribution of a class to an aquifer is function of the size of the consider discontinuity and on the flow mode that is active. Indeed, infra-centimetric fractures could be associated to matrix. For double and triple porosity aquifer, the storage and flow functions of the reservoir are decoupled: the storage is inferred to the matrix and small fractures (depending on their aperture), and the flow is inferred to fractures and karst conduits [*Worthington et al.*, 2000; *Worthington et al.*, 2002]. In order to avoid confusions, the term “fracture” is only applied to fractures that have an influence on flow components (as baffle or conduit); the fractures that have an influence on the storage component are considered as micro-fractures and a matrix component.

The reservoir models of the studied area are based on outcrop observations, on petrographic thin-section analysis of rock samples, and on the integration of available and relevant literature data. The thin-sections are qualitatively analyzed in order to understand the porosity type at the microscopic scale (matrix scale, i.e. > 50 µm). The porosity of each thin-section has been colored in blue for a better characterization. The outcrop observation is made on key locations, i.e. carries, tunnels, or outcrops of good quality such as cliffs. These observations take in account the macroscopic nature of the matrix, the presence and the nature of fractures and faults, the presence and nature of karstic features, and the location of fluid flow evidences at the outcrop. The hydrogeological characterization of the whole aquifer uses discharge, temperature and electrical conductivity measurements of springs waters (onshore and submarine springs). Moreover it integrates a synthesis of well data.

2.2.2 SGD characterization

The first steps of the SGD characterization involve its detection by the measurement of critical water parameters such as temperature, salinity or hydrochemical parameters [*SCOR and LOICZ*, 2004]. The detection methods depend on the expected type of SGD whether they are concentrated like in submarine karstic springs [*Bayari and Kurttas*, 2002; *Fleury et al.*, 2007b] and fractured aquifers [*Bokuniewicz et al.*, 2008], or diffuse [*Burnett et al.*, 2001]. Moreover SGD are potentially fresh or brackish water, as they may be warmer or colder than sea water. The first attempts to detect SGD are based on the contrast between seawater and groundwater salinity measured by probes or by sample analysis [e.g. *Cluseau*, 1965; *Durozoy and Paloc*, 1967; *Gilli*, 1999; *Paloc and Potié*, 1974; *Zektzer and Meskheteli*, 1988]. Many other methods have been used until today based on: remote sensing of sea surface temperature [*Banks*, 1996; *Danielescu et al.*, 2009; *Lévêque et al.*, 1972], remote sensing of sea surface salinity [*Burrage et al.*, 2008; *Burrage et al.*, 2003], or even by direct measurement of sea sediments conductivity [*Belaval et al.*, 2003; *Day-Lewis et al.*, 2006; *Henderson et al.*, 2010]. The quantification of SGD can be done by direct measurement of seepages [*Taniguchi et al.*, 2003], by radon isotopes [e.g. *McCoy et al.*, 2007; *W S Moore*, 1996; *Mulligan and Charette*,

2006], by inland water balance [*Smith and Nield*, 2003] or by the size and shape of the induced low-salinity plume [*Guglielmi and Prieur*, 1997; *Soler et al.*, 1994].

In the studied areas, the detection of SGD was performed by the measurement of the sea surface salinity (SSS) by a SBE 19 Seabird probe, which has an accuracy of 0.01 PSU. The geophysical survey is done by profiling with a vessel across the two studied areas. The salinity probe is fixed beside the vessel and it is maintained a few centimeters below the surface. The localization of each measurement point is obtained by GPS with an average precision close to 5 m. The survey was performed during one week at the end of spring (june 2009). This period was chosen to have high water condition in the aquifers, important thermal contrast between freshwater and sea, and good sea conditions. A particular attention is paid on the meteorological conditions, in order to stay in comparable conditions during the campaign [*Ferrer et al.*, 2009]. However, a NW wind has blown during one single day, leading to a decrease of salinity. During the survey, the sea surface currents were weak, around 0 m/s to 0.1 m/s, and around 0 m/s to 0.15 m/s the windy day [*PREVIMER, 2009*]. Before any analysis, the data have been corrected in order to remove all measurements done when the probe was emerged. The results are interpolated using ordinary kriging with ArcGIS 9.3 and its geostatistical plug-in. Considering the total length of the profiles and the number of measured points, the resolution of the record is 4 m. A grid size of 10 m by 10 m is then chosen on the basis of the positioning accuracy. The quantification of the SGD has been done by inshore water balance for La Ciotat Bay where the watershed is clearly individualized. In the Calanques, the SGD quantification of the Port-Miou spring is inferred from loss of head measurements in the karst gallery [*Arfib and Lismonde*, 2010].

2.3 Case studies: onshore geological and hydrogeological characterization

The studied area is part of the littoral zone of Provence (S.E. France, fig. 2.1) along the Mediterranean coast. It belongs to the western part of the Beausset syncline. The Beausset syncline is a 650-km² area composed by sedimentary terrains from Lower Jurassic to Upper Cretaceous [*Gouvernet et al.*, 1971]. The two case studies are aquifers cropping out in the Calanques area and across the La Ciotat Bay area (fig. 2.1). They are located at the interface between the land and the sea, with a geological continuity from onshore to offshore [*Blanc et al.*, 1967; *Blanc et al.*, 1992]. The Calanques area extends on the basement of the Beausset syncline (Mid Jurassic to Lower Cretaceous), and the La Ciotat area on the upper part of the syncline, isolated one from the other by 100 m-thick marls from Aptian ages [*Gouvernet et al.*, 1971]. The meteorological conditions are roughly the same between the two different areas: a typical Mediterranean climate with precipitations ranging from 500 mm/yr to 700 mm/yr. The recharge of aquifers is therefore more function of the soil nature. From a hydrogeological point of view, the two studied reservoirs are permeable and drained by submarine groundwater discharge processes [*Blavoux et al.*, 2004].

2.3.1 The Calanques area

The Calanques area aquifer is composed by 400 m-thick limestones, associated to an urgonian facies [*Fenerci-Masse et al.*, 2005]. It consists mainly of mudstones and packstones with rudists debris and milliolids, from Lower Hauterivian to Upper Barremian [*Masse*, 1976]. The outcrop is holokarstic with steep-sided creeks, named "calanques". The shore is steep with frequent high cliffs.

Most of the topography is ranging between 100 m a.s.l. and 250 m a.s.l. The vegetation is very scarce and the soils are thin except in some valleys filled with colluvium.

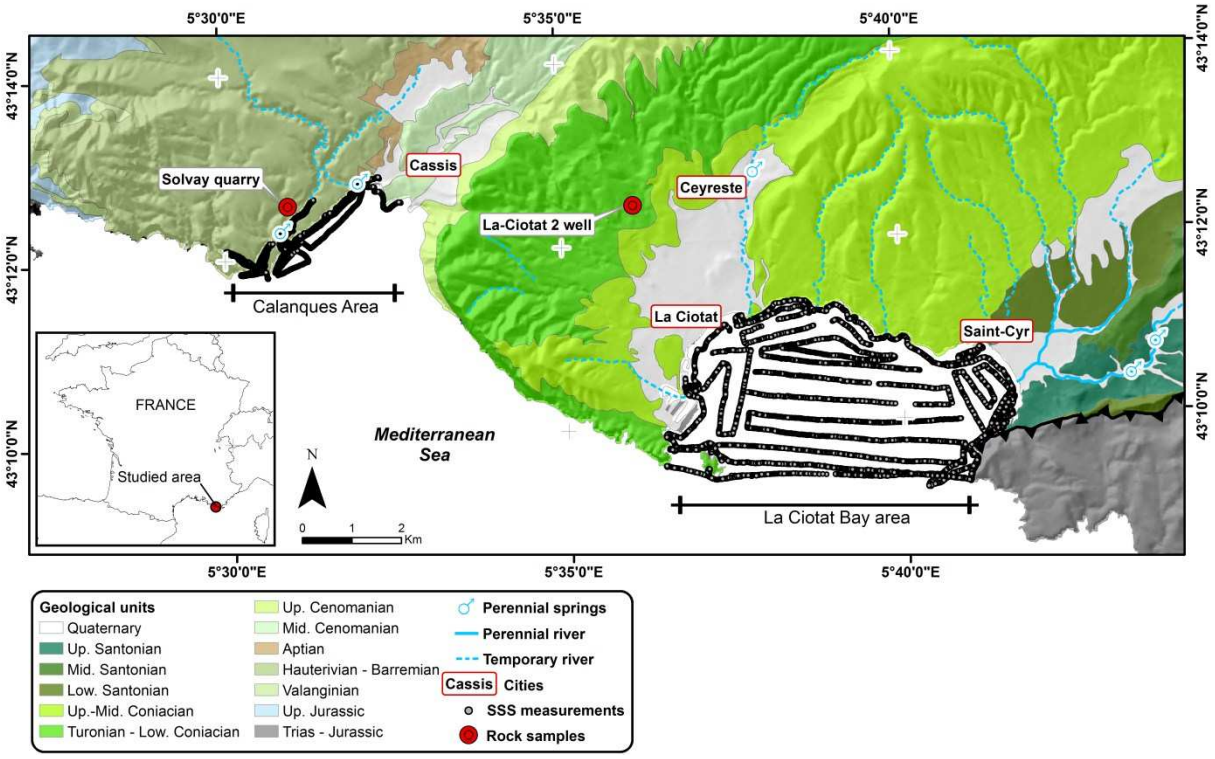


Figure 2.1: Geological map of the studied areas including the location of the sea surface salinity survey and of the used rock samples.

The petrophysical properties are illustrated in figure 2 according to different scales, from micrometric scale (fig. 2.2 A, B, D and E) to metric scales (fig. 2.2 C). The microscopic petrographic study is based on 11 thin-sections. The matrix of the rock contains few voids concentrated along microfractures. Some of these microfractures are solution-enhanced and some microkarsts may be developed (fig. 2.2 A, B, D and E). Elsewhere the matrix is very tight. The macroporosity (> 50µm) is almost null in the matrix. This is confirmed by porosity measurements in laboratory on plugs, sampled in the Solvay carry (fig. 2.1 for location): the porosity of non-fractured plugs is comprised between 0% and 1% [*Fournier et al.*, 2010]. At the outcrop scale, the macroscopic observations of the matrix lead to the same conclusions as in microscale. However the studied outcrops show in all case an intense fracturation (fig. 2.2C). The fractures have a wide range of sizes and apertures. The fractures sizes range from few millimeters to a few tens of meters. The aperture of fractures ranges from few millimeters to few decimeters. As observed in thin-sections, some fractures are solution-enhanced. The fractures can either be bed confined or not. The limestone is massive and the beds are generally meter-thick. Grasmuek *et al.* [2010] have set that the fractures form, with the bed joints, a well-connected 3D network.

This aquifer is characterized by numerous submarine karstic springs and the absence of onshore spring. The main submarine springs are the Port-Miou and the Bestouan ones. The mean cumulative outflow of which is between 3 m^3/s and 10 m^3/s [*Blavoux et al.*, 2004]. This groundwater is always brackish, contaminated by seawater intrusion, even in case of very high-water event where there is a remaining salinity of 2 g/L [*Paloc and Potié*, 1974; *Tassy et al.*, 2010]. Their behaviour is typical of karst springs, with very high variations of discharge correlated with the rainfall (up to 50

m3/s observed at Port-Miou in December 2008). The salinity decreases with the discharge increase. These submarine springs are the outlet of a huge karst conduit, explored by speleo-divers up to 2000 m landward and 180 m deep below the sea-level in Port-Miou [*Meniscus and Conte*, 2008], and 3000 m in Bestouan close to the sea level. The diameter of these conduits varies from 2 m to more than 25 m. These conduits are saturated, filled by brackish water in any explored of the explored places by speleo-divers. The study of the few available well datasets shows that the saturated zone above the sea level is very thin, with a small amount of freshwater.

The combination of all these data leads to the recognition of a typical karstic aquifer. The storage of the water is inferred in the microfractures and microkarsts. The water flows are concentrated in karsts conduits. The link between these two scales is established by the fractures whose size ranging from the microfractures to the karst pipes. In term of flow, many models have been proposed to explain the salinity of the springs of the Calanques area. Gilli [2001], Arfib *et al.* [2006], Cavalera [2007] and Tassy *et al.* [2010] point out a deep saline intrusion in the main conduit supplying the spring [*Gilli and Cavalera*, 2009]. This intrusion could occur through a deep annex conduit connected to the sea, as observed in Dinaric area [*Bonacci and Roje-Bonnaci*, 1997], or by the fractured rock matrix network as in porous medium [*Arfib and Marsily*, 2004].

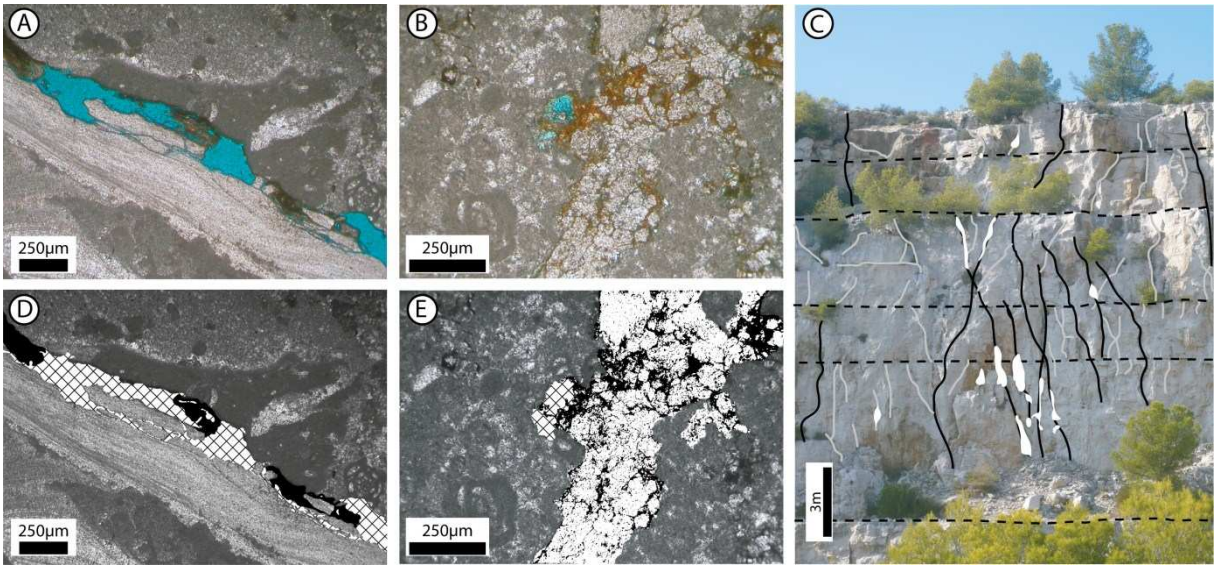


Figure 2.2: Thin-sections and outcrop photographs of the Calanques area. (A), (B), (D) & (E) thin-sections of urgonian limestones sampled in the Solvay quarry; (A) & (B) non-interpreted thin-sections; (D) & (E) interpreted. (D) and (E) thin-sections: the lattice pattern represents the porosity and the black tint area represents karstic deposits. (C) Outcrop photographs of the Port-Miou Calanques cliff; the dashed lines represent the beds limit; the full lines represent the different fractures families; the white tint area represents solution-enhanced zones.

2.3.2 La Ciotat Bay area

The La Ciotat Bay area aquifer is composed by eight formations of 600 m-thick silty and sandy limestones from Mid Coniacian to Upper Santonian [*Floquet and Hennuy*, 2003; *Fournier and Borgomano*, 2009; *Philip*, 1970]. The rocks are dominated by a mixture of carbonate, sandstones, siltstones and clay. All over this area, the proportion of each rock component varies; but the carbonate content remains generally higher than 50% and the clay content lower than 10% [*Fournier*

and Borgomano, 2009]. The outcrop alternates between alluvial depressions and small cliffs. The topography is soft, gently rising from 0 m a.s.l. to 300 m a.s.l. The vegetation is composed mainly of pine forest and vineyard.

The images provided in figure 3 are representative of the repartition of petrophysical properties of the LaCiotat Bay area, and of the different scales where they express. Measurements of porosity have been made on plugs by Fournier & Borgomano [2009] from a well drilled in the north of the study area (fig. 2.1). This porosity ranges between 2% and 24% on the 23 measured samples. In the 23 corresponding thin-sections, the porosity is mainly intergranular (fig. 2.3A and D). The grains are generally quartz fragments and the cement is composed of a mix of carbonate, silt and clay. The porosity is mainly developed by dissolution of the cement, mainly decalcification. The outcrops show well developed bedding (fig. 2.3B z,d C). The beds thickness ranges from few centimeters to a few decimeters. The beds are composed of an alternation of clean rocks and decalcified rocks. Fractures are also present, and some are solution-enhanced. They generally affect the whole thickness of the outcrop. The observations made at the metric scale point out that they do not seem to form a 3D connected network. After rainfall, the outcrops show various repartitions of water paths. The water infiltrates the unsaturated zone and flows through the decalcified beds and also from the fractures (fig. 2.3B and C). Moreover oxidizing fronts are observed along the groundwater water paths, preferentially distributed around the fractures and along the decalcified beds (fig. 2.3B). At the aquifer scale, quaternary deposits are widespread. These deposits are unconsolidated sediments, which are either alluvial deposits due to temporary rivers or weathered rocks due to quaternary glaciations. These deposits are very permeable and porous, but they are less than 20 m thick. A few perennial springs flow in these deposits; they have an outflow smaller than 1 L/s. The study of the available wells points out that they all produce freshwater, even those that are drilled below the sea level. However the wells productions are highly variable according to the formation where they are implanted.

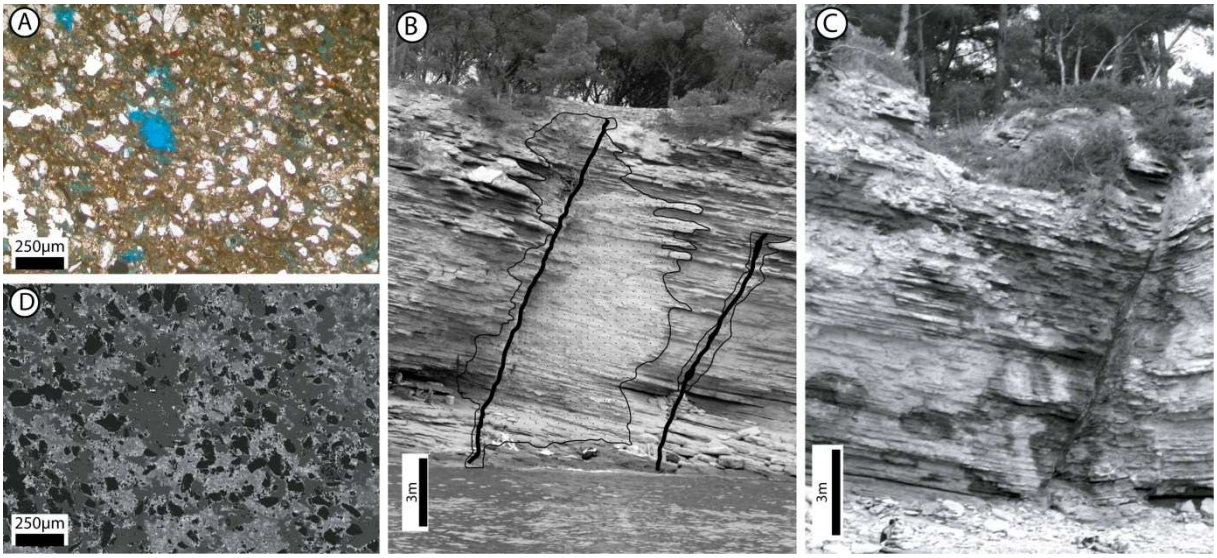


Figure 2.3: Thin-section and outcrops photographs of the La Ciotat Bay area. (A) and (D) thin-section of sandy limestone sampled in the LaCiotat-2 well. (A) non-interpreted thin-section, the blue areas represent the porosity areas. (D) Interpreted thin-section: the light gray represents the matrix, the medium gray represents the porosity and the black represents the quartz grains. (B) Two fractures in the cliff of La Ciotat Bay area showing oxidizing fronts, in dotted pattern. (C) Water outlets in fracture and decalcified beds of a cliff of the La Ciotat Bay area.

All these data confirm that the La Ciotat Bay aquifer is dominated by matrix flow at large scale. Locally fractures may act as drain [*Arfib et al*, 2011], and they are often outflows along the shore. As the matrix porosity can be significant, the matrix can be considered as a good storage for groundwater. However, preferential groundwater pathways and the differences in wells productions show that the water flows mainly in high permeability zones. These zones are the decalcified beds and the fractures. The quaternary deposits could also represent zones of preferential flow. This is only shown by the presence of perennial springs in these formations.

2.4 SGD characterization

2.4.1 SSS mapping of the Calanques area

In the Calanques area 5003 salinity measurements have been recorded along more than 20 km of profiles. The values range from 19.13 PSU to 38.09 PSU. The frequency distribution of these values is exponential with a negative skewness (fig. 2.4). The quantiles distribution show that there are two groups (fig. 2.4): the lowest values represent three-quarters of the values, and the last quarter represents the highest values. This distribution corresponds to a mix of normal salinity values, which are the values greater than 37.7 PSU, and low salinity values related to SGD. This is typical of sea water dominated by large SGD venues.

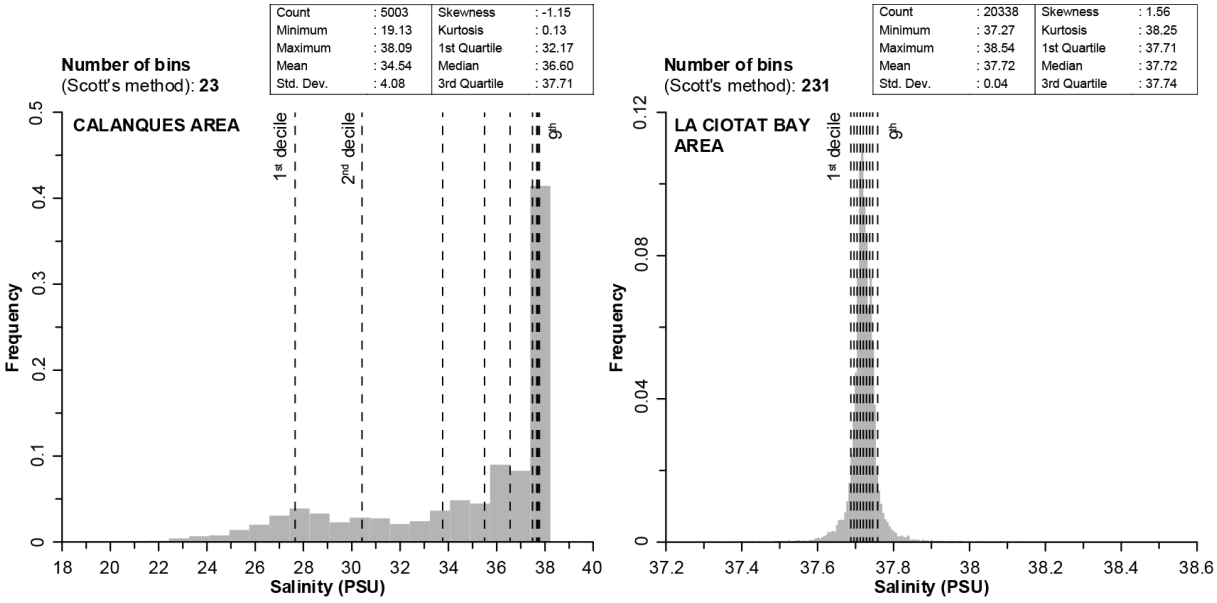


Figure 2.4: Statistical parameters of the sea surface salinity measurements. The number of bins is computed according to the Scott's method [*Scott*, 1979].

In term of spatial distribution, the interpolated map of the SSS is contrasted (fig. 2.5). Indeed, the Port-Miou Calanque shows very low salinities whereas the other calanques have a salinity which ranges from moderate to high. The most remarkable pattern consists in two large low salinity plumes. These plumes correspond to the outlet of the two main submarine springs. The plume corresponding to the Bestouan submarine spring, with a bound corresponding to the median —i.e. 36.60 PSU—, is 0.67 km² large, and the plume of the Port-Miou spring is 0.94 km² large. Small plumes, from 0.02 km² to less than 0.001 km², also appear in the Port-Miou Calanque where

secondary submarine springs have been described. Away from these plumes, the salinity is moderate to high, i.e. normal SSS. The differences in size and shape of freshwater plumes depend on various factors commonly known: shore morphology, bathymetry, hydrodynamics and meteorological conditions [*Mestres et al.*, 2007]. In the Calanques area, the differences of size and shapes, of the two freshwater plumes, are linked to all these phenomena. They are also linked to the salinity of the discharged groundwater. Indeed, during the survey, the Port-Miou and Bestouan springs discharged brackish water with a salinity of 9.2 PSU at Port-Miou and 4.4 PSU at Bestouan. The effect of the shore morphology is shown by the Port-Miou Calanque where the salinity remains lower than 20 PSU. This is the result of a natural protection from the waves and the sea current in this area. The influence of such currents appears clearly in the shape of the Bestouan plume that drifts westward.

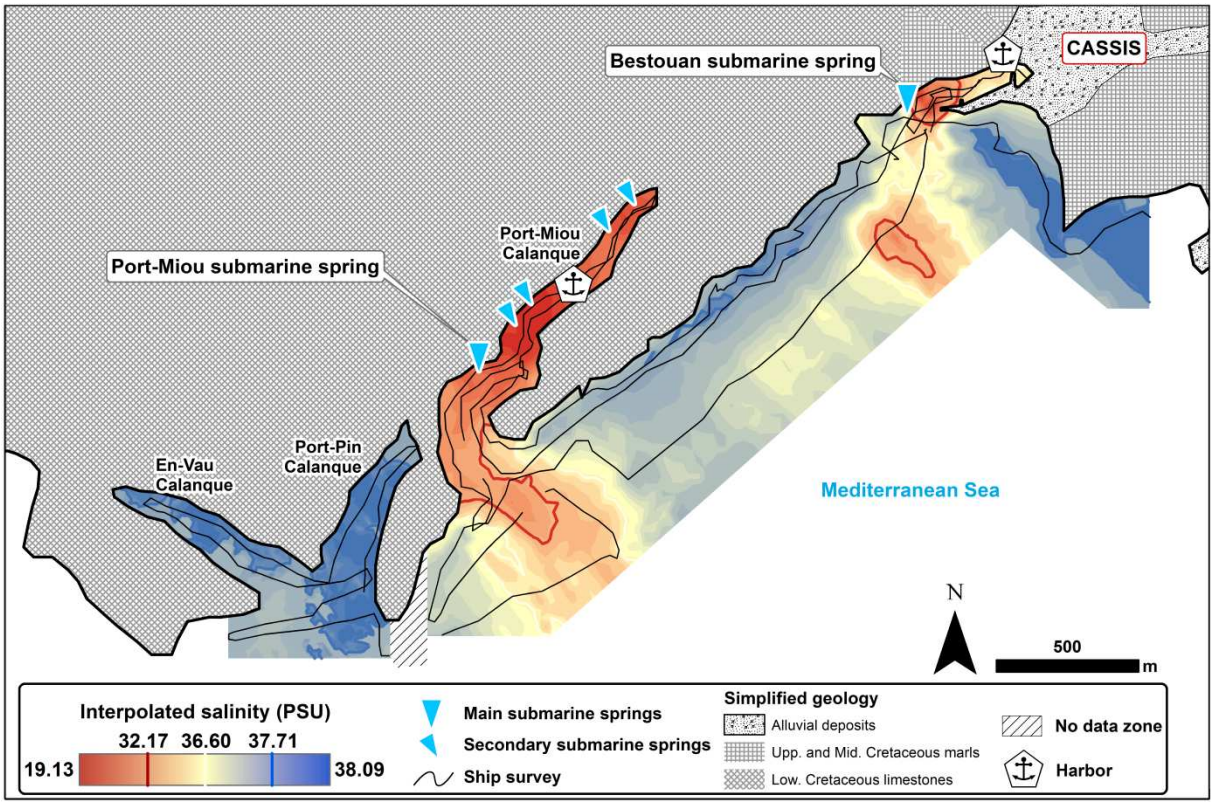


Figure 2.5: Interpolated map of the sea surface salinity of the Calanques area. The emphasized salinity values correspond to the three quartiles.

2.4.2 SSS mapping of the La Ciotat Bay area

In the La Ciotat Bay area, the profiles are more than 80 km long and 20338 salinity measurements have been recorded. Values range between 37.27 PSU and 38.54 PSU, with a standard variation of 0.004 PSU that is much lower than in the Calanques. The distribution of these values is typically Gaussian (fig. 2.4). The kurtosis of these values, 38.24, is much higher than the one of the Calanques area (0.13). That leads that the distribution is highly leptokurtic, i.e. most of the samples have a value that is close to the median. This is confirmed by the quantiles distribution, which does not show any group. The values corresponding to fresher water represent only the first quarter in the quantile distribution.

Despite the very low variations in the SSS values, their spatial distribution show particular patterns (fig. 2.6). Firstly, the lowest values of SSS are offshore of the quaternary deposits. In the west of the bay, two salinity plumes are present. They are due to fresh or brackish groundwater outflow and also anthropogenic outputs from La Ciotat harbor and marina. To the east, one salinity plume flows out the Saint-Cyr coast. This plume corresponds to groundwater and surface water outflows. The surface water is the outlet of a river, named "Ruisseau Saint-Côme", which have a mean flow of about 20 L/s. To the east, anthropogenic outputs, forming smaller plumes, are restricted to two marinas In the central area, minor low salinity plumes are present. They generally appear in front of temporary rivers outlets; during the survey, these rivers were dry. This phenomenon underlines the existence of perennial outflow of groundwater in these zones of temporary flow of surface water. In addition, all over the bay the salinity remains slightly lower than outside the bay. Indeed, inside the bay the SSS is always lower 37.8 PSU and outside the SSS is greater than 37.8 PSU. Finally, another particular pattern is the presence of low-salinity transect eastward of the offshore-LaCiotat City island. The low salinity values are caused by particular meteorological conditions (upper mentioned windy day).

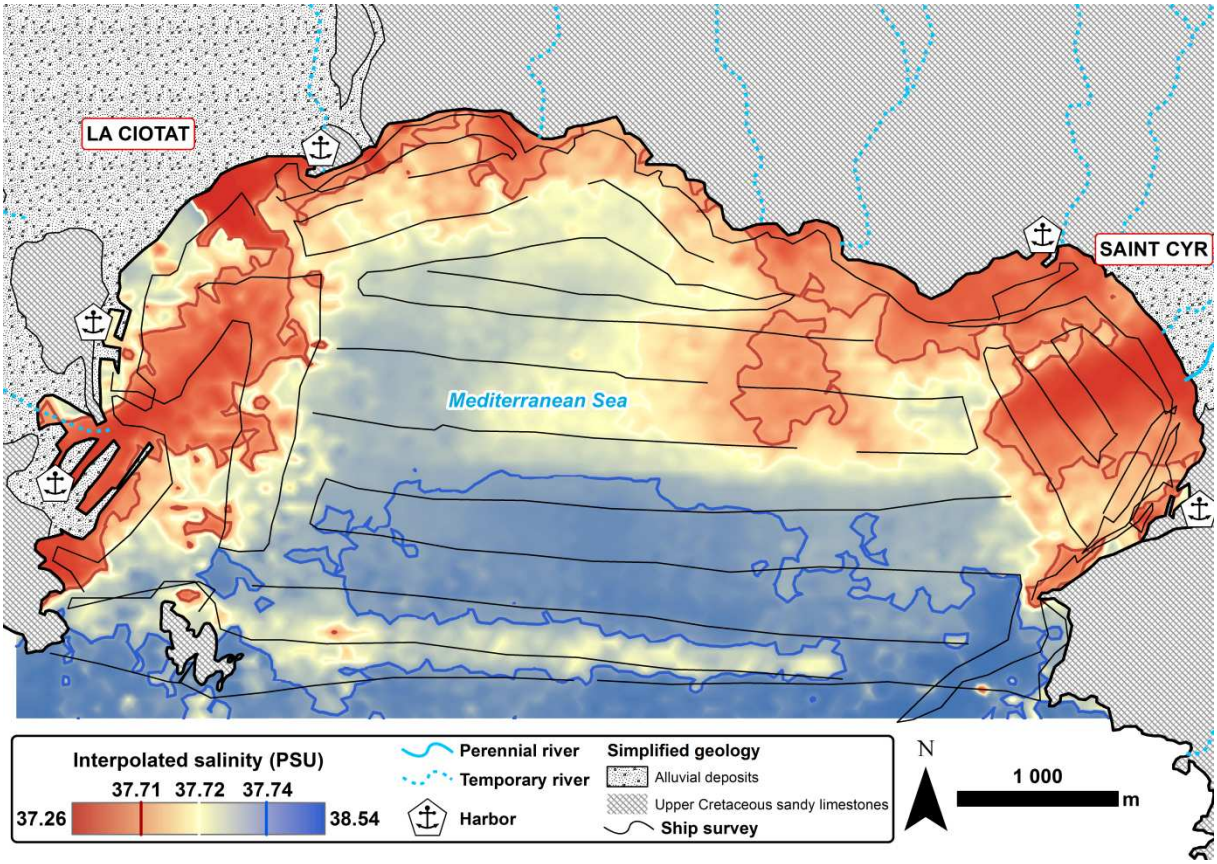


Figure 2.6: Interpolated map of the sea surface salinity of the La Ciotat Bay area. The emphasized salinity values correspond to the three quartiles.

The quantification of the SGD cannot be performed for the different parts of the bay, but it can be done for the whole area. The watershed of the bay is well defined thank to the presence of the underlying impervious Aptian marls in the North and West of the area. This watershed is equal to 125 km², and the specific discharge (groundwater recharge) has been set to 5 L/s/km² [*Cavalera*, 2007]. That leads to a groundwater flow of 625 L/s in the La Ciotat Bay. This value of 5 L/s/km² may be discussed because it does not take in account the presence of silts and clay in this area which

increases evaporation and limits infiltration and flow. Taking a lower value of one half, and so a range of 2.5 to 5 L/s/km², then the SGD of the entire bay is comprised between 310 L/s and 625 L/s.

2.5 Discussion: groundwater flows and freshwater issues

The hydrogeological characterization and the SSS survey of the two case studies show that groundwater flow and SGD are closely linked to the type of porosity and permeability in coastal carbonate aquifers. Two main behaviors are identified, classified as "karst type" and "matrix type" aquifer. The “karst type” behavior corresponds in a triple porosity aquifer that the flow component is dominated by a pipe network. The “matrix type” behavior corresponds in an aquifer that the flow component is dominated by the matrix, even if the fractures play a non-negligible role.

2.5.1 Coastal karst aquifer type: the Calanques area aquifer

The Calanques area aquifer is characterized by a groundwater flow dominated by karst conduits. Karstic coastal aquifers are widespread all over the world [*Ford and Williams*, 2007] and particularly around the Mediterranean Sea [*Fleury*, 2005]. In most cases the outlets of these aquifers are represented by brackish karstic springs [*Fleury et al.*, 2007b]. The salinization processes are the result of either a wedge which brings seawater through the matrix in the karst conduit or to a network of karst conduits open to the sea [*Arfib*, 2001]. Around the Mediterranean Sea, there are numerous cases of both contamination processes. Contaminations from seawater by karst conduit exist, for example, in the Morag-Toix Springs system [*Fleury et al.*, 2007a] in Spain or in the Cephalonia Island in Greece [*Drogue*, 1989; 1993]. Contaminations via the matrix also occur as in the Almyros of Heraklio (Crete) where this phenomenon is interpreted down to 500 m b.s.l., and between 2.5 km and 10 km onshore [*Arfib and De Marsily*, 2004; *Arfib et al.*, 2007]. High depths of contamination are supposed to be common in Mediterranean karstic coastal aquifers. High-permeability zones and karsts conduits favor groundwater flow to occur at great depth below the sea level. This is the result of the karstification linked to the base level variations, here the sea level variations, during the geological times. The Messinian Salinity Crisis is one of the major events that have affected Mediterranean karst systems [*Audra et al.*, 2005]. Indeed, during the Messinian, the Mediterranean seawater level has fallen up to 1500 m below the present sea level [*Bache et al.*, 2009]. In the case of the Calanques area, the saline intrusion may be considered at two scales: the spring and the aquifer scales. At the spring, the saline intrusion occurs directly from the sea in the karst conduit, from the fractured and karstified matrix, and from a deep phreatic karst conduit [*Paloc and Potié, 1974; Cavalera, 2007; Tassy et al., 2010*]. In the aquifer, the saline intrusion is thought to be linked to these two last phenomena, i.e. intrusion via the matrix and via a deep phreatic karst conduit [*Tassy et al.*, 2010].

The SSS mapping has pointed out large low salinity plumes near to the coastline. Away from these low salinity zones, the SSS remains high. This leads to the establishment of a conceptual model of the aquifer functioning (fig. 2.7), the main SGD of the carbonate aquifer are located in karst spring outlets and draining most of the groundwater. The hydraulic heads in the main karst conduit and the matrix are contrasted. The recharge water flows mainly through a few conduits with a sufficient head to outflow in the sea. In the matrix, the head is lower and the saline intrusion occurs far inland. The salinity of the spring is acquired at depth, for example greater than 180 m deep and 2 km from the

seashore in the Port-Miou karst system. Secondly, according to the Calanques area reservoir model, the unsaturated zone corresponds almost to the whole rock thickness above the sea level. The presence of small freshwater lens crossed by the few available wells is in good agreement with the presence of the small SGD near the coastline.

The conceptual model (fig. 2.7) built from the Calanques area data is typical of the functioning of Mediterranean karstic coastal aquifers. In such aquifer two water catchment strategies can be proposed: (1) the collecting of brackish water and its desalinization, which is generally cheaper than the seawater desalinization [*Murakami*, 1995; *Zhou and Tol*, 2005], and (2) the collecting of freshwater.

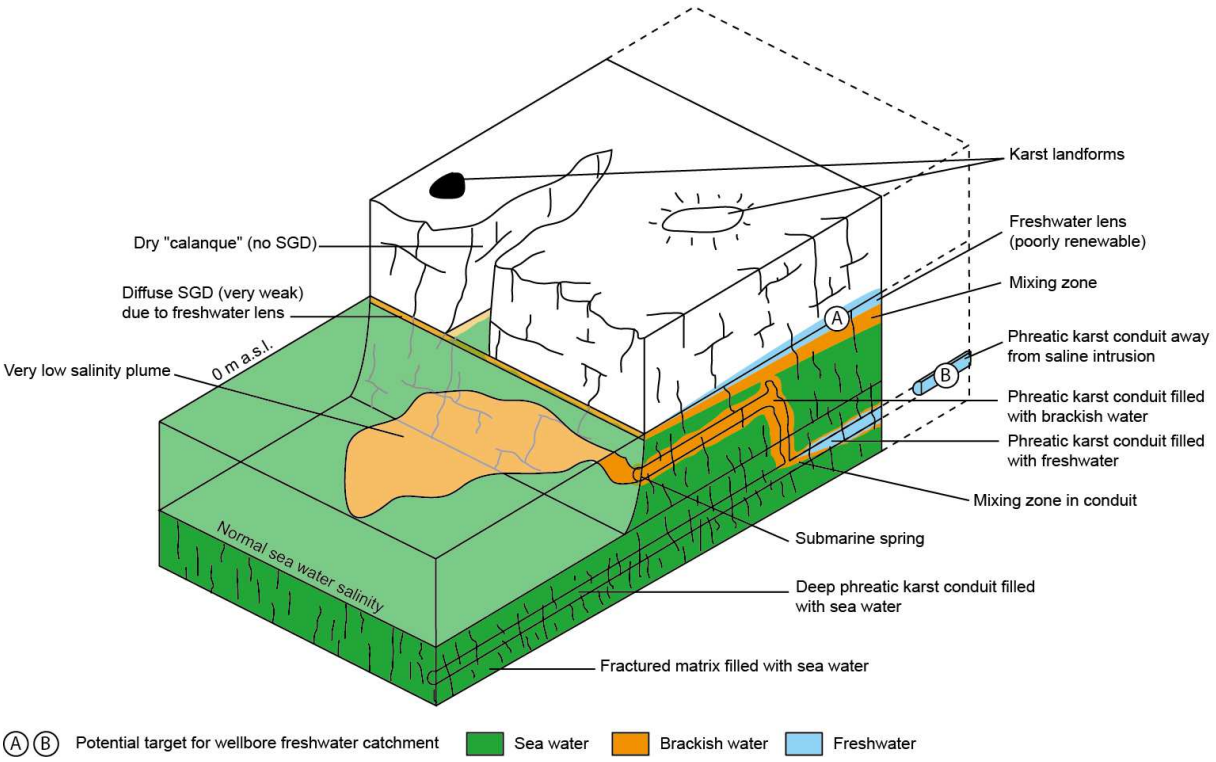


Figure 2.7: 3D conceptual model of a coastal carbonate karstic aquifer functioning. Not to scale

The first strategy can be achieved either directly at the submarine spring outlet or by drilling in the main karst conduit [*Breznik and Steinman*, 2008]. In these two cases, the tapping of the brackish spring water is subjected to the same constraints, in terms of outflow control, as those of the fresh spring water. However, such tapping implies desalting processes that are, for now, expensive and they may have significant environmental impacts [*Lattemann and Höpner*, 2008]. However in some areas, like Middle-East, this process may be a sustainable solution for water supply [*Mohsen*, 2007; *Reddy and Ghaffour*, 2007].

The second strategy can also be achieved either by direct collecting at the spring outlet or by drilling. The direct collecting at the outlet is only applicable when the submarine spring water is fresh or when an artificial freshwater head increase is possible [*Mjiatovic*, 2007]. In most of submarine springs, none of these conditions exist [*Breznik and Steinman*, 2008]. For the well implantation, there are only two freshwater zones that are available: the freshwater lens at the top of the aquifer (fig.7A) and a deep phreatic conduit upstream of the saline intrusion (fig. 2.7B). The freshwater lens is easy to reach but it is generally a poor renewable freshwater, and the pumping excess may cause a rising of the saline intrusion [*Arfib et al.*, 2000]. Moreover the thickness and position of this freshwater lens

is function of the rock permeability, including fracturation, and of the aquifer recharge [e.g. *Ferry et al.*, 1997]. Distribution of high permeability discontinuities also affects the position freshwater-seawater interface [*Elkatib and Günay*, 1993]. A particular attention must then be paid to the channeling of water flow (fresh or saline) to avoid a saline intrusion along such structures [*Wicks and Herman*, 1995]. In some cases, the drilling of an infiltration gallery may be a solution to avoid the pumping drawbacks [*Mijatovic and Jemcov, 2003*]. The second potential target for tapping freshwater is to drill a deep phreatic karst conduit upstream the saline intrusion (fig. 2.7B). However such drilling is difficult to achieve due to the difficulty to localize a deep karst conduit with accuracy. The current solution to avoid this problem is to search the freshwater far away from the saline intrusion, i.e. several kilometers away from the coastal aquifer settings, and to bring water to the coast by a pipeline [*Stevanovic*, 2010].

2.5.2 Coastal matrix type aquifer: the La Ciotat Bay area aquifer

The groundwater flow of the La Ciotat Bay area aquifer is driven by both matrix and fractures, with an apparent behavior of a porous medium with local heterogeneities. Sedimentary heterogeneities or fractures control the location of the freshwater/seawater interface. As set for riparian aquifers, SGD may be either concentrated, for example high discharge zones in channelized sedimentary bodies or in karst, or diffuse, with low-to-moderate discharge rate [*Bokuniewicz et al.*, 2003; *Burnett et al.*, 2006; *Conant Jr.*, 2004; *Dahl et al.*, 2007]. Cambareri and Eichner [1998] have set that the high permeability zones represent also the high SGD zones. In the La Ciotat Bay area, the SSS mapping shows, at least, two typical behaviors which are high discharge zones and low-to-moderate discharge zones. These zones can be linked to distinct geological objects. The high discharge areas are in front of quaternary deposits or in front of fracture zones. And besides, the low-to-moderate discharge areas are widespread into the bay, which leads that the SGD occurs at various depths. These late SGD could be linked to a multilayered aquifer systems, with deep and high headed confined sub-aquifers like in Spanish deltaic coastal plain [*Custodio*, 2002] or in Israeli coastal plain [*Nativ and Weisbrod*, 1994]. These confined aquifers could be the decalcified horizons that are observed onshore. The combined analysis of the SGD spatial patterns and of the outcropping rock properties allows a matrix aquifer conceptual model to be established (fig. 2.8). This model consists of a typical multilayered aquifer with various heads, corresponding to different deep confined horizons, and superimposed discontinuities. These discontinuities are fractures and quaternary deposits. The distribution of the SGD zones is therefore dependent of the head in sub-aquifers, of the matrix permeability and of the large-scaled discontinuities.

The conceptual model inferred from the La Ciotat Bay area data implies three types of target zones for freshwater supply in the case of significant SGD: the matrix, the quaternary deposits and the fractures. The matrix (fig. 2.8A) provides water of potential good quality. However, it has a moderate porosity and permeability, despite the presence of great volumes. A sustainable use of the matrix as freshwater resources implies moderate rates of pumping and accurate management [*Mantoglou et al.*, 2004]. The quaternary deposits (fig. 2.8B), which are alluvia and/or weathered rocks, have a high permeability and porosity, which can allow high pumping rates. However these formations are more subject to pollution as they are generally topographically low and then collecting runoff surface water, and as they have high speed transfer [*Thangarajan*, 2007]. Otherwise, the fractures in this type of aquifer are preferential pathways for freshwater (fig. 2.8C). They represent a good intermediate between the low flow matrix and the high but-vulnerable flow of quaternary deposits. Indeed fracturation increases locally the recovery rate of groundwater and the

collected water comes from the surrounding matrix. However there are some limitations: high pumping rates may provoke saline intrusion too and, except for shallow objects, the heterogeneity of fractures natures may lead to difficult management of wells [*Micarelli et al.*, 2006; *Wang et al.*, 2001]. By comparison of karst aquifers, saltwater intrusion is not widespread inland as shown by the available wells onshore. This is due to high hydraulic heads and more homogeneous flow in the matrix and fractured aquifer.

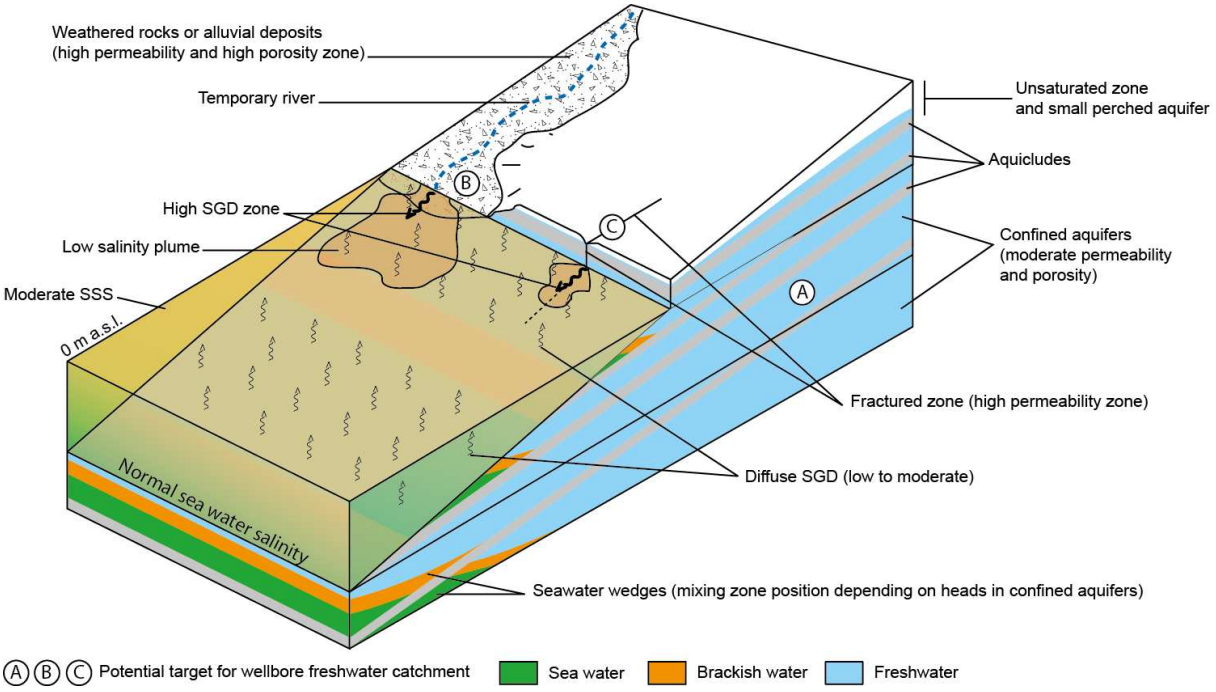


Figure 2.8: 3D conceptual model of a coastal carbonate matrix aquifer functioning. Not to scale.

2.6 Conclusion

The combination of SGD mapping, from interpolation of SSS data, and conceptual outcrop-based reservoir models has led to the establishing of conceptual models of coastal carbonate aquifer functioning. These models are representative of karst coastal aquifer and matrix multilayered aquifer in Mediterranean settings. The conceptual outcrop-based reservoir models provide a good framework for the understanding of the type of hydraulic properties and of their distribution. The SSS pattern mapping shows locations of effective SGD of brackish or freshwater where two kinds of outflows may be observed: localized SGD in fractured and karstic zones and diffuse SGD in matrix dominated-flow zones.

In karstic coastal aquifers, the groundwater flow is concentrated in phreatic conduits. The considered groundwater is usually subject to a saline intrusion from another karst conduit and/or from the surrounding matrix. The freshwater is then only present in a deep confined pipe upstream of saline influence. The water tapping strategies are the collecting of brackish water downstream and its desalination. It can be achieved also by the drilling of this upstream deep phreatic conduit, with the difficulties of reaching such object, or by searching of non-coastal groundwater resources in fractured and karst media landward.

In matrix coastal aquifer, the groundwater flow occurs almost everywhere, with high hydraulic heads limiting the seawater intrusion seaward. The matrix, itself, provides groundwater in quality and quantity but with a low rate. Large scale discontinuities, like quaternary deposits, drive quantity of groundwater but of poor quality. Fractured zones provide groundwater in quantity and quality with a good recovery rate. But their intrinsic heterogeneity may lead to preferential inflows for seawater.

The proposed methodology provides useful information for the characterization of coastal aquifers and then their management. The required data are cheap and easy to obtain. This methodology can be adapted to various geological and hydrogeological settings. However for a more accurate characterization of coastal aquifers, a quantification of the different SGD zones can be performed. Moreover the addition of hydrochemical data would bring useful precision about the groundwater behavior and nature. Nevertheless the aim of this methodology is to constitute a basis before beginning more expensive studies.

Acknowledgments

This paper is part of the KarstEAU project funded by the “Agence de l’Eau Rhône-Méditerranée-Corse”, the “Conseil Général du Var”, the “Conseil Général des Bouches-du-Rhône” and the “Région Provence Alpes Côte d’Azur”. Authors are very grateful to the port authorities of Cassis and St Cyr Les Lecques, and to the Conservatoire du Littoral. This paper has received a precious help from Marc Floquet, François Fournier, Juliette Lamarche and Arthur Lavenu. Thank you to Clément Fournillon for his bibliographical help.

References

Arfib, B. (2001), Etude des circulations d'eaux souterraines en aquifère karstique côtier : observations et modélisation de la source saumâtre Almyros d'Héraklion, Crète (Grèce), 337 pp, Université Paris 6, Paris.

Arfib, B., and G. De Marsily (2004), Modeling the salinity of an inland coastal brackish karstic spring with a conduit-matrix model, Water Resources Research, 40, doi:10.1029/2004WR003147.

Arfib B.; Cavalera T. and Gilli E. (2006), Influence de l'hydrodynamique sur l'intrusion saline en aquifère karstique côtier, Comptes Rendus Geoscience, 338, pp757-767

Arfib, B., B. Lismonde, M. Douchet (2010), Rapport sur la mesure du débit par dilution d'un traceur chimique (uranine) à la rivière souterraine de PortMiou le 30 mai 2010, p. 11, Université de Provence - Association Cassis Rivière Mystérieuse, Marseille. www.karsteau.fr

Arfib, B., G. de Marsily, and J. Ganoulis (2000), Pollution by seawater intrusion into a karst system; new research in the case of the Almyros Source (Heraklio, Crete, Greece), Acta Carsologica, 29, Part 1, 15-31.

Arfib, B., G. de Marsily, and J. Ganoulis (2007), Locating the zone of saline intrusion in a coastal karst aquifer using springflow data, Ground Water, 45, 28-35.

Arfib B., T. Lamarque, P. Maurel, A. Fournillon (2011), Artificial tracer test through the regional aquifer mixed carbonate-siliciclastic of the Beausset unit (SE France). 9th Conference on Limestone Hydrogeology, 1-3 Sept. 2011, Besançon, France

Audra, P., J.-Y. Bigot, H. Camus, G. Clauzon, E. Gilli, and L. Mocochain (2005), The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the French Mediterranean Sea, Geodinamica Acta, 17(6), 389-400.

Bache, F., J. L. Olivet, C. Gorini, M. Rabineau, J. Baztan, D. Aslanian, and J. P. Suc (2009), Messinian erosional and salinity crises: View from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean) Earth and Planetary Science Letters, 286(1-2), 139-157.

Bakalowicz, M., M. El Hakim, and A. El-Hajj (2008), Karst groundwater resources in the countries of eastern Mediterranean: the example of Lebanon, Environmental Geology, 54, 597-604.

Banks, W. S. L. (1996), Using thermal-infrared imagery to delineate ground-water discharge, Ground Water, 34, 434-443.

Barlow, P. M., and E. G. Reichard (2010), Saltwater intrusion in coastal regions of North America, Hydrogeology Journal, 18, 247-260.

Bayari, C. S., and T. Kurttas (2002), Coastal and submarine karstic discharges in the Gokova Bay, SW Turkey, Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, 35(4), 381-390.

Beddows, P. A., P. L. Smart, F. F. Whitaker, and S. L. smith (2007), Decoupled fresh–saline groundwater circulation of a coastal carbonate aquifer: Spatial patterns of temperature and specific electrical conductivity, Journal of Hydrology, 346, 18-32.

Belaval, M., J. W. Lane, D. P. Lesmes, and G. C. Kineke (2003), Continuous-resitivity profiling for coastal ground-water investigations; three case studies, paper presented at Proceedings of SAGEEP, Environmental and Engineering Geophysical Society : Wheat Ridge, CO, United States, United States.

Blanc, J. J., C. Froget, and G. Guieu (1967), Géologie littorale et sous-marine dans la région de Marseille. Relation avec les structures de Basse-Provence, Bulletin de la Société Géologique de France, 9(7), 561-571.

Blanc, J. J., C. Degiovanni, F. Poydenot, M. P. Roux, and P. Weydert (1992), Les escarpements sous-marins de la marge continentale de la Provence (SO du Banc des Blauquières aux canyons de Sicié). Etude géomorphologique, Géologie Méditerranéenne, 19(1), 3-17.

Blavoux, B., E. Gilli, and C. Rousset (2004), Alimentation et origine de la salinite de la source sous-marine de Port-Miou (Marseille-Cassis); principale emergence d'un reseau karstique herite du Messinien, Comptes Rendus Geosciences, 336, 523-533.

Boehm, A. B., A. Paytan, G. G. Shellenbarger, and K. A. Davis (2006), Composition and flux of groundwater from a California beach aquifer: Implications for nutrient supply to the surf zone, Continental Shelf Research, 26(2), 269-282.

Bokuniewicz, H. (2001), Toward a coastal ground-water typology, Journal of Sea Research, 46, 99-108.

Bokuniewicz, H., R. Buddemeier, B. Maxwell, and C. Smith (2003), The typological approach to submarine groundwater discharge (SGD), Biogeochemistry, 66(1), 145-158.

Bokuniewicz, H., M. Taniguchi, T. Ishitoibi, M. Charette, M. Allen, and E. A. Kontar (2008), Direct measurements of submarine groundwater discharge (SGD) over a fractured rock aquifer in Flamengo Bay Brazil, Estuarine, Coastal and Shelf Science, 76(3), 466-472.

Bonacci, O., and T. Roje-Bonnaci (1997), Sea water intrusion in coastal karst springs: example of the Blaz Spring (Croatia), Hydrological Sciences Journal, 42, 89-100.

Borgomano, J., F. Fournier, S. Viseur, and L. Rijkels (2008), Stratigraphic well correlations for 3-D static modeling of carbonate reservoirs, AAPG Bulletin, 92(6), 789-824.

Breznik, M., and F. Steinman (2008), Hydromechanism and desalination of coastal karst aquifers: theory and cases, Acta Carsologica, 37(2-3), 197-212.

Burnett, W. C., M. Taniguchi, and J. A. Oberdorfer (2001), Measurement and significance of the direct discharge of groundwater into the coastal zone, Journal of Sea Research, 46(2), 109-116.

Burnett, W. C., *et al.* (2006), Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods, Science of the Total Environment, 367(2/3), 498-543.

Burrage, D. M., J. Wesson, C. Martinez, T. Pérez, O. Müller, and A. Piola (2008), Patos Lagoon outflow within the Rio de la Plata plume using an airborne salinity mapper: Observing an embedded plume, Continental Shelf Research, 28(13), 1625-1638.

Burrage, D. M., M. L. Heron, J. M. Hacker, J. L. Miller, T. C. Stieglitz, C. R. Steinberg, and A. Prytz (2003), Structure and influence of tropical river plumes in the Great Barrier Reef: application and performance of an airborne sea surface salinity mapping system, Remote Sensing of Environment, 85(2), 204-220.

Cambareri, T. C., and E. M. Eichner (1998), Watershed delineation and ground water discharge to a coastal embayment, Ground Water, 36, 626-634.

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, 403 pp, Université de Provence, Marseille.

Cheng, A. H.-D., and D. Ouazar (Eds.) (2004), Coastal aquifer management; monitoring, modeling, and case studies, 214 pp., Lewis Publishers.

Cluseau, R. (1965), Mission expérimentale à la Ciotat et Cassis. Recherches des émergences d'eau douce en mer, edited by B.R.G.M., p. 33.

Conant Jr., B. (2004), Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperatures, Ground Water, 42, 243-257.

Custodio, E. (2002), Coastal aquifers as important hydrogeological structures, in Groundwater and Human Development, edited by E. Bocanegra, M. Hernandez and E. Usunoff, pp. 15-39, Taylor & Francis, London.

Dahl, M., B. Nilsson, J. H. Langhoff, and J. C. Refsgaard (2007), Review of classification systems and new multi-scale typology of groundwater–surface water interaction, Journal of Hydrology, 344, 1-16.

Danielescu, S., K. T. B. MacQuarrie, and R. N. Faux (2009), The integration of thermal infrared imaging, discharge measurements and numerical simulation to quantify the relative contributions of freshwater inflows to small estuaries in Atlantic Canada, Hydrological Processes, 23, 2847-2859.

Day-Lewis, F. D., E. A. White, C. D. Johnson, J. W. Lane, Jr., and M. Belaval (2006), Continuous resistivity profiling to delineate submarine groundwater discharge; examples and limitations, Leading Edge [Tulsa, OK], 25, 724-728.

Drogue, C. (1989), Continuous inflow of seawater and outflow of brackish water in the substratum of the karstic island of Cephalonia, Greece, Journal of Hydrology, 106, 147-153.

Drogue, C. (1993), Absorption massive d'eau de mer par des aquifères karstiques côtiers, paper presented at Hydrogeological Processes in Karst Terranes, Antalaya, October 1990.

Durozoy, G., and H. Paloc (1967), Recherches sur les ressources en eaux karstiques du littoral méditerranéen français, paper presented at Alimentation artificielle et aménagement des nappes aquifères, Haïfa.

Elkatib, H., and G. Günay (1993), Analysis of sea water intrusion associated with karstic channels beneath ovacik plain, Southern Turkey, paper presented at Hydrogeological Processes in Karst Terranes, Antalaya, October 1990.

Emery, K. O., and E. Uchupi (1984), Water supply, in The Geology of Atlantic Ocean, edited, pp. 874-875, Springer, Heidelberg.

Fenerci-Masse, M., J. P. Masse, and E. Pernarcic (2005), Quantitative stratigraphy of rudist limestones and its bearing on spatial organisation of rudist communities: the Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (S.E. France), Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 215(3-4), 265-284.

Ferrer, L., A. Fontan, J. Mader, G. Chust, M. Gonzalez, V. Valencia, A. Uriarte, and M. B. Collins (2009), Low-salinity plumes in the oceanic region of the Basque Country, Continental Shelf Research, 29(8), 970-984.

Ferry, J., P. B. Kumar, J. Bronders, and J. Lewis (1997), Hydrogeology of selected islands of Fiji, in Geology and Hydrogeology of Carbonate Islands, edited by H. L. Vacher and T. M. Quinn, pp. 763-782, Elsevier, Amsterdam.

Fleury, P. (2005), Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers méditerranéens. Fonctionnement et caractérisation, 286 pp, Université Pierre et Marie Curie, Paris.

Fleury, P., M. Bakalowicz, and P. Becker (2007a), Caractérisation d'un système karstique à exutoire sous-marin : exemple de La Mortola (Italie), Comptes Rendus Geosciences, 339(6), 407-417.

Fleury, P., M. Bakalowicz, and G. de Marsily (2007b), Submarine springs and coastal karst aquifers: A review, Journal of Hydrology, 339(1-2), 79-92.

Floquet, M., and J. Hennuy (2003), Evolutionary gravity flow deposits in the Middle Turonian - Early Coniacian Southern Provence Basin (SE France) : origins and depositional processes. in Advances in Natural and Technological Hazards Research, Submarine Mass Movements and Their Consequences, edited by J. Locat and J. Mienert, pp. 417-424, Kluwer Academic Publishers Bookseries, Dordrecht.

Ford, D. C., and P. W. Williams (2007), Karst hydrogeology and geomorphology, 576 pp., Wiley, Chichester.

Fournier, F., and J. Borgomano (2009), Critical porosity and elastic properties of microporous mixed carbonate-siliciclastic rocks, Geophysics, 74, E93-E109.

Fournier, F., P. Léonide, J. Borgomano, and K. Biscarrat (2010), Impact of micrite diagenesis on the elastic properties of microporous carbonates, in EGU General Assembly, edited, Vienna.

Gilli, E. (1999), Detection de sources sous-marines et precision de l'impluvium par mesure des variations de salinite; l'exemple de la source de Cabbe-Massolins (Roquebrune-Cap-Martin, France), Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II. Sciences de la Terre et des Planetes, 329, 109-116.

Gilli, E. (2001), Compilation d'anciennes mesures de débit à Port-Miou. Apport à l'hydrogéologie de la Basse Provence, in 7th Conference on Limestone Hydrology and fissured Media, edited, Besançon.

Gilli, E., and T. Cavalera (2009), Mechanism of salt contamination of karstic springs related to the Messinian deep stage; the speleological model of Port Miou (France), paper presented at 15th International Congress of Speleology, International Union of Speleology, Kerrville, TX.

Gouvernet, C., G. Guieu, and C. Rousset (1971), Provence. Guides géologiques régionaux, 229 pp., Masson, Paris.

Grammer, G. M., P. M. Harris, and P. M. Eberli (Eds.) (2004), Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modeling, 394 pp., AAPG, Boulder.

Grasmueck, M., G. P. Eberli, P. Marchesini, M. Coll, R. P. Sekti, J. Lamarche, B. G. Wall, and P. Gillespie (2010), Fracture and Deformation Band Visualization Using Full-Resolution 3D Ground Penetrating Radar (GPR) in Cretaceous Carbonates, Search and Discovery Article, 2.

Guglielmi, Y., and L. Prieur (1997), Essai de localisation et de quantification des resurgences sous-marines d'un aquifere captif a porosite d'interstices; exemple de la nappe alluviale de la basse vallee du Var; Mediterranee, France, Journal of Hydrology, 190, 111-122.

Henderson, R. D., F. D. Day-Lewis, E. Abarca, C. F. Harvey, H. N. Karam, L. Liu, and J. W. Lane Jr. (2010), Marine electrical resistivity imaging of submarine groundwater discharge: sensitivity analysis and application in Waquoit Bay, Massachusetts, USA, Hydrogeology Journal, 18, 173-195.

Hu, C., Z. Chen, T. D. Clayton, P. Swarzenski, J. C. Brock, and F. E. Muller-Karger (2004), Assessment of estuarine water-quality indicators using MODIS medium-resolution bands: Initial results from Tampa Bay, FL, Remote Sensing of Environment, 93(3), 423-441.

Huggenberger, P., and T. Aigner (1999), Introduction to the special issue on aquifer-sedimentology: problems, perspectives and modern approaches, Sedimentary Geology, 129(3-4), 179-186.

Ito, N., and A. Marui (2008), Distribution of the submarine groundwater discharge of the Japanese Islands (in Japanese), paper presented at Toward a better understanding of groundwater. 11th Symposium of the Geological Survey of Japan, Akihabara (Tokyo).

Kim, G., K. K. Lee, K. S. Park, D. W. Hwang, and H. S. Yang (2003), Large submarine groundwater discharge (SGD) from a volcanic island, Geophysical Research Letters, 30, 4.

Kiraly, L. (1975), Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques, in Hydrogeology of karstic terrains, edited by A. Burger and L. Dubertet, pp. 53-67, Union of Geological Sciences.

Klimchouk, A. B., and D. C. Ford (2000), 3.2 Lithologic and structural controls of dissolutional cave development, in Speleogenesis. Evolution of karst aquifers, edited by A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer and W. Dreybrodt, pp. 54-64, National Speleological Society, Huntsville.

Koehrer, B. S., C. Heymann, F. Prousa, and T. Aigner (2010), Multiple-scale facies and reservoir quality variations within a dolomite body – Outcrop analog study from the Middle Triassic, SW German Basin, Marine and Petroleum Geology, 27, 386-411.

Kohout, F. A. (1966), Submarine springs, in The Encyclopedia of Oceanography, edited by R. W. Fairbridge, pp. 878-883, New-York.

Lattemann, S., and T. Höpner (2008), Environmental impact and impact assessment of seawater desalination, Desalination, 220(1-3), 1-15.

Lévêque, P. C., J. C. Gros, C. Maurin, J. Severac, C. Siméon, and C. Viguier (1972), Utilisation de la télédétection infrarouge et des mesures isotpiques – tritium et oxygène 18 – pour l'étude des résurgences d'eau douce le long du littoral aquitain, Compte Rendu de l'Académie des Sciences, 274, 2841-2844.

Mantoglou, A., M. Papantoniou, and P. Giannoulopoulos (2004), Management of coastal aquifers based on nonlinear optimization and evolutionary algorithms, Journal of Hydrology, 297(1-4), 209-228.

Margat, J. (2004), Atlas de l'eau dans le Bassin Méditerranéen, 46 pp., UNESCO/ Plan Bleu/ CCGM, Paris.

Masse, J. P. (1976), Les calcaires urgoniens de Provence : Valanginien, Aptien inférieur : Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. 1, Stratigraphie, paléontologie. 2, Paléoenvironnements et leur évolution, 516 pp, Université d'Aix-Marseille II, Marseille.

McCoy, C. A., and D. R. Corbett (2009), Review of submarine groundwater discharge (SGD) in coastal zones of the Southeast and Gulf Coast regions of the United States with management implications, Journal of Environmental Management, 90(1), 644-651.

McCoy, C. A., D. R. Corbett, J. E. Cable, and R. K. Spruill (2007), Hydrogeological characterization of southeast coastal plain aquifers and groundwater discharge to Onslow Bay, North Carolina (USA), Journal of Hydrology, 339(3-4), 159-171.

Meniscus, X., and M. Conte (2008), Compte rendu d'exploration de la résurgence de Port Miou à –179m, in http://www.plongeesouterraine.org/, edited, Les Fédérés Souterrains.

Mestres, M., J. P. Sierra, and A. Sanchez-Arcilla (2007), Factors influencing the spreading of a low-discharge river plume, Continental Shelf Research, 27(16), 2116-2134.

Micarelli, L., I. Moretti, M. Jaubert, and H. Moulouel (2006), Fracture analysis in the south-western Corinth Rift (Greece) and implications on fault hydraulic behavior, 426, 31-59.

Mjiatovic, B. (2007), The groundwater discharge in the Mediterranean karst coastal zones and freshwater tapping: set problems and adopted solutions. Case studies, Environmental Geology, 51, 737-742.

Mijatovic, B. and Jemcov I. (2003), The contribution of geological-mining engineering to groundwater tapping in karst aquifer systems. Case Studies, RMZ – Materials and Geoenvironment, 50(1), 237-240.

Mohsen, M. S. (2007), Water strategies and potential of desalination in Jordan, Desalination, 203(1-3), 27-46.

Moore, C. H. (2001), Carbonate reservoirs, 460 pp., Elsevier, Amsterdam.

Moore, W. S. (1996), Large groundwater inputs to coastal waters revealed by 226Ra enrichments, Nature, 380, 612-614.

Mulligan, A. E., and M. A. Charette (2006), Intercomparison of submarine groundwater discharge estimates from a sandy unconfined aquifer, Journal of Hydrology, 327, 411-425.

Murakami, M. (1995), Managing water for peace in the Middle East: alternative strategies, 319 pp., United nation University Press, Tokyo, New-York, Paris.

Nativ, R., and N. Weisbrod (1994), Management of a multilayered coastal aquifer- an Israeli case study, Water Resources Management, 8, 297-311.

Oberdorfer, J. A., M. A. Charette, M. Allen, J. B. Martin, and J. E. Cable (2008), Hydrogeology and geochemistry of near-shore submarine groundwater discharge at Flamengo Bay, Ubatuba, Brazil, Estuarine Coastal & Shelf Science, 76(3), 457-465.

Paloc, H., and L. Potié (1974), Etat des connaissances sur les sources littorales et sous-marines, edited by B. R. G. M.-. S.E.M., p. 75, Centre National pour l'Exploitation des Océans.

Philip, J. (1970), Les Formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien, 438 pp, Faculté des Sciences de Marseille, Marseille.

Pongkijvorasin, S., J. Roumasset, T. K. Duarte, and K. Burnett (2010), Renewable resource management with stock externalities: Coastal aquifers and submarine groundwater discharge, Resource and Energy Economics, 32(3), 277-291.

Reddy, K. V., and N. Ghaffour (2007), Overview of the cost of desalinated water and costing methodologies, Desalination, 205, 340-353.

Reilly, T. E., and A. S. Goodman (1985), Quantitative analysis of saltwater-freshwater relationships in groundwater systems - A historical perspective, Journal of Hydrology, 80, 125-160.

Scholle, P. A., D. G. Bebout, and C. H. Moore (Eds.) (1983), Carbonate depositional environments, AAPG, Tulsa.

SCOR, and LOICZ (2004), Submarine groundwater discharge - Management implications, measurements and effects, edited by I.-. IOC, p. 35, UNESCO.

Scott, D. W. (1979), On optimal and data-based histograms, Biometrika, 66(3), 605-610.

Smith, A. J., and S. P. Nield (2003), Groundwater discharge from the superficial aquifer into Cockburn Sound Western Australia: estimation by inshore water balance, Biogeochemistry, 66(1), 125-144.

Soler, E., G. de Marsily, C. Jusserand, and J. J. Bourrand (1994), Essais de quantification du débit des résurgences sous-marines autour du Piton de la Fournaise (La Réunion, Océan Indien), Revue des Sciences de l'Eau, 7, 69-79.

Stevanovic, Z. (2010), Utilization and regulation of springs, in Groundwater hydrology of springs. Engineering, theory, management and sustainability, edited by N. Kresic and Z. Stevanovic, pp. 339-388, Elsevier, Oxford.

Swarzenski, P. W., and J. A. Izbicki (2009), Coastal groundwater dynamics off Santa Barbara, California: Combining geochemical tracers, electromagnetic seepmeters, and electrical resistivity, Estuarine Coastal & Shelf Science, 83(1), 77-89.

Taniguchi, M., W. C. Burnett, C. F. Smith, R. J. Paulsen, D. O'Rourke, and S. L. Krupa (2003), Spatial and temporal distributions of submarine groundwater discharge rates obtained from various types of seepage meters at a site in the Northeastern Gulf of Mexico, Biogeochemistry, 66(1), 35-53.

Tassy, A., B. Arfib, and E. Gilli (2010), Access to coastal karst water resources through a salinity study during an exceptional high-water event: the case of Port-Miou (Cassis, SE France), in Advances in Research in Karst Media, edited by B. Andreo, F. Carrasco, J. J. Durán and J. LaMoreaux, pp. 49-56, Springer.

Thangarajan, M. (2007), Groundwater models and their role in assessment and management of groundwater resources and pollution, in Groundwater - Resource Evaluation, Augmentation, Contamination, Restoration, Modeling and Management, edited by M. Thangarajan, pp. 189-236, Springer, Dordrecht.

Tulipano, L., M. D. Fidelibus, and A. Panagopoulos (Eds.) (2005), COST Action 621 Groundwater management of coastal karstic aquifers, 367 pp., COST Office.

Turner, R. K., and W. N. Adger (Eds.) (1996a), Coastal zone resources assessment guidelines, 101 pp., LOICZ, Texel.

Turner, R. K., and W. N. Adger (1996b), Coastal zone resources assessment guidelines, edited, p. 101, LOICZ/R&S.

Uchiyama, Y., K. Nadaoka, P. Rolke, K. Adachi, and H. Yagi (2000), Submarine groundwater discharge into the sea and associated nutrient transport in a sandy beach, Water Resources Research, 36, 1467-1479.

Wang, M., P. H. S. W. Kulatilake, B. B. Panda, and M. L. Rucker (2001), Groundwater resources evaluation case study via discrete fracture flow modeling, Engineering Geology, 62, 267-291.

Whitaker, F. F., and P. L. Smart (1997), Groundwater circulation and geochemistry of a karstified bank-marginal fracture system, South Andros Island, Bahamas, Journal of Hydrology, 197, 293-315.

White, I., and T. Falkland (2010), Management of freshwater lenses on small Pacific islands, Hydrogeology Journal, 18, 227-246.

Wicks, C. M., and J. S. Herman (1995), The effect of zones of high porosity and permeability on the configuration of the saline-freshwater micing zone, Ground Water, 33(5), 733-740.

Wilson, M. E. J., and M. J. Evans (2002), Sedimentology and diagenesis of Tertiary carbonates on the Mangkalihat Peninsula, Borneo: implications for subsurface reservoir quality, Marine and Petroleum Geology, 19, 873-900.

Worthington, S. R. H. (1999), A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifers, in Karst Modeling, edited by A. N. Palmer, M. V. Palmer and I. D. Sasowsky, pp. 30-37, Karst Water Institute, Charles Town.

Worthington, S. R. H., D. C. Ford, and P. A. Beddows (2000), Porosity and permeability enhancement in unconfined carbonate aquifers as a result of solution, in Speleogenis; Evolution of Karst Aquifers, edited by A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer and W. Dreybrodt, pp. 463-472, National Speleological Society of America, Huntsville, AL.

Worthington, S. R. H., G. M. Schindel, and E. C. J. Alexander (2002), Techniques for investigating the extent of karstification in the Edwards aquifer, Texas, in Hydrogeology and Biology of Post-Paleozoic Carbonate Aquifers, edited by J. B. Martin, C. M. Wicks and I. D. Sasowsky, pp. 173-175, Karst Water Institute, Charles Town.

Zektzer, I. S., and A. V. Meskheteli (1988), Methods for studying submarine discharge of karst water, paper presented at Karst Hydrogeology and karst environment protection, IAHS Publication, Guilin.

Zhou, Y., and R. S. J. Tol (2005), Evaluating the costs of desalination and water transport, Water Resources Research, 41(3), W03003.

3 Caractérisation hydrogéologique des aquifères

Phrases clefs : Le fonctionnement hydrogéologique de l'Unité est discuté par la synthèse des résultats géologiques, incluant le géomodèle 3D, et hydrogéologiques. Par comparaison avec des analogues de la littérature sont abordés les thèmes de l'intrusion saline en milieu karstique, de l'hydrothermalisme et des échanges matrice/conduit.

Ce chapitre a pour but de faire la synthèse sur le fonctionnement hydrogéologique de l'Unité du Beausset en intégrant les résultats apportés par le modèle 3D et l'hydrogéologie, et par les connaissances géologiques, karstologiques et hydrogéologiques. Ces résultats sont discutés aux regards de ceux acquis par les auteurs antérieurs sur l'Unité du Beausset et de ce qui a été observé sur d'autres hydrosystèmes karstiques.

Pour illustrer le fonctionnement hydrogéologique de l'Unité du Beausset, sept coupes ont été faites à travers le géomodèle 3D. Ces coupes prennent en compte les horizons et les failles modélisés. Elles sont complétées par des éléments connus ou supposés mais non modélisés. La position des coupes a été choisie selon les exutoires et leurs aires d'alimentation. Elles sont d'Ouest en Est (Figure 3.1 et Figure 3.2) : (1) une coupe de Port-Miou à l'embut de Coulin en restant dans l'urgonien, (2) une coupe Nord-Sud allant de la plaine d'Aubagne à la Baie de La Ciotat via la source de la Fontaine Romaine, (3) une coupe traversant l'unité du SW au NE depuis Saint-Cyr-Les-Lecques jusqu'aux Montrieux, (4) une coupe Nord-Sud allant de Chibron aux Gorges d'Ollioules, (5) une coupe reliant Saint-Antoine aux sources du barrage de Dardennes puis à Signes via Siou-Blanc, (6) une coupe ESE-WNW allant des sources de Solliès-Toucas, dont la source Werotte, au Massif des Morières et (7) une coupe E-W depuis le Gapeau et la Font d'Ouvin jusqu'au Massif des Morières. Chaque secteur illustré permet de discuter de différents thèmes abordés dans ce travail de thèse.

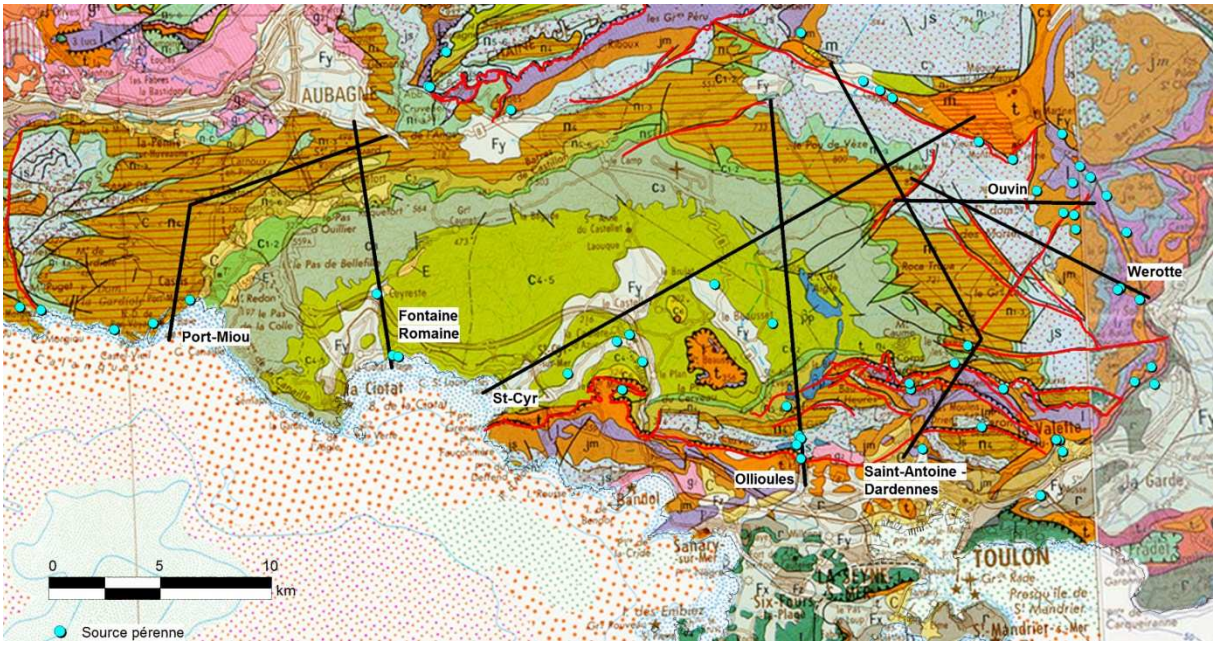


Figure 3.1 : Localisation des coupes utilisées pour illustrer le fonctionnement hydrogéologique de l'Unité du Beausset. La légende de la carte est disponible partie 2 figure 2.2.

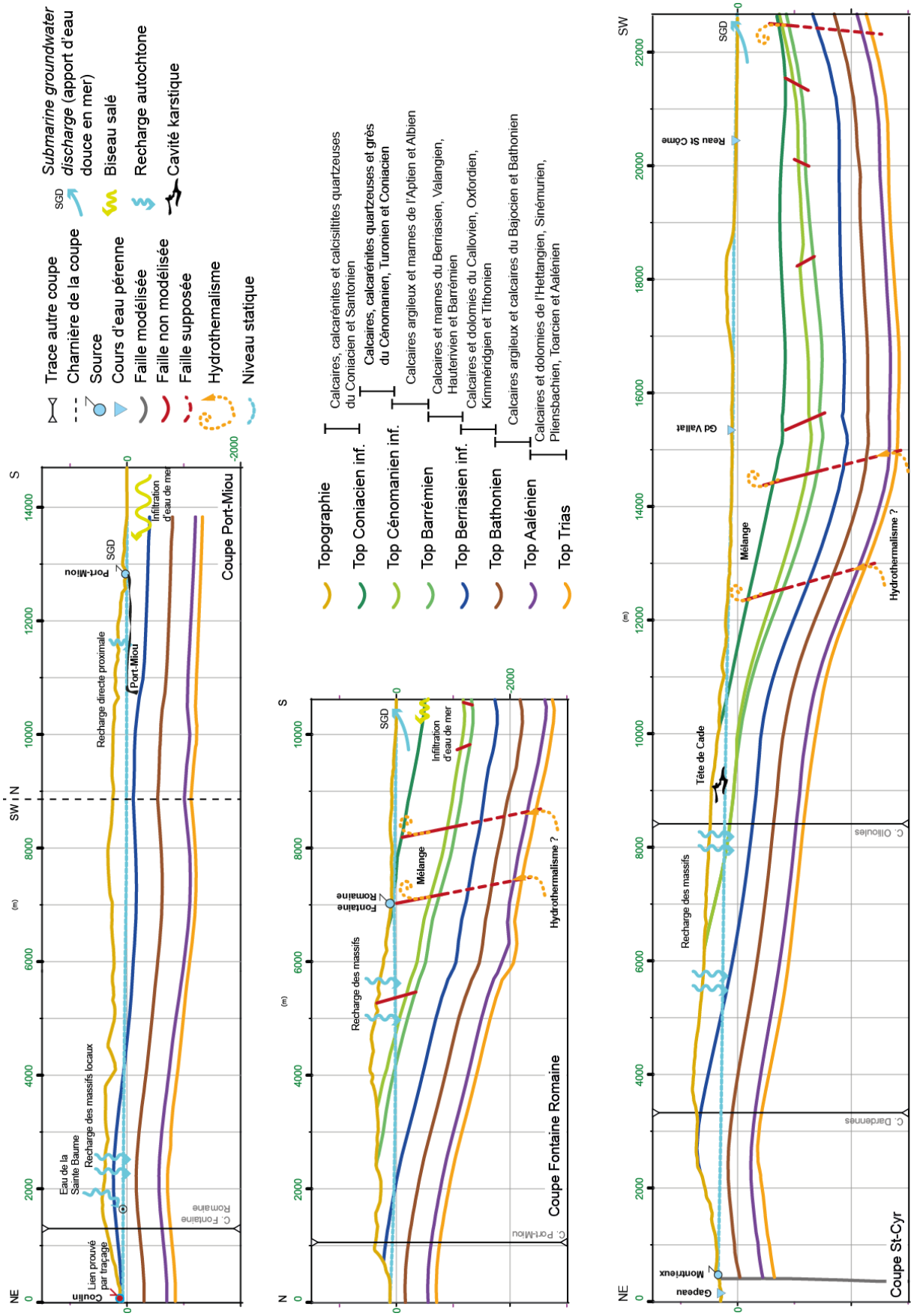


Figure 3.2 : Coupes extraites du géomodèle 3D illustrant le fonctionnement hydrogéologique de l'Unité du Beausset : coupes de Port-Miou, Fontaine Romaine et Saint-Cyr.

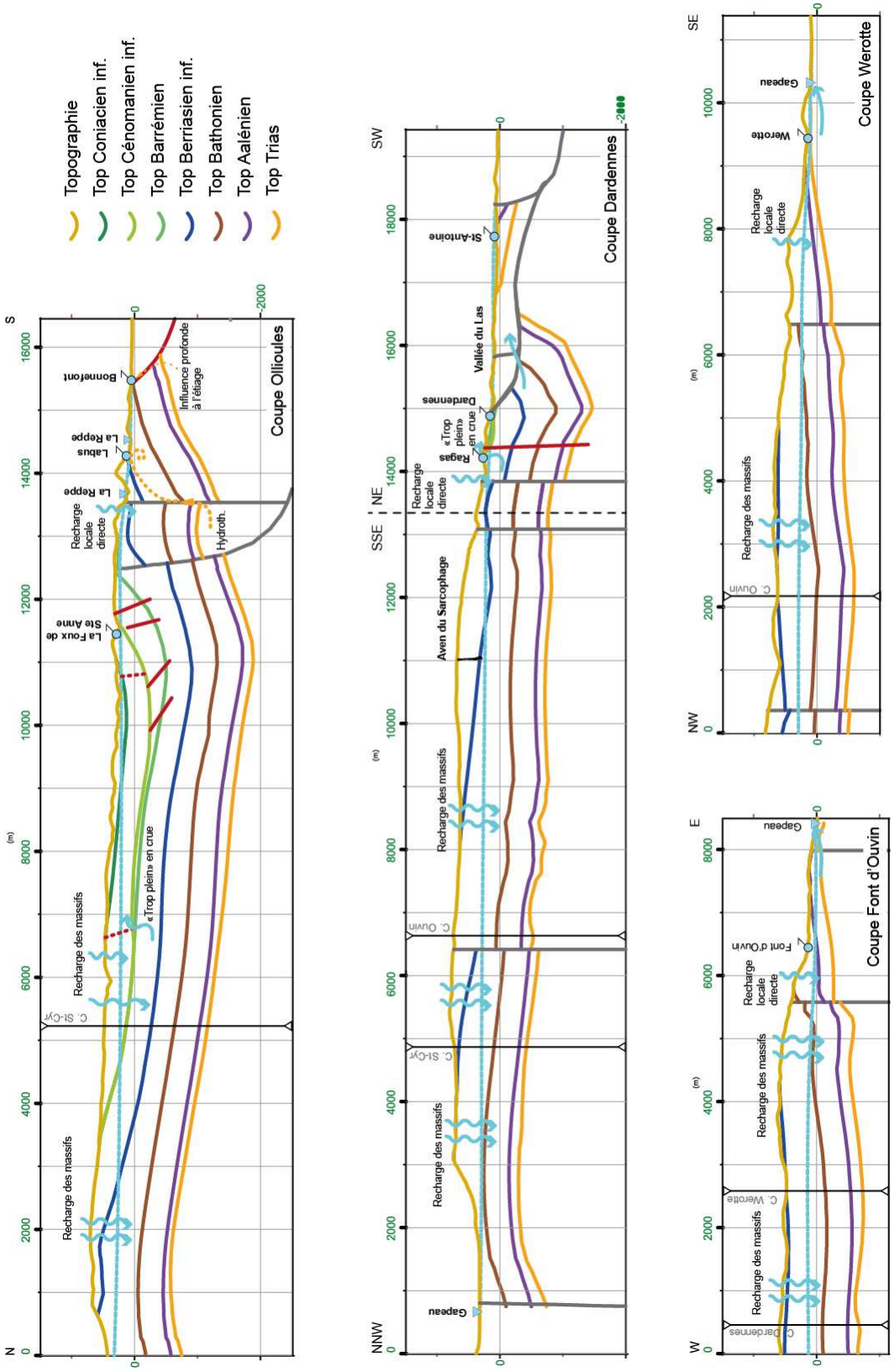


Figure 3.2 (suite) : Coupes de d'Ollioules, Dardennes, Font d'Ouvin et Werotte.

3.1 Port-Miou et Bestouan, et la contamination saline

3.1.1 Nouvelles connaissances hydrogéologiques sur Port-Miou et Bestouan

3.1.1.1 Synthèse des connaissances

Les bilans établis pour l'Unité du Beausset montrent que les débits de Port-Miou et Bestouan rapportés à leur impluvium, délimité par les cartes piézométriques, sont très supérieurs aux autres sources de l'unité. Ceci implique, ce qui était déjà proposé par les auteurs antérieurs (e.g. Gilli, 2001 ; Blavoux *et al.*, 2004 ; Cavalera, 2007) : ces sources drainent une zone plus vaste qui comprend au moins la Sainte-Baume. Ces sources sont également l'exutoire majeur de l'Unité du Beausset, voire de la région. En termes de géologie, l'impluvium direct de Port-Miou et Bestouan est composé quasi-uniquement de calcaire urgonien. Les niveaux statiques, calculés dans le cadre de ce travail, indique qu'une part importante de la recharge se fait à travers le Barrémien pour atteindre la zone saturée dans le Jurassique supérieur. Ce phénomène est cohérent avec le type de karst présent en amont de ces sources, puisqu'il s'agit généralement de grands avens qui favorisent ainsi les transferts verticaux. Cela souligne l'importance du Jurassique supérieur en tant que réserve. Les coupes en série depuis Port-Miou jusqu'à Saint-Cyr (Figure 3.2) montrent que le Jurassique supérieur peut communiquer, y compris en cas d'étanchéité des marnes aptiennes, depuis La Ciotat jusqu'à Cassis. De plus, le traçage de Mauregard a montré que ces marnes n'étaient pas aquicludes dans leur intégralité (Arfib & Lamarque, 2012). En termes d'impluviums direct 2D, Port-Miou se limite à la partie occidentale des calcaires urgoniens affleurant. Mais en termes de 3D, une zone plus large pourrait être drainée même au sein de l'aquifère du Beausset par des circulations profondes sous la zone de Ceyreste, à travers le Crétacé et le Jurassique.

Les sources de Port-Miou et Bestouan sont des sources karstiques sous-marines, dont les conduits ont été explorés sur respectivement 2000 m (Figure 3.3) et 3500 m (Michel *et al.*, 2012) de développement. Ces sources sont caractérisées par une intrusion saline, qui provoque une minéralisation comprise entre 3.4 g/L et 14 g/L à Port-Miou et entre 1.7 g/L et 11.3 g/L à Bestouan, sur la période 2005-2006 (Cavalera, 2007). Celle-ci a pour origine un mélange entre de l'eau douce et de l'eau de mer (Blavoux *et al.*, 2004). Un barrage souterrain a été construit au sein de la galerie de Port-Miou (Figure 3.3) pour éviter une venue d'eau directement depuis la mer (Potié *et al.*, 2005). Ce dernier a fait chuter la salinité, mais n'a pas permis de rendre l'eau douce. En effet, lors des précédentes chroniques (Cavalera, 2007), la salinité n'est jamais tombée sous le seuil de 3 g/L. Mais les années de cette étude ont été des années particulièrement sèches.

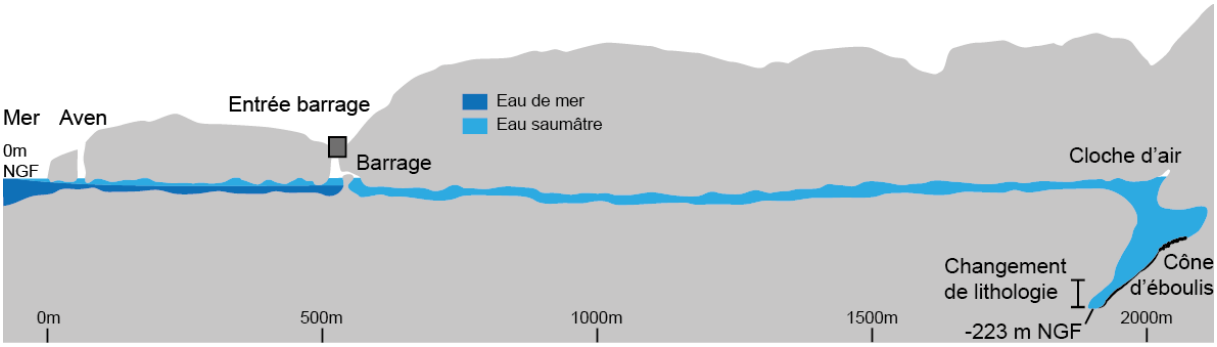


Figure 3.3 : Topographie en coupe de la partie explorée au 07/05/2012 de la source sous-marine de Port-Miou (modifié d'après Méniscus, 2012).

3.1.1.2 Synthèse des nouveaux résultats

Lors de la présente étude, deux résultats nouveaux ont été acquis sur Port-Miou et Bestouan. Le premier a trait au traçage de Mauregard qui a montré la possibilité d'une communication entre ces deux sources et la partie centrale de l'unité (Arfib & Lamarque, 2012). Ce traçage a été détecté aux deux sources 13 jours après injection, soit 7 jours après d'importantes précipitations. Les sources étant distantes d'une dizaine de kilomètres du point d'injection, les vitesses de transfert impliquent un réseau karstique bien développé entre eux. En termes de fonctionnement, ce traçage montre que lors des crues une eau d'infiltration rapide participe au débit de la source, en plus de l'eau de l'aquifère et de l'eau de mer.

La présence d'eau d'infiltration rapide rejoint la deuxième découverte faite sur ces sources. Ces dernières ont connu en 2008 et 2010 des crues très importantes qui ont permis de faire déborder le barrage souterrain de Port-Miou. Lors de la crue de décembre 2008 (Tassy *et al.*, 2010), de l'eau a été prélevée et analysée pour les ions majeurs (voir partie 4, chapitre 4.2.3). Ce prélèvement montre deux choses. Tout d'abord, une salinité résiduelle d'origine marine de 3.4 g/L. Cette salinité corrobore les observations précédentes à plus faible débit montrant que lors des crues, l'eau de mer influence toujours la source. Par contre, les rapports Br/Cl indique d'une partie de la salinité peut être due à des évaporites. La présence d'évaporites a pour origine le Trias qui a pu contaminer l'eau au niveau des accidents de la Sainte-Baume ou par remontée de fluide plus profond à la faveur de failles (voir partie suivante 3.2).

3.1.2 Synthèse des connaissances sur le mode de contamination marine

Trois hypothèses sont envisagées pour expliquer la contamination de Port-Miou et Bestouan par l'eau de mer (Cavalera, 2007) : une contamination par la matrice, par un conduit profond ou par les deux. Une contamination par la matrice est possible, dans la mesure où la profondeur de celle-ci la ferait intervenir au sein du Jurassique supérieur. Ce dernier est caractérisé par une forte porosité et perméabilité. La possibilité d'un tel vecteur de contamination dépend alors de la charge hydraulique au sein du Jurassique supérieur et de la profondeur de la contamination. Une contamination à travers le Crétacé inférieur est également envisageable. Ceux-ci sont intensément fracturés et karstifiés en profondeur à travers toute l'Unité du Beausset comme le montre les forages positifs de Coulin (Gémenos) ou du circuit du Castellet (Le Castellet), ou comme le montre les données de GPR analysée par Grasmueck *et al.* (2011).

L'existence d'un conduit karstique profond allant de la mer à l'aquifère correspond au modèle messinien de mise en place des réseaux karstiques (Gilli, 2001 ; Blavoux *et al.*, 2004 ; Cavalera, 2007). Cette mise en place est cohérente avec les données spéléonautiques où les explorations successives ont montré que Port-Miou se termine par un puits descendant. La profondeur maximale atteinte par l'exploration du 7 mai 2012 de Meniscus (2012) correspond à une profondeur -223 m NGF où le conduit devient horizontal de manière concomitante avec un changement de lithologie (Figure 3.3). Cavalera (2007) a établi la température d'eau de mer entrant dans le système à 22°C. Avec une température moyenne de l'eau douce des aquifères de 13°C et un gradient thermique de 3°C/100 m, cela implique que les eaux marines à l'origine de la salinisation proviennent d'un réservoir salé situé à au moins 300 m de profondeur sous le niveau de la mer. L'hypothèse d'un conduit à cette profondeur conduirait ce dernier au niveau du canyon de Cassidaigne au large de Cassis (Cavalera, 2007). Au regard des résultats de sismiques marines acquis par Tassy *et al.* (2012), il apparaît que le plateau continental au large de Port-Miou est karstifiable

jusqu'à cette profondeur ; ces résultats sont cohérents avec les observations faites en plongée par Blanc (2010).

Avec les données analysées actuellement, le mode de contamination ne peut être discriminé. En Méditerranée, de nombreux modes de contamination des aquifères karstiques côtiers par l'eau de mer sont présents (Paloc & Potié, 1974 ; Fleury *et al.*, 2007). La contamination peut être uniquement par un conduit relié à la source comme celle de Chekka au Liban (Bakalowicz & El Hajj, 2012). Cette source est salinisée par une estavelle qui aspire l'eau de mer à l'étiage et recrache de l'eau douce en hautes eaux. Elle peut être est due à un mélange eau douce – eau salée essentiellement dans la matrice comme la source de l'Almyros d'Héraklion en Crête (Arfib *et al.*, 2004). Il existe des systèmes plus complexes comme celui de Moraig-Toix où la salinisation a une origine inconnue dans l'aquifère principal associée à une origine marine le long d'un conduit (Fleury *et al.*, 2008).

3.2 Secteur central, hydrothermalisme ?

Le secteur central est illustré par les coupes de la Fontaine Romaine et de Saint-Cyr (Figure 3.2). Cette zone est caractérisée par un ensemble de nombreuses sources de très faibles débits, mais possédant des températures supérieures à la moyenne et de fortes concentrations en sulfates. L'origine de l'anomalie thermique et des sulfates de cette eau n'a pas encore pu être établie avec précision. Bien qu'elle semble être d'origine évaporitique, une influence de la pyrite ne peut être exclue. Une origine évaporitique de l'eau témoignerait alors de l'existence d'un lien entre l'aquifère crétacé supérieur et celui du Trias. Or ces derniers sont séparés par plus de 2000 m de roche. Ceci impliquerait que les failles synsédimentaires observées dans la partie inférieure du Crétacé supérieur soient présentes sous-couverture dans la partie supérieure du Crétacé supérieur et se prolongent jusqu'au Trias (Figure 3.2). L'anomalie thermique de ces sources s'expliquerait alors par un mélange entre les eaux profondes triasiques et les eaux locales. Le lien entre structures profondes et salinisation d'eaux superficielles a déjà été démontré dans l'aquifère de Spicer Creek (Australie) par des analyses géophysiques et hydrochimiques (Morgan *et al.*, 2006). Le moteur d'une telle remontée pourrait être une simple convection hydrothermale comme celle présente dans l'aquifère pléistocène de Floride (Kohout, 1965). Dans ce dernier cas, le flux de chaleur trouve son origine à 2000 m de profondeur pour une température d'approximativement 65°C (Kohout, 1965). L'aquifère du Jurassique inférieur qui est en contact avec le Trias se situe en deçà de ces 2000 m au cœur du bassin, ce qui donne une température de presque 80°C pour une eau à l'équilibre avec le gradient géothermique. Des analyses chimiques, en particulier des isotopes du souffre et du strontium, permettraient d'apporter une réponse définitive à cette question.

Les sources de ce secteur se situent préférentiellement dans les vallées. Les données des isotopes de l'eau semblent indiquer que ces sources sont alimentées soit par des eaux infiltrées sur les massifs les plus hauts, comme la Sainte-Baume, et mélangées à des eaux locales, soient qu'elles sont issues des massifs d'altitude moyenne, comme le Plateau du Camp. Le drainage, depuis ces zones de recharges, se fait dans une direction globalement Nord-Sud et les vallées représentent localement des creux piézométriques. Les eaux non drainées par les rivières se déversent dans la mer sous forme diffuse comme l'atteste les cartes de salinité établies dans le chapitre précédent.

L'aquifère crétacé supérieur est très hétérogène. Les données statiques indiquent une grande variabilité des propriétés pétrophysiques des roches. Cette hétérogénéité se traduit surtout dans la qualité des forages. Une enquête informelle réalisée auprès des habitants de La Ciotat a

montré que si les niveaux statiques sont autour de 0 m NGF, les profondeurs des venues d'eau varient de plusieurs dizaines de mètres d'un puits à l'autre, de même que le type de rabattement lors des pompages. Les données dynamiques, enregistrées et analysées à la Fontaine Romaine, montrent que cet aquifère se comportent principalement comme un aquifère poreux-fissurés. Ce point est en accord avec une part la composition calcarénitique des roches rencontrées au cœur du bassin et d'autre part avec la nature fissurée-karstifiée des calcaires présents dans les zones de recharges. En effet, les hauts topographiques actuels du cœur de l'Unité sont les bordures de l'ancienne plateforme carbonatée turono-coniacienne. Ces calcaires turono-coniaciens représentent une zone non-saturée de plus de 200 m. Ce sont des calcaires non poreux et fissurés qui peuvent renfermer de grands réseaux karstiques, tels la Tête de Cade ou l'Abîme de Maramoye (Figure 3.2).

3.3 Secteur d'Ollioules

Ollioules est un secteur structuralement complexe. Il est caractérisé par l'existence de nombreuses sources aux propriétés physico-chimiques variées présentes sur une zone géographiquement réduite, de l'ordre du kilomètre. L'hydrochimie a montré l'existence de trois grands types d'eau dans ce secteur : des eaux essentiellement issues des calcaires, des eaux issues des dolomies et des eaux hydrothermales influencées par des évaporites. Ces dernières appartiennent uniquement à la source de Labus. Les eaux issues des calcaires sont concentrées sur des sources autour de celle du Labus et les eaux influencées par les dolomies correspondent à la source de Bonnefont. Les sources de Bonnefont et de Labus ont été suivies en continu au cours de cette étude. La coupe d'Ollioules (Figure 3.2) permet d'illustrer cette compartimentation hydraulique. En effet, l'absence de Crétacé moyen sur la partie septentrionale de la coupe et la position du niveau statique rend possible une recharge du Crétacé inférieur depuis le Plateau du Camp, ainsi qu'une recharge du Jurassique supérieur depuis l'est de Siou-Blanc. Ces zones de recharges sont cohérentes avec les données isotopiques.

Le secteur d'Ollioules s'organise autour d'un drainage essentiellement nord-sud. Le Crétacé inférieur alimente les sources des Gorges d'Ollioules, tandis que le Jurassique supérieur alimente la source de Bonnefont. Cette dernière montre à l'étiage une influence d'eaux plus chaudes et salées, ce qui pourrait indiquer l'existence d'un réservoir profond l'alimentant durant cette période. La chimie des eaux d'étiage de cette source est cohérente avec une influence plus forte d'évaporites triasiques. La source de Labus est alimentée en partie par des eaux chaudes issues du Trias. Celles-ci se mélangent avec des eaux locales dont l'importance est proportionnelle au débit. En effet, plus le débit de la source est important plus la température et la conductivité électrique sont faibles. Il est à noter que le réseau karstique profond alimentant le Labus lui est propre car les sources voisines, de Maïre des Fontaines et de la Reppe souterraine distantes de quelques centaines de mètres, ne montrent aucune influence de ces eaux hydrothermales.

Au Nord de ces sources contre le Crétacé moyen, se trouve la source temporaire de Sainte-Anne d'Evenos. Sa proximité avec le niveau statique illustre son rôle supposé (Arfib *et al.*, 2011) de trop-plein lors des épisodes de hautes eaux. Son alimentation au cours de cette période peut avoir trois origines : une alimentation directe comme l'a montré le traçage de la « Perte et Fracas », une alimentation par le Crétacé inférieur avant l'apparition des marnes du Crétacé moyen ou à travers le Crétacé moyen via les failles synsédimentaires qui l'affectent dans la partie sud de ce dernier. Les seules certitudes sont la composition essentiellement calcaire de son bassin d'alimentation, ainsi que

l'existence d'un réservoir calcaire d'eau minéralisée mise en mouvement lors des crues. En effet, au cours des hautes eaux, la Foux garde une conductivité électrique forte (Figure 3.4).

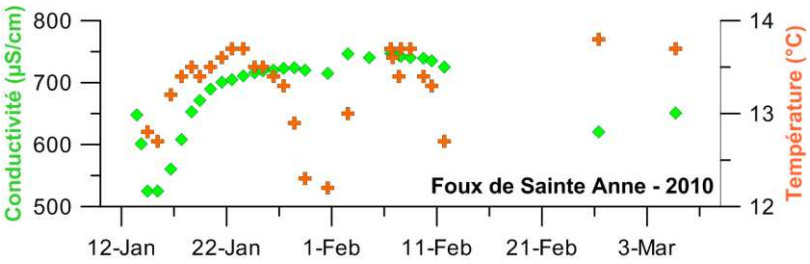


Figure 3.4 : Enregistrement manuel de la conductivité électrique et de la température, à l'aide d'un multimètre WTW 340i, au cours de l'hiver 2010 à la Foux de Sainte Anne d'Evenos.

Enfin, les bilans ont montré que cette zone ne représente certes pas un exutoire important pour l'Unité du Beausset. Mais qu'il s'agit d'une zone de transit vers le Sud, hors de l'Unité. La zone de chevauchement au niveau de Bonnefont (Figure 3.2) ne semble donc pas représenter une barrière hydraulique. Ce secteur est également l'illustration de l'impact de la complexité structurale et karstique sur la nature chimique des eaux.

Par ailleurs, la nature hydrochimique des sources permet d'apporter un éclairage nouveau sur la nature lithologique des roches traversées par ces eaux. En effet, la source du Labus s'illustre par la présence dissoute de NaCl d'origine évaporitique dans son eau. Or, paléogéographiquement l'aire toulonnaise était située, au moment du dépôt des évaporites, en bordure d'une zone émergée (Marcoux *et al.*, 1993). Cette situation défavorise le dépôt d'évaporites de milieux restreints telle la halite, et favorise plutôt le dépôt de gypse et d'éléments détritiques ce qui est cohérent avec les observations faites en forage et à l'affleurement (Glintzboeckel, 1984). Pourtant la signature chimique de la source du Labus indique bien la présence de halite évaporitique. Cela implique qu'il existait sur ces bordures des zones plus restreintes où pouvaient se développer des évaporites plus confinées. Cette hypothèse est cohérente avec des observations en forage (forage Lussan 2) faites sur la bordure septentrionale de ce bassin (Busson & Appia, 1984), montrant la possibilité de présence localisée de halite dans des secteurs a priori inappropriés.

3.4 Secteur de Dardennes et le rôle des sources vauclusiennes

3.4.1 Secteur de Dardennes

Caractérisé comme les autres secteurs par un écoulement Nord-Sud, le secteur de Dardennes a la particularité de se situer dans le prolongement hydraulique direct du Massif de Siou-Blanc (Figure 3.2). Ce dernier est essentiellement constitué de calcaires du Crétacé inférieur. Il représente la zone de recharge principale de l'Unité du Beausset, comme l'atteste les données isotopiques des sources et la carte piézométrique. Ce massif se distingue par une zone non saturée très développée dépassant les 400 m. Il a également la particularité d'abrité de nombreux avens dont certains dépassent les 300 m de dénivellation, ce qui ne leur permet cependant pas d'atteindre la zone saturée (Figure 3.2).

Comme la coupe de Dardennes (Figure 3.2) l'illustre, l'aquifère principal des sources de Dardennes, du Ragas et de Saint Antoine est le Jurassique supérieur. L'eau s'infiltre à travers l'urgonien avant de rejoindre le Jurassique supérieur, puis de jaillir à nouveau à travers les calcaires urgoniens. Cette indication est en accord avec les données hydrochimiques qui montrent une

influence des dolomies, mais également de calcaires. Le secteur de Dardennes représentent également une zone de transit des eaux infiltrées sur le Massif de Siou-Blanc et les massifs plus au Sud vers l'aire toulonnaise. Les sources de Saint-Antoine et de la Baume de Dardennes ont une signature comparable aux sources plus septentrionales. Les sources toulonnaises montrent cependant une influence du Trias. Cette dernière est cohérente avec la structure géologique établie pour la région (Figure 3.2).

Les bilans établis pour l'année 2010 montrent que ce secteur représente le deuxième exutoire le plus important de l'Unité du Beausset. Il est constitué d'un drain karstique profond, d'une importance régionale en termes de débit. Ce drain a été exploré sur plus de 150 m, atteignant une profondeur inférieure au niveau marin (Figure 3.5). L'importance de cette source par rapport aux autres met en lumière l'existence de flux d'eau très concentrés dans les karsts de l'Unité du Beausset. Ces phénomènes de concentration des écoulements sont une constante des sources vauclusiennes du pourtour méditerranéen.

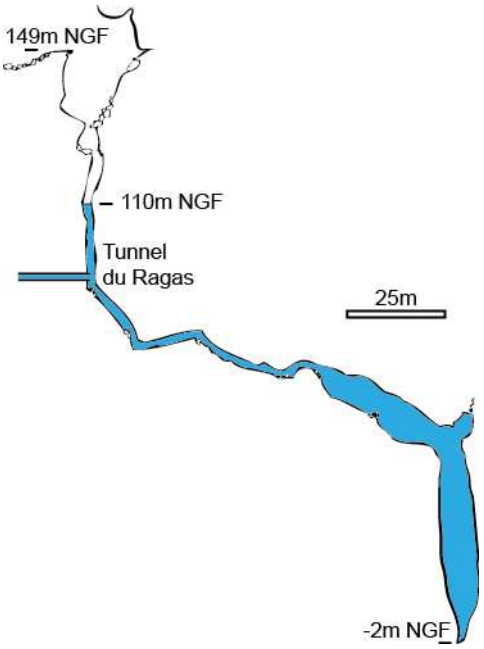


Figure 3.5 : Vue en coupe de la source vauclusienne du Ragas de Dardennes au Revest-les-Eaux (modifié d'après une topographie de CRPS et du SCT « Aragnous », 1995). Le niveau statique est celui mesuré lors de la vidange du barrage en septembre 95.

3.4.2 Importance des sources vauclusiennes

Le fonctionnement de la source du Ragas rappelle celui de Port-Miou. En effet, hormis la contamination saline à Port-Miou, le parallèle entre ces deux exutoires montre de nombreuses similitudes. Ils constituent tous deux les principaux exutoires de l'Unité du Beausset, comme l'ont souligné les bilans. Ils sont tous deux des sources vauclusiennes, le dernier puits exploré de Port-Miou rappelant celui du Ragas, sises dans les calcaires urgoniens du Barrémien. Enfin leur aquifère principal semble être le Jurassique supérieur dolomitique, tandis que leur zone de recharge directe se situe dans les calcaires du Crétacé inférieur.

Le pourtour méditerranéen est caractérisé par de nombreux karsts profonds (Figure 3.6). Ces réseaux sont un héritage des grandes phases eustatiques messiniennes (Mocochain *et al.*, 2006 ; Mocochain *et al.*, 2011) : la chute catastrophique de plus de 1000 m du niveau de base au Messinien a été suivie par une remontée encore plus importante au début du Pliocène. Ces deux phases eustatiques ont permis une concentration des réseaux karstiques sous forme de sources

vauclusiennes, dont la source emblématique est la Fontaine de Vaucluse (Gilli & Audra, 2004). Ces sources représentent les exutoires principaux de nombreux massifs qu'ils soient côtiers ou dans les terres.

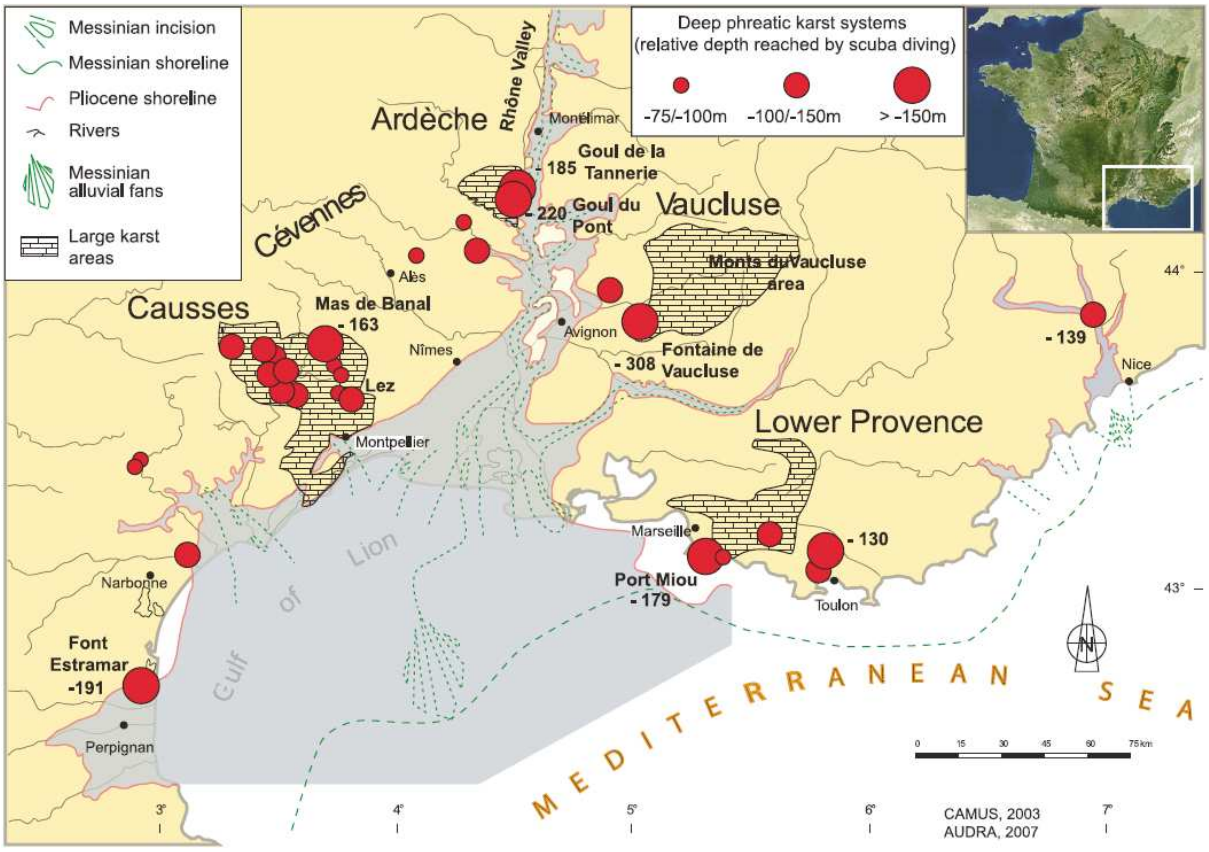


Figure 3.6 : Réseau phréatique profond du pourtour méditerranéen français (d'après Mocochain *et al.*, 2011).

Les sources vauclusiennes jouent donc un grand rôle pour les écoulements locaux en Méditerranée. En France, peuvent être citées : la source du Lez utilisées pour l'alimentation en eau potable de la ville de Montpellier (Avias, 1984), la Fontaine de Vaucluse, plus grande source française, utilisée à travers tout le Vaucluse (Truc, 1991), la source de Fontestramar en bordure de l'étang de Salses-Leucate représentant l'exutoire de la partie orientale du Massif des Corbières (Dörfliger *et al.*, 2006), ou encore la Fontaine l'Evèque principal exutoire du plateau de Canjuers (Martel, 1928) et représentant une importante ressource potentielle pour le département du Var (Cova & Durozoy, 1981). Autour de la Méditerranée, les sources vauclusiennes représentent également d'importants enjeux locaux, comme : la source Ombla (Croatie) qui alimente en eau potable Dubrovnik (Bonacci, 1995), ou encore celles de Modro Oko en Serbie ou Gyrokastr en Albanie qui représentent toutes deux les sources d'eau potable des principales villes de ces pays (Stevanovic, 2010)

3.5 Secteur du Gapeau et illustration des différents types d'échanges matrice/conduit

3.5.1 Secteur du Gapeau

3.5.1.1 Le Haut Gapeau

Le Haut-Gapeau marque une zone de suture, dont la nature structurale n'a pu être élucidée, entre le Massif d'Agnis et l'Unité du Beausset. Cette zone correspond à la vallée du Gapeau entre sa source et son premier coude situé au Sud de Méounes-les-Montrieux. Les investigations réalisées durant le percement de la Galerie Mazaugues – Signes pour le compte du Canal de Provence ont montré que le Massif d'Agnis possède une importante zone non-saturée ; celle-ci peut atteindre presque 500 m (Figure 3.7). Un niveau piézométrique en dôme s'établit en son sein, à travers les calcaires et marno-calcaires du Jurassique moyen, et les dolomies du Jurassique supérieur. Cette disposition hydrique est en accord avec les traçages effectués par Gilli (2000), qui ont caractérisé des écoulements radiaux divergeant depuis le centre du massif. La partie sud de ce massif alimente directement les sources du Gapeau et de Beaupré.

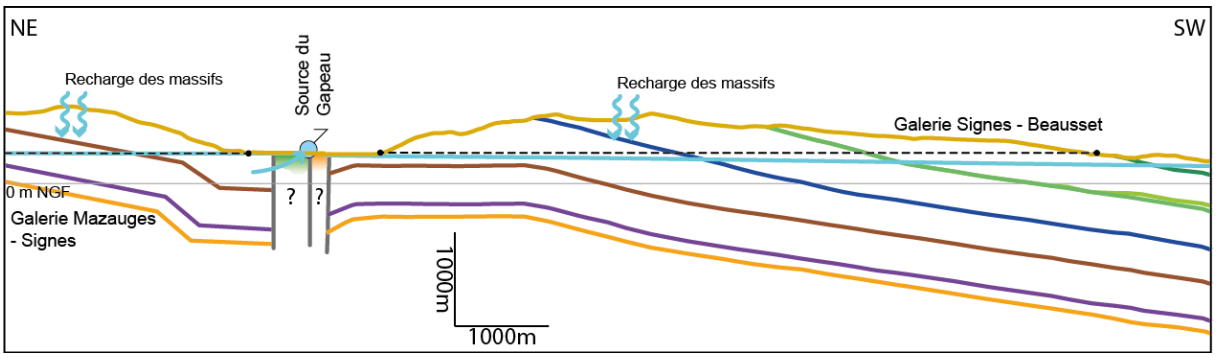


Figure 3.7 : Coupe composite entre, à gauche du Gapeau, la coupe suivant le canal de la SCP, établie en partie 3, et, à droite du Gapeau, une coupe du modèle 3D suivant le même tracé. A droite, le niveau piézométrique provient de ce travail ; celui de gauche provient des coupes du Canal de Provence (Choquet, 1972). La position des canaux de la SCP est indiquée en pointillés.

La source du Gapeau a une composition en ions majeurs indiquant un aquifère 100% dolomitique. Cela implique que le Jurassique moyen marno-calcaire ne participe pas, ou peu, à son alimentation, comme indiqué sur la coupe Figure 3.7. Les données isotopiques sont en accord avec une infiltration des eaux sur les parties supérieures du Massif d'Agnis, mais les valeurs ne permettaient pas d'exclure la partie sud du Massif de Siou-Blanc. Les niveaux piézométriques calculés pour le Beausset dans ce travail et ceux calculés pour le Massif d'Agnis (Choquet, 1972) montrent un écart de quelques de mètres. Ces écarts piézométriques sont cohérents avec les observations faites lors du percement des galeries. En effet, dans la partie en amont de Signes, la galerie est généralement sous le niveau piézométrique (Figure 3.7) : de nombreuses venues d'eau y ont été rencontrées, le radier de la galerie drainant jusqu'à 13 m^3/s. En aval de Signes, les seules venues d'eau rencontrées ont été des suintements apparaissant au gré de karsts et fractures. Ces observations sont donc cohérentes avec la position de la galerie Signes – Beausset dans la zone non saturée (Figure 3.7). Ces écarts piézométriques impliquent que les sources du Haut-Gapeau en rive gauche du fleuve ne peuvent ainsi être alimentées que par le Massif d'Agnis, tandis que celles présentes en rive droite ne peuvent être que des trop-pleins locaux. Du point de vue

hydrogéologique, les formations triasiques semblent donc jouer un rôle d'écran imperméable. Cela est d'autant plus vrai, qu'aucune trace évaporitique n'a été rencontrée dans les analyses hydrochimiques de ce secteur, hormis à Méounes-les-Montrieux située au cœur du Trias.

Les données hydrodynamiques analysées à la source du Gapeau sont particulièrement intéressantes, car elles représentent le seul enregistrement de ce travail d'une eau provenant d'un aquifère uniquement du Jurassique supérieur. Ces analyses montrent que celui-ci se comportent à la fois comme un milieu poreux et comme un milieu karstique. La source répond aux pulses de crues rapidement, de l'ordre de la journée, mais montre parallèlement une inertie de plusieurs dizaines de jours face à ces mêmes crues. Cela montre que le karst présent dans les dolomies du Jurassique supérieur permet les transferts de pressions rapides. Mais la matrice permet de tamponner les crues en termes de transferts de fluides.

3.5.1.2 La Vallée du Gapeau

Ce secteur comprend l'ensemble des exutoires entre Belgentier et Solliès-Pont, c'est-à-dire avant que le cours du Gapeau n'atteigne les dépôts permiens. Ce secteur est illustré par les coupes de Font d'Ouvin et de Werotte (Figure 3.2). Malgré un pendage des couches globalement vers l'Ouest, le niveau piézométrique indique un écoulement ouest-est. Celui-ci est cohérent avec une zone de recharge au niveau du Massif des Morières, ce que confirment les analyses des ions majeurs et des isotopes de l'eau. Le Massif des Morières est caractérisé par de nombreuses formes karstiques de surface de types pertes et dolines, mais les grands avens verticaux sont moins nombreux que dans les massifs environnants. Cela implique un mode de recharge plus diffus que ce qui pourrait avoir lieu sur un massif comme celui de Siou-Blanc.

La source de la Font d'Ouvin jaillit directement à travers les calcaires marneux du Jurassique moyen. Elle apparaît en position légèrement surélevée par rapport au niveau piézométrique (Figure 3.2). Une enquête, réalisée auprès des habitants de la vallée où elle sourd, a révélé qu'elle s'était déjà asséchée par le passé et particulièrement lors des précédentes années sèches. La Font d'Ouvin possède un fonctionnement typique d'une source très karstique avec une inertie très réduite et de nombreuses masses d'eau participant à son écoulement. Cependant, sa température très tamponnée indique un réservoir ne subissant pas d'influence saisonnière. La composition hydrochimique de cette source montre une influence dolomitique importante sur ses eaux. Les dolomies étant soit Jurassique inférieur soit Jurassique supérieur, la source de la Font d'Ouvin fonctionne : (1) comme un drainage gravitaire du Massif des Morières, les années sèches provoquant l'asséchement de cette réserve perchée ; (2) ou comme un trop-plein de l'aquifère Jurassique inférieur, le Jurassique moyen sus-jacent ayant une matrice très faiblement perméable il pourrait rendre le Jurassique inférieur partiellement captif et obliger l'eau à emprunter des conduits karstiques *per ascensum*. Les données de température sont plus cohérentes avec l'existence d'un réservoir profond, tel le Jurassique inférieur. Toutefois les réseaux karstiques de ce secteur semblent organisés *per descendum*, mais leur étude reste à faire.

Bien que la disposition géologique soit proche, les sources de Font du Thon et Werotte, qui jaillissent au contact Hettangien-Rhétien à Solliès-Toucas, ont un fonctionnement différent. En effet, ce dernier est plus inertiel, bien que toujours très karstique. L'eau de ces sources est composée de moins de masses d'eau différentes et leur température montre une influence saisonnière. Leur chimie indique clairement qu'elles proviennent du Jurassique inférieur dolomitique après infiltration à travers le Massif des Morières. L'hydrochimie montre également une influence du Trias évaporitique. L'inertie relative observée peut être due soit à une infiltration essentiellement diffuse,

soit à un effet tampon dû à la matrice. En effet, les propriétés pétrophysiques de l'Hettangien sont cohérentes avec une forte influence de celle-ci sur l'écoulement.

Au niveau de la Vallée du Gapeau, l'hydrosystème a un fonctionnement général plutôt simple. L'eau s'infiltre dans le Jurassique supérieur du Massif des Morières. Cette infiltration peut se faire de manière concentrée dans les dolines ou plus diffuse à travers le sol et l'épikarst, mais il ne semble pas y avoir de relation directe entre la surface et les exutoires. L'eau est essentiellement stockée dans les dolomies du Jurassique supérieur ou inférieur. Le Jurassique moyen joue plus un rôle de transit pour les écoulements, bien que les estimations de volumes aient montré qu'il peut également jouer un rôle de réserve en termes de volumes en place. Les écoulements se font dans les trois formations précédemment citées mais avec des modes différents : le Jurassique supérieur et le Jurassique inférieur ont des écoulements dans la matrice et les conduits, tandis que le Jurassique moyen a des écoulements uniquement dans les conduits. Une fois infiltrée l'eau s'écoule vers l'Est jusqu'aux sources et jusqu'au Gapeau qui représente son exutoire majeur.

3.5.2 Le fonctionnement des aquifères au regard des échanges matrice/conduit

La différence de parcours de l'eau entre les sources de la Font du Thon et Werotte, celle de la Font d'Ouvin et celle du Gapeau, montre une gradation du lien entre nature de la matrice, nature du karst et fonctionnement de la source. En effet, toutes ces sources ont des eaux provenant de réservoirs dolomitiques, indiqués par l'hydrochimie, à matrice perméable comme le montre certains de leurs paramètres : réponses impulsionnelles inertielles de la hauteur ou de la température, ou encore des températures très tamponnées à la Font d'Ouvin. Cependant, la source du Gapeau est beaucoup plus inertielle que celle de Werotte ou Font du Thon, elles-mêmes plus inertielles que celle de Font d'Ouvin.

Ce fonctionnement complexe reflète une relation non moins complexe entre les conduits et la matrice. La dualité qui existe entre stockage et écoulement dans les aquifères karstiques implique des échanges entre ces deux médias (White, 2003). Un mode de fonctionnement souvent retenu est celui du conduit rechargeant la matrice durant les épisodes de crues et de la matrice rechargeant les conduits durant les étiages (Martin & Screaton, 2001). Ce mode de fonctionnement est lié à l'évolution de la différence de charge qui existe entre le conduit et la matrice au cours du cycle hydrologique, comme cela a pu être observé dans les calcaires dolomitiques très poreux et très perméables du Pléistocène de Floride (Martin *et al.*, 2012).

Une étude menée par Bailly-Comte *et al.* (2010) sur ces mêmes calcaires dolomitiques, ainsi que sur des calcaires peu poreux et peu perméables du Jurassique du Causse d'Aumelas (SE France), précise ce fonctionnement. Les aquifères avec une perméabilité matricielle faible ont des régimes de crues uniquement influencés par les conduits. A l'opposé les aquifères ayant des perméabilités matricielles élevées ont des régimes de crues dépendant de ces échanges matrice/conduit. Ces derniers dépendent donc du contraste de perméabilité entre la matrice et les conduits, du gradient de charge hydraulique entre chaque média et de l'état hydrique initial. Pour les hydrosystèmes à recharge allogénique avec un état initial où le niveau piézométrique est moyen à élevé, la différence de perméabilité entre la matrice et les conduits permet à cette première d'avoir une charge plus élevée. L'eau stockée dans la matrice passe donc dans les conduits avant de sortir à l'exutoire (Figure 3.8A). Lors d'une crue, l'eau en provenance de l'écoulement de surface pénètre dans les conduits augmentant sa charge et permettant ainsi de recharger la matrice. Au niveau de l'exutoire, cela se traduit par une augmentation du débit et une baisse drastique de la conducticité électrique. Lors de la décrue, les charges hydrauliques de la matrice et des conduits s'équilibrent ; la conductivité

électrique ré-augmente et le débit décroit. La perméabilité dans les conduits étant supérieure, les différences de charges se ré-inversent et l'aquifère repasse dans un régime dominé matrice (Figure 3.8A).

L'aquifère des sources présentes le long du Gapeau est caractérisé par une recharge essentiellement autogénique, bien qu'il puisse intégrer des flux concentrés comme l'atteste la présence de nombreuses pertes sur les massifs d'Agnis et des Morières (Blanc, 2001). Ce mode de recharge implique l'existence d'un épikarst, d'une zone non-saturée et de systèmes annexes au drainage (Mangin, 1975) qui constituent des zones de réserves peu mobilisées en temps normal et des zones avec des vitesses d'écoulement variant de plusieurs ordres de grandeur. Les échanges matrice/conduit sont de ce fait différents d'une source à recharge allogénique ; l'épikarst, la zone non-saturée et les systèmes annexes au drainage (SAD) jouent un rôle à la fois tampon et de réserve, et peuvent provoquer un fonctionnement par seuils. Les SAD ont été placés à part des schémas représentant la zone non-saturée et l'épikarst car leur définition dépend d'une approche globale et fonctionnelle. Leur position et leur nature varie donc d'un aquifère à l'autre : réserve épikarstique, réserve perchée dans la zone non-saturée ou encore partie de l'aquifère rarement mobilisée.

La source de Werotte (Figure 3.8B) possède un fort contraste de perméabilité entre la matrice et les conduits, malgré l'inertie due à sa matrice. Son état initial correspond à un régime où la matrice alimente les conduits, mais l'épikarst peut participer également à la recharge des deux. Lors d'une crue, l'épikarst, les SAD et les infiltrations directes vont provoquer une arrivée massive d'eau dans l'aquifère entrainant une augmentation de pression à l'exutoire (Figure 3.8B). L'épikarst et les SAD en apportant de l'eau déjà minéralisée vont jouer un rôle tampon en ne provoquant qu'une faible baisse de conductivité électrique. Dans l'aquifère les conduits se mettent en charge, ce qui leur permet de recharger la matrice. Lors de la décrue, l'équilibrage entre la matrice et les conduits peut être perturbé par l'épikarst. La présence des SAD et de l'épikarst rend le déroulement de la crue et de la décrue plus complexe (étapes 2 et 3 Figure 3.8B).

La source du Gapeau présente une inertie très forte liée à un faible contraste de perméabilité entre la matrice et les conduits. Comme le montre les données pétrophysiques et karstologiques, ce faible contraste relève d'une part d'une forte perméabilité matricielle, mais également d'un karst plus diffus donc avec des réseaux moins fonctionnels. Pour cette source, une crue va provoquer un réamorçage des SAD, ce qui se traduit à la source par une augmentation de la pression et de la conductivité électrique. Cette dernière est due à la remobilisation d'eaux plus anciennes donc plus fortement minéralisées. Ce point est confirmé par les mesures isotopiques au tritium faites par Choquet (1972) qui ont montré que lors des crues une eau âgée de plus de 10 ans était mobilisée. En temps normal, les eaux qui sourdent à la source du Gapeau sont contemporaines de leur infiltration. Le fait que les eaux d'infiltrations rapides n'arrivent pas à l'exutoire implique que la recharge se fait principalement à travers la matrice. Les échanges du conduit vers la matrice sont donc limités (Figure 3.8C). Le fonctionnement général de l'aquifère du Jurassique supérieur se rapproche donc plus d'un hydrosystème karstique éogénétique, caractérisé par un faible contraste matrice/conduit, que d'un hydrosystème karstique télogénétique (Florea & Vacher, 2004), qui possède un fort contraste entre ces deux composants.

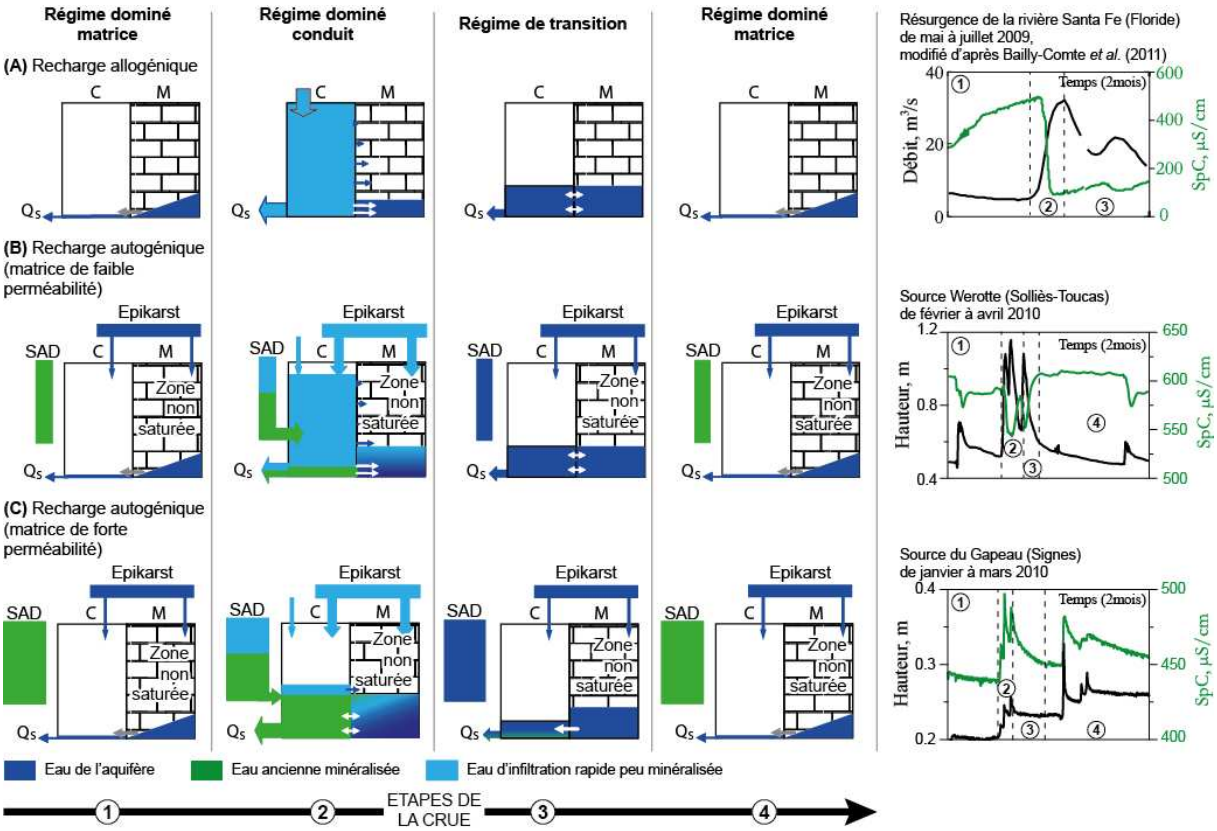


Figure 3.8 : Modalités d'échanges matrice/conduit pour différents types de recharges et de contrastes de perméabilité matrice/conduit, illustrées chacune lors d'une crue par un chémographe et un hydrographe. (A) Recharge allogénique (modifié d'après Bailly-Comte *et al.*, 2010, hydrographe et chémographe d'après Bailly-Comte *et al.*, 2011). (B) Recharge autogénique avec un fort contraste de perméabilité entre la matrice et les conduits. (C) Recharge autogénique avec un faible contraste de perméabilité entre la matrice et les conduits.

4 Nouvelles ressources en eau de l'Unité du Beausset

Phrases clefs : Suite à la synthèse des informations acquises sur le fonctionnement hydrogéologique de l'Unité du Beausset, de nouvelles ressources en eaux sont proposées. Les possibilités d'exploitation de nouvelles sources ou de modification des ressources existantes sont discutées. Une nouvelle méthode de quantification des potentialités d'atteindre une ressource AEP par forage profond est développée. Cette méthode intègre les connaissances géologiques, hydrogéologiques et karstologiques des aquifères, ainsi que l'utilisation du modèle 3D.

Pour faire face à la sécurisation des apports en eau potable, il est nécessaire de proposer de nouvelles ressources pour l'Unité du Beausset. En effet, de nombreuses communes de cette zone ne possèdent qu'une seule source de ressource en d'alimentation en eau potable (AEP). A partir de la synthèse de l'ensemble des données acquises, deux voies sont explorées et discutées pour l'apport de nouvelles ressources en eau potable : le captage d'une source, par forage local ou autre mode de captage, et l'implantation d'un forage profond.

4.1 Les ressources en eau au niveau des sources

4.1.1 Introduction

Les modalités d'utilisation d'une source comme ressource dépendent de la nature même de cette dernière. En effet, une source jurassienne a un débit exploitable qui correspond au volume d'aquifère disponible entre la base des basses eaux et le sommet des hautes eaux (Figure 4.1A). A l'opposé, une source vauclusienne dispose d'un débit exploitable qui correspond au volume dynamique mais qui peut être étendu au volume statique, situé entre la base des basses eaux et la base de la karstification, avec une incidence sur les débits de la source (Figure 4.1B).

Les sources karstiques ont la particularité de présenter de très fortes variations de débit. Leur débit maximum peut être très supérieur à leur débit minimum, voire leur débit moyen (Figure 4.2). Le débit d'exploitation d'une telle source doit donc tenir compte de ces variations. Une gestion optimale de la ressource en eau repose donc sur la potentialité de régulation du débit entre la valeur minimale et optimale. Le barrage de Dardennes, qui capte un des principaux exutoires de l'Unité du Beausset, alimente Toulon en eau en potable. Il permet de créer une réserve durant les hautes eaux qui sera utilisée en complément du débit minimal durant les basses eaux. La ville de Montpellier (Héraut, France) a choisi un autre mode de régulation pour le captage de la source vauclusienne du Lez qui l'alimente en eau potable. En effet, une pompe est équipée à l'intérieur même du drain karstique principal ; lors du pompage la perte de charge est alors fonction du débit de la source. Lors de l'étiage, le rabattement du pompage assèche la source, mais une partie de l'eau pompée est réinjectée à l'exutoire pour maintenir une continuité écologique (Avias, 1984). L'aquifère lui-même sert ici de volume de régulation.

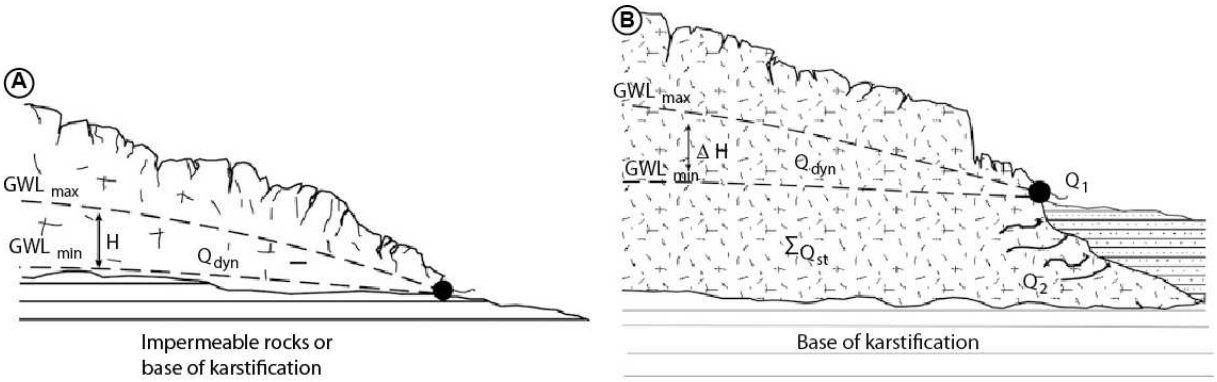


Figure 4.1 : Volumes et débits d'exploitation potentiels de sources karstiques (d'après Stevanovic, 2010). (A) Source jurassienne où seul le volume dynamique (Q_{dyn}) est disponible. (B) Source vauclusienne : le débit d'exploitation correspond au volume dynamique (Q_{dyn}), mais le volume statique (ΣQ_{st}) peut être utilisé avec une incidence sur la source.

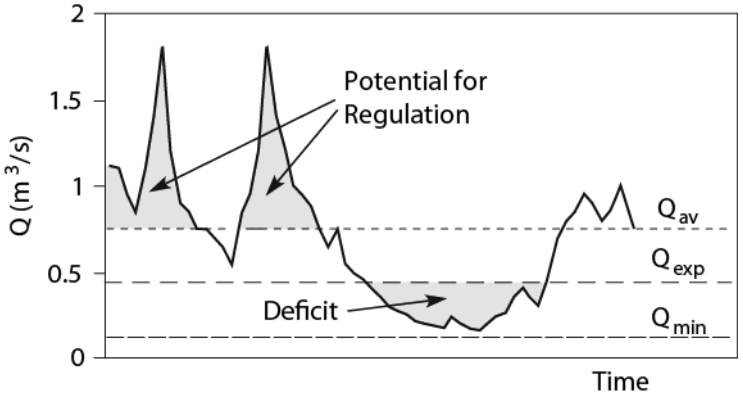


Figure 4.2 : Hydrographe synthétique d'une source karstique avec un potentiel de régulation. Le débit d'exploitation (Q_{exp}) est supérieur au débit minimum de la source (Q_{min}), mais est inférieur au débit moyen annuel (Q_{av}) (d'après Stevanovic, 2010).

Une source peut être captée directement à l'exutoire ou par pompage. La viabilité dépend donc du rapport entre son débit d'exploitation, son débit minimum et de sa recharge (Figure 4.3). Si le débit d'exploitation est inférieur au débit moyen mais supérieur au débit minimum, les débits de recharge en période de hautes eaux peuvent servir à combler les déficits hydriques dus à l'exploitation durant l'étiage. Mais ce mode d'exploitation doit également être accompagné d'un délestage aval, afin d'assurer un débit aval réservé. Si le débit d'exploitation est inférieur au débit minimum, la source peut être captée partiellement, laissant alors un débit réservé (Figure 4.3). Dans tous les cas, les débits réservés doivent tenir compte de la variabilité interannuelle de la recharge et de son influence sur les débits.

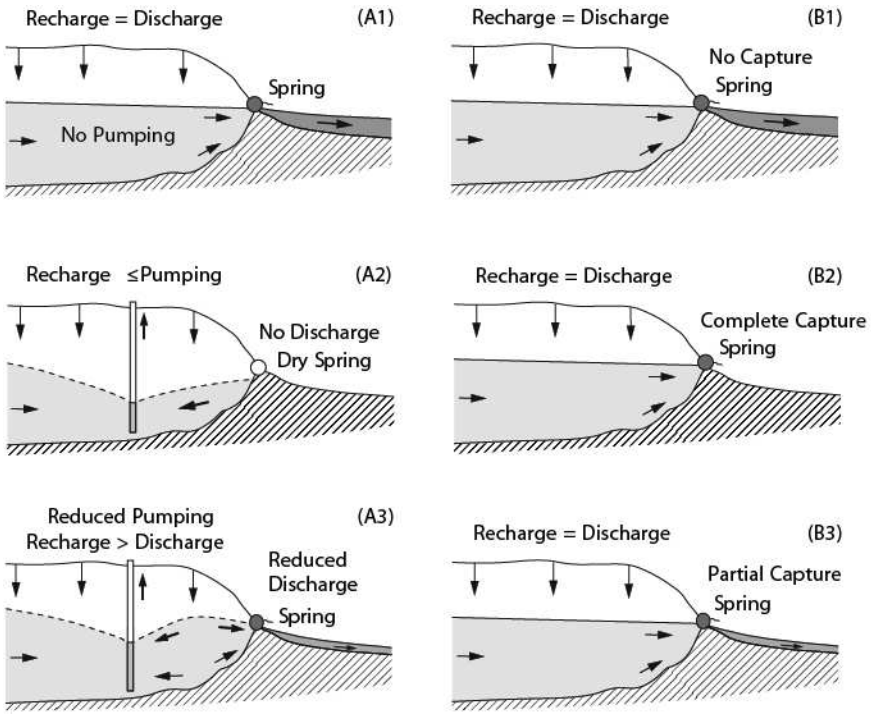


Figure 4.3 : Viabilité d'une source selon son mode de captage (Kresic, 2010). (A1) Etat initial sans pompage. (A2) Rabattement du pompage assèche la source. (A3) Rabattement du pompage n'assèche pas la source. (B1) Etat initial sans captage. (B2) Captage complet de la source, assèchement de l'aval. (B3) Captage partiel de la source, rivière maintenue en aval mais diminuée.

4.1.2 Nouvelles AEP au niveau des sources

En comparant la répartition des sources pérennes dont le débit est supérieur à 5 L/s avec les communes à AEP non sécurisée (ressource unique), il apparaît que la majorité de ces sources se trouvent autour de l'Unité du Beausset où les AEP sont sécurisées, à l'exception de Solliès-Toucas et Solliès-Pont (Figure 4.4). Les communes de l'Aire Centrale, qui sont non sécurisées pour leur AEP, ne possèdent aucune source à débit significatif. Les seuls exutoires, présents dans cette zone, sont les fleuves côtiers. Les cartes piézométriques ont révélées que ces fleuves semblent une zone de drainage de la nappe générale de l'Unité du Beausset. Ils sont donc accompagnés de venues d'eau occulte dans leur lit et de petites sources bordières. Cependant ils pâtissent d'un écoulement qui peut se révéler temporaire à l'échelle pluriannuelle.

Les seules ressources locales qui pourraient être nouvellement utilisées dans l'Aire Centrale sont l'ensemble de ces sources de faibles débits. Leur mise en valeur et leur exploitation sembleraient possible en associant un réseau de galeries drainantes horizontales et de réservoir. Ces galeries sont souvent appelées en Provence « mines d'eau » où elles sont courantes dans les formations calcarénitiques (Meyer, 2012). Elles existent dans l'Unité du Beausset à Solliès-Toucas ou encore Ollioules, mais pas dans l'Aire Centrale. Ces galeries servent à capter, par gravité, l'eau présente de manière diffuse dans des roches (Figure 4.5), telles les calcarénites quartzeuses du Crétacé supérieur qui ont montré des propriétés pétrophysiques intéressantes. Elles pourraient être disposées le long des fleuves à des emplacements stratégiques en termes de débit et reliées à des réservoirs.

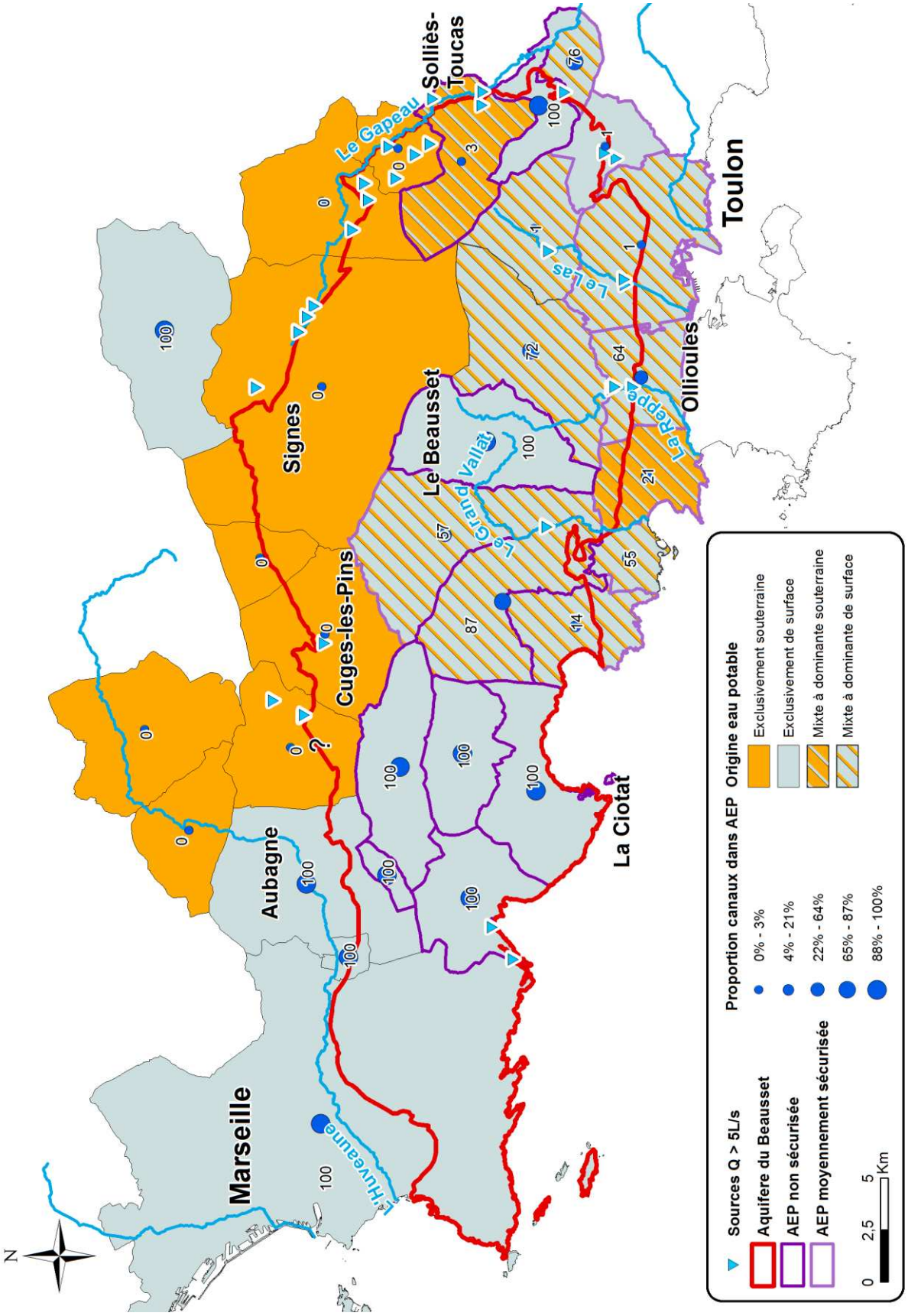


Figure 4.4 : Relation entre l'origine de l'AEP et sa sécurisation pour l'année 2001 dans les Bouches-du-Rhône et l'année 2004 dans le Var (BRL Ingéniérie, 2002 ; DEER CG83, 2006), et les sources pérennes d'un débit moyen annuel supérieur à 5 L/s.

Cependant, cette ressource ne peut représenter qu'une ressource d'appoint, ou de secours, du fait d'une part des faibles débits pouvant potentiellement être récupérés. En effet, la tranche d'eau pouvant être drainée par gravité est faible. D'autre part, la nappe est soumise à des fluctuations saisonnières et interannuelles. Ces fluctuations ont montré que la nappe pouvait descendre sous le niveau des fleuves, qui sont alors secs, et donc rendre ce système de captage non-fonctionnel durant l'été. L'intégralité du cours de la Reppe en amont d'Ollioules est dans ce cas, ainsi que la partie centrale du Grand Vallat. Par ailleurs, ce secteur étant particulièrement cultivé, des problèmes de qualité de l'eau pourraient apparaître. Les analyses hydrochimiques ont décelé des valeurs de nitrate élevées dans certaines sources de l'Aire Centrale.

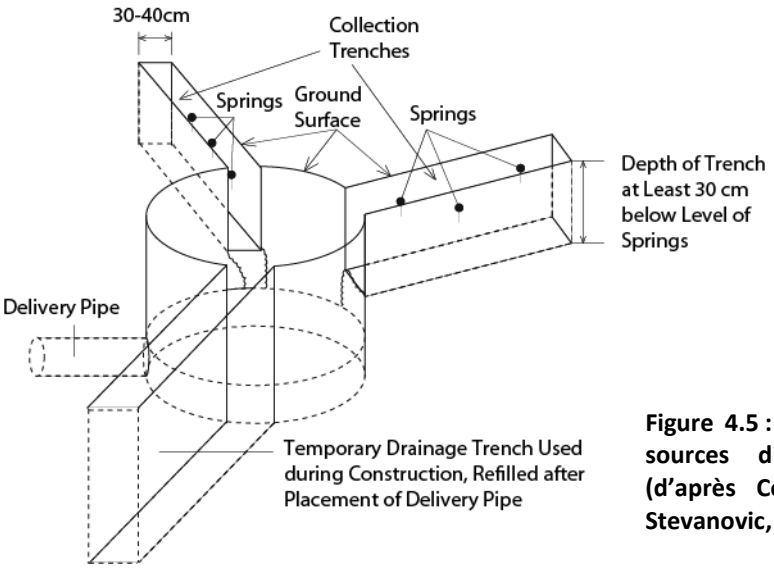


Figure 4.5 : Exemple de dispositif de captage des sources diffuses par tranchées horizontales (d'après Coffman & John, 1984, modifié par Stevanovic, 2010).

4.1.3 Autres AEP au niveau des sources

Parmi les communes à AEP sécurisée, il en existe où la diversification est jugée insuffisante dans la mesure où les ressources AEP secondaires sont de trop faibles capacités. De nombreuses communes de la bordure sud de l'Unité du Beausset sont dans ce cas. Dans ces communes, une trentaine de sources pérennes dont les débits moyens supérieurs à 5 L/s sont connus, mais moins d'une dizaine d'entre elles sont captées pour des usages communaux (Table 4-1). Ce chapitre expose les potentialités de modification d'exploitation des sources déjà connus et exploitées. Parmi les sources connues mais non captées, deux sont saumâtres, Port-Miou et Bestouan, et une n'est plus accessible. Il s'agit de la source de Font Nègre, qui jaillit sous un immeuble en bordure du Gapeau avant de se jeter dans le cours de ce dernier. Et la quatrième source, la Truéby située au Nord de Solliès-Toucas, demande des infrastructures pour être acheminée vers des zones habitées. Dans les zones bénéficiant d'une sécurisation AEP suffisante, la création d'un nouveau captage AEP au niveau des sources peut donc se heurter aux usages locaux déjà existants.

En gardant des débits réservés aux usagers privés, un captage pourrait associer cet usage privé et un usage public des eaux. En effet, parmi les eaux de source utilisées par les privés, seule une faible partie du débit est prélevée (Table 4-1). Cependant, cette co-utillisation doit se faire à travers une gestion résonnée de la ressource : le débit d'exploitation doit tenir compte d'un débit minimum à destination des usagers locaux, mais également du maintien de la continuité écologique au sein des cours d'eau. Dans l'unité du Beausset, peu de ressources se prêteraient à de telles mises en

exploitation. En termes, de distance aux besoins d'AEP, de facilité de captage et de qualité de la ressource, seules les sources détaillées dans les chapitres suivants sont potentiellement intéressantes.

Sources	Communes	Débit (L/s)	Débit retenu (L/S)	C/P	Mode de captage	Description	Utilisation
Sainte-Madeleine	Cuges-les-Pins	5	Ab.	C	B2-B3	Galerie drainante + réservoir	AEP
Fontaine de Touron	Le Castellet	15	2	C	B3	Galerie drainante + réservoir	AEP
Dardennes-Ragas	Le Revest	> 1000	250	C	B2-B3	Barrage	AEP
Maïre des Fontaines	Ollioules	20	10	C	B2-B3	Galerie drainante + réservoir	AEP
Source de la Raby	Signes	20	3	C	B2-B3	Galerie drainante + réservoir	AEP
Font de Thon	Sollies-Toucas	50	30	C	B2-B3	Galerie drainante + réservoir	AEP
Saint-Antoine	Toulon	150	Ab.	C	B3	Galerie drainante + réservoir	AEP
Font. Sainte Jeanne	La Valette	5	?	C	B3	Galerie drainante + réservoir	Arrosage
Maïre des Eaux	La Valette	30	?	C	B3	Galerie drainante + réservoir	Arrosage
Foux Lacanal	Belgentier	15	-	P	B3	Galerie drainante + réservoir	AEP
Rouviere	Belgentier	30	-	P	B3	Galerie drainante + réservoir	AEP
Foux Reganas	La Farlede	13	-	P	B3	Galerie drainante + réservoir	AEP
Montrieux-le-jeune	Meounes	5	5	P	B2	Galerie drainante + réservoir	AEP
Montrieux-le-vieux	Meounes	7	-	P	B3	Galerie drainante + réservoir	AEP
Beaupre	Signes	80	?	P	B3	?	AEP
Gapeau	Signes	20	-	P	B3	Pompe	AEP
Source Pracabat	Signes	8	-	P	A3	Forage	AEP
Werotte	Sollies-Toucas	5	-	P	B3	Pompe	AEP
Font d'Ouvin	Belgentier	6	-	P	-	Canaux	Arrosage
Bonnefont	Ollioules	15	-	P	-	Canaux (Béals)	Arrosage
Labus	Ollioules	50	-	P	-	Canaux (Béals)	Arrosage
Font St Jacques	Belgentier	5	NC	-	-	-	-
Bestouan	Cassis	> 1000	NC	-	-	Sous-marine (saumâtre)	-
Port Miou	Cassis	> 1000	NC	-	-	Sous-marine (saumâtre)	-
Font Negre	Sollies-Toucas	100 ?	NC	-	-	-	-
La Trueby	Sollies-Toucas	25	NC	-	-	-	-

Table 4-1 : Sources captées avec leur mode de captage (réfère à la Figure 4.3) et leur usage actuel dans l'Unité du Beausset. (Abréviations : NC, non-captée, Ab., abandonnée, ?, débit retenu inconnu ; C, captage communal, P, captage privé).

4.1.3.1 Maïre des Eaux, un nouveau captage possible ?

Cette source jaillit au contact entre les dolomies hettangiennes et le Trias évaporitique. Elle fut anciennement captée pour les usages AEP de La Valette. L'ouvrage de captage est un vaste réservoir ouvert encore fonctionnel situé actuellement sous un immeuble d'habitation. Si cette source n'est utilisée aujourd'hui que pour des usages non AEP, c'est probablement dû à l'impossibilité d'établir un périmètre de protection valide du fait des zones bâties.

Comme le montre la carte géologique (Figure 4.6), la zone amont de cette source est constituée de calcaires et dolomies du Jurassique inférieur fortement tectonisés. La zone de réserve aquifère est d'après les cartes piézométriques le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur immédiatement au Nord de ce secteur. D'un point de vue hydrogéologique et géologique, un captage de cette source en

amont des habitations semble possible. En effet, les calcaires et les dolomies du Jurassique inférieur, outre des propriétés pétrophysiques favorables, sont presque toujours aquifères en bordure de l'unité. Ces formations se prêtent d'autant plus aux forages que leur perméabilité est généralement diffuse et non concentrée au niveau des conduits. De plus, la zone de recharge potentielle de cette source est située sur le plateau de Tourris. Ce dernier ne possède pas d'habitations hormis une zone militaire et quelques fermes situées dans un polje, ce dernier pouvant faire office de filtre naturel. L'eau captée serait donc potentiellement d'une bonne qualité. Le positionnement du forage est cependant délicat du fait de la pression immobilière : les zones d'habitations remontent vers le flanc sud du Mont Coudon, ce qui implique une zone non saturée à forer de plus en plus épaisse.

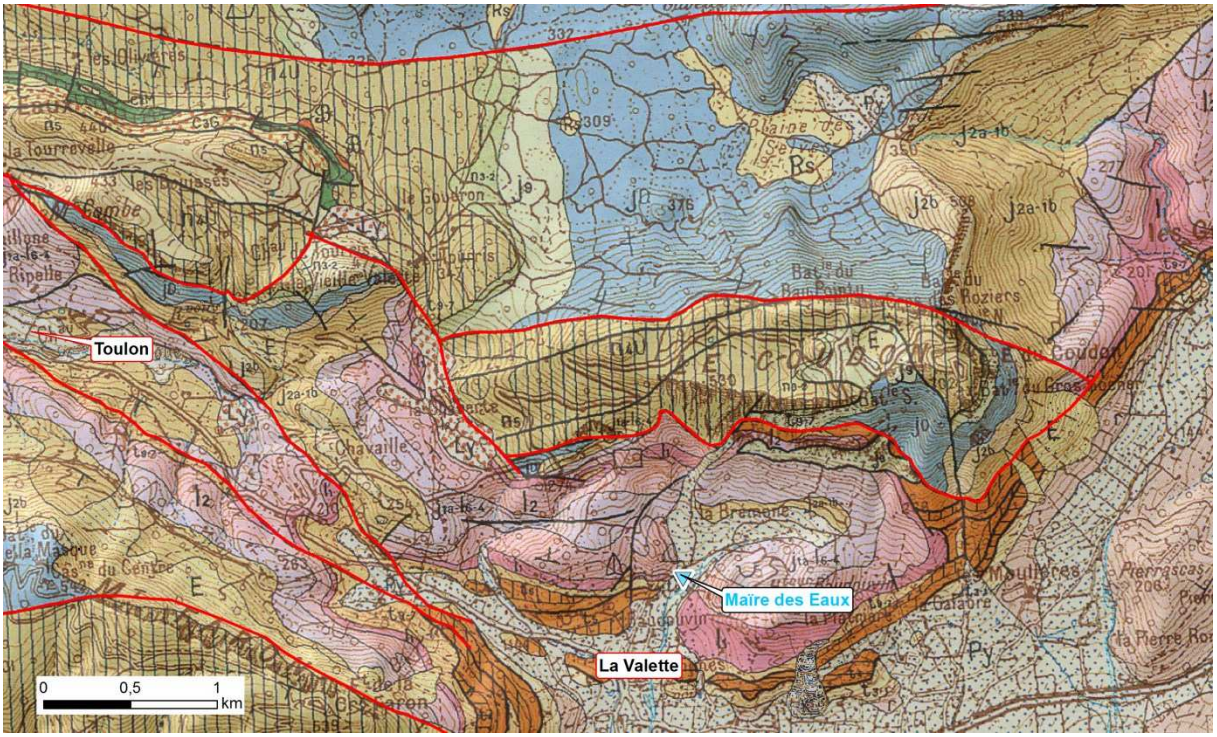


Figure 4.6 : Localisation de la source de Maïre des Eaux sur la carte géologique au 1/50000 du BRGM.

4.1.3.2 Font Nègre, une ressource inconnue

Les conditions d'émergence de la source Font Nègre ne sont pas connues ; seul son emplacement au bord du Gapeau dans le centre de Solliès-Toucas est connu (Figure 4.7). Son débit a été mesuré à plus de 100 L/s (Grimaud, 1952 ; Durozoy *et al.*, 1969). Sa position géographique l'indique comme jaillissant au cœur du Trias, probablement le Rhétien calcaire (Figure 4.7). Son aquifère semble être les dolomies hettangiennes sus-jacentes. Ce point est un point positif pour un éventuel forage. Cependant, sa disposition géologique et son emplacement implique deux difficultés majeures pour son captage : l'impossibilité d'établir un périmètre de protection et les qualités chimiques liées à l'influence des évaporites triasiques, en particulier à l'étiage.

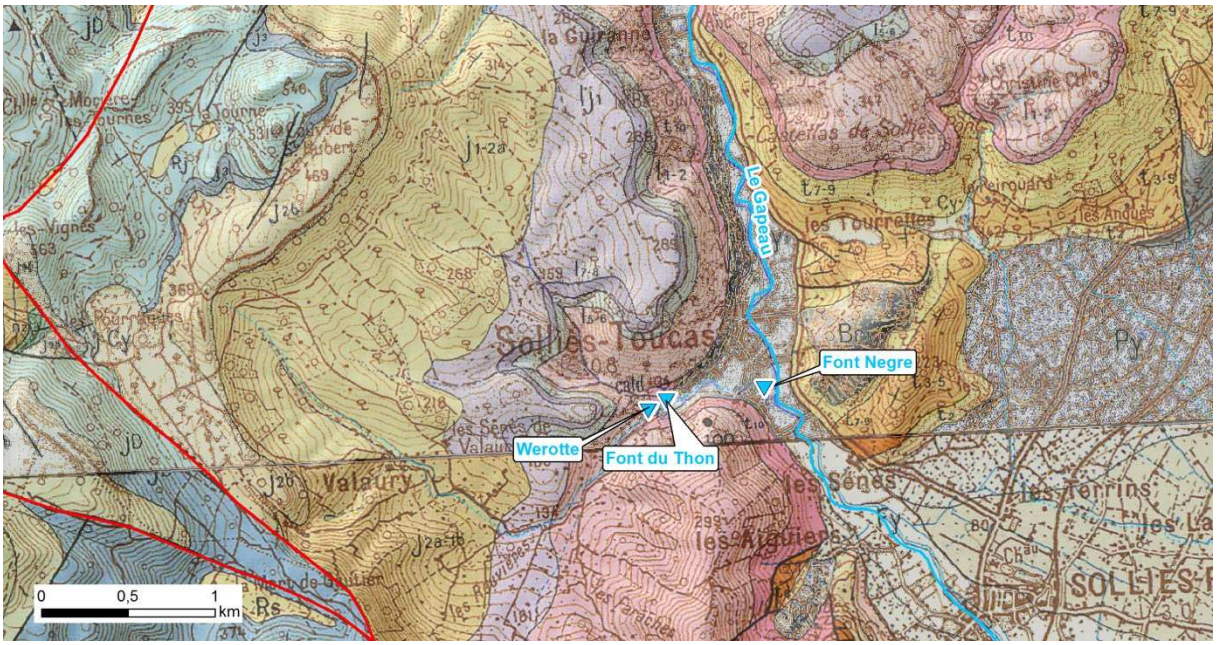


Figure 4.7 : Localisation de la source de Font Nègre, ainsi que des sources de Werotte et de Font du Thon suivies dans le cadre de ce travail, sur la carte géologique au 1/50000 du BRGM.

4.1.3.3 Ollioules, renforcement de la ressource

Dans ce secteur seule la source de la Maïre (ou Mère) des Fontaines est captée. Les trois autres sources indiquées sur la Figure 4.8 sont canalisées dans des béals, qui sont les appellations locales des canaux, avant que les eaux ne soient distribuées à travers la ville par gravité. Ces sources sont utilisées par des particuliers pour l'arrosage et pour un usage agricole ; elles sont gérées par une association d'arrosants.

Outre la source captée, seule la source de Labus présente des débits suffisamment importants pour faire l'objet d'une mise en valeur. En effet, les débits de la Reppe souterraine sont faibles tout au long de l'année. Ceux de Bonnefont sont négligeables durant les mois d'étiage, bien qu'ils puissent atteindre plusieurs centaines de litre par seconde en crue. De plus, l'environnement urbain de cette source rend difficile la définition d'un périmètre de protection. La source de Labus a un débit d'étiage de 20 L/s, ce qui est supérieur à celui de la Maïre des Fontaines. Elle jaillit au débouché d'un karst explorable. Ce dernier pourrait permettre un captage avec une pompe installée directement dans la galerie, après nettoyage de cette dernière pour éviter les problèmes de turbidité. L'eau ainsi récupérée pourrait être envoyée à l'usine de chloration via le réseau de la Maïre des Fontaines toute proche. Cette approche est limitée par deux facteurs. Tout d'abord, l'utilisation actuelle qui est faite de cette source pour l'arrosage ; une exploitation ne doit pas entrainer de conflit d'usage. Et surtout cette eau est non potable au regard de la législation (Table 4-2). Ce dernier point implique un mélange avec d'autres eaux pour que les paramètres se retrouvent sous le seuil de potabilité. Cette source est une source hydrothermale chaude et influencée par le Trias, et les sources environnantes ne montrent aucune influence similaire. Etant donné que cette source sourd dans le Crétacé inférieur, la compartimentation karstique est très importante dans cette zone. L'exploitation d'une ressource locale par forage semble plus difficile.

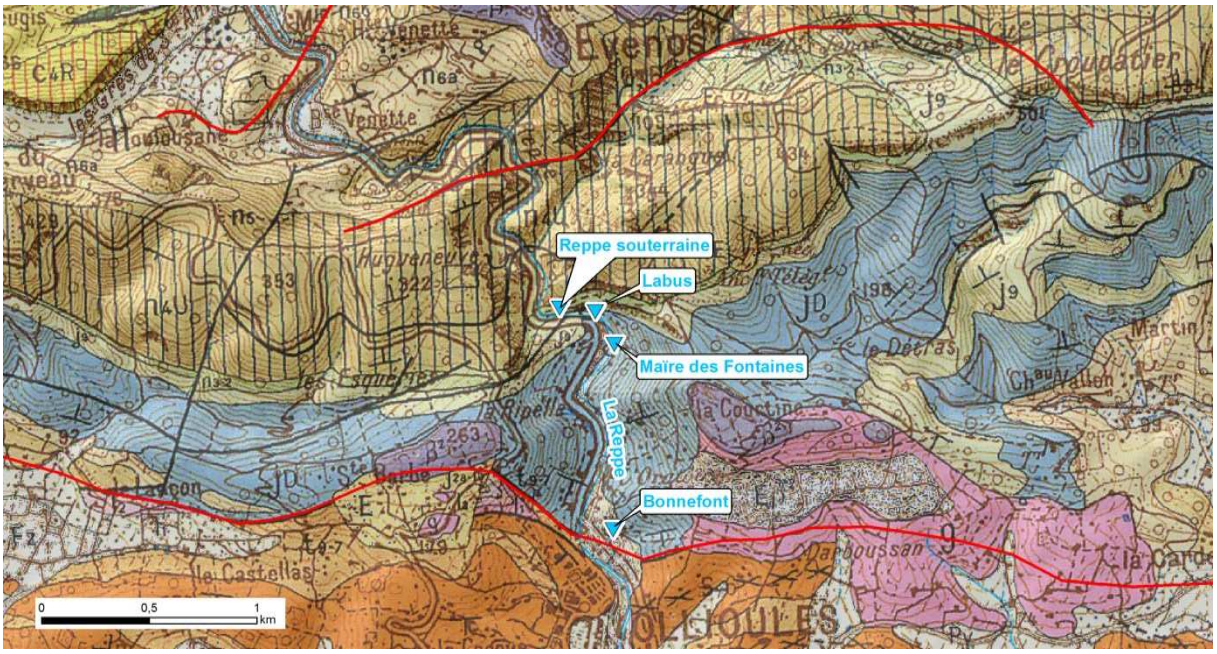


Figure 4.8 : Localisation sur la carte géologique au 1/50000 du BRGM de la source de la Maïre des Fontaines, ainsi que des sources de la Reppe souterraine, du Labus et de Bonnefont. Les deux dernières ont été suivies pour ce travail.

Paramètre	Seuil de potabilité	Valeurs mesurées à Labus
$[SO_4^{2-}]$	250 mg/L	55 - 73 mg/L
$[Na^+]$	200 mg/L	78 - 245 mg/L
$[Cl^-]$	250 mg/L	132 - 412 mg/L
Température	25°C	16.0 - 25.1 °C
Cond. Electrique à 25°C	≥ 200 et ≤1100 µS/cm	648 - 2113 µS/cm

Table 4-2 : Seuil de potabilité des eaux brutes à destination de la consommation humaine en France (JO, 2007) et les valeurs mesurées à la source de Labus (voir tableau d'analyse en annexe numérique e5). La température et la conductivité électrique sont mesurées en continu sur la période du 05/2009 au 03/2011.

4.1.3.4 Toulon, une modification possible de la ressource ?

L'aire toulonnaise est caractérisée par des sources de fort débit. Tout d'abord, la source de Saint Antoine située à l'Ouest du Mont Faron (Figure 4.9) a un débit moyen annuel sur l'année 1966, qui était une année sèche, de 165 L/s (Durozoy *et al.*, 1969). Elle est constituée d'un drain principal noyé exploré sur plus de 600 m de long et plongeant à plus de 90 m NGF (Le Pennec, 1990). Cette source anciennement captée a dû être abandonnée suite à des problèmes de pollution. Seul un captage en amont et à grande profondeur directement dans le conduit karstique pourrait améliorer l'exploitation. Toutefois, l'environnement urbain ne garantit pas une protection optimale.

Les autres sources à fort débit sont celles captées à l'heure actuelle dans la retenue de Dardennes. Ce mode de captage a l'avantage de pouvoir permettre un fort pouvoir régulateur sur l'exploitation de ces sources (cf. 4.1.1). Par contre, il soulève d'autres problèmes : (1) l'âge du barrage, bientôt cent ans, pose des questions de sécurité dues à la stabilité de la voute ; (2) l'été, des problèmes de qualité bactériologique peuvent apparaître ; (3) la ressource étant exposée à l'air libre,

elle est vulnérable aux éventuelles pollutions ; (4) il n'y a pas de débit réservé minimum pour la continuité écologique du Las en aval.

Il existe deux solutions de remplacement au barrage : un forage amont ou une installation d'une pompe au sein du conduit du Ragas. Cette dernière solution a été adoptée pour plusieurs sources vauclusiennes, telle celle de Modro Oko en Serbie (Jevtic *et al.*, 2005) et bien sûr celle du Lez à Montpellier précédemment citée. Outre la difficulté technique, la solution d'un pompage au sein même de la galerie nécessite cependant des études complémentaires. La première d'entre elle est la connaissance des débits réellement disponibles avec le seul Ragas au cours d'un cycle hydrologique. Une fois les débits connus, un pompage au sein du conduit permet de réguler la charge hydraulique au cours de l'exploitation et offre la possibilité de laisser artificiellement un débit aval réservé.

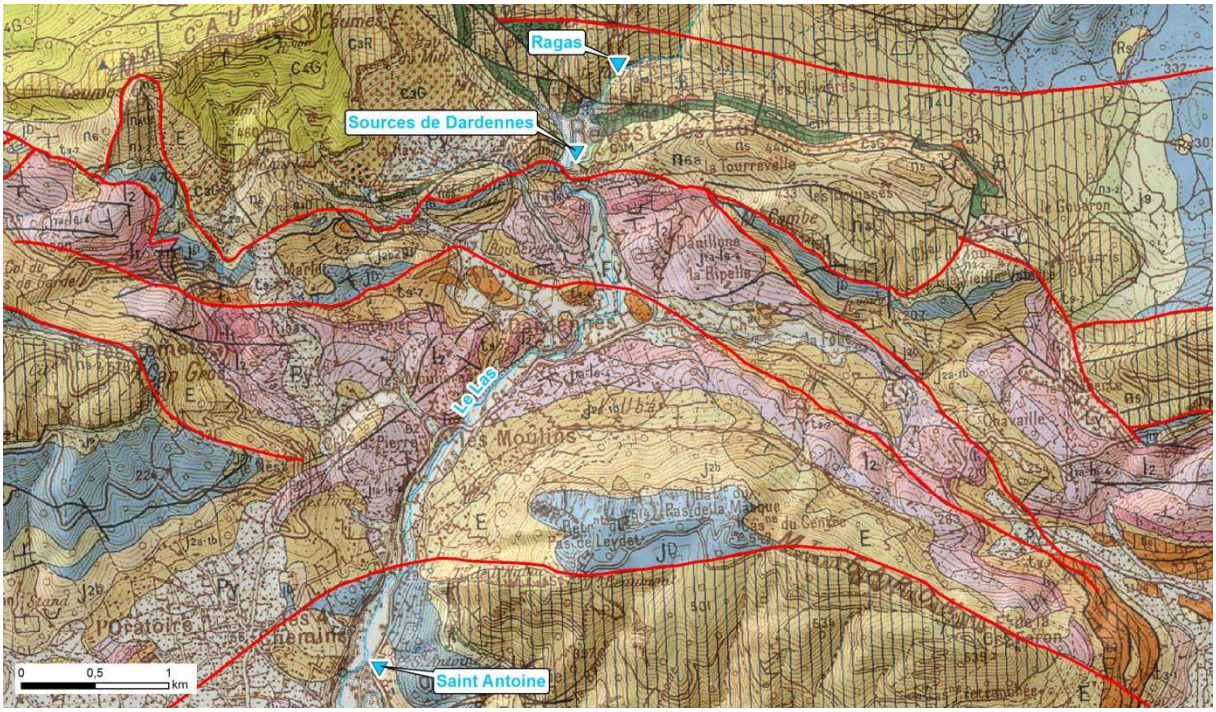


Figure 4.9 : Localisation des sources de Dardennes, du Ragas et de Saint Antoine sur la carte géologique au 1/50000 du BRGM.

La solution d'un forage peu profond en amont des sources de Dardennes peut être envisagée pour deux cibles. La première est un recoupement du drain principal alimentant la source du Ragas. Elle a l'avantage de proposer une plus grande flexibilité de gestion qu'une pompe immergée dans la source. Mais l'inconvénient est que le conduit karstique connu est très profond et que sa topographie précise à l'échelle d'un forage difficile à obtenir. L'autre solution serait de forer à travers le Crétacé inférieur pour atteindre le Jurassique supérieur. Ce dernier représente la réserve principale des sources de Dardennes, et les indicateurs géologiques et hydrogéologiques sont positifs pour ce forage. La difficulté majeure est liée à d'une part la topographie et d'autre part la géologie locale. La topographie est défavorable à un forage peu profond, car en amont du Ragas les reliefs augmentent et le niveau statique atteint rapidement -400 m par rapport à la topographie. La difficulté d'ordre géologique est liée à la structure locale qui est complexe dans le détail. Cette complexité pourrait avoir une incidence sur la qualité de l'aquifère rencontré dans un compartiment structural défavorable. En effet, les cartes piézométriques, dont l'interpolateur met en exergue les valeurs locales, ont montré que la zone sud de l'Unité du Beausset peut avoir localement des niveaux

d'eau différents selon le compartiment structural. De plus, le Jurassique supérieur a montré à travers les données statiques et dynamiques de très bonnes propriétés, mais il peut se révéler par endroit peu poreux et ni fracturé ni karstifié.

En remplacement du barrage, il existe donc diverses solutions : captage au sein du conduit du Ragas, forage peu profond ou encore forage profond recoupant le Jurassique supérieur sur une grande épaisseur pour maximiser les chances de venue d'eau. Au final, la difficulté majeure d'un remplacement de la ressource actuelle reste le coût d'exploration et de mise en production.

4.2 Nouvelles ressources en eau par forage profond (indice W_i)

Le chapitre précédent a montré que les possibilités de développement de nouvelles ressources ou des ressources actuelles au niveau des sources sont limitées. La solution possible pourrait être la réalisation de forages profonds (> 250 m). Le positionnement de ces forages doit donc tenir compte des besoins locaux, mais également des possibilités géologiques et hydrogéologiques.

Pour pouvoir proposer des possibilités d'implantation de forages, une méthode a été développée pour intégrer les connaissances géologiques et hydrogéologiques nouvellement acquises en vue de cette problématique. L'intégration repose sur des indices de qualités spatialisés et calculés avec le géomodèle 3D.

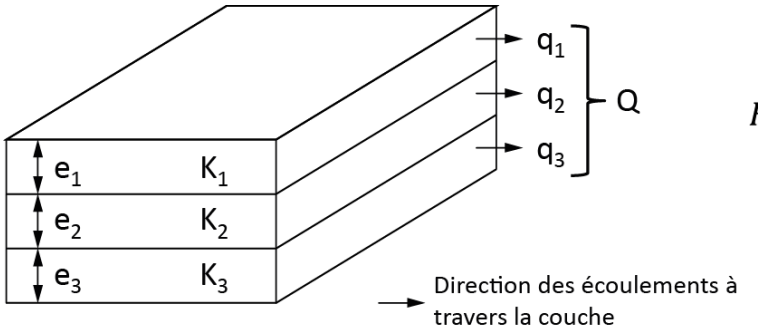
4.2.1 Une nouvelle méthode : l'indice de potentialité W_i

Que ce soit avec le géomodèle 3D, les analyses hydrogéologiques ou la synthèse des connaissances, de nombreuses informations sont disponibles pour l'Unité du Beausset. Pour l'implantation d'un forage profond, il est nécessaire de prendre en compte l'ensemble de ces données. En effet, l'hétérogénéité des aquifères karstiques implique la meilleure caractérisation possible de l'aquifère cible pour réduire les incertitudes, d'autant plus que le forage est un forage profond. La méthode vise donc à intégrer les données de qualité statiques et dynamiques avec, d'une part, la géométrie en 3D des aquifères et, d'autre part, leur fonctionnement hydrogéologique. L'objectif concret est de proposer des cartes d'un indice de potentialité W_i du forage à partir de cette intégration de données et connaissances. Ces cartes représentent la quantification, en tout point de l'Unité du Beausset, de la chance qu'un forage profond soit exploitable pour une profondeur donnée.

La mesure de productivité d'un captage est donnée par la transmissivité T, qui est définie comme $T = K \cdot e$, où K est le coefficient de perméabilité en m/s et e l'épaisseur de l'aquifère en m. Dans un aquifère karstique, la perméabilité peut varier de plusieurs ordres de grandeurs. Selon que le forage se trouve dans un karst fonctionnel, un réseau de fracture ou la matrice, sa capacité à exploiter les fluides en place dépend des propriétés de ces éléments. Il est donc difficile d'utiliser cette grandeur de manière significative à une échelle supérieure à celle du forage. Pour cette raison et par analogie avec la transmissivité, l'indice de potentialité W_i d'un forage repose sur la qualité K_i des aquifères potentiellement traversés par le forage et de l'épaisseur de zone saturée forée e_i. Wi est obtenu en faisant la somme des indices de potentialité de chaque couche i, définis comme le produit de K_i et e_i, soit :

$$W_i = \sum_{i=1}^{n} K_i \cdot e_i$$

Cet indice est semblable à une combinaison de perméabilité lors de l'écoulement dans un aquifère multicouche, mais sans normalisation par l'épaisseur (Figure 4.10). Le coefficient de perméabilité équivalent K_{eq} est obtenu selon la relation suivante (de Marsily, 1986) :



$$K_{eq} = \frac{\sum_{i=1}^{n} K_i \cdot e_i}{\sum_{i=1}^{n} e_i}$$

Figure 4.10 : Calcul de la perméabilité équivalente K_{eq} dans un aquifère multicouche, avec des couches de perméabilité K_i et d'épaisseur e_i.

La Figure 4.11 illustre l'obtention de l'indice de potentialité en tout point d'une coupe et pour une profondeur de 1000 m. L'indice dépendant de l'épaisseur de zone saturée traversée, il dépend donc de la profondeur de forage. La zone non saturée n'étant donc pas prise en compte, l'indice W_i ne se calcule que sous le niveau statique. La Figure 4.11 indique pour chaque couche sa variation de W_i. Par exemple, l'indice du Jurassique supérieur montre une diminution vers le SSW ; celle-ci est due à la diminution de l'épaisseur de la zone saturée de cette couche dans cette direction.

L'épaisseur de zone saturée de chaque couche e_i est obtenue grâce au géomodèle 3D, comme l'illustre la coupe extraite Figure 4.11. De ce fait, les couches situées hors-modèle ne sont pas prises en compte. Ainsi, les formations présentes sous la base du Jurassique inférieur, même si elles sont aquifères et que le forage les recoupe potentiellement, ne sont pas intégrées dans le calcul de W_i. Pour quelqu'un n'ayant pas la possibilité d'utiliser un géomodeleur 3D ou pour des zones structuralement plus simples, il est possible d'obtenir le paramètre e_i avec un logiciel SIG à partir de données interpolées de sondage ou de coupes géologiques. La seule difficulté de ce paramètre réside dans le rapport entre temps d'acquisition, complexité structurale et résolution voulue.

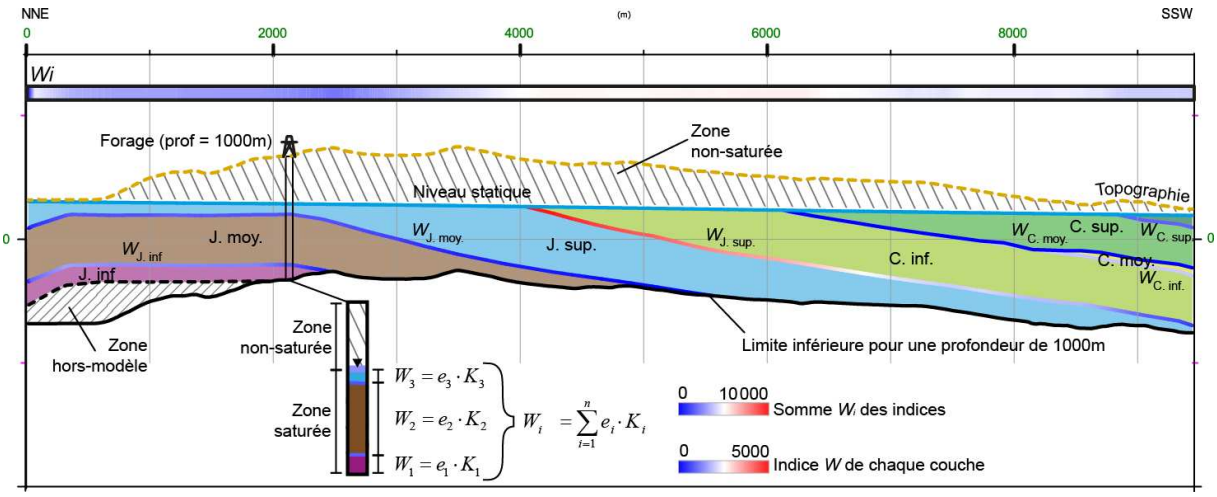


Figure 4.11 : Méthode de calcul de l'indice W_i pour une profondeur d'investigation de 1000 m.

L'indice K_i est une mesure semi-quantitative de la qualité de l'aquifère. Il est obtenu en attribuant à chaque couche une valeur sur une échelle de 1 à 10, 10 étant la qualité maximale. Cette valeur doit tenir compte des chances pour un forage d'être positif et productif au sein de cette formation. Il doit être pris en compte, outre la pérennité de la réserve :

- Unités d'écoulement : l'écoulement est-il supporté par la matrice, les fractures ou le karst ? Quelles sont les échelles de fonctionnalité de chacun de ses supports ? A l'échelle du puits, quelle peut être l'impact de leur hétérogénéité et de leur anisotropie sur la qualité de la récupération ?
- Unités de stockage : sont-elles confondues avec les unités d'écoulement ? Si non, quels sont leur lien en termes d'intensité des échanges ? Ou, sont-elles susceptibles d'être exploitées ?

Plus les écoulements sont concentrés dans le karst, plus l'aquifère est anisotrope et hétérogène, et moins cette ressource est facile à atteindre. En effet, à mesure que le nombre de conduits diminuent, la perméabilité et le diamètre de ces conduits augmentent (Figure 4.12), mais celle de la matrice environnante diminue par effet de concentration des flux. Cette problématique rejoint alors celle de l'hydrogéophysique karstique sur la localisation des conduits en profondeur. Lorsque l'écoulement est supporté par la matrice ou les fractures, se pose alors le problème de connaître leur capacité à drainer les fluides. Cette capacité doit également intégrer leur hétérogénéité à l'échelle d'un forage. Ainsi des formations perméables en grand peuvent se révéler non aquifères à l'échelle d'un forage. Enfin, les aquifères karstiques et fracturés impliquent généralement une dichotomie entre les unités d'écoulement et celles de stockage. Le forage draine les zones les plus perméables, donc les unités d'écoulement. Si celles-ci ne sont pas reliées à des unités de stockage, les forages s'assèchent vite. Dans ce cas, le choix peut être fait de viser des formations moins perméables, mais à forte porosité. Il faut alors déterminer le caractère exploitable de cette ressource, en particulier en termes de capacité de renouvellement.

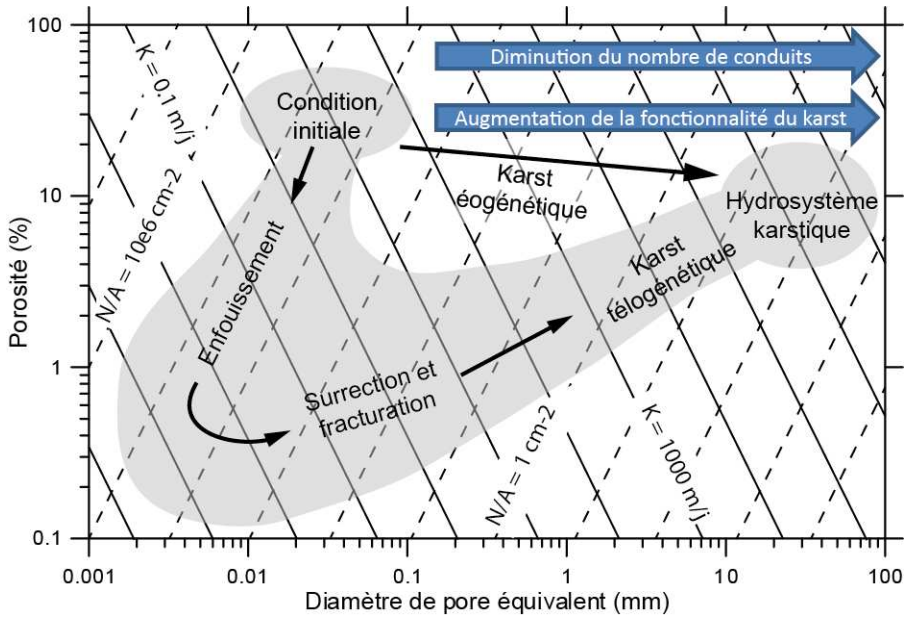


Figure 4.12 : Relation entre le nombre de conduit et la fonctionnalité du karst au cours de son histoire diagénétique synthétique (modifié d'après Vacher & Mylroie, 2002). K est la perméabilité des conduits, N/A la densité de ces conduits et le diamètre de pore équivalent est le diamètre des conduits assimilés à des tubes.

L'indice Wi correspond à une potentialité de traverser un horizon productif. Cet indice augmente de la même manière que la transmissivité augmente avec l'épaisseur des formations traversées. Son calcul, dépendant de l'épaisseur traversée, implique qu'il vaut mieux forer une épaisse zone saturée de formations de moindre qualité aquifère, que de forer une faible zone saturée perméable. Ce choix a été fait pour compenser les problèmes d'incertitudes horizontales et verticales des géométries, mais également pour compenser les incertitudes liées à l'hétérogénéité du karst. Ce choix implique également que la profondeur d'arrivée d'eau est inconnue au départ, seule la potentialité compte.

4.2.2 Résultats

4.2.2.1 Détermination des indices K_i

Les indices K_i sont déterminés à partir des données statiques et dynamiques. Cet indice permet de formaliser qualitativement l'ensemble des informations connues sur la formation. Du point de vue des données statiques, K_i augmente lorsque la porosité et la perméabilité augmentent. Et il est également d'autant plus fort que l'intensité de la fracturation est élevée. Du point de vue dynamique, plus le karst est fonctionnel, plus les écoulements sont anisotropes et hétérogènes, et donc limités à des conduits karstiques, moins K_i est fort. K_i représente un indicateur de la potentialité aquifère, ce qui implique que dans un aquifère karstique un drain unique majeure peu connecté à la matrice ou à d'autres drains sera très difficile à capter ; il sera donc paramétré avec un K_i faible.

Pour ce travail, les indices K_i sont fixés pour chaque intervalle lithostratigraphique modélisé (Table 4-3) et peuvent varier spatialement selon les particularités géologiques locales.

		Statique		Dynamique		
Formation	**Lithologie**	**Porosité plug (%)**	**Perméablité puits (m/s)**	**Intensité de fracturation**	**Fonctionnalité du karst**	K_i
Hettangien-Aalénien	Calc.-Dolom.	/	10^{-5} - 10^{-4}	Haute	Moyenne	10
Bajocien-Bathonien	Calc. marnes	0 - 3.1	10^{-7} - 10^{-6}	Basse-Haute	Haute	2-4
Callovien-Berriasien	Dolomies	1.5 - 22.2	10^{-5} - 10^{-2}	Très haute	Basse-Moy.	10
Berriasien-Barrémien	Calcaires	0	/	Très haute	Très haute	5
Aptien-Cénomanien	Marnes-Grès	/	/	/	/	0-2
Cénomanien-Coniacien	Calc. gréseux	0.5 - 20.8	/	Basse-Haute	Nulle-Moy.	3-6
Coniacien-Santonien	Calc. gréseux	1.7 - 23.9	/	Basse-Haute	/	4

Table 4-3 : Paramètres servant au calcul des indices K_i de chaque horizon modélisé.

- Hettangien – Aalénien : pour cet intervalle, il y a peu de variations géographiques de faciès significatives pour les écoulements globaux. Comme cela a été établi précédemment dans ce travail, cet intervalle correspond à un des deux meilleurs aquifères de la région. Le grand nombre de forage positif lui attribuent la valeur maximale pour l'indice K_i, c'est-à-dire 10.
- Bajocien - Bathonien : hormis le Bathonien supérieur qui constitue une zone de transfert horizontale et verticale au karst très évolué, cet intervalle ne représente pas un aquifère de bonne qualité car composé essentiellement de calcaires marneux peu poreux et peu perméables. Cependant les données paléogéographiques et hydrogéologiques s'accordent sur ses variations spatiales de propriétés. Au Sud, il devient calcaire et aquifère, comme l'atteste l'important forage de Bourgarel alimentant Bandol en eau potable. A l'Est, il est moins marneux et constitue une zone de transfert vertical caractérisée par de nombreuses

sources. Hors de cette zone, à part la source Sainte-Madeleine alimentant Cuges-les-Pins, il se révèle peu aquifère. Pour ces raisons, l'indice K_i a été fixé à 4 au Sud, 3 à l'Est et 2 partout ailleurs.

- Callovien-Berriasien : cet intervalle représente le principal aquifère de l'Unité du Beausset. Il est la plus importante zone de stockage et possède également de nombreuses parties pouvant être des zones d'écoulement. De plus ces propriétés pétrophysiques et son karst sont réparties de manière diffuses, ce qui en fait un bon intervalle cible pour les forages. Cet aquifère représente un aquifère patrimonial, dans la mesure où sa position topographique l'a empêché d'être déjà atteint en forage. En effet, il n'est situé sous la surface piézométrique qu'à une profondeur généralement supérieure à 300 m. Un indice K_i de 10 lui a été attribué.
- Berriasien – Barrémien : cet intervalle a la particularité dans l'Unité du Beausset de n'avoir aucune porosité matricielle. Sa porosité est uniquement composée de microfractures, fractures et karst. Cependant, il représente un aquifère majeur pour l'unité. Mais sa fonction semble plus être un transfert de fluide à grande échelle qu'une zone de stockage. Son intérêt en forage est limité par deux facteurs : la concentration des écoulements au sein de conduits très localisés, et les déconnexions potentielles entre certains vecteurs d'écoulement et les zones de stockage de fluide. Son indice K_i a donc été fixé à 5.
- Aptien – Cénomanien : la majeure partie de cet intervalle est composé de calcaires marneux peu perméables. Dans la partie NW de l'unité, ils deviennent localement purement calcaires et fracturés, mais cette zone est anecdotique en termes d'épaisseur et d'importance hydrogéologique vis-à-vis de la résolution du modèle. Seule la zone sud de cet intervalle pourrait être aquifère grâce aux calcaires gréseux et grès situés entre Evenos et Bandol. L'indice K_i a été fixé à 0 partout, excepté dans la zone Evenos-Bandol où il a été fixé à 2.
- Cénomanien – Coniacien : la paléogéographie de cet ensemble le divise entre calcaires au Nord de l'unité, calcarénites quartzeuses au centre et grès au sud. Les calcaires ont des propriétés pétrophysiques similaires à celles de l'urgonien, mais sur le terrain ils sont apparus moins karstifiés et fracturés dans la partie nord. Leur indice K_i a été fixé à 4 pour ces raisons. Les formations du centre ont des propriétés variables. Les forages qui y sont réalisés ont montré des comportements qui vont de très bon à mauvais. Son indice K_i a donc été fixé à 3. Au sud, les grès se révèlent très poreux et perméables, mais leur comportement hydraulique n'est pas connu. Leur indice K_i a été établi à 6.
- Coniacien - Santonien : cet intervalle est caractérisé par une alternance de couches favorables à un forage avec des couches défavorables. Il en résulte un morcellement des zones aquifères. Cependant, le fait de recouper l'ensemble de l'épaisseur de cette formation augmente les chances d'atteindre une zone hydrogéologiquement intéressante. L'indice K_i a été fixé à 4.

4.2.2.2 Construction des cartes d'indice W_i

Trois profondeurs d'investigation par forage ont été choisies : 250 m, 500 m et 1000 m (Figure 4.13). Le calcul de l'indice de potentialité du forage W_i a été calculé selon les épaisseurs des couches comprises entre le niveau statique et la base des forages à la profondeur choisie. Les indices K_i n'ont pas été modifiés d'une profondeur de forage à l'autre. La précision de l'indice W_i rejoint le problème soulevé lors du calcul de la surface piézométrique et des volumes d'eau en place (chapitres 1.1.2 et 1.2) : toute formation sous la surface piézométrique est considérée comme la zone saturée. Deux autres limites d'interprétation apparaissent également : les limites basales du géomodèle et la présence d'un éventuel biseau salé.

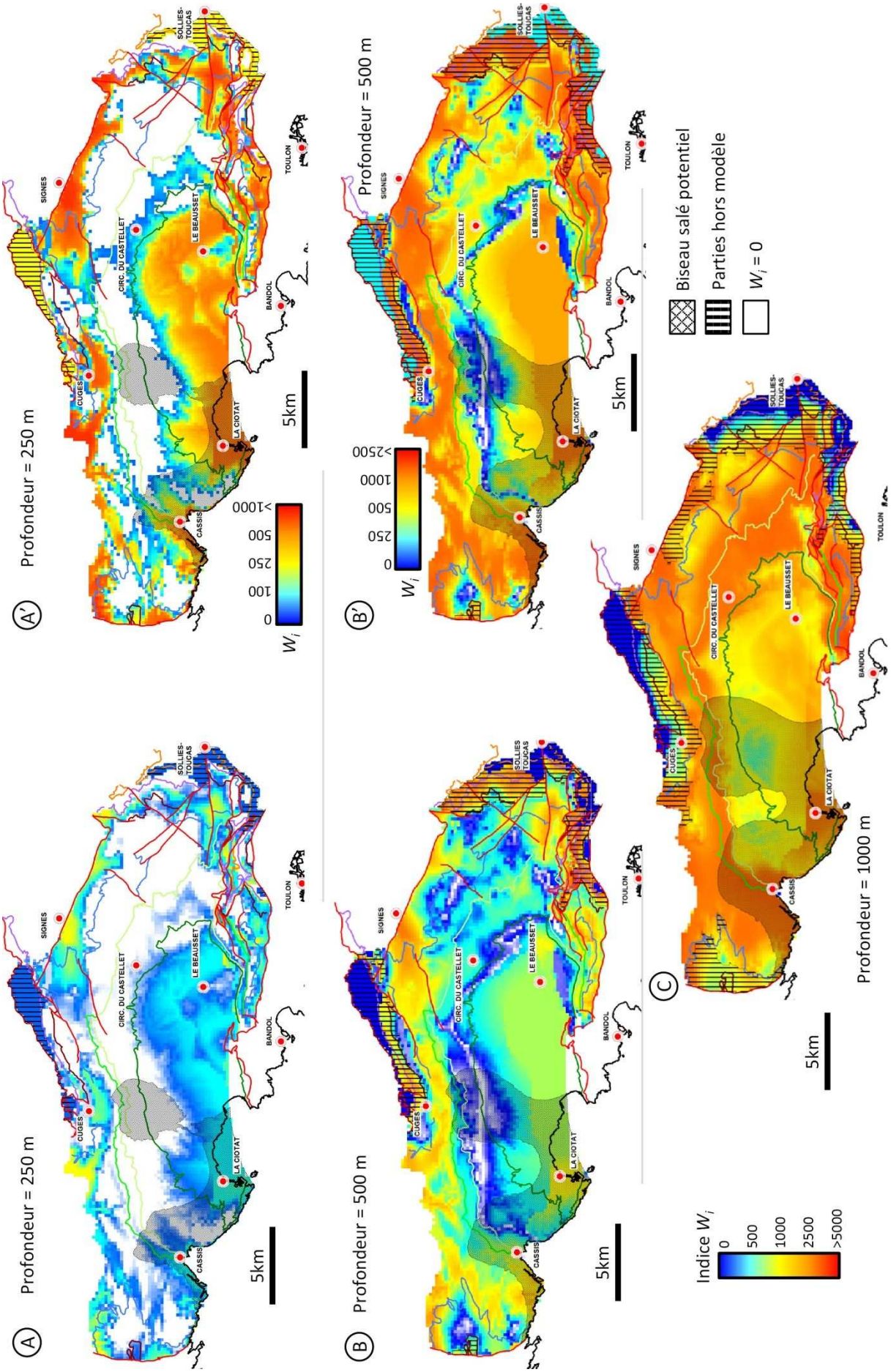

A
Profondeur = 250 m
A'
Profondeur = 250 m
B
Profondeur = 500 m
B'
Profondeur = 500 m
C
Profondeur = 1000 m
SIGNES
SOLLIES-TOUCAS
TOULON
CUGES
CIRC. DU CASTELLET
LE BEAUSSET
BANDOL
LA CIOTAT
CASSIS
5km
W_i
0
100
250
500
>1000
0
250
500
1000
>2500
Biseau salé potentiel
Parties hors modèle
W_i = 0
Indice W_i
0
500
1000
2500
>5000

Figure 4.13 : Cartes des indices W_i de potentialité pour des profondeurs d'investigation par forage de 250 m, 500 m et 1000 m. Les cartes (A), (B) et (C) ont une échelle commune pour être comparable. Une échelle propre a été donnée à W_i pour les cartes (A') et (B'). Le biseau salé correspond à la zone où il peut potentiellement être recoupé par un forage à la profondeur donnée ; il est calculé avec la loi de Ghyben-Herzberg à partir du niveau statique interpolé. Les parties où la profondeur du forage est supérieure à l'épaisseur du modèle sont indiquées comme « parties hors modèle ». Ces cartes sont disponibles au format numérique géoréférencé dans les annexes numériques (annexe e12).

Comme indiqué dans la Figure 4.11, le calcul de W_i ne considère pas les zones situées hors-modèle. Ainsi, sur les bordures de l'unité quand la profondeur d'investigation est supérieure à l'épaisseur du modèle, les indices sont plus faibles car ils ne prennent en compte qu'une épaisseur e_i inférieure. Ces zones sont indiquées sur les cartes de la Figure 4.13.

Quant au biseau salé, les sources littorales saumâtres sont le témoin de son existence. Cependant, aucune donnée ne permet de délimiter son influence en trois dimensions. Il a été choisi, par défaut, de se placer dans un cas idéal où le milieu serait continu et homogène. L'eau salée est donc à l'équilibre avec l'eau douce. La profondeur d'équilibre peut être définie par la relation de Ghyben-Herzberg à :

$$Z_{bs} = -40 \cdot Z_{ns}$$

où Z_{bs} est l'altitude du biseau salé en m NGF et Z_{ns} l'altitude du niveau statique en m NGF. La zone potentiellement soumise à l'influence de la mer correspond à la zone où le biseau salé est potentiellement recoupé par un forage pour chaque profondeur d'investigation. La zone ainsi obtenue n'a pas de réalité physique car d'une part elle repose sur un cas idéal, dont l'imprécision a été montrée dans le chapitre 2 de cette partie, et d'autre part le calcul lui-même repose sur un niveau statique dont la précision n'est pas optimale. La représentation de cette zone potentiellement saline, sur les cartes de la Figure 4.13, a pour valeur d'avertissement lors de l'éventuelle réalisation d'un forage profond qui dépasserait 0 m NGF.

Les calculs de Wi ont été faits dans le géomodeleur GOCAD 2009.3 patch 3 à partir du géomodèle 3D. Le niveau statique « basse fréquence » a servi de couche référentielle. Pour obtenir un maillage régulier, c'est-à-dire ne dépendant pas de l'espacement des triangles sur la surface référence, les données ont été ré-interpolée avec un interpolateur bicubique dans Mapinfo 10.0 avec Vertical Mapper 3.0. L'interpolateur bicubique a été choisi car il permet de ne pas lisser les données entre deux points contigus. Les cartes présentées Figure 4.13 sont composées d'une grille avec des cellules carrées de 250 m de côté.

4.2.2.3 Cartes de potentialité W_i des forages

Les indices de potentialité W_i atteignent 1000 pour un forage de 250 m, plus de 2500 pour un forage de 500m et plus de 5000 pour un forage de 1000 m. La valeur K_i moyenne maximale les horizons traversés oscille donc entre 4 et 5. Le seuil d'indice entre un forage positif et négatif est difficile à fixer. Il dépend avant tout des connaissances de l'utilisateur sur l'ensemble de la zone d'étude. Ainsi pour un W_i de 1000, cela revient à traverser 200 m à 250 m de zone saturée dans une formation tel que le Crétacé inférieur ou le Crétacé supérieur calcarénitique pour un forage de 250m. La Figure 4.13 (A, B et C) montre l'évolution de la chance d'obtenir un forage positif avec l'évolution de la profondeur du forage. Avec un forage de 250 m peu de zones sont susceptibles d'être forées de manière intéressante. A l'opposé, avec un forage de 1000 m, la potentialité est très forte.

Les cartes possèdent une valeur Wi nulle lorsqu'elles n'atteignent pas la zone saturée ou lorsqu'elles atteignent uniquement le Crétacé moyen, qui est le seul intervalle avec un K_i nul. Les

valeurs nulles sur cartes à la profondeur 500 m sont liées à ce dernier point (Figure 4.13B et B'). Les autres valeurs nulles sur l'ensemble des cartes (Figure 4.13) permettent donc de voir quelles sont les zones non-saturées les plus épaisses : les Mont Carpiagne et Saint Cyr au-dessus des Calanques, le Massif de Soubeyran, le Plateau du Camp et les massifs orientaux. Cette zone non-saturée est particulièrement épaisse sous Siou-Blanc comme les valeurs nulles de la carte à la profondeur 500m l'indiquent (Figure 4.13B et B'). Sur cette même carte, les valeurs nulles sous le Plateau du Camp sont liées à la présence des marnes du Crétacé moyen.

Les zones les plus favorables à un forage de 250 m sont situées sur les bords de l'unité (Figure 4.13A') : le long de la bordure nord du Massif des Calanques, au niveau du polje de Cuges, au Sud de Signes, entre Toulon et la Farlède, et dans le cœur de l'unité. Cette dernière zone a montré de nombreux forages positifs, mais les débits prélevés sont généralement faibles. De plus, la présence de la mer à proximité doit être prise en compte même si les forages actuels sont exempts d'intrusion saline. En croisant les besoins de sécurisation des ressources AEP et les zones de forage potentiel, les secteurs les plus intéressants sont situés dans la partie est du cœur de l'unité au Nord de La Cadière d'Azur, et à l'Est et au SE du Beausset. Cependant de tels forages même positifs pourraient rencontrer deux problèmes majeurs : la quantité d'eau limitée pouvant être extraite et des problèmes de pollution due aux zones agricoles.

Les zones favorables à l'implantation d'un forage de 500 m sont beaucoup plus nombreuses (Figure 4.13B et B'). Les zones où l'indice W_i est le plus élevé sont situées le long d'un axe WSW-ENE allant des Calanques à Signes ; les bordures E et SE de l'unité ont également les indices les plus élevés. Cependant, les zones nécessitant le plus de nouvelles ressources AEP sont les zones où les indices sont parmi les plus bas. Les deux secteurs où il y a le plus de potentiel sont (1) celui précédemment cité qui cible le Crétacé supérieur qui peut rencontrer des problèmes de quantité et de qualité des eaux, et (2) une cible dans la partie supérieure du Crétacé inférieur atteinte en fin de forage. Cette dernière proposition est elle aussi limitée par deux difficultés : la première est d'ordre géométrique pour la localisation de la couche cible qui est soumise à l'incertitude du modèle et la deuxième est de d'ordre qualitative liée aux qualités aquifères très variables des calcaires urgoniens.

Enfin, pour un forage de 1000 m, bien que toutes les zones soient favorables, certaines le sont plus que d'autres (Figure 4.13C). En effet, pour une amélioration de l'AEP des communes du cœur de l'unité, la zone plus favorable est la bordure sud du Massif de Siou-Blanc. Cette zone située entre le Rocher de l'Aigle et le Circuit du Castellet permet d'atteindre le Jurassique supérieur tout en ayant traversé l'intégralité du Crétacé inférieur. Elle a également l'avantage d'être située près de la ville du Beausset.

5 Bibliographie

Arfib B &, Lamarque T., 2011. *Traçages artificiels KarstEAU 2011 - Rapport de synthèse des injections d'Acide Amino G, Sulforhodamine B et Fluorescéine à Cuges les Pins, Ceyreste et Signes*. Université de Provence, 53 pp.

Arfib B. & De Marsily G., 2004. Modeling the salinity of an inland coastal brackish karstic spring with a conduit-matrix model. *Water Resources Research*, 40, p. @W11506-@W11506.

Armstrong M., 1984. *Basic Linear Geostatistics*. Springer, Berlin, 153 pp.

Avias, J., 1984. Captage des sources karstiques avec pompage en période d'étiage. L'exemple de la source du Lez. *Hydrogeology of Karstic Terrains, Case Histories, Burger A. & Dubertet L. (Eds.), Int. Contrib. to Hydrogeol., 1. IAH, Verlag Heinz Heise, Hannover*, p. 117–119.

Bailly-Comte V., Martin J.B. & Screaton E.J., 2011. Time variant cross correlation to assess residence time of water and implication for hydraulics of a sink-rise karst system. *Water Resources Research*, 47, W05547, 16pp.

Bailly-Comte V., Martin J.B., Jourde H., Screaton E.J., Pistre S. & Langston A., 2010. Water exchange and pressure transfer between conduits and matrix and their influence on hydrodynamics of two karst aquifers with sinking streams. *Journal of Hydrology*, 386, p. 55-66.

Bakalowicz M. & El Hajj A., 2012. Les sources karstiques sous-marines de Méditerranée sont-elles des ressources non-conventionnelles exploitables ?. *18èmes journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie et de l'Association Internationale des Hydrogéologues. « Ressources et gestion des aquifères littoraux ». Cassis*, 15-16 mars 2012. p. 91-98.

Blanc J.J., 2001. Distribution et typologie des champs de dolines dans la région nord-toulonnaise (Provence, S.E. France). *Géologie Méditerranéenne*, 28, 3-4, p. 223-241.

Blanc J.J., 2010. Explorations sous-marines : les karsts et les surfaces d'érosion au large de la Provence occidentale. *Karstologia*, 55, p. 27-38.

Blavoux B., Gilli E. & Rousset C., 2004. Alimentation et origine de la salinité de la source sous-marine de Port-Miou (Marseille–Cassis). Principale émergence d'un réseau karstique hérité du Messinien. *Comptes Rendus Géosciences*, 336, p. 523-533.

Bonacci O., 1995. Ground water behaviour in karst: example of the Ombla Spring (Croatia). Journal of Hydrology, 165, p. 111-134.

BRL Ingénierie, 2002. Département des Bouches-du-Rhône. *Réalisation d'un schéma départemental d'alimentation en eau potable – Phase 1*. Rapport 3751, 89 pp.

BSS – BRGM, 2011. Base de données du Sous-Sol. *infoterre.brgm.fr* (consulté le 02/09/11)

Busson G. & Appia C., 1984. 5.- Evaporites triasiques du Bassin subalpin. *Mémoires du B.R.G.M., Debrand-Passard S. (Ed.), BRGM, 125, Orléans*, p. 105-110.

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*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 403 pp.

Choquet C., 1972. *Etude géotechnique et hydrogéologique d'aménagements du Canal de Provence au Nord de Toulon (Var)*. Thèse de Doctorat de l'Université scientifique et médicale de Grenoble, 168 pp.

Cova R. & Durozoy G., 1981. *Carte et notice hydrogéologique du département du Var*. Rapport B.R.G.M. - D.D.A. du Var.

de Marsily G., 1986. *Quantitative Hydrogeology: Groundwater Hydrology for Engineers*. Academic Press, Inc., New York, 440 pp.

Direction de l'Environnement et de l'Equipement Rural du Conseil Général du Var, 2006. *Schéma Départemental des Ressources et de l'Alimentation en Eau du Var. Phase 1 : Etat des lieux des Ressources et de l'Alimentation en Eau du Var*, 162 pp.

Dörfliger N., Ladouche B., Le Strat P., Maréchal J.C., Cubizolles J. & Izac J.L., 2006. *Rapport de la phase II du projet Corbières*. Rapport BRGM RP-54708-FR, 289 pp.

Durozoy G., Gouvernet C. & Jonquet P., 1969. *Inventaire des ressources hydrauliques du Bassin du Beausset (Bouches du Rhône - Var). Résultats de la campagne de jaugeages 1965-67. Essai de bilan*. Rapport B.R.G.M. 69.SGL.127.PRC, 55 pp.

Fleury P., Bakalowicz M. & Cortes J., 2008. Functioning of a coastal karstic system with a submarine outlet, in southern Spain. *Hydrogeology Journal*, 16, 1, p. 75-85.

Fleury P., Bakalowicz M. & de Marsily G., 2007. Submarine springs and coastal karst aquifers: A review. *Journal of Hydrology*, 339, 1-2, p. 79-92.

Florea L.J. & Vacher H.L., 2004. Springflow Hydrographs: Eogenetic vs. Telogenetic Karst. *Ground Water*, 44, 3, p. 352-361.

Gari J., 2008. *Développements en géologie numérique d'affleurement et modélisation stratigraphique 3D : exemple de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal au Crétacé supérieur (SE, France)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 278 pp.

GEMA, 2009. *Bilan de la qualité et de la quantité de l'eau souterraine de la commune de Cuges-les-Pins*. Rapport de stage de 1ère année du master Gestion de l'Eau et des Milieux Aquatiques, 192 pp.

Gilli E. & Audra P., 2004. Les lithophages pliocènes de la Fontaine de Vaucluse (Vaucluse, France). Un argument pour une phase messinienne dans la genèse du plus grand karst noyé de France. *C. R. Geosciences*, 336, 16, p. 1481-1489.

Gilli E., 2000. *Etude des conditions d'émergence et du bassin d'alimentation de la source Beaupré (Signes - Var)*. Société des Sources de Signes, 84 pp.

Gilli E., 2001. Compilation d'anciennes mesures de débit à Port-Miou. Apport à l'hydrogéologie de la Basse Provence. *7th Conference on Limestone Hydrology and fissured Media*.

Glintzboeckel C. & Durand M., 1984. Trias. 2.10 Provence et chaînes subalpines méridionales. *Mémoires du B.R.G.M., Debrand-Passard S. (Ed.), BRGM, 125, Orléans*, p. 99-100.

Goovaerts P., 1997. *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*, Oxford University Press, New-York, 483 pp.

Grasmueck M., Eberli G.P., Marchesini P., Coll M., Sekti R.P., Lamarche J., Wall B.G. & Gillespie P., 2010. Fracture and Deformation Band Visualization Using Full-Resolution 3D Ground Penetrating Radar (GPR) in Cretaceous Carbonates. *Search and Discovery Article,* 2 pp.

Grimaud L., 1952. *Contribution à l'étude de l'alimentation en eau potable de l'agglomération toulonnaise*. Thèse de Doctorat de l'Faculté mixte de Médecine Générale et Coloniale et de Pharmacie, 192 pp.

Jevtic G., Dimkic D., Dimkic M. & Josipovic J., 2005. Regulation of the Krupac spring outflow regime. *Water Resources and Environmental Problems in Karst—CVIJIC 2005, Stevanovic, Z. & Milanovic, P. (Eds.), Spec. ed., FMG, Belgrade, Serbia*, p. 321–326.

Journal Officiel De La République Française, 2007. *Arrêté du 11 janvier 2007 relatif aux limites et références de qualité des eaux brutes et des eaux destinées à la consommation humaine mentionnées aux articles R. 1321-2, R. 1321-3, R. 1321-7 et R. 1321-38 du code de la santé publique. NOR : SANP0720201A*, 9 pp.

Kohout F.A., 1965. A hypothesis concerning cyclic flow of salt water related to geothermal heating in the Floridian aquifer. *Transactions of New York Academy of Sciences,* 2, 28, p. 249–271.

Kresic N., 2010. Sustainability and management of springs. *Groundwater hydrology of springs. Engineering, theory, management and sustainability, Kresic N. & Stevanovic Z. (Eds.)*, *Butterworth-Heinemann, Oxford*, p. 1-29.

Le Pennec R., 1990. Explos A.S.S.C. *Infos Plongée*, 53, p. 15.

Mangin A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. *Thèse de Docteur ès Sciences, Université de Dijon* ; publié dans *Annales de Speléologie*, 1974, 29, 3, p. 283-332 ; 1974, 29, 4, p. 495-601 ; 1975, 30, 1, p. 21-124.

Marcoux J., Baud A., Ricou L.E., Bellion Y., Bsse J., Gaetani M., Gallet Y., Guiraud R., Jaillard E., Krystyn L., Moreau C. & Theveniaut H., 1993. Late Norian palaeoenvironments (215-212 Ma). *Atlas*

Tethys Palaeoenvironmental Maps, Dercourt J., Ricou L.E. & Vrielnyck B. (Eds.), BEICIP-FRANLAB, Rueil Malmaison, 1 carte.

Martel E.A., 1928. *La France ignorée : Sud-Est de la France*. Librairie Ch. Delagrave, Paris, 290 p

Martin J.B. & Screaton E.J., 2001. Exchange of Matrix and Conduit Water with Examples from the Floridan Aquifer. *U.S. Geological Survey Karst Interest Group Proceedings, Kuniansky E.L. (Ed.), Water-Resources Investigations Report 01-4011*, p. 38-44.

Martin J.B., Gulley J. & Spellman P., 2012. Tidal pumping of water between Bahamian blue holes, aquifers, and the ocean. *Journal of Hydrology*, 416–417, p. 28-38.

Meniscus X., 2012. Résurgence de Port Miou –223m le 7 mai 2012. *cnps.plongeesouterraine.org*, 8 pp. (consulté le 22/06/2012)

Meyer V., 2012. L'eau précieuse des mines d'eau en Provence à travers l'exemple de Riez. *Conférence des Alpes de Lumière, Le Castellet (Var), 28 avril 2012*.

Michel L., Douchet M., Potié L. & Acquaviva G., 2012. Topographie de galeries karstiques noyées et pénétrables : l'exemple de Port-Miou (Cassis). *18èmes journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie et de l'Association Internationale des Hydrogéologues. « Ressources et gestion des aquifères littoraux ». Cassis*, 15-16 mars 2012. p. 251-253.

Mocochain L., Audra P. & Bigot J.Y., 2011. Base level rise and *per ascensum* model of speleogenesis (PAMS). Interpretation of deep phreatic karsts, vauclusian springs and chimney-shafts. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182, 2, p. 87-93.

Mocochain L., Clauzon G., Bigot J.-Y. & Brunet P., 2006. Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sedimentary Geology*, 188–189, p. 219–233.

Morgan K., Jankowski J. & Taylor G., 2006. Structural controls on groundwater flow and groundwater salinity in the Spicers Creek catchment, Central West region, New South Wales. *Hydrological Processes*, 20, p. 2857-2871.

Paloc H. & Potié L., S.E.M. B. R. G. M.-. 1974. Etat des connaissances sur les sources littorales et sous-marines. *Centre National pour l'Exploitation des Océans,* 75 pp.

Potié L., Ricour, J., Tardieu, B., 2005. Port-Miou and Bestouan freshwater submarine springs (Cassis–France) investigations and works (1964–1978). *Water Resources and Environmental Problems in Karst—CVIJIC´ 2005, Stevanovic Z. & Milanovic P. (Eds.) Spec. ed. FMG, Belgrade, Serbia*, p. 267–274.

Shepard D., 1968. A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. *Proceedings of the 1968 ACM National Conference*. pp. 517–524.

Stevanovic Z., 2010. Utilization and regulation of springs. *Groundwater hydrology of springs. Engineering, theory, management and sustainability, Kresic N. & Stevanovic Z. (Eds.)*, Butterworth-Heinemann, Oxford, p. 339-388.

Tassy A., Fournier F., Borgomano J., Arfib B., Münch P., Thinon I. & Rabineau M., 2012. Benefits of New Offshore Seismics on the Understanding of a Western Mediterranean Continental Shelf Geodynamics and Eustatic Controls during the Neogene (Provence Margin, SE France). *AAPG Annual Convention, Longbeach (CA), 22-25 Avril 2012*.

Truc G., 1991. *L'eau en Vaucluse. Origine, fonctionnement, potentiel et qualité des réservoirs aquifères*. Éd. Conseil Général de Vaucluse, Avignon, 80 pp.

Vacher H.L. & Mylroie J.E., 2002. Eogenetic karst from the perspective of an equivalent porous medium. *Carbonates and Evaporites*, 17, 2, p. 182–96.

White W.B., 2003. Conceptual models for karstic aquifers. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1, 1, 6 pp.

PARTIE 6
Conclusion générale

Now this is not the end. It is not even the beginning of the end. But it is, perhaps, the end of the beginning

W. Churchill (Speech, 1942)

1 Les ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset

Ce travail avait en partie pour but de répondre à la problématique des ressources en eau souterraine dans l'Unité du Beausset. Dans la première partie de ce mémoire quatre questions sont posées autour de ce thème :

- Quelles sont les relations entre l'Unité du Beausset et les autres ?
- Où la ressource en eau est-elle présente ?
- Quelle est sa qualité et sa quantité ?
- Quels sont les modes de captage possibles ?

Après avoir fait la synthèse des données disponibles qu'elles soient géologiques, hydrogéologiques ou karstologiques, ce mémoire s'est axé autour de deux thèmes : la caractérisation géologique et hydrogéologique de l'Unité du Beausset. La caractérisation géologique a permis de mettre au jour la structure géologique 3D, ainsi que les principales discontinuités, à l'aide d'un géomodèle 3D de la zone d'étude. Cet axe de travail a également permis de proposer une vision des propriétés statiques de ce secteur. Le deuxième axe de travail s'est concentré sur la caractérisation dynamique des aquifères. Cette caractérisation a été possible grâce à l'analyse de signaux physico-chimiques enregistrés aux principaux exutoires de l'unité, aux campagnes de jaugeages et aux analyses hydrochimiques.

Les visions statiques et dynamiques ont été synthétisées de manière qualitative, et semi-quantitative, pour éclairer le fonctionnement hydrogéologique de l'Unité du Beausset et pouvoir proposer de nouvelles possibilités de ressources en eau souterraine.

1.1 Quelles sont les relations entre l'Unité du Beausset et les autres ?

Sept frontières peuvent être définies entre l'Unité du Beausset et celles alentours. Au Nord, l'Unité du Beausset est limitée par trois structures différentes : la plaine d'Aubagne-Gemenos, le flanc sud de la Sainte Baume et les failles bordières de la dépression de Signes. Le Sud de la Plaine d'Aubagne-Gemenos et le flanc sud de la Sainte Baume peuvent être assimilées à des zones de recharges. Il y a continuité hydrogéologique entre ces structures et l'Unité du Beausset. La zone sud de Signes est différente. Les grandes failles qui séparent le Jurassique supérieur du Trias sont étanches ; cette zone peut être assimilée à une limite à flux nul.

La bordure orientale de l'unité correspond à la Vallée du Gapeau. Il s'agit d'une limite hydrogéologique où l'unité alimente le Gapeau de manière occulte. Il est à noter que cette alimentation occulte est supérieure à la somme des débits des affluents provenant des sources connues le long de ce fleuve.

Le Sud de l'Unité du Beausset comprend deux frontières différentes. La première, à terre, correspond à la séparation structurale entre la zone d'étude et l'Unité de Bandol. La seconde est constituée par la mer. A terre, la limite structurale entre les deux unités ne représente pas une limite étanche hydrogéologique, l'eau passant naturellement à travers en suivant sa ligne de charge. Les

investigations par bateau ont montré également que les eaux souterraines de l'Unité du Beausset se déversent en mer. Ces arrivées d'eau se font principalement au niveau du littoral sous forme concentrée dans la zone des Calanques et sous forme diffuse dans la Baie de La Ciotat.

La frontière occidentale de l'Unité du Beausset demeure une inconnue. Les données actuelles semblent indiquer que la zone littorale draine une partie du cœur du Massif des Calanques au gré de petites sources littorales. Mais le rôle hydrogéologique joué par la limite géologique qu'est la faille de Sainte-Croix reste non élucidé.

1.2 Où la ressource aquifère est-elle présente ?

Du point de vue géographique, la ressource aquifère de l'Unité du Beausset se concentre sur ses bordures : partie sud de la Plaine d'Aubagne, pourtours du polje de Cuges, Sud de la dépression de Signes, bords du Gapeau et Sud des Massifs Nord-Toulonnais.

D'un point de vue géologique, la ressource exploitable est constituée par les calcaires et dolomies fracturés et karstifiés. Les aquifères sont par ordre d'importance et de qualité : (1) le Jurassique supérieur dolomitique, poreux, fracturé et karstifié ; (2) le Jurassique inférieur qui a des propriétés semblables au précédent, mais qui est d'une épaisseur moindre ; (3) le Crétacé inférieur calcaire, non poreux mais intensément fracturé et karstifié, la ressource y est difficile d'accès du fait de la concentration des écoulements dans de grands vides karstiques ; (4) le Jurassique moyen marno-calcaire et peu poreux, il se révèle fracturé et karstifié au Sud et à l'Est de l'Unité ; (5) le Crétacé supérieur très complexe du point de vue lithologique, il renferme de nombreuses lentilles d'eau exploitables mais qui ne sont pas toujours connectées entre elles ; (6) le Crétacé moyen essentiellement aquiclude, il peut former localement de petits aquifères.

Enfin d'un point de vue général, l'Unité du Beausset est caractérisée par l'absence d'aquicludes continus. Les formations les plus argileuses sont généralement à dominante calcaire et sont soit faillées soit fracturées et karstifiées. Mis à part quelques aquifères perchés dans le Crétacé supérieur et le Jurassique moyen, les masses d'eau de l'Unité du Beausset peuvent être assimilées à une seule nappe circulant dans un aquifère multicouche hétérogène.

1.3 Quelle est la qualité et la quantité des ressources ?

L'Unité du Beausset est peuplée d'un peu moins de 400000 habitants à l'année, ce chiffre augmentant considérablement en période estivale. La consommation moyenne d'eau potable par habitant est de l'ordre de 250 L/j. L'AEP de l'unité est donc de l'ordre de 1200 L/s dans son ensemble. Ce chiffre représente environ 10% des volumes d'eau transitant naturellement par ce secteur ; ces volumes en transit représentent eux-mêmes 1% des volumes stockés.

La qualité des eaux souterraines de l'Unité du Beausset est généralement conforme aux normes de potabilités. Les zones de recharges étant constituées par des massifs aux reliefs importants, elles sont restées à l'abri des activités anthropiques susceptibles de contribuer à la dégradation de la qualité des eaux. Les aquifères profonds de l'Unité du Beausset peuvent donc être considérés comme des aquifères patrimoniaux du fait, d'une part, de leur très faible taux d'exploitation et, d'autre part, de la bonne qualité chimique et bactériologique des eaux.

Néanmoins, il existe deux exceptions à cet état des lieux. Tout d'abord le cœur de l'unité présente par endroit des indices de pollution, généralement d'origine agricole. Cependant, celle-ci

n'impacte pas les seuils de potabilité des ressources AEP de ce secteur. Ce secteur présente également des eaux naturellement très fortement minéralisées, qui peuvent être impropres à la consommation pour certaines. L'origine de ces eaux, qui sont caractérisées par de hautes teneurs en sulfate, n'est pas établie avec certitude. La deuxième exception est l'hydrothermalisme avéré de la source de Labus, qui indique que certaines eaux peuvent être impropres à la consommation par une pollution non-anthropique.

1.4 Quels sont les modes de captage possibles ?

Trois types de nouvelles ressources ont été proposés selon les potentialités hydrogéologiques locales et les besoins. Les avantages et les défauts de chaque possibilité ont été décrits dans la partie précédente.

- Mise en valeur de l'aquifère Crétacé supérieur superficiel pour répondre au besoin de sécurisation des communes de l'Aire Centrale de l'unité.
- Modification et diversification des ressources locales au niveau de sources déjà exploitées par les pouvoirs publics ou les particuliers. Cette possibilité passe par le développement des forages peu profonds et par une gestion dynamique de la ressource.
- Mise en place de forages profonds au sein des aquifères patrimoniaux en vue de la sécurisation des AEP.

2 Inconnues et perspectives

A l'issue de ce mémoire, il demeure un certains nombres d'inconnues. Il est proposé ici une rapide synthèse, non exhaustive, de ces points. Cette synthèse s'accompagne de pistes méthodologiques de recherche pour aider à les résoudre.

- Exutoires majeurs : l'Unité du Beausset a la particularité de concentrer la majorité de ces écoulements sortants en deux points, la zone de Dardennes et celle de Cassis. Le fonctionnement de ces deux zones n'a pu encore être détaillé ; il pourrait apporter de nombreuses informations sur les possibilités de captage de ces ressources. La zone de Dardennes pourrait être mieux connue grâce à un échantillonnage hydrochimique complet, lors des moments clefs du cycle hydrologique par exemple. L'équipement des sources de la retenue et du Ragas, malgré la difficulté technique, éclairerait également sur le fonctionnement dynamique de leur aquifère. Quant à la source de Port-Miou, son étude est toujours en cours sur les aspects hydrodynamiques et spéléogénétiques. Une campagne hydrochimique sur des périodes clefs de son fonctionnement pourrait éclairer sur les masses d'eau contribuant à son écoulement, avec la difficulté de l'influence marine.
- Massif des Calanques : dans le prolongement de l'étude Port-Miou et Bestouan, le Massif des Calanques apparaît comme une zone charnière entre l'Unité du Beausset et les bassins oligocènes. Les mesures de salinité en mer, le long des côtes montrent peu de venues d'eau douce en mer. Cette zone étant topographiquement élevée et de nature très karstique favorisant l'infiltration, le devenir des eaux de recharge reste à préciser.
- Venues d'eau douce en mer (SGD) : la zone littorale des Calanques a montré peu de SGD, contrairement à Port-Miou, Bestouan et la Baie de La Ciotat. Pour préciser ces premières observations et quantifier les flux s'échappant en mer, des études complémentaires seraient nécessaire. Des photographies infrarouges aéroportées lors de différentes périodes du cycle hydrogéologique permettraient de cibler les zones de SGD avec plus de précision. Une fois les zones de venues d'eau douce en mer connues, des profils verticaux de paramètres physico-chimiques permettraient de caractériser la forme des panaches en 3D. Enfin, des outils hydrochimiques, tel que le ^{222}Ra, permettrait de préciser encore le fonctionnement de l'hydroystème.
- Bassins hydrogéologiques : si les grandes tendances hydrogéologiques ont été dégagées, les traçages réalisés dans le cadre du projet KarstEAU ont montré que, dans le détail, les écoulements étaient beaucoup plus complexes. Deux approches peuvent être proposées pour répondre à cette problématique : une approche dynamique et une approche statique. L'approche dynamique se baserait sur de nouveaux traçages artificiels, une étude approfondie des traceurs naturels en intégrant les traceurs de temps de séjour et une précision de la surface piézométrique grâce aux forages privés. L'approche statique pourrait se concentrer sur les vecteurs potentiels de l'écoulement : failles, karsts, fractures ou encore contrôles sédimentaires.
- Réseaux karstiques : les processus spéléogénétiques demeurent encore largement incompris au sein de l'Unité du Beausset. Leurs facteurs de contrôle pourraient permettre, associés à des méthodes de modélisation telles les simulations stochastiques ou *forward*, d'obtenir des cartes de probabilité d'occurrence des réseaux karstiques. L'étude de ces réseaux rejoint la

caractérisation statique des bassins hydrogéologiques. Les calcaires urgoniens sont l'enjeu majeur de ces études car ils représentent les plus grandes zones de drainages et leur perméabilité n'est contrôlée que par le karst et les fractures.

- Propriétés pétrophysiques : ces propriétés pétrophysiques demeurent une autre inconnue. Les données déjà existantes ne sont pas encore suffisantes pour pouvoir prédire les zones de stockages et les unités d'écoulement en dehors des karsts. Cette caractérisation revêt une importance toute particulière pour : (1) le Jurassique supérieur, (2) le Crétacé inférieur et (3) le Crétacé supérieur.

  (1) Le Jurassique supérieur est le meilleur aquifère de l'Unité du Beausset. Mais malgré des formations très poreuses et perméables, il possède des horizons imperméables faits de dolomies massives et non poreuses. De tels horizons pourraient localement agir comme des aquicludes et provoquer une compartimentation verticale critique pour un forage, mais n'apparaissant pas à l'échelle de caractérisation de ce travail. En outre, une telle étude permettrait de préciser les zones les plus aptes à être forées.

  (2) Le Crétacé inférieur est une zone de transfert majeure dominée par les écoulements karstiques. Il représente par endroit un aquifère potentiellement exploitable du fait de sa position géométrique par rapport au niveau statique et à la surface. Pour estimer son intérêt d'exploitabilité, une étude de ces propriétés pétrophysiques permettrait de préciser la possibilité d'exploitation de sa matrice micro-fracturée et micro-karstifiée.

  (3) Le Crétacé supérieur représente un secteur très intéressant pour l'implantation de nouvelles ressources AEP. Cependant, il est caractérisé par une très forte hétérogénéité sédimentaire avec l'alternance de calcisiltites saines et décalcifiées. Seuls quelques horizons présentent une combinaison de facteurs adéquats permettant leur exploitation. Leur étude pétrophysique associée à leurs simulations stochastiques permettrait de préciser les zones les plus intéressantes.
- Intégration statique/dynamique : tout au long de ce travail une réflexion a été menée sur les liens qui pouvaient être faits entre données statiques issues de l'étude géologique et les données dynamiques issues de l'analyse des études hydrodynamiques. L'association des résultats de ces deux domaines a été faite uniquement de manière qualitative, sous la forme de cartes d'indices de qualité multiparamétriques. L'intégration de ces données statiques et dynamiques pourrait être faite de manière quantitative selon deux pistes. La première piste consiste en une caractérisation méso-échelle des aquifères par le couplage données d'affleurement/données de forages existantes/mesures dynamiques en forage. La caractérisation à l'échelle de plusieurs affleurements pourrait alors servir de base à l'*upscaling* des propriétés dynamiques obtenues des forages. La deuxième piste repose sur l'intégration de réseaux karstiques stochastiquement simulés dans un simulateur d'écoulement. Cette intégration a pour but de contraindre les paramètres physiques des données karstiques par comparaison des résultats des simulations d'écoulements et des données dynamiques enregistrées sur les sources ou dans des puits. La paramétrisation des simulations stochastiques peut être faite à partir des données d'affleurement et de spéléologie, comme cela a été montré en annexe (1 et 2). Les deux avancées cruciales qui restent à développer pour mettre cette méthode en œuvre sont la maîtrise de la connectivité des réseaux karstiques et les capacités d'intégration de ces réseaux simulés dans un simulateur d'écoulement qui peut les prendre en compte.

3 Les développements méthodologiques et l'incertitude des résultats

Les défis méthodologiques de ce travail tiennent en deux points :

- quels peuvent être les apports de la modélisation géologique numérique 3D aux études hydrogéologiques ?
- quelles approches méthodologiques peuvent être utilisées par les bureaux d'études pour l'étude des aquifères karstiques ?

3.1 Apports du géomodèle 3D, méthodes utilisées et réduction des incertitudes

La géomodélisation 3D sert à la caractérisation des géométries des horizons lithostratigraphiques, mais elle peut également servir au développement de support pour la simulation ou l'interpolation de propriétés. Etant donné la complexité lithostratigraphique et la taille de la zone d'étude, seule la première approche a été développée.

En termes de résultats, l'utilisation d'un géomodèle 3D a permis d'intégrer dans un cadre numérique cohérent les données statiques et dynamiques pour proposer de nouvelles zones de forages. Pour arriver à ce résultat, la méthode utilisée se heurte à quelques problèmes : les incertitudes associées et les temps de mise en œuvre de la méthode.

Les incertitudes des résultats obtenus concernent deux domaines, mais un même thème. Elles sont une problématique inhérente à la géologie structurale d'affleurement et également aux études réservoirs : comment caractériser un objet de subsurface uniquement à partir de données de surface ? Le géomodèle 3D est l'outil le mieux adapter pour répondre à ces problématiques. De ce fait, les incertitudes associées aux résultats dépendent alors de la qualité des données, des concepts utilisés et du temps de modélisation. La réduction des incertitudes peut donc se faire en influant sur un de ces paramètres. Pour les problématiques de la subsurface, le meilleur moyen de réduire les incertitudes, en minimisant le coup d'acquisition et d'analyse, est de travailler par saut d'échelles sur les zones les plus importantes. Ainsi le géomodèle construit à l'échelle de tout le secteur peut être complété par un géomodèle gigogne sur un secteur plus petit, par exemple dans le cas de l'implantation d'un forage.

Le deuxième défaut de l'utilisation du géomodèle est le temps dédié à sa construction. Celle-ci peut se révéler très chronophage, mais elle est très variable. Si l'Unité du Beausset a fait l'objet de nombreux travaux stratigraphiques, il n'y a eu que peu de travaux structuraux. Dans ces conditions, la construction du géomodèle a nécessité l'intégralité du travail amont : récolte des données, intégration et coupes structurales. Si ces étapes ont déjà été accomplies, le processus de modélisation est plus rapide. Cependant, la construction d'un géomodèle permet de confronter concepts et données dures. Cette étape, même si elle devient chronophage, ouvre la voie à la maturation des concepts utilisés. C'est cette boucle itérative, entre données et idées, qui va permettre de réduire les incertitudes associées aux concepts.

Outre le géomodèle 3D, ce travail a utilisé des méthodes hydrogéologiques, hydrochimiques et de traitement du signal. La combinaison de ces analyses ont permis d'obtenir de nombreuses informations complémentaires sur le fonctionnement hydrogéologique des aquifères. En ce qui concerne la délimitation des zones d'alimentation des exutoires et des captages, l'association des traçages artificiels, naturels et de l'interprétation des niveaux piézométriques permet d'avoir une vision complète. Pour réduire les incertitudes inhérentes à la compréhension des trajets souterrains de l'eau, ces trois points analytiques pourraient être renforcés : par la multiplication des traçages (avec les difficultés associées), un échantillonnage hydrochimique plus resserré (qui semble la solution ayant le meilleur rapport temps/résultats) et une étude des forages privés (qui a montré des résultats toujours intéressants lorsqu'elle a été menée).

3.2 Nouvelles méthodes développées

Cinq nouvelles méthodes ont été développées dans ce travail. Deux (MIB et KaRGB) visent à qualifier la fonctionnalité du karst et l'inertie associée, et une a pour but de définir les zones potentielles pour implanter des forages selon la géométrie des horizons et leur qualité (indice Wi). Et en parallèle de ce mémoire de thèse une méthode simulation stochastique de réseaux karstiques a également été développé (voir annexe 1 et 2), ainsi qu'une méthode d'extraction automatique de paramètres géométriques et topoloqiques de réseaux karstiques réels ou simulés (annexe 2).

Les classifications hydrodynamiques des aquifères karstiques sont généralement basées sur l'analyse des données de débit. Depuis le développement des sondes CTD, les enregistrements se sont enrichis de nouveaux paramètres. La nouvelle méthode, appelée MIB, propose une classification de la fonctionnalité du karst, mais également de leur inertie sans utiliser les débits. Elle se base sur les maximums de corrélations, les temps correspondants, des corrélogrammes croisés pluie-hauteur, pluie-température et pluie-conductivité électrique. L'utilisation des corrélogrammes croisés comme mesure de la karstification est soumise aux problèmes de la fréquence des données d'entrée qui peuvent modifier l'intensité et les temps d'arrivée des pics de corrélation. Cependant, cette méthode par une utilisation de plusieurs paramètres permet de minimiser ce problème. La difficulté majeure dans sa mise en place réside dans l'obtention d'un corrélogramme croisé.

Pour certains bureaux d'étude, l'application d'analyses des séries temporelles aux enregistrements de sources peut se révéler ardue. Pour pallier ce problème, la méthode KaRGB a été mise au point dans ce travail. Cette méthode se base sur une analyse graphique d'enregistrements CTD des sondes. Elle est simple à mettre en œuvre, puisqu'elle ne nécessite qu'un tableur de type Excel, une fois la chronique CTD acquise. Cette méthode se base sur la conversion des enregistrements CTD en succession de couleurs RGB. Les variations de teintes renseignent alors sur la fonctionnalité du karst, la présence d'une porosité double ou triple, ou encore les inerties associées à la réserve.

La définition d'une zone d'implantation d'un forage profond devient complexe à mesure de l'augmentation de l'hétérogénéité des aquifères, de la complexité structurale et de la position de la zone noyée. La méthode W_i d'évaluation en plan du potentiel d'un forage, présentée en fin du chapitre précédent, se base sur la géométrie des aquifères, la position de la zone noyée et la qualité des aquifères. L'intégration de ces paramètres peut être faite de manière simple à l'aide d'un logiciel SIG avec un calcul en 2.5D sur les couches les représentants. La difficulté de mise en œuvre de cette méthode réside dans la complexité structurale d'une zone, dans la possibilité de la représenter en 2.5D et dans la précision des données en particulier de piézométrie.

Liste des figures

Partie 1 : Enjeux et méthodologie

Figure 1.1 : Situation géographique de l'Unité du Beausset vis-à-vis de ces ensembles administratifs. 23
Figure 1.2 : Alimentation en eau potable des communes du territoire incluant l'Unité du Beausset montrant la proportion entre les eaux de surface et les eaux souterraines. 24
Figure 1.3 : Pluviométrie et moyenne des températures minimales, maximales et moyennes au Circuit du Castellet (Var) en 2010. 25
Figure 1.4 : Carte géologique au 1/250000 de l'Unité du Beausset (BRGM, 1979a et b). Masse d'eau de l'Unité du Beausset modifiée selon le référentiel IGN – BD Carthage (2001). 26
Figure 2.1 : Situation de l'Unité du Beausset (étoile rouge) dans le cadre des affleurements (en bleu foncé) de carbonates circumméditerranéens (modifié d'après Williams & Yin, 2010). 29
Figure 2.2 : Simulation des directions d'écoulements du bassin hydrogéologique de Mammoth Cave, utilisant un milieu poreux équivalent, versus les directions d'écoulements réelles (d'après Worthington, 2004). . 30
Figure 2.3 : Représentations des modalités de recharge dans un aquifère carbonaté karstique (d'après Smart & Friedrich, 1987). (a) Schéma de la zone non-saturée du karst de Mendip Hills en Angleterre, (b) Modèle de la même zone non-saturée basé sur l'intensité de la fracturation, *K* est un index perméabilité et *SY* un index du coefficient d'emmagasinement, (c) variabilité des débits d'écoulement dans cette zone non-saturée. 31
Figure 2.4 : Classification conceptuelle des aquifères karstiques (d'après Atkinson, 1985) selon (A) les vecteurs de l'écoulement et (B) leur régime d'écoulement dominant présumé. 32
Figure 2.5 : Classification des réservoirs fracturés selon leur proportion de perméabilité dans la matrice et les fractures, en fonction de la proportion de porosité dans la matrice et les fractures (d'après Nelson, 2001). 33
Figure 2.6 : Schéma conceptuel du fonctionnement d'un aquifère karstique. 34
Figure 2.7 : Représentation schématique du lien entre le fonctionnement de l'aquifère karstique (rouge et orange foncé) et ses facteurs de contrôle (en orange). (Modifié d'après Kiraly, 2002). 36
Figure 2.8 : Effet des échelles d'investigation sur la reconnaissance de la magnitude de la perméabilité (modifié d'après Kiraly, 1975). 36
Figure 3.1 : Méthodologie de caractérisation des réservoirs carbonatés d'hydrocarbures basée sur l'intégration au sein de modèles géologiques numériques de données géophysiques, de données dynamiques et statiques, et de connaissances apriori (d'après Borgomano *et al.*, 2008). 38
Figure 3.2 : Méthodologie d'étude des ressources en eaux karstiques intégrant modélisation numérique géologique 3D et analyses hydrogéologiques. 40

Partie 2 : Contexte général

Figure 1.1 : Situation géographique et topographique de l'Unité du Beausset dans l'ensemble Provence-Alpes-Côte d'Azur (modifié d'après Bourrichon/Wikimedia, 2012). 47
Figure 1.2 : Limites géographiques de la zone d'étude correspondant aux limites établies par le référentiel Carthage (IGN – BD Carthage, 2001). Altitudes extraites de la BD altimétrique de l'IGN (IGN – BD Alti, 2004). Hydrographie extraites de la BD Carthage (IGN – BD Carthage, 2001). 48
Figure 1.3 : Cartographie de l'occupation des sols de l'Unité du Beausset, délimitée en pointillés noirs, au 1/100000 (modifié d'après Corine Land Cover, 2006). Les tons verts et bleus représentent les espaces naturels, les tons chauds représentent les espaces anthropisés (artificiels ou agricoles). 50
Figure 1.4 : Contexte climatique de l'Unité du Beausset. (A) et (B) évolution de paramètres climato-hydriques depuis 20 ans. (C) Graphique température-précipitations de trois stations météorologiques de l'unité. (D)

et (E) directions des vents de deux stations météorologiques en 2010. (F) Relation entre altitude des pluviomètres et pluviométrie des mois de mai et septembre 2010. 52
Figure 2.1 : Situation de l'Unité du Beausset par rapport aux grands ensembles géologiques de Basse-Provence. 53
Figure 2.2 : Cadre géologique et structural de l'Unité du Beausset. Carte géologique au 1/250000 du BRGM et coupe équilibrée au 1/100000 (modifiée d'après Tempier, 1985) 55
Figure 2.3 : Synthèse de l'histoire géodynamique de la Provence avec les principales directions de contraintes. 56
Figure 2.4 : Calcaire laminé avec déformation liée aux évaporites (Trias moyen, Vieux-Beausset), les clés font l'échelle (4cm). Marnes gypsifères (Trias supérieur, Vieux-Beausset), le crayon fait échelle (15cm). 58
Figure 2.5 : Illustrations des principales formations jurassiques. (A) Marnes vertes et dolomies sucrosiques fracturées de l'Hettangien (Signes). (B) Calcaires à entroques du Pliensbachien (Solliès-Toucas). (C) Alternances marno-calcaires du Bajocien (Solliès-Toucas). (D) Calcaires fracturés du Bathonien sup. et début des alternances marno-calcaires du Bajocien-Bathonien (Barre de Cuers). (E) Front de dolomitisation au sein des calcaires calloviens (Massif de l'Etoile, cliché F. Gisquet). (F) Dolomies fracturées à oolithes recristallisées, Formation du Vallon de Toulouse (Carrière Perrasso, Marseille, cliché F. Gisquet). (G) Front de dolomitisation liée à une faille au sein des calcaires tithoniens de la Formation de la Gineste (Massif de l'Etoile, cliché F. Gisquet). (H) Calcaires tithoniens de la Formation du Mont Rose (Massif de l'Etoile, cliché F. Gisquet). 59
Figure 2.6 : Carte paléogéographique de la Provence au Barrémien (A) et à l'Aptien inférieur (B) (d'après Masse et Fenerci-Masse, 2008). 60
Figure 2.7 : Illustrations des principales formations du Crétacé inférieur de Provence. (A) Transition de l'alternance marno-calcaire berriasienne de la Formation de Niolon aux calcaires valanginiens de la Formation de l'Escalette (Massif de l'Etoile, cliché F. Gisquet). (B) Marnes du Valanginien (Massif de l'Etoile, cliché F. Gisquet). (C) Calcaires à silex fracturés du Valanginien (Massif de l'Etoile, cliché F. Gisquet). (D) Calcaires fissurés et karstifiés du Barrémien (Port-Miou, Cassis). (E) Calcimétries des formations d'âge aptien à Cassis (d'après Renard *et al.*, 2007). (F) Calcaires argileux de l'Aptien supérieur (Cassis, cliché N. Romeuf). 62
Figure 2.8 : Variations de faciès et de périodes de dépôts durant l'Aptien et l'Albien en Basse-Provence (modifié d'après Masse, 1988). 63
Figure 2.9 : (A) Carte paléogéographique des aires de sédimentation d'âge crétacé supérieur de la Basse-Provence. Gari (2008) modifié d'après Philip (1970). (B) Bloc diagramme représentant le cadre paléogéographique sud-provençal au Turonien et au Coniacien inférieur. D'après Hennuy (2003). 65
Figure 2.10 : Illustrations des principales formations du Crétacé supérieur du Bassin du Beausset. (A) Calcaires à rudistes fracturés (Carrière du Cimai, Evenos). (B) Tectonique syn-sédimentaire dans des formations coniaciennes (La Ciotat, d'après Hennuy, 2003). (C) Brèches polygéniques du Turonien supérieur (Cassis, d'après Hennuy, 2003). (D) Surface d'érosion pédogénique au toit de la plateforme carbonatée d'âge turonien terminal et *onlap* des formations calcarénitiques de bassin d'âge coniacien (Massif de la Sainte Baume, d'après Hennuy, 2003). (E) Dépôts calcarénitiques quartzeux à litages obliques de cœur de bassin, Coniacien inférieur (Mont Caume, d'après Hennuy, 2003). (F) Calcaires à Hippurites du Santonien moyen (Oratoire St Jean, St Cyr les Lecques). (G) Calcarénites et calcisiltites faillées (en rouge) du Santonien de la Baie de La Ciotat (St Cyr les Lecques, cliché M. Floquet). 67
Figure 2.11 : Schéma synthétique des séries sédimentaires d'âge Cénomanien à Coniacien moyen de la bordure nord-nord est à sud-sud ouest de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal. Position et datation des unités lithostratigraphiques. M.B : Marnes Bleues ; B.L : Banc des Lombards ; M : Formation de la Marcouline ; M.Ca : Marnes de Cassis ; G.SM : Grès de l'Anse Sainte Magdeleine ; M.SM : Marnes de l'Anse Sainte Magdeleine ; FB : Formation de Font Blanche ; C.Co : Calcaires du Corton ; M.A : Marnes de l'Anse de l'Arène ; R : Barre de Roquefort ; C : Barre des Cuettes ; I : Barre Intermédiaire ; O : Barre du Pas d'Ourié ; BF : Barre de Bellefille ; G.PC : Grès du Pas de la Colle ; C.C : Couronne de Charlemagne ; B.C : Barre de Canaille ; G.C : Grès de Canaille ; B.PG : Barre du Pin de Galaban ; G.GT-GS : Grès de la Grand Tête et du Sémaphore ; P.GT-P.S : Poudingues de la Grand Tête et du Sémaphore ; B.PN : Barre du Pont Naturel ; G.SC : Grès de Sainte-Croix ; P.SC : Poudingues de Sainte-Croix ; L.Ca : Lentille de Cabot ; M.Ce :

Marnes de Ceyreste. D'après Gari (2008), établi à partir des travaux de Jolet (1996 ; Turonien inférieur à moyen) et de Hennuy (2003 ; Turonien moyen à Coniacien moyen). 68
Figure 2.12 : Illustration de faciès caractéristiques (1 à 7 en haut) d'écoulements sous-marins en masse dans le Bassin Sud-Provençal au Turonien supérieur - Coniacien moyen et interprétations (en bas) en termes de processus de dépôts par écoulements gravitaires évolutifs. Les écoulements viennent à la fois de la marge de la Plateforme Carbonatée au Nord (à droite sur dessin) et de fans deltas au Sud qui bordaient le Massif Méridional émergé (MM à gauche sur dessin). Exagération verticale d'environ 6 fois. De Floquet & Hennuy (2003). 69
Figure 2.13 : Synthèse stratigraphique de l'Unité du Beausset depuis l'Hettangien jusqu'au Campanien, établie à travers six coupes synthétiques dont le positionnement est indiqué sur la carte. 71
Figure 2.14 : Exemples de microfaciès rencontrés dans l'Unité du Beausset. Toutes les lames ont leur porosité colorée en bleu. (A) Dolomies du Jurassique supérieur montrant une porosité de matrice, de fracture et de microkarst. (B) Calcaire à faciès urgonien du Barrémien de Port-Miou, porosité liée à de la dissolution le long d'une fracture à microkarsts colmatés (en orange), matrice non poreuse. (C) Calcaire à faciès urgonien du Barrémien de Port-Miou, porosité liée à de la dissolution le long d'un stylolite, matrice non poreuse. (D) Calcarénite quartzeuse du Coniacien de La Ciotat (prise en forage), porosité de dissolution de ciment calcitique. (E) Calcarénite quartzeuse du Coniacien de La Ciotat (prise en forage), porosité faible. (F) Calcarénite quartzeuse du Coniacien de La Ciotat (prise en forage), porosité de dissolution de boue calcitique. 74
Figure 2.15 : Formes karstiques de surface de l'Unité du Beausset. (A) Vue du Massif des Calanques et de la Calanque de Sormiou (cliché randojp.free.fr). (B) Erosion en aiguilles dans le massif dolomitique des Morières (lieu-dit Valbelle, cliché A. Hairabian). (C) Lapiez dans les calcaires du Crétacé inférieur du flanc sud de la Sainte-Baume. (D) Polje de Cuges-les-Pins. (E) Doline située au sud de la Sainte-Baume. (F) Aven-perte du Cercueil sur le plateau de Siou-Blanc. (G) Doline colmatée par des argiles sur le Plateau du Camp. 76
Figure 2.16 : Typologie des cavités karstiques de l'Unité du Beausset. (1) Formes karstiques superficielles, type aven d'effondrement. (2) Avens. (3) Réseaux étagés à dominante horizontale. (4) Réseaux horizontaux. (5) Réseaux actifs. 76
Figure 2.17 : Répartitions des avens et grottes dans l'Unité du Beausset. Les secteurs représentés sont : le littoral des Calanques (A), Carpiagne-Calanques (B), Soubeyran (C), le Plateau du Camp occidental (D), le Beausset-Evenos (E), Siou-Blanc et le Massif des Morrières (F), vallée du Gapeau (G), la Sainte Baume (H). 78
Figure 2.18 : Illustration de formes karstiques souterraines de l'Unité du Beausset. (A) Galerie supérieure de l'Abîme du Maramoye avec une encoche d'érosion selon un plan de stratification (Le Beausset, cliché J.Y. Bigot). (B) Puits vadose développé sur diaclase dans l'aven du Cyclopibus (Siou-Blanc, cliché hotwaker.free.fr). (C) Karstification géotrope selon des plans de stratifications et de fracturations basculés dans la Foux de Sainte Anne d'Evenos. (D) Puits-cheminée marqué par des coupoles d'érosion typiques de spéléogenèse *per ascensum* (Abîme du Maramoye, Le Beausset, cliché J.Y. Bigot). (E) Coulée de basalte entourée par une frange de « cuisson » du calcaire encaissant (Aven de l'Athos, Le Beausset). (F) Remplissage polyphasé dans l'aven de l'Avatar (Plateau du Camp, cliché C. Liguori). 79
Figure 2.19 : Formations paléokarstiques et formations repères pour la compréhension de la karstification. (A) Mur de l'érosion médio-crétacée scellé par les bauxites (Massif d'Allauch, cliché N. Romeuf). (B) Poche d'altérites intra Cénomanien supérieur (Barre de la Jaume, Evenos, cliché A. Hairabian). (C) Poche de dissolution au sein des calcaires triasiques altérés dans le quartier de la Gaude à Signes, remplie par des formations à oncoïdes (D), elles-mêmes recouvertes par une brèche polygénique (la pochette noire mesure 10 cm) à matrice quartzitique sableuse à élèments hétérométriques cristallins (E). (F) Coulée du basalte miocène d'Evenos sur les phyllades de la Pointe Nègre (Six-Fours, cliché N. Romeuf). 82
Figure 3.1 : Localisation des sources et de leur secteur dans l'Unité du Beausset. 84
Figure 3.2 : Exemples de sources de l'Unité du Beausset. (A) Panache en mer d'eau saumâtre de la source sous-marine de Port-Miou en crue (cliché C. Liguori). (B) Source de la Reppe souterraine dans sa conduite maçonnée située sous le lit de la Reppe (Ollioules). (C) Source temporaire de la Foux de Sainte Anne

d'Evenos en crue. (D) Source vauclusienne du Ragas au Revest à l'étiage (cliché P. Maurel). (E) Source vauclusienne du Ragas au Revest en crue (cliché T. Lamarque). 85
Figure 3.3 : Répartition des forages d'eau déclarés selon la BSS début 2012. 87
Figure 3.4 : Carte géologique au 1/250000 de l'Unité du Beausset (BRGM, 1979a et b) avec la capacité aquifère des formations. 89
Figure 3.5 : Synthèse des traçages artificiels effectués dans l'Unité du Beausset. 90
Figure 3.6 : Principaux secteurs de drainage de l'Unité du Beausset définis sur la base des travaux antérieurs. 92

Partie 3 : Modèle géologique 3D de l'Unité du Beausset

Figure 1.1 : Place de la modélisation d'unités structurales (en rouge) dans le cadre des différentes stratégies de géomodélisation classées par taille d'objet croissante (modifié d'après Falivene *et al.*, 2007). 104
Figure 2.1 : Méthodologie générale de construction d'un géomodèle 3D structural par l'intégration de données d'affleurement et de coupes géologiques (modifié d'après Zanchi *et al.*, 2009). 107
Figure 2.2 : Construction des horizons avec l'interpolateur DSI à partir de (A) points de contrôle, de (B) points de contrôle avec des valeurs d'angle et de (C) contraintes d'épaisseur (d'après Gari, 2008). 108
Figure 2.3 : Règle d'intersection des horizons stratigraphiques (A, B et C) et des failles (D, E et F) entre eux (d'après Caumon *et al.*, 2009). Géométries non valides : (A) recoupement d'horizons et (D) horizons non-connectés. Géométries valides : (B), (C), (E) et (F). 109
Figure 2.4 : Construction des failles normales (A), listriques (B) et inverses (C) à partir de données d'affleurement et de coupes (d'après Guyonnet-Benaize, 2011). 109
Figure 3.1 : Nature hydrogéologique et lithologique des formations géologiques de l'Unité du Beausset, ainsi que le choix des horizons modélisés. 111
Figure 3.2 : Failles choisies pour être modélisées. 112
Figure 3.3 : Base de données pendages répartis selon les pendages vérifiés (en noir) et ceux servant seulement de tendance (en gris). 114
Figure 3.4 : Position des forages et galeries souterraines utilisées comme données d'entrée du géomodèle 3D. 115
Figure 3.5 : Emplacement des cartographies haute résolution disponibles dans la littérature. Limites numérisées des horizons lithostratigraphiques et des failles modélisés. 116
Figure 3.6 : Profils sismiques bruts et interprétés, montrant la continuité du chevauchement de Bandol en mer, ainsi que l'existence de Trias autochtone. Le Turonien – Coniacien est caractérisé par des failles (en rouge) synsédimentaires. (Profils Tassy, in prep. ; interprétation Founier & Fournillon, présente étude). 117
Figure 3.7 : Modèle numérique de terrain de l'Unité du Beausset (modifié d'après IGN – BD Alti, 2011). 118
Figure 4.1 : Localisation des coupes structurales construites pour l'établissement du géomodèle 3D. 120
Figure 4.2 : Exemple de coupe construite selon l'approche géométrique des coupes équilibrées à partir de données de pendage d'affleurement et de subsurface (d'après Suppe, 1983). 120
Figure 4.3 : Deux styles de plis rencontrés (d'après Suppe, 1983) : (A) pli flexural et (B) pli de propagation. 121
Figure 4.4 : Coupes structurales de l'Unité du Beausset allant de l'Hettangien au Santonien. 123
Figure 4.5 : Coupe structurale transverse de l'Unité du Beausset allant de l'Hettangien au Santonien. (voir Figure 4.4 pour la légende). 124
Figure 4.6 : Exemple de plan de faille polyphasée dans les calcaires cénomaniens (Carrière du Cimai, Evenos) illustré par la multiplicité des directions de stries (flèches rouges). 125
Figure 4.7 : Eléments structuraux et sédimentaires pour la mise en place du Vieux Beausset. (A) Coupe structurale N-S passant par le Vieux Beausset et le Gros Cerveau. (B) Mise en place du Vieux Beausset de manière gravitaire (d'après Gouvernet, 1963). (C) Calcaire à corbicules d'âge santonien à campanien emballé dans des marnes bariolées du Trias (lieu-dit Le Puech, le Castellet). (D) Détail des calcaires à corbicules. 127

Figure 5.1 : Données d'origine du géomodèle 3D. (A) Coupes structurales géoréférencées dans leur cadre 3D. (B) Couches et failles replacées en 3D selon le MNT. (C) Ensemble des données numérisées géoréférencées en 3D avec le trait de côte pour illustration. 128
Figure 5.2 : Illustration des étapes de construction du géomodèle 3D. (A) Réseau de failles de l'Unité du ... 130
Figure 5.3 : Cartes de profondeur des sept horizons modélisés. Les limites du modèle sont en noir et les failles cartographiées en surface en rouge. 133
Figure 5.4 : Volume de chaque couche ainsi que leurs volumes de vides selon leurs porosités efficaces potentielles (valeurs indicatives provenant de la partie 2). La proportion des volumes de vides totaux potentiels sont représentées avec la borne inférieure à gauche et la supérieure à droite. « E+XX » équivaut à « 10^{XX} ». 133
Figure 5.5 : Variations de l'erreur verticale en fonction de la distance entre le point de mesure du pendage et la charnière de pli, et selon l'angle de l'erreur sur le pendage. La gamme des variations moyennes est choisie selon la distance maximale observée pour chacun des trois types d'erreur. 135

Partie 4 : Hydrogéologie de l'Unité du Beausset

Figure 1.1 : Schéma conceptuel montrant l'acquisition par le média « eau » de l'information sur les paramètres de fonctionnement de l'aquifère et montrant également les méthodes permettant de retrouver ces facteurs à partir de l'analyse de l'eau à différents moments de son transit. 140
Figure 2.1 : Sondes installées dans le cadre de l'étude. (A) sonde CTD STS 70 DL/N avec mise à la pression atmosphérique. (B) Fluorimètres Albillia GGUN 30 avec conductivité électrique. (C) Datalogger Albillia pour fluorimètre. 144
Figure 2.2 : Localisation des équipements enregistrant en continu : sondes et matériel météorologique. Les ellipses représentent les différentes zones de sources qui sont : les Calanques, l'Aire Centrale, Ollioules, Toulon et le Gapeau. 145
Figure 2.3 : Localisation des sources équipées sur les cartes géologiques au 1/50000 du BRGM. (A) Source du Gapeau à Signes à la charnière de l'Unité du Beausset et du Massif d'Agnis. (B) Source de la Font d'Ouvin à Belgentier située sur les contreforts du Massif des Morières. (C) Conduite des fuites latérales du Barrage de Dardennes en contrebas de la retenue. (D) Sources de la Font du Thon et de Werotte dans le vallon de Valaury, affluent du Gapeau, à Solliès-Toucas. (E) Sources des Gorges d'Ollioules : Labus, source captée de Maïre, ou Mère, des Fontaines et source de Bonnefont. (F) Source-puits de la Fontaine Romaine à Ceyreste. 147
Figure 2.4 : Plan du bassin où jaillit la source du Gapeau avec la localisation des points de suivis. Photographie du bassin avec l'emplacement de la sonde CTD et les zones des principales venues d'eau ; les tubes PVC sont issus des pompes utilisées par les propriétaires. 148
Figure 2.5 : Source de la Font d'Ouvin. (A) Sortie du conduit karstique lors d'une crue. (B) Déversoir triangulaire recouvert par les eaux en crue. (C) Relève des données de la sonde cachée dans un rocher. 149
Figure 2.6 : Configuration de l'installation à la Font du Thon (plan sans échelle), avec une vue du lavoir alimenté par la source et une vue du réservoir souterrain où est la sonde. 150
Figure 2.7 : Lieu d'équipement de la source Werotte, avec une vue de la sortie de la source dans le Valaury et une vue de la salle souterraine où est installée la sonde. 150
Figure 2.8 : Plan de la retenue de Dardennes, montrant l'emplacement de la sonde, et vue du lieux d'installation. 151
Figure 2.9 : Disposition de la source de Bonnefont avec une vue du canal aval en crue et une vue de la sonde dans ce canal à l'étiage. 152
Figure 2.10 : (A) Vue extérieure du captage de la Maïre des Fontaines. (B) Vue extérieure du puits de la Fontaine Romaine. 152
Figure 2.11 : Lieu d'installation de la sonde à Labus, avec la topographie de la partie explorée en spéléoplongée (topographie et exploration Bréhier, 2008) et une vue de la Reppe souterraine lors d'une crue, montrant l'arrivée des eaux de surface (photo C. Liguori). 153

Figure 2.12 : Données de hauteur d'eau (m) enregistrées par les sondes CTD entre mars 2009 et avril 2011. Les données brutes sont en gris, les traitées en noir. En rouge, apparaissent les périodes sans données (sonde enlevée et/ou en panne). 155
Figure 2.13 : Données de température (°C) enregistrées par les sondes CTD entre mars 2009 et avril 2011. Les données brutes sont en clair, les traitées en foncé. Les aplats gris représentent les périodes sans données (sonde enlevée et/ou en panne). Les croix correspondent aux valeurs de contrôle acquises avec un appareil de mesure de terrain. 156
Figure 2.14 : Données conductivité électrique (µS/cm) enregistrées par les sondes CTD entre mars 2009 et avril 2011. Les données brutes sont en clair, les traitées en foncé. Les aplats gris représentent les périodes sans données (sonde enlevée et/ou en panne). Les croix correspondent aux valeurs de contrôle acquises avec un appareil de mesure de terrain. 157
Figure 2.15 : Zoom sur une partie du signal de hauteur de la source de Labus. Les variations dans l'encadré sont de longueurs d'onde horaires et d'amplitudes infra-centimétriques. 158
Figure 2.16 : Situation du matériel météorologique installé dans la cadre de l'étude en fonction de l'altitude (représentation schématique du gradient altitudinal en dégradé de marron) et de l'emplacement du réseau MétéoFrance (au 01/01/2009). 160
Figure 2.17 : Paramètres clefs enregistrés sur les pluviomètres indépendants et les stations météorologiques. En rouge apparaissent les périodes de pannes des appareils ou de non validité des mesures. 162
Figure 2.18 : Représentation du débit dans un cours d'eau (d'après Roche, 1963). 164
Figure 2.19 : Courbes de tarage potentielles pour les sources de Bonnefont, Gapeau et Labus. 166
Figure 2.20 : Carte des prélèvements des campagnes hydrochimiques. Les dates des campagnes sont symbolisées pour chaque prélèvement. 168
Figure 2.21 : Dates (flèches rouges) des campagnes majeures de prélèvement vis-à-vis du régime hydrologique des sources suivies. La hauteur d'eau est en noir, la température en orange et la conductivité électrique en vert. 170
Figure 3.1 : Enregistrement *CTD* de la source de Bonnefont, associé aux précipitations journalières sur la même période. Les périodes d'étiage sont notées « E » et les crues « C ». Deux crues, C1 et C13, sont exposées à titre d'exemple. 175
Figure 3.2 : Enregistrement *CTD* de la source de la Fontaine Romaine, associé aux précipitations journalières sur la même période. Les périodes d'étiage sont notées « E » et les crues « C ». Deux crues, C6 et C11, sont exposées à titre d'exemple. 177
Figure 3.3 : Enregistrement *CTD* de la source de la Font d'Ouvin, associé aux précipitations journalières sur la même période. Les périodes d'étiage sont notées « E » et les crues « C ». Deux crues, C3 et C12, sont exposées à titre d'exemple. 179
Figure 3.4 : Enregistrement *CTD* de la source de la Font du Thon, associé aux précipitations journalières sur la même période. Les périodes d'étiage sont notées « E » et les crues « C ». Deux crues, C6 et C11, sont exposées à titre d'exemple. 180
Figure 3.5 : Enregistrement *CTD* de la source du Gapeau, associé aux précipitations journalières sur la même période. Les périodes d'étiage sont notées « E » et les crues « C ». Deux crues, C1 et C14, sont exposées à titre d'exemple. 182
Figure 3.6 : Enregistrement *CTD* de la source du Labus, associé aux précipitations journalières sur la même période. Les périodes d'étiage sont notées « E » et les crues « C ». Deux crues, C1 et C13, sont exposées à titre d'exemple. 183
Figure 3.7 : Enregistrement *CTD* de la source Werotte, associé aux précipitations journalières sur la même période. Les périodes d'étiage sont notées « E » et les crues « C ». Deux crues, C2 et C9, sont exposées à titre d'exemple. 185
Figure 3.8 : Distributions fréquentielles de la conductivité électrique pour plusieurs sources issues de la littérature. (A) Différents types de distribution fréquentielles rencontrées dans les aquifères français (d'après Bakalowicz & Mangin, 1980). (B) Décomposition en distributions uni-modales d'une distribution fréquentielle multi-modale de l'aquifère karstique d'Edwards au Texas (d'après Massei *et al.*, 2007)... 187
Figure 3.9 : Impact du choix des classes de conductivité électrique sur la forme de la distribution fréquentielle à la source Bonnefont pour la période du 1er septembre 2009 au 31 août 2010. LOESS est

l'acronyme de *locally weighted scatterplot smoothing* (Cleveland, 1979), pour régression locale pondérée. 188
Figure 3.10 : Exemple de conversion d'une courbe de répartition de fréquence sous forme d'une variation de couleur. 189
Figure 3.11 : Distribution fréquentielle de la conductivité électrique pour les sept sources étudiées, selon des classes de 20 µS/cm. 189
Figure 3.12 : Décomposition de la distribution fréquentielle de la conductivité électrique, lissée par LOESS, en gaussiennes élémentaires suivant une loi normale. Les sept sources sont groupées selon les quatre classes définies précédemment. 191
Figure 3.13 : Distribution fréquentielle de la température pour les sept sources étudiées, selon des classes de 0.1°C. 192
Figure 3.14 : Morphologie de la distribution fréquentielle (droite) d'une série périodi-que (gauche) de la forme 192
Figure 3.15 : Synthèse de la distribution fréquentielle de la conductivité électrique sur les sept sources suivies. 193
Figure 3.16 : Synthèse de la distribution fréquentielle de la température sur les sept sources suivies. 194
Figure 3.17 : Pentes des exposants spectraux dans un périodogramme bilogarithmique pour les domaines gaussiens et browniens (modifié d'après Hardy & Beier, 1994) 198
Figure 3.18 : Différentes formes d'autocorrélogrammes. Pour leur signification se reporter à la Table 3-3.. 201
Figure 3.19 : Corrélogrammes pluie-débit (p-q) pour trois milieux synthétiques à karstification variable (modifié d'après Pardilla & Pulido-Bosch, 1995). 202
Figure 3.20 : Classification des hydrosystèmes karstiques du moins vers le plus inertiel, selon les paramètres extraits de l'autocorrélogramme et du spectre simple (d'après Mangin, 1982 in Marsaud, 1997). 203
Figure 3.21 : Spectres de densité pour les trois paramètres et les sept sources, pour les séries de longueur maximum. Les exposants spectraux β et les fréquences de coupures spectrales τ sont indiqués. 204
Figure 3.22 : Synthèse des valeurs d'exposants spectraux et de période de coupure spectrale pour les sept sources et trois paramètres au pas de temps horaire. Les valeurs du nombre de Hurst *H* et les domaines de bruit sont indiqués. 205
Figure 3.23 : Autocorrélogrammes, au pas de temps horaire, des sept sources étudiées pour leurs trois paramètres *CTD*. Le lag max est défini comme un tiers de la longueur totale de la série. 206
Figure 3.24 : Synthèse des mesures d'inertie et de leurs variations, par ACS univariées pour les sept sources et leurs trois paramètres *CTD*. 207
Figure 3.25 : Exemples de corrélogrammes croisés pluie-hauteur, pluie-température et pluie conductivité électrique au pas de temps horaire, pour les séries de longueur maximum de quatre sources représentatives. Le corrélogramme croisé pluie-débit est présenté pour la source de Labus. Un zoom des cent premières heures est exposé à côté de chaque source. 210
Figure 3.26 : Corrélogrammes croisés pluie-hauteur, pluie-température et pluie-conductivité électrique au pas de temps horaire, pour les sept sources et leurs trois paramètres pour une période commune du 21/10/09 au 08/12/09 211
Figure 3.27 : (A) Corrélogrammes croisés température atmosphérique-température de l'eau des sources au pas de temps journalier, les valeurs de corrélation maximum et les *lags* auxquels ces valeurs sont atteintes sont notés. (B) Autocorrélogramme de la température atmosphérique à la Limate. 212
Figure 3.28 : Schémas conceptuels illustrant les formes impulsionnelles issues d'une synthèse des corrélogrammes croisés pluies-CTD de l'Unité du Beausset et pluies-paramètres de la littérature (Table 3-6) au pas de temps journalier et pour un *lag* maximum de 120 jours (le tiers d'un cycle hydrologique). 213
Figure 3.29 : Classification impulsionnelle multiparamètre (MIB) des sources pour une analyse à l'échelle annuelle et au pas de temps journalier, illustrée selon les schémas conceptuels de corrélogrammes croisés pluies-*CTD* de la Figure 3.28. 217
Figure 3.30 : Réponses impulsionnelles des sources issues de la bibliographie (A) et de l'Unité du Beausset (B) replacées dans la classification MIB. 219

Figure 3.31 : Déroulement des études préalables à la protection des ressources karstiques utilisées pour l'eau potable (d'après Muet et Vier, 2011). Les cadres rouges représentent les domaines où intervient la caractérisation de la fonctionnalité du karst. 221
Figure 3.32 : Organisation des différents critères de la méthode PaPRIKa en fonction de la structure et du fonctionnement des aquifères karstiques (d'après Dörfliger & Plagnes, 2009). 222
Figure 3.33 : Extraction ponctuelle d'une propriété couleur RGB à partir des valeurs de hauteur, température et conductivité électrique d'une série temporelle *CTD*. La hauteur est ici associée au rouge, la température au vert et la conductivité électrique au bleu. (A) Attribution d'une valeur rouge, vert et bleu à chaque pas de temps. (B) Définition de la couleur RGB correspondante à chaque pas de temps. (C) Analyse des variations RGB. 223
Figure 3.34 : Synthèse additive des trois paramètres *CTD* transformés en RGB pour la construction de l'image représentative du fonctionnement de la source Werotte pour le cycle hydrologique de septembre 2009 à septembre 2010. Les variations de chaque paramètre sont dessinées en blanc pour leur couleur correspondante pour faciliter l'interprétation. 226
Figure 3.35 : Images RGB synthétisant la variation journalière moyenne des trois paramètres RGB selon la méthode KaRGB pour six sources de l'Unité du Beausset pour la période de septembre 2009 à 2010. Les événements pluvieux journaliers enregistrés à la Limate durant cette période servent de référence. Les aplats blancs sont les périodes sans données. 227
Figure 3.36 : Degré de karstification *Ka* selon la méthode PaPRIKa déduit pour les sources du Beausset à partir de la méthode KaRGB (modifié d'après Dörfliger & Plagnes, 2009) 228
Figure 4.1 : Points de prélèvement des données utilisées pour l'hydrochimie. 233
Figure 4.2 : Diagramme de Piper présentant la répartition des 329 analyses autour des trois pôles carbonaté, évaporitique et marin. 234
Figure 4.3 : Diagrammes binaires des 329 prélèvements illustrant les différentes sources d'ions dans les eaux analysées : (A) Lessivage des carbonates. (B) Opposition des domaines calciques et dolomitiques. (C) Lessivage des sulfates. (D) Lessivage de la halite. (E) Mise en solution du potassium. (F) Influence des argiles selon l'i.e.b. 235
Figure 4.4 : Analyses en composantes principales et groupes extraits d'analyses hiérarchiques des prélèvements hydrogéochimiques classés selon leur zone géographique. Les variables ont subies une rotation VARIMAX pour maximiser leur variance. Les grands cercles gris représentent les cercles des corrélations des variables de rayon 1. Les variables sont dans les pastilles grises et sont : Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, HCO_3^{-}, SO_4^{2-}, Cl^{-} et NO_3^{-}. Les variables significatives sont dans les pastilles avec un aplat gris. (A) Analyse multivariée avec la totalité des 325 échantillons. (B) Analyse multivariée sans les prélèvements de la zone des Calanques. (C) Analyse multivariée sans les prélèvements des Calanques, de Bandol – Sanary et de l'Aire Centrale. (D) Analyse multivariée sans les prélèvements précédemment cités et sans les quatre échantillons particuliers de l'analyse précédente. 238
Figure 4.5 : Discrimination de l'origine de la salinité par des rapports d'éléments. (A) Origine de la salinité selon le rapport Cl/Br (secteurs modifiés d'après Alcala & Custodio, 2008). (B) Origine de la salinité selon le rapport B/Cl (secteurs modifiés d'après Vengosh, 2003). (C) Synthèse des informations apportées par les rapports Br/Cl et B/Cl (secteurs modifiés d'après Vengosh, 2003, et Alcala & Custodio, 2008), les symboles en traits pleins représentent les échantillons dont l'origine de la salinité est certaine, en pointillés origine incertaine. 240
Figure 4.6 : (A) Distribution des eaux de pluies et de sources dans un diagramme $\delta^{18}O$ - $\delta^{2}H$. Sont également représentées trois droites de référence (WMWL, Méditerranée et Provence), la droite locale liée aux eaux de précipitation brutes, et des indications montrant le sens et la cause d'éventuels déplacements des points dans le graphique selon Fontes (1980), Rozanski *et al.* (1993) et Clark & Fritz (1997). (B) Variations des valeurs de $\delta^{18}O$ dans les précipitations à Gardanne (Bouches-du-Rhône). 245
Figure 4.7 : *Box-plots* des altitudes des différents massifs de l'Unité du Beausset extraites du MNT au 1/25000 de l'IGN (IGN-BD Alti, 2011). 245
Figure 4.8 : (A) Valeurs de $\delta^{18}O$ par secteurs géographiques et dates de prélèvements. (B) Gradients altitudinaux calculés et issus de la littérature par rapport à l'altitude moyenne des massifs de l'Unité du Beausset, et aux valeurs extrêmes et moyennes de $\delta^{18}O$ des eaux de sources correspondantes. 246

Figure 4.9 : Localisation et valeurs des mesures de $\delta^{18}O$ avec leur variabilité au cours des différentes campagnes. 248
Figure 4.10 : Localisation des prélèvements des ions majeurs et des sous-secteurs pour l'aire du Gapeau. Les traçages artificiels sont issus des travaux de Lamarque & Maurel (2001) et de Gilli (2000). 250
Figure 4.11 : Discrimination de l'origine de l'eau selon les sous-secteurs de l'aire du Gapeau en fonction des teneurs en calcium, magnésium, sulfates et $\delta^{18}O$. 252
Figure 4.12 : Localisation des prélèvements des ions majeurs et des sous-secteurs pour l'aire de Toulon –La Farlède. Les traçages artificiels sont issus des travaux de Lamarque & Maurel (2001) et du BRGM (Durozoy & Paloc, 1969). La symbologie de la géologie et des courbes de niveaux est identique à celle de la Figure 4.10. 253
Figure 4.13 : Localisation des principaux points de prélèvements (en rouge) avec leur numéro correspondant, ainsi que les paramètres physico-chimiques mesurés sur les principales sources de la retenue par Val d'As (2008) le 26/11/2006 lors de la vidange décennale du barrage. 254
Figure 4.14 : Discrimination de l'origine de l'eau selon les sous-secteurs de l'aire de Toulon – La Farlède en fonction des teneurs en calcium, magnésium, sulfates et $\delta^{18}O$. 255
Figure 4.15 : Localisation des prélèvements des ions majeurs et des sous-secteurs pour l'aire de Evenos – Ollioules. Les traçages artificiels sont issus des travaux de Lamarque & Maurel (2001), du BRGM (Durozoy & Paloc, 1969) et du projet KarstEAU (Arfib *et al.*, 2011). La symbologie de la géologie et des courbes de niveaux est identique à celle de la Figure 4.10. 257
Figure 4.16 : Discrimination de l'origine de l'eau selon les sous-secteurs de l'aire d'Evenos – Ollioules en fonction des teneurs en calcium, magnésium, chlorures et sulfates et $\delta^{18}O$. 258
Figure 4.17 : Localisation des prélèvements des ions majeurs et des sous-secteurs de l'Aire Centrale La symbologie de la géologie et des courbes de niveaux est identique à celle de la Figure 4.10. 260
Figure 4.18 : Diagramme température – conductivité électrique des sources de l'Aire Centrale et de sources de référence pour différentes situations hydrochimiques. 262
Figure 4.19 : Discrimination de l'origine de l'eau selon les sous-secteurs de l'aire d'Evenos – Ollioules en fonction des teneurs en calcium, magnésium, sulfates et $\delta^{18}O$. 263
Figure 5.1 : Synthèse de la campagne de jaugeage d'octobre – novembre 2009. 266
Figure 5.2 : Synthèse de la campagne de jaugeage d'octobre – novembre 2010. 267
Figure 5.3 : Débits mesurés le long du Gapeau lors de la campagne 2009. Les points les plus gros représentent les débits du Gapeau, les petits ceux des affluents. La taille des traits est proportionnelle aux débits. Voir Figure 5.1 pour la localisation des points 268
Figure 5.4 : Ensemble des données utilisées pour l'établissement d'un bilan. 270
Figure 5.5 : Carte du cumul pluviométrique de l'année 2010 interpolée par krigeage ordinaire à partir des données exposées Table 2-3. Les croix rouges représentent la position des pluviomètres et stations météorologiques. 271
Figure 5.6 : Variations de hauteurs du plan d'eau sous le déversoir et variations des débits de surverse de l'année 2010 au pas de temps journalier. Niveaux d'eau enregistrés par Véolia. 273
Figure 5.7 : Débits enregistrés, aux stations de jaugeage de Grand Plan à Ollioules sur la Reppe et à Solliès-Pont sur le Gapeau, pour l'année 2010 (BD Hydro, 2012). 273
Figure 5.8 : Schéma de synthèse des volumes d'eau écoulés à travers l'Unité du Beausset par exutoire et pour l'année 2010. 276

Partie 5 : Ressource en eau souterraine de l'Unité du Beausset

Figure 1.1 : Niveau statique de l'Unité du Beausset interpolé par pondération inverse à la distance (poids = 2, grille = 500 m x 500 m). Pour le nom des failles citées dans le texte se reporter à la Figure 2.2 dans la partie 3. 290
Figure 1.2 : Niveau statique de l'Unité du Beausset interpolé par krigeage ordinaire (grille = 500 m x 500 m). 291

Figure 1.3 : Surface piézométrique intégrée au géomodèle, le trait de côte est représenté en blanc. (A) Courbes isopièzes. (B) MNT montrant les zones interpolées comme artésiennes (en rouge). (C) Vue en 3D de la surface piézométrique depuis l'Ouest. 293
Figure 2.1: Geological map of the studied areas including the location of the sea surface salinity survey and of the used rock samples. 299
Figure 2.2: Thin-sections and outcrop photographs of the Calanques area. (A), (B), (D) & (E) thin-sections of urgonian limestones sampled in the Solvay quarry; (A) & (B) non-interpreted thin-sections; (D) & (E) interpreted. (D) and (E) thin-sections: the lattice pattern represents the porosity and the black tint area represents karstic deposits. (C) Outcrop photographs of the Port-Miou Calanques cliff; the dashed lines represent the beds limit; the full lines represent the different fractures families; the white tint area represents solution-enhanced zones. 300
Figure 2.3: Thin-section and outcrops photographs of the La Ciotat Bay area. (A) and (D) thin-section of sandy limestone sampled in the LaCiotat-2 well. (A) non-interpreted thin-section, the blue areas represent the porosity areas. (D) Interpreted thin-section: the light gray represents the matrix, the medium gray represents the porosity and the black represents the quartz grains. (B) Two fractures in the cliff of La Ciotat Bay area showing oxidizing fronts, in dotted pattern. (C) Water outlets in fracture and decalcified beds of a cliff of the La Ciotat Bay area. 301
Figure 2.4: Statistical parameters of the sea surface salinity measurements. The number of bins is computed according to the Scott's method [*Scott*, 1979]. 302
Figure 2.5: Interpolated map of the sea surface salinity of the Calanques area. The emphasized salinity values correspond to the three quartiles. 303
Figure 2.6: Interpolated map of the sea surface salinity of the La Ciotat Bay area. The emphasized salinity values correspond to the three quartiles. 304
Figure 2.7: 3D conceptual model of a coastal carbonate karstic aquifer functioning. Not to scale..... 306
Figure 2.8: 3D conceptual model of a coastal carbonate matrix aquifer functioning. Not to scale. 308
Figure 3.1 : Localisation des coupes utilisées pour illustrer le fonctionnement hydrogéologique de l'Unité du Beausset. La légende de la carte est disponible partie 2 figure 2.2..... 316
Figure 3.2 : Coupes extraites du géomodèle 3D illustrant le fonctionnement hydrogéologique de l'Unité du Beausset : coupes de Port-Miou, Fontaine Romaine et Saint-Cyr. 317
Figure 3.3 : Topographie en coupe de la partie explorée au 07/05/2012 de la source sous-marine de Port-Miou (modifié d'après Méniscus, 2012). 319
Figure 3.4 : Enregistrement manuel de la conductivité électrique et de la température, à l'aide d'un multimètre WTW 340i, au cours de l'hiver 2010 à la Foux de Sainte Anne d'Evenos. 323
Figure 3.5 : Vue en coupe de la source vauclusienne du Ragas de Dardennes au Revest-les-Eaux (modifié d'après une topographie de CRPS et du SCT « Aragnous », 1995). Le niveau statique est celui mesuré lors de la vidange du barrage en septembre 95. 324
Figure 3.6 : Réseau phréatique profond du pourtour méditerranéen français (d'après Mocochain *et al.*, 2011). 325
Figure 3.7 : Coupe composite entre, à gauche du Gapeau, la coupe suivant le canal de la SCP, établie en partie 3, et, à droite du Gapeau, une coupe du modèle 3D suivant le même tracé. A droite, le niveau piézométrique provient de ce travail ; celui de gauche provient des coupes du Canal de Provence (Choquet, 1972). La position des canaux de la SCP est indiquée en pointillés. 326
Figure 3.8 : Modalités d'échanges matrice/conduit pour différents types de recharges et de contrastes de perméabilité matrice/conduit, illustrées chacune lors d'une crue par un chémographe et un hydrographe. (A) Recharge allogénique (modifié d'après Bailly-Comte *et al.*, 2010, hydrographe et chémographe d'après Bailly-Comte *et al.*, 2011). (B) Recharge autogénique avec un fort contraste de perméabilité entre la matrice et les conduits. (C) Recharge autogénique avec un faible contraste de perméabilité entre la matrice et les conduits. 330
Figure 4.1 : Volumes et débits d'exploitation potentiels de sources karstiques (d'après Stevanovic, 2010). (A) Source jurassienne où seul le volume dynamique (Q_{dyn}) est disponible. (B) Source vauclusienne : le débit d'exploitation correspond au volume dynamique (Q_{dyn}), mais le volume statique (ΣQ_{st}) peut être utilisé avec une incidence sur la source. 332

Figure 4.2 : Hydrographe synthétique d'une source karstique avec un potentiel de régulation. Le débit d'exploitation (Q_{exp}) est supérieur au débit minimum de la source (Q_{min}), mais est inférieur au débit moyen annuel (Q_{av}) (d'après Stevanovic, 2010). 332
Figure 4.3 : Viabilité d'une source selon son mode de captage (Kresic, 2010). (A1) Etat initial sans pompage. (A2) Rabattement du pompage assèche la source. (A3) Rabattement du pompage n'assèche pas la source. (B1) Etat initial sans captage. (B2) Captage complet de la source, assèchement de l'aval. (B3) Captage partiel de la source, rivière maintenue en aval mais diminuée. 333
Figure 4.4 : Relation entre l'origine de l'AEP et sa sécurisation pour l'année 2001 dans les Bouches-du-Rhône et l'année 2004 dans le Var (BRL Ingéniérie, 2002 ; DEER CG83, 2006), et les sources pérennes d'un débit moyen annuel supérieur à 5 L/s. 334
Figure 4.5 : Exemple de dispositif de captage des sources diffuses par tranchées horizontales (d'après Coffman & John, 1984, modifié par Stevanovic, 2010). 335
Figure 4.6 : Localisation de la source de Maïre des Eaux sur la carte géologique au 1/50000 du BRGM. 337
Figure 4.7 : Localisation de la source de Font Nègre, ainsi que des sources de Werotte et de Font du Thon suivies dans le cadre de ce travail, sur la carte géologique au 1/50000 du BRGM. 338
Figure 4.8 : Localisation sur la carte géologique au 1/50000 du BRGM de la source de la Maïre des Fontaines, ainsi que des sources de la Reppe souterraine, du Labus et de Bonnefont. Les deux dernières ont été suivies pour ce travail. 339
Figure 4.9 : Localisation des sources de Dardennes, du Ragas et de Saint Antoine sur la carte géologique au 1/50000 du BRGM. 340
Figure 4.10 : Calcul de la perméabilité équivalente K_{eq} dans un aquifère multicouche, avec des couches de perméabilité K_i et d'épaisseur e_i. 342
Figure 4.11 : Méthode de calcul de l'indice W_i pour une profondeur d'investigation de 1000 m. 342
Figure 4.12 : Relation entre le nombre de conduit et la fonctionnalité du karst au cours de son histoire diagénétique synthétique (modifié d'après Vacher & Mylroie, 2002). K est la perméabilité des conduits, N/A la densité de ces conduits et le diamètre de pore équivalent est le diamètre des conduits assimilés à des tubes. 343
Figure 4.13 : Cartes des indices W_i de potentialité pour des profondeurs d'investigation par forage de 250 m, 500 m et 1000 m. Les cartes (A), (B) et (C) ont une échelle commune pour être comparable. Une échelle propre a été donnée à W_i pour les cartes (A') et (B'). Le biseau salé correspond à la zone où il peut potentiellement être recoupé par un forage à la profondeur donnée ; il est calculé avec la loi de Ghyben-Herzberg à partir du niveau statique interpolé. Les parties où la profondeur du forage est supérieure à l'épaisseur du modèle sont indiquées comme « parties hors modèle ». Ces cartes sont disponibles au format numérique géoréférencé dans les annexes numériques (annexe e12). 347

Liste des tableaux

Partie 1 : Enjeux et méthodologie

Table 2-1 : Proportions du stockage et de l'écoulement de l'eau souterraine entre la matrice, les fractures et les conduits pour quatre aquifères carbonatés karstiques (d'après Worthington *et al.*, 2000)..... 33

Partie 2 : Contexte général

Table 1-1 : Surface totale et proportion de l'occupation du sol de l'Unité du Beausset à la résolution de 1/100000. 49

Table 2-1 : Synthèse des valeurs de porosité en laboratoire des roches de l'Unité du Beausset. Données de l'Hettangien à l'Hauterivien mesurées en forage dans la partie orientale du secteur (d'après Choquet, 1972 ; Combes, 1976). Données du Barrémien au Coniacien mesurée à l'affleurement et en forages dans la partie occidentale du secteur (d'après Gari, 2008 ; Fournier et al., 2009 ; Fournier et al., 2011). « / » représente les intervalles sans mesure. 72

Table 2-2 : Synthèse des valeurs de perméabilité et fracturation du Jurassique de l'Unité du Beausset mesurées en forage dans le Massif des Morières (d'après Choquet, 1972 ; Combes, 1976). 73

Partie 3 : Modèle géologique 3D de l'Unité du Beausset

Table 4-1 : Précision optimale horizontale et verticale, et résolution, des données utilisées pour la construction du géomodèle 3D. 134

Table 4-2 : Statistiques des écarts entre les points de contrôles et les horizons modélisés. Sont représentés : le nombre de points de contrôle, la moyenne des écarts en mètres et leurs trois quartiles. 135

Partie 4 : Hydrogéologie de l'Unité du Beausset

Table 2-1 : Périodes de mesures pour chaque sonde CTD avec les corrections appliquées aux chroniques des différents paramètres. Le nombre de jours de mesures prend en compte les arrêts des sondes. * pour la source du Gapeau, la conductivité électrique a été corrigée avec une moyenne mobile à 1h (± 2 valeurs). 154

Table 2-2 : Caractéristiques techniques des capteurs météorologiques installés. 159

Table 2-3 : Bilans des précipitations enregistrées par les pluviomètres installés dans le cadre de cette étude et les pluviomètres du réseau MétéoFrance (MF) proche de l'Unité du Beausset en 2009 et 2010. Les cellules en orange représentent les cellules où les enregistrements ne sont pas complets. 163

Table 3-1 : Valeurs minimales et maximales, ainsi que les écarts maximums, moyennes et écart-types, des paramètres enregistrés au quart d'heure pendant l'année 2010 pour les sept sources étudiées, excepté la Font d'Ouvin dont les données proviennent de la chronique complète. 173

Table 3-2 : Tableau de synthèse des chroniques les plus longues analysées par ACS. 196

Table 3-3 : Relation entre forme du corrélogramme simple et sa signification. 199

Table 3-4 : Ensemble des cycles rencontrés dans les analyses spectrales simples au pas de temps horaire. Pour chaque source et leurs paramètres, les périodes (« Pe. » dans le tableau) des cycles rencontrés sont notées en jours et les amplitudes (« Amp. » dans le tableau) correspondantes exprimées par rapport à l'amplitude maximum du spectre considéré. 208

Table 3-5 : Temps d'arrivée de la première impulsion et sa valeur de corrélation r(h) pour les sept sources et leurs trois paramètres *CTD* pour une corrélation croisée au pas de temps horaire avec la pluie. Les temps

d'arrivée pour des corrélations croisée au pas de temps journalier sont aussi indiqués. Haut. = hauteur d'eau, Temp. = température et Cond. = conductivité électrique. 209
Table 3-6 : Valeurs maximales de corrélations croisées pluie-paramètre et lag correspondant issues de la littérature. Le facteur forme correspond à celles illustrées dans la Figure 3.28. 215
Table 4-1 : Réactions de dissolution congruente et solubilité, à 105 Pa et 25°C, pour les principaux minéraux potentiellement présents dans l'Unité du Beausset (modifié d'après Ford & Williams, 2007). 231
Table 4-2 : Valeurs du gradient altitudinal pour le $\delta^{18}O$ pour différentes localités d'Europe du Sud. 243
Table 4-3 : Localités et prélèvements des valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ des eaux de pluies du Sud-Est français (IAEA, 2011). 244
Table 4-4 : Echantillons de références pour comparaison avec les sources de l'Aire Centrale. Les prélèvements effectués en 1979 proviennent de Vernet & Vernet (1980), ceux effectués en 2002 proviennent de Binet *et al.* (2006) et les autres de cette étude. 261
Table 5-1 : Coefficients d'infiltration calculés pour le Beausset à partir de l'ETR sans ruissellement et coeeficients issus d'autres massifs karstiques de Méditerranée. L'ETP selon Penman-Monteith est obtenu grâce au logiciel ETo Calculator de la FAO (Raes, 2009). 272
Table 5-2 : Données des bilans par principaux exutoires pour l'année 2010. Les débits du Las incluent les prélèvements AEP et les débits AEP n'incluent pas les prélèvements au Las. 275

Partie 5 : Ressource en eau souterraine de l'Unité du Beausset

Table 1-1 : Volumes totaux saturés et volumes d'eau en place par formation dans l'Unité du Beausset. « Vol. tot. sat. » est le volume total de roche saturée, le taux de saturation est le rapport entre ce volume et le volume total de roche. Les porosités exposées ici sont reprises de la partie 3 chapitre 4.2.2.3 est ne vise qu'à représenter les contrastes de porosités entre les formations. Le volume d'eau en place est obtenu par le produit de la porosité et du volume total saturé. 293
Table 4-1 : Sources captées avec leur mode de captage (réfère à la Figure 4.3) et leur usage actuel dans l'Unité du Beausset. (Abréviations : NC, non-captée, Ab., abandonnée, ?, débit retenu inconnu ; C, captage communal, P, captage privé). 336
Table 4-2 : Seuil de potabilité des eaux brutes à destination de la consommation humaine en France (JO, 2007) et les valeurs mesurées à la source de Labus (voir tableau d'analyse en annexe numérique e5). La température et la conductivité électrique sont mesurées en continu sur la période du 05/2009 au 03/2011. 339
Table 4-3 : Paramètres servant au calcul des indices K_i de chaque horizon modélisé. 344

ANNEXES

ANNEXE 1

Publié en tant que :

Fournillon A., Viseur S., Arfib B. & Borgomano J., 2010. Insights of 3D geological modelling in distributed hydrogeological models of karstic carbonate aquifers. *Advances in Research in Karst Media, B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán and J. LaMoreaux (eds). Springer, Berlin Heidelberg New York*, p. 259-264.

Insights of 3D geological modelling in distributed hydrogeological models of karstic carbonate aquifers.

A. Fournillon, S. Viseur, B. Arfib, J. Borgomano

Laboratoire de Géologie des Systèmes et des Réservoirs Carbonatés, EA 4234

Université de Provence, Case 67 - 3 Place Victor Hugo, 13003 MARSEILLE - FRANCE

Email: afournillon@gmail.com, sophie.viseur@univ-provence.fr, bruno.arfib@univ-provence.fr, jean.borgomano@univ-provence.fr

Résumé

De plus en plus de logiciels de modélisation distribuée d'écoulement prennent en compte des conduits karstiques discrets. Cependant à l'échelle d'un bassin versant, la localisation et la géométrie de ces conduits est rarement connue. Ce travail propose une méthode simulation de conduits karstiques discrets sous la forme de réseaux de pixels interconnectés. Cette simulation se base sur une grille numérique 3D qui correspond à un géomodèle dont les cellules sont parallèles aux horizons de karstification préférentielle. La méthode de simulation repose sur l'observation de la géométrie des conduits karstiques explorés et sur la reproduction stochastique de cette géométrie. Les conduits observés sont décomposés en familles selon leur direction et longueur. Chaque famille est modélisée par un ellipsoïde de variogramme, puis stochastiquement simulé dans la grille. L'utilisation d'un géomodèle 3D offre la possibilité d'inclure des cartes de probabilité d'occurrence de ces conduits de manière à mieux contraindre leur distribution ou leur connectivité.

Abstract

Flow simulation in karstic aquifers with distributed hydrogeological models may be used to numerically model the spatial distribution, the connectivity and the geometry of the karstic network. We propose a new approach to characterize the karstic network and to reproduce it by the use of 3D geological modelling. The observed karstic network is first decomposed into sets of unidirectional elements which are analysed in 3D with variograms in term of dimension and distribution. These sets of karst directions are then stochastically simulated in 3D in a curvilinear grid that is consistent with the orientation of inception horizons. Several probability maps or 3D probability fields can be added

as secondary data in order to constrain the distribution and the connectivity of the simulated karstic network.

Keywords: 3D geological modelling, karstic networks, geostatistical analysis, stochastic simulations, distributed hydrogeological modelling.

1.1 Introduction

Flow simulation in karst aquifers has been extensively studied. Recently, distributed hydrogeological models have dealt with karstic flow behaviour. A great advance in such models was the integration of discrete conduit elements, as was done in Feflow (Diersch, 2007) or Conduit Flow Process in Modflow-2005 (Shoemaker *et al.*, 2008). These models need the location of the karstic network as a prerequisite input. However, only some karstic conduits can be observed among the whole set of existing karstic network in a given geological unit. Therefore some authors have proposed methods to simulate the unobserved karst conduits. Most of the existing methods are process-based, using: chemical dissolution reactions (e.g. Clemens *et al.*, 1996; Kaufman, 2009) or particles displacements (Jaquet *et al.*, 2004). However, process-based methods are difficult to constrain to observed data (Koltermann & Gorelick, 1996). Other have authors proposed geostatistical methods that can fit existing data. Labourdette *et al.* (2007) have developed an approach based on the stochastic simulation of cavities from geometrical parameters and dissolution probability 3D fields. However, it is dedicated solely to carbonate tropical island settings. Henrion *et al.* (2007) have proposed a method based first on the recognition of preferential paths in a 3D stochastically generated fracture network and second on the simulation of cavities around these paths. Karstic networks are reproduced with efficiency but this approach requires detailled knowledge of the fracture network and strong assumptions on the past flow paths.

In this paper, we propose an alternative approach which focuses on the reproduction of karst network geometry and connectivity. This method consists first on analyzing statistical parameters from observed karsts or other data defining the geometry of karst features and second on using geostatistical approaches to reproduce the complex karst geometry. After describing the proposed approach, an application of a case study is presented to illustrate its flexibility and potentiality by comparing two models of kartic networks obtained using two different assumptions.

1.2 Methodology

Karstic networks are often organized around particular horizons known as inception horizons (Lowe, 2000). For this reason, the simulations of the karst network are performed in a 3D curvilinear grid whose cells are aligned according to these horizons.

In this grid, the karst occurrence is considered as an indicator variable Ik(x). Ik(x) = 1 if x belongs to a karst and 0 otherwise. Therefore, the proposed approach aims at simulating the value of Ik(x) for each cell of the grid. In geostatistics, the Sequential Indicator Simulation (SIS) is dedicated to stochastically simulate such variables, conditioned to available data and to estimated statistical parameters: (1) the variogram which defines the spatial distribution of the simulated variable and (2) the proportion of each variable classes. However such a method cannot be directly used to reproduce the complex karst geometry: the variograms only characterize the spatial distribution of

ellipsoid-like shapes and not highly curvilinear features. To address this, we propose to analyse the karstic network while decomposing the discontinuities network obtained from cave surveys into unidirectional elements. These elements are classified into families according to their orientation; each family is characterized by a variogram model and a proportion. To produce a consistent karstic network with each direction connected, we propose this workflow: (1) Simulating the major karst (karst1) direction, given its variogram and its proportion. A probability 3D field or map of the preferential karst area, constructed from *a priori* knowledge (e.g. landscape karstic features, major joint direction, weathered rock zone), may be used as secondary data. (2) Creating a probability 3D field from the karst1 in order to yield tokarst2 more occurence to be simulated in connection with karst1. (3) Simulating karst2 using the obtained probability 3D field, its variogram and its proportion. (4) Simulating similarly to karst2 the other karst families. By using different probability maps compiled from *a priori* knowledge or simulated karsts, it is possible to constrain the connectivity between the different karst elements. (5) Merging all simulated karst elements into unique bodies. The simulated karstic network is then obtained and can be exported into a distributed parameter hydrogeological model as a double continuum matrix or as a discrete pipe network after conversion of the grid cell properties.

The aim of this approach is no longer to create a precise image of the unexplored karst, but to provide several equiprobable models of the karstic network, in respect of quantitative and qualitative data from a wide range of origins. The ultimate goal is to quantify the uncertainty of flow in a carbonate karstic aquifer by realizing flow simulations on these models.

1.3 Case study

The Morieres Massif is in Provence (SE France) (figure 1). It consists of three main stratigraphic units from lower to upper Jurassic ages (figure 1). This area has been intensively explored by cavers (Lucot & CDS 83, 2005). Moreover, sub-surface data are also available from a tunnel dug through the massif in the upper and mid Jurassic (Combes, 1976). The speleological surveys and the observations in the tunnel show that the main karstic network, with horizontal development, is inferred from a single 20-m-thick layer from Bathonian age.

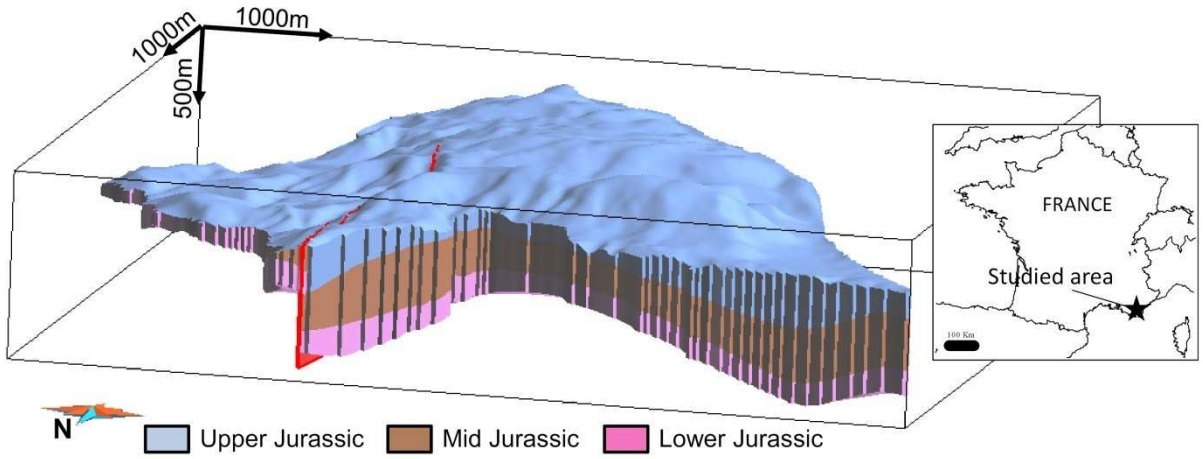


Figure 1: Localisation of the studied area and the 3D stratigraphic grid in which the simulations are performed. The targeted layer of the study is on the top of the Mid Jurassic (brown unit).

1.4 Analysis and simulation of the karstic network

A 3D curvilinear grid has been built from structural data. It consists in a 3 layered grid (figure 1). Karst occurs only in the second layer and so only karst on this layer has been simulated. A cell size of 8 m * 6 m has been chosen. The targeted layer has been explored in terms of fracture analysis from outcrops, tunnel operations and aerial photographs; the resulting directions are consistent at all scales (Combes, 1976; Blanc & Nicod, 1990). These directions are: N090°, N045°, N135° and N000°. The same directions are found in karst conduits, and in karsts intersected by the tunnel (Combes, 1976). Two different simulations have been performed: (1) the simulation #1 (figure 2.a. and b.) which accounts for the relative connectivity of each karst element family and probability maps; (2) the simulation #2 (figure 2.c.) for which all karst element families have been simulated independently.

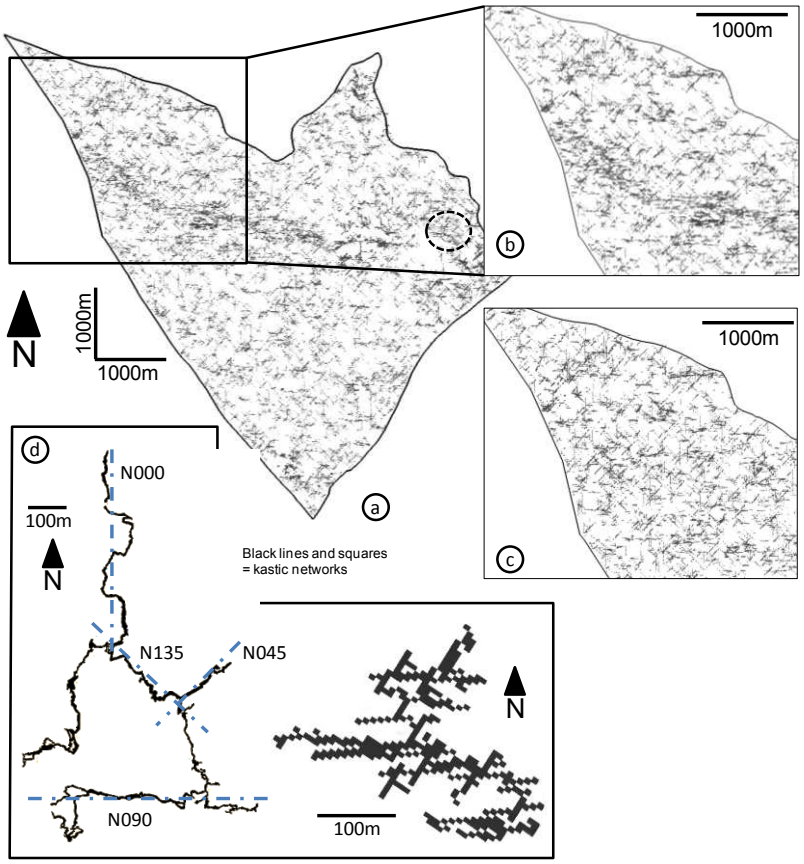


Figure 2: Main results of the two simulations. a. Top view of the whole simulation #1. b. Close up of the simulation #1. c. Close up of the simulation #2. d. Comparison between the Rampins Cave (main directions of cave conduits are drawn in dashed lines) which is developed in Bathonian near the study area and a simulated karstic network from simulation #1 (located on dashed line circle on figure 3.a.).

The results of both simulations are consistent in terms of geometry with the known karstic networks (figure 2.d.). It confirms that the chosen input data are then representative of the observed geometry. A connectivity analysis has been computed on each model to quantify the differences between the two simulations: the number of connected cells for each simulation has been estimated. The results of this analysis have been plotted on a Zipf diagram (figure 3). Prior to reaching a break point, the two simulations have similar behaviour but beyond this point the two simulations reach a sill that is higher for simulation #1 (>600) than for simulation #2 (>200).

Simulation #1 shows a greater number of connected cells than simulation #2 does, except for its highest value. The presence of a body with a very high number of connected cells in simulation #2 could be simply due to randomness, as shown by the grey diamonds in the Zipf diagram (figure 3). It suggests that conditioning from probability fields, in simulation #1, is efficient for constraining the connectivity between each karst family and to avoid randomness in the distribution of the karstic network.

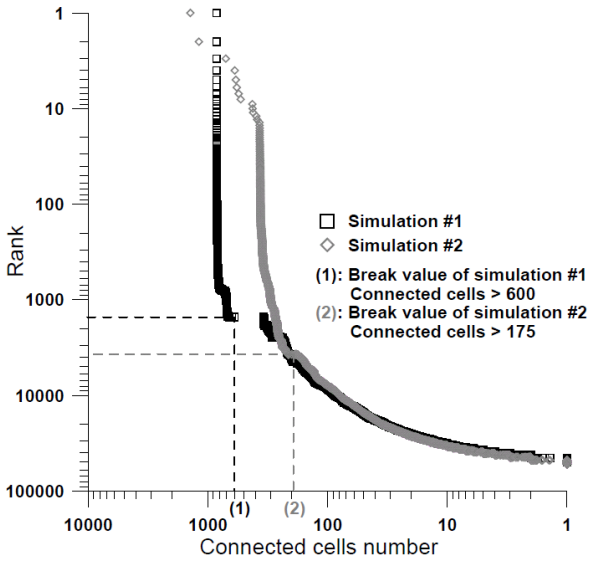


Figure 3: Zipf diagram of the number of connected cells of each independent karstic network for the simulation 1 (black squares) and the simulation 2 (gray diamonds).

1.5 Conclusion

The use of 3D geological models provides tools for the integration of numerous data types, from outcrop to sub-surface, into a coherent framework. The proposed approach reproduces karstic networks that are consistent with observed geometry. The connectivity analyses, performed on two different kinds of simulation, have shown that both the decomposition in karst elements and the integration of an *a priori* knowledge can control the karst connectivity.

These efforts should be pursued by determining other geometrical and topological parameters (number and type of karst element connectivity, karst section area or their tortuosity) for the characterization of the geometry and the connectivity of the karstic network. These parameters could either condition the simulation or be computed *a posteriori* on the generated 3D models in order to classify them and then guide the selection of models to export to flow simulators. This defines the method to easily export the obtained karstic models into a flow simulator, while preserving the original parameters. Flow simulations obtained from these selected models will finally serve as support for quantifying the uncertainty of flow in karst terranes.

Acknowledgments

This work is part of the KarstEAU project, funded by the “Agence de l’Eau Rhône-Méditerranée-Corse”, the “Conseil Général du Var”, the “Conseil Général des Bouches-du-Rhône”, and by the “Région Provence Alpes Côte d’Azur”. A special thanks to Alex Hairabian for his useful help in the field. Authors also thank an anonymous reviewer for his helpful corrections and comments.

Bibliography

BLANC, J.-J., NICOD, J., 1990. Les surface karstiques du plateau de Montrieux (Var), (secteur de Valbelle–Morières–Siou Blanc), étude quantitative de la fracturation. *Karstologia*, 16, 17–28.

CLEMENS T., HÜCKINGHAUS D., SAUTER M., LIEDL R. & TEUTSCH G., 1996: A combined continuum and discrete network reactive transport model for the simulation of karst development. In:, *Calibration and reliability in groundwater modelling*. Kovar, K., van der Heijde, P. (eds.) IAHS Publication 237: 309-318.

COMBES A., 1976. Essai de méthodologie en pays karstique. Etude de problèmes hydrogéologiques et géotechniques dans le Massif des Morières. *PhD thesis*. Université de Grenoble, 174 pp.

DIERSCH H.J.G., 2007. Discrete feature modeling of flow, mass and heat transport processes by using FEFLOW. In: *White papers volume 1*. Berlin. p.191-198.

HENRION V., CAMOIN G., VITEL S. & KEDZIERSKI P., 2007. Stochastic simulation of cave systems in reservoir modeling. *27th GOCAD meeting*, 11 pp.

JAQUET O., SIEGEL P., KLUBERTANZ G. & BENABDERRRHAMANE H., 2004. Stochastic discrete model of karstic networks. *Advances in Water Resources*, 27, p. 751-760.

KAUFMANN G., 2009. Modelling karst geomorphology on different time scales. *Geomorphology*, 106, p. 62-77.

KOLTERMANN C. and GORELCIK S., 1996. Heterogeneity in sedimentary deposits; a review of structure-imitating, process-imitating, and descriptive approaches. *Water Resources Research*, 32, 9, p. 2617-2658.

LABOURDETTE R., LASCU I., MYLROIE J. & ROTH M., 2007. Process-like modeling of flank-margin caves: from genesis to burial evolution. *Journal of Sedimentary Research*, 77, p. 965-979.

LOWE, D., 2000. Role of stratigraphic elements in speleogenesis: the speleoinception concept. In: Klimchouk A.B., Ford D.C., Palmer A.N. & Dreybrodt W. (Eds.), *Speleogenesis, evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Huntsville (Alabama), pp. 65–76.

LUCOT J.P. & Comité Dép. de Spéléologie 83, 2005. Fichier des cavités du Var. *Spelunca*, 99.

SHOEMAKER W.B., KUNIANSKY E.L., BIRK S., BAUER S., & SWAIN E.D., 2008, Documentation of a Conduit Flow Process (CFP) for MODFLOW-2005: *U.S. Geological Survey Techniques and Methods* 6-A24, 50 p

ANNEXE 2

Publié en tant que :

Fournillon A., Abelard S., Viseur S., Arfib B. & Borgomano J., 2012. Characterisation of karstic networks by automatic extraction of geometrical and topological parameters: comparison between observations and stochastic simulations. *Advances in Carbonate Exploration and Reservoir Analysis, Garland J., Nelson J., Widden K. & Laubach S. (eds), the Geological Society, London, Special Publication, v.370*. 18 pp. (In press)

Characterisation of karstic networks by automatic extraction of geometrical and topological parameters: comparison between observations and stochastic simulations

A. Fournillon*, S. Abelard, S. Viseur, B. Arfib and J. Borgomano

Aix-Marseille Univ, CEREGE
Case 67, 3 place V. Hugo
13331 MARSEILLE cedex 3, FRANCE
*Corresponding author, email: afournillon@gmail.com

Résumé

Cette étude présente une méthode d'étude et de simulation des réseaux karstiques. Un algorithme d'extraction automatique de paramètres topologiques et géométriques de ces réseaux a été développé. Il s'emploie à convertir les topographies de cavités 2D en squelettes. Ces squelettes permettent le calcul des paramètres. Ces paramètres permettent d'une part de quantifier les morphologies des karsts existants et d'autre part de fournir des données d'entrée pour la simulation stochastique de réseaux karstiques. Après avoir décrit l'algorithme d'extraction de paramètres et le fonctionnement de la simulation stochastique de karst, ces méthodes sont appliquées à un massif de l'Unité du Beausset (SE France). Ce massif, celui des Morières, a été modélisé en 3D et son karst simulé stochastiquement pour la formation du Bathonien supérieur. Les karsts du Var (SE France) contenus dans cette formation ont servis d'analogues pour les données d'entrée. Des analyses multivariées des paramètres géométriques et topologiques des réseaux karstiques réels et simulés ont été comparées. Il apparaît que la méthode de simulation utilisée permet d'obtenir des réseaux cohérents selon ces paramètres topologiques et géométriques, même si les simulations stochastiques ne sont basées que sur des paramètres géométriques.

Abstract

Although karstic networks may have a major impact on fluid flow in reservoir characterisation, they exhibit great intrinsic heterogeneity that makes their characterisation very complex. This work proposes an integrated workflow to study and stochastically simulate karstic networks. This approach is based on the study of outcropping caves. Topological and geometrical parameters are

automatically extracted from cave surveys. The extracted geometrical parameters are used to determine the input parameters of the stochastic simulations. These simulations utilise a structure-based, pixel-based and geostatistical approach. To check for consistency, a procedure is proposed to compare the topological and geometrical parameters of observed and simulated karst networks using multivariate analyses. The proposed integrated workflow has been successfully applied to a real case study involving karsts in Jurassic limestone from the south of France. The obtained karstic networks reproduce observed topological and geometrical parameters even when the employed simulation approach relies solely on geometrical parameters.

1.1 Introduction

Hydrocarbon fields with karst and palaeokarst occurrences are found worldwide . Karst represents the main plays in numerous fields, including the Ordovician of the Tarim Basin in China , the Ellenburger Group in Western Texas , the Permian of the Chumphon Basin in Thailand and the "Golden Lane" in the Gulf of Mexico, home to the most productive well in oil history. The presence of karsts also suggest higher potential for fields currently under exploration, such as Kashagan , or for unexplored zones like the Cretaceous of the Oriente Basin in Ecuador and the Cretaceous of the North Foreland Basin in Cuba . However, karst carbonate reservoirs are challenging in terms of exploration and production. Although they are hardly observable, they exhibit a major influence on the flow of fluids. Heterogeneities due to karstification occur on every scale, from millimetres to kilometres . Particular patterns are printed over the apparent chaos of karst heterogeneities . These patterns indicate stratigraphic control of karst occurrences as well as their spatial distributions. An understanding of the stratigraphic occurrences of karstic networks may be achieved by considering the concept of speleoinception horizons , i.e. the notion that karsts initiate and develop in only a few particular horizons. According to Filipponi *et al.* , statistical analyses of the occurrences of karsts in wells can reveal the horizons where these features preferentially develop. The spatial distribution of karsts across these horizons is controlled by a vast number of factors , from palaeohydrological conditions to rock petrophysical properties. However, the karstification processes involved lead to the creation of recognisable characteristic patterns . For instance, in meteoric vadose conditions, karsts generally exhibit branchwork patterns and preferentially orient along fractures . In contrast, karsts in tropical islands exhibits more spongework patterns and occur around the fresh and saltwater mixing zone , while karsts formed by hydrothermal fluids (under buried conditions) exhibit both anastomosic and spongework patterns and are concentrated around faults wherein hot fluids can seep .

The complexity of karst and palaeokarst networks underscores the need for a quantitative evaluation method. A common method for characterising heterogeneities in reservoirs uses outcrop analogues and modelling approaches . According to the definition of Koltermann and Gorelick , there are two main types of karst modelling methods. The first involves process-imitating approaches that are based on forward modelling and integrate limestone weathering processes and chemical reactions. Because they require extensive datasets and parameters, process-imitating approaches cannot be applied to subsurface conditions. The second type of karst modelling utilises structure-based approaches that rely on the reproduction of observed karst networks .

In this paper, we characterise karsts using a quantitative study of outcrop analogues (i.e. karsts explored by cavers) and a structure-based simulation of karst networks in unexplored zones. This study relies on the following factors: (1) defining the characteristic patterns of observed karsts, (2) computing the statistical parameters of these patterns using an automatic extraction algorithm,

(3) simulating karst networks by reproducing these patterns (with respect to their statistics) and (4) checking the consistencies of the simulations with regard to the corresponding observed karsts. The simulation is based on the method proposed by Fournillon *et al*. . This is a pixel-based and variogram-based stochastic simulation method. The consistency between observed and simulated karsts is determined by multivariate analyses of their automatically extracted statistical parameters.

This proposed workflow has been applied to karsts found in the Jurassic limestone of the Var area between Eastern Marseille and Northern Saint-Tropez (S.E. France). An extensive database of cave maps is available for this area . The methods employed in this study are presented with emphasis on the stochastic karst simulation method and the automatic extraction of corresponding statistical parameters. After the local contexts of the studied karsts are considered, the results are presented, first for the observed karsts and then for the simulated ones. These results are compared, and the adequacy of the modelling approach, potential improvements and future directions, including using this or similar models for flow simulations, are discussed.

1.2 Method and material

1.2.1 General workflow

The proposed workflow (fig. 1) aims to both simulate karstic networks and check their consistency when compared to observed networks. The latter is statistically analysed via a process (named KNIT) that automatically extracts geometrical and topological parameters (fig. 1A). Details regarding the KNIT approach are subsequently discussed. Next, the length and azimuth parameters, which have been extracted from observed caves, are used as input parameters for the stochastic simulation(s) of karstic networks (fig. 1B). The KNIT approach is also applied to the simulated networks to obtain their geometrical and topological parameters. Finally, multivariate analyses determine whether the simulated karstic networks statistically reproduce the extracted geometrical and topological parameters (fig. 1C). This is particularly important with regard to topological parameters because the stochastic simulation method used relies solely on geometrical parameters.

1.2.2 Stochastic simulation of karstic networks

The stochastic simulation method for karstic networks used herein is based on the method proposed by Fournillon *et al*. . This method is both pixel- and structure-based . Karstic networks are simulated as facies, i.e. connected cells in a grid with karst within. This method relies on the hypothesis that the observed karsts are representative of the un-observed ones. It consists of, first, finding the underlying patterns of the observed karstic features and, then, stochastically reproducing them using geostatistics. These patterns correspond to essential network components, for example, the directions and lengths of the main conduits of the caves. The latter can be decomposed into unidirectional elements that statistically reproduce the patterns (fig 1). The method's main objective is to model the essential components of the network via variograms. These variograms are then used in a sequential indicator simulation (SIS), in which the sets of essential components are successively used in decreasing order of importance. Thus, the simulated karst is a simplification of the observed one, i.e. it reproduces the observed patterns in average. The SIS has been chosen as the supporting algorithm for the simulation because it is the simplest and most flexible method for the stochastic simulation of non-order facies .

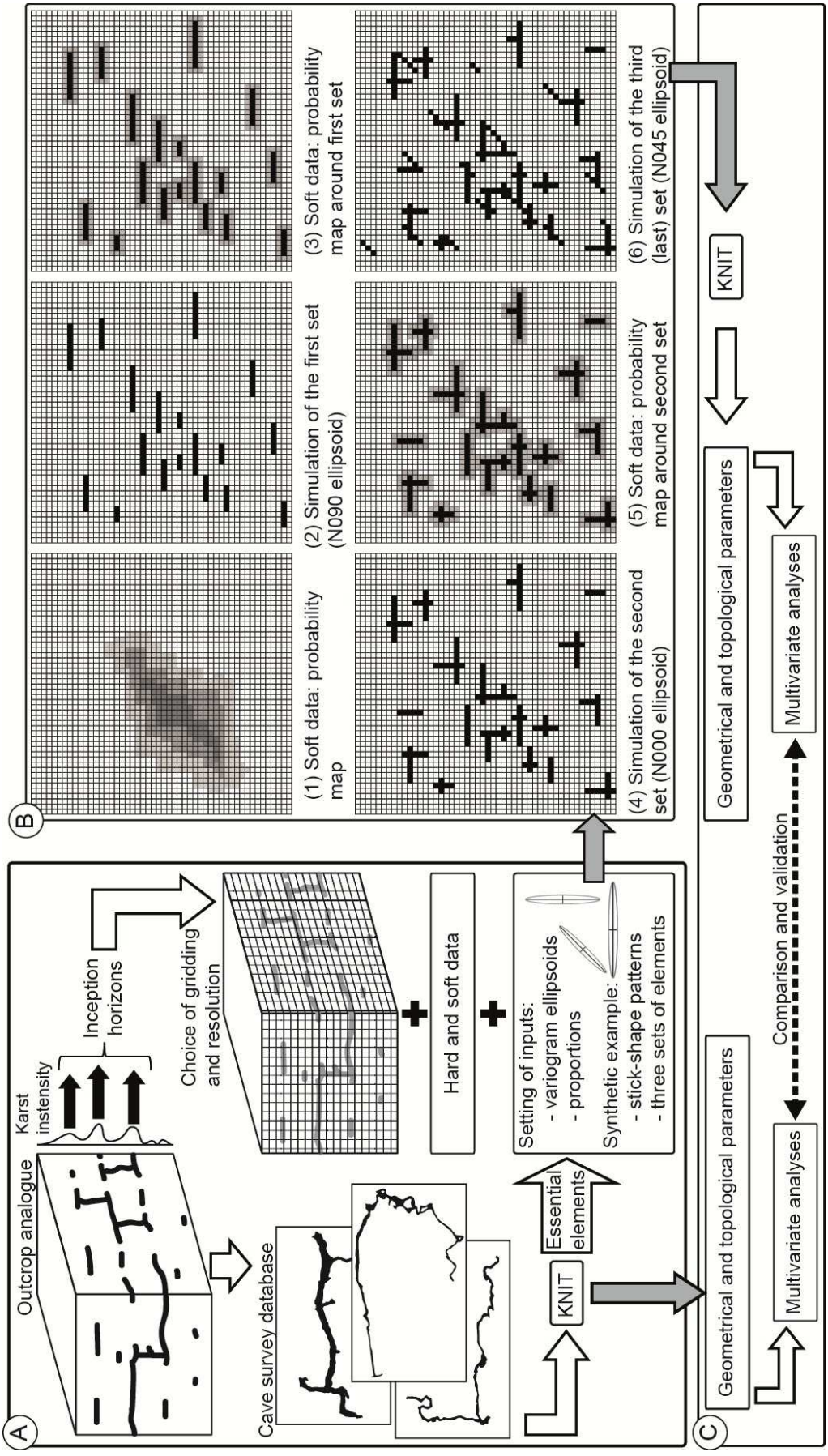


Figure 1: General workflow. (A) Study of observed karsts with the KNIT approach. (B) Steps of the stochastic simulation method of karstic networks. (C) Comparison of observed and simulated karsts.

In 3D, a variogram may be defined by an ellipsoid. In figure 1, the illustrated cave may be decomposed into stick-shaped elements. These elements correspond to three sets of unidirectional elements. Once the mean direction and length of each set is computed, one variogram ellipsoid is established for each set. Because, in this example (fig 1A), the essential components are stick-shaped, the greater axis of the variogram ellipsoid is at least ten times longer than the second axis. In palaeokarsts, the components of the collapsed caves are more spherical, such as in the paleokarst of the Tabei Uplift reservoir . In these cases, the variogram ellipsoids are more isotropic. The selected variogram ellipsoids are used in the forthcoming workflow.

The stochastic simulation of karstic networks is a five-step method that uses a geo-modeller as its numerical framework (fig. 1A & B). The obtained realisations are comprised of the following two groups of cells: (1) the cells containing the karst “facies” and (2) the other cells, which correspond to everything except the karst pipe networks.

- Gridding choice (fig. 1A): Because the method is pixel-based, it requires a grid for support. The choice of gridding depends on the nature of the modelled geological objects . For a karst simulation, the most reliable gridding must be aligned along the speleoinception horizons, i.e. the horizons where karsts are statistically most present. These horizons may be palaeo-water table or stratigraphic horizons . In the case of palaeokarsts, the gridding may follow folded and/or faulted horizons.
- 3D grid construction: Once the gridding is chosen, the major challenge of grid construction is the choice of the cell size . The karst network is a typical multi-scaled object. A choice must be made regarding the scale of the karst representation, i.e. the scale of interest.
- Parametrisation of inputs (fig. 1A): The karstic networks are simplified into essential components modelled by variograms. The input parameters of the stochastic simulations are as follows: (1) the number of sets of essential components, (2) their corresponding variogram ellipsoids, each defined by three axes, and (3) the proportion of each set. The variograms are designed to mimic the observed pattern. In this simulation, ‘proportion’ refers to the wanted proportion of each set of unidirectional elements among all the grid cells. The setting of this value is delicate because the resolution of the grid implies generally up- or downscaling.
- Conditioning to hard or soft data (fig. 1B): Another advantage of SIS is its ability to integrate hard and soft data conditioning . The hard data corresponds to the actual position of karst networks discretised into the grid. Soft data conditioning is of major importance because it allows the integration of all concepts and a priori knowledge in the simulation(s). This conditioning is integrated as a 3D probability field, i.e. cells in the grid where karstic networks are more likely to occur. Because karsts are often poorly known, these probabilities provide a better way to constrain the geological consistency of the simulation(s).
- Stochastic simulation: The observed karst networks have been decomposed into sets of essential elements. Each set is defined by a variogram ellipsoid, a proportion, and eventually hard or soft data conditioning. The simulation consists of successively simulating each direction, from the most to the least common, with an SIS algorithm. The result is a grid containing as many different facies as there are karst essential components. All the facies referring to karst are merged together before the numerical analysis of the simulations. An example of this is provided in the results section of this paper. To simulate karsts in 3D, the networks must be decomposed into stacked horizontal networks connected by vertical conduits. The vertical conduits are simulated after the horizontal karstified horizons using

vertically oriented variogram ellipsoids. The conditionings may be applied at any level of the simulation.

1.2.3 KNIT approach and characterisation of observed karstic networks

The Karst Network InvesTigator (KNIT) method serves to automatically extract morphological parameters from 2D karst maps, thereby characterising the different types of karst networks (fig. 2). These morphological parameters may be geometrical, such as dimensions or orientations, or topological, such as the connectivities between karst branches. The main idea is to consider a karst network as a graph of elementary conduits and to compute the morphological parameters from this graph and its different elementary conduits.

In this study, we use the skeleton of the cave shapes as a support for the decomposition. Indeed, the skeleton, which corresponds to the medial axis of an object, is widely used as a shape descriptor in computer science . The process by which a shape is converted to its skeleton is commonly named skeletonisation. Thus, skeletonisation is first used to convert a karst shape into a set of connected polylines (fig.2A, B, C & D), hereafter referred to as a vectorised-skeleton. By construction, the polylines are 1D-manifold (i.e. each point has two neighbours at most), and the polyline extremities represent either a skeleton extremity or an intersection point (fig. 2F). The second objective is to convert this set of connected (vectorised-skeleton) lines into another set called a karst-skeleton (figure 2D), which may be linked to “genetic” or “structural” meanings and for which each branch still represents a 1D-manifold curve . There is no unique way to decompose a skeleton into a set of connected 1D-manifold curves. In the KNIT technique, two user-defined input parameters are used to decide which decomposition best reflects the a priori structural meanings of the karst conduits, as described below.

(1) An angle α: A line is cut at points where the angle between the adjacent segments is too sharp; on the contrary, at intersection points, two polylines are merged if the angle between them is not too sharp. The α angle corresponds to the threshold at which an angle value is considered to be too sharp at the inflection points (fig. 2F).

(2) A tortuosity index *I*: Karst branches may be curvilinear. Thus, a tortuosity index *I* is used as a threshold to determine if a branch is too tortuous and must be cut into several parts. The tortuosity represents the difference between the effective length and the distance as the crow flies. This index varies between 0 and 1.

However, these two parameters are not sufficient to obtain a unique decomposition. Indeed, at intersection points, several pairs of polylines may form an angle inferior to α, such that ambiguities occur. Therefore, the following rule is proposed to eradicate such ambiguities: the KNIT approach will choose the decomposition that best minimises the angles within polylines.

In this way, morphological parameters are finally computed from the vectorised-skeleton and the karst-skeleton. The vectorised-karst may be organised as a graph (fig. 2E) to facilitate the computation of connectivity parameters, for instance. A graph is a conceptual representation of a set of objects that have relationships between them . Many algorithms have been proposed (in the published literature) to compute topological indices or longest and shortest paths from such graphs .

The KNIT approach has been implemented as a plug-in of the open-source image processing software named ImageJ . The input parameters are the angle α and the tortuosity index I as well as the scale and the orientation of the map (to relocate and resize it). The algorithm is then composed of the following stages:

(1) A pre-processing phase fills the cave area in black colour to remove all drawn descriptions and to binarise it into a black and white raster image. During this step, the picture is also

georeferenced and scaled (fig. 2A and 3B).

(2) A skeletonisation process proposed by ImageJ is applied to the binary raster image to obtain a raster skeleton (fig. 2C), which is composed of a series of pixels. The raster skeleton must be vectorised to obtain the required vectorised-skeleton. Toward this end, this study employs an algorithm that combines the works of Mena and Liang *et al*. . Finally, a graph is constructed to represent the connectivity/ies between the polylines of the vectorised-skeleton.

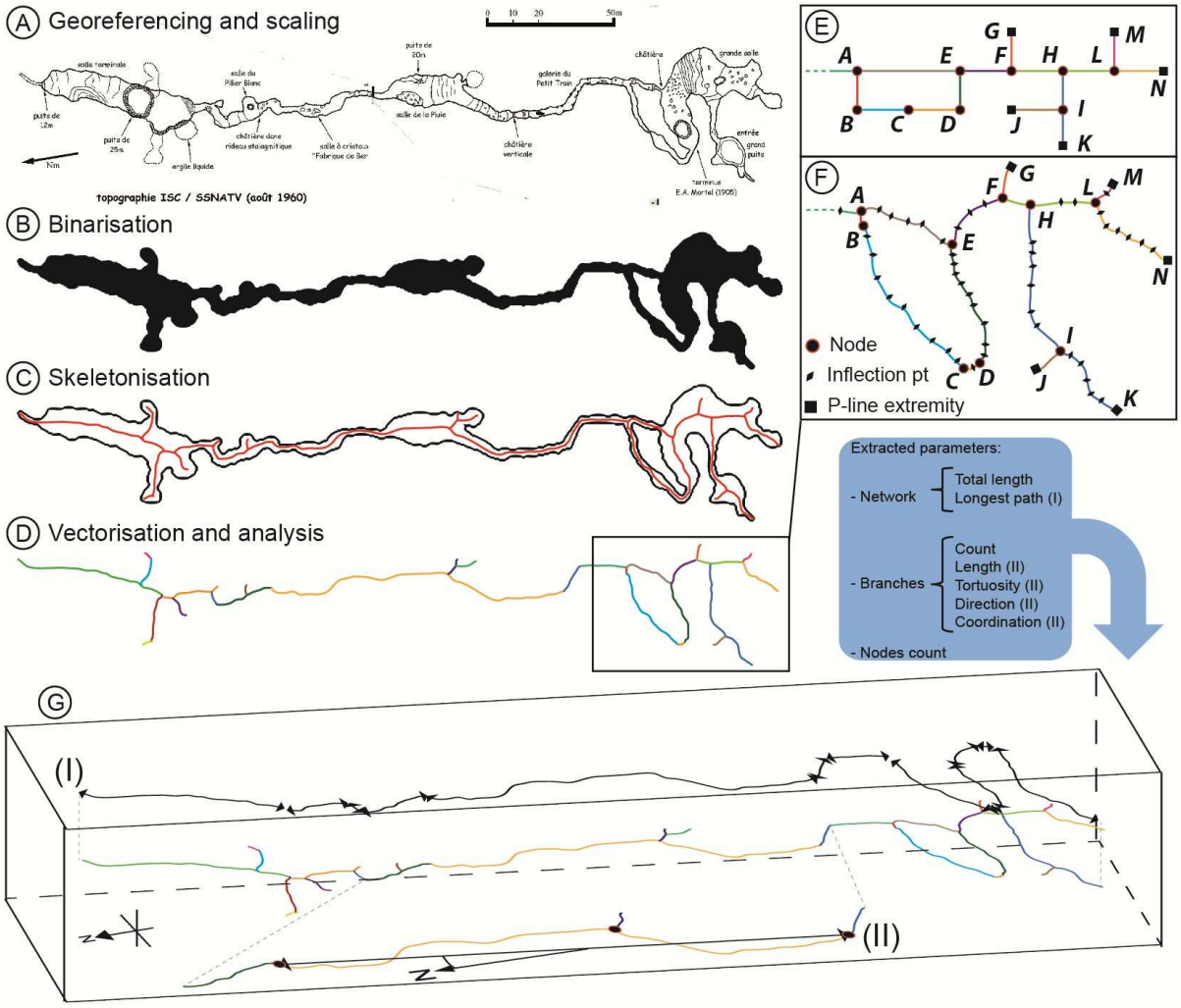


Figure 2: Decomposed process of automatic extraction of geometrical and topological parameters of karstic networks by the KNIT method. (A) Original karst map. (B) Binarised, i.e. black and white, version. (C) Karst contour with its skeleton. (D) Karst skeleton decomposed into its P-lines. (F) Topological graph representation of the karstic network close-up. (E) Close-up of the vectorised-karstic network highlighting the significant P-lines points. (G) Illustrations, in pseudo-3D, of some extracted geometrical and topological parameters (information regarding the roman number is given in the enclosed blue insert).

(3) The vectorised-skeleton is converted into the karst-skeleton using the α and I input parameters (fig. 3D). Polylines are cut or merged according to the rules discussed above.

Several geometrical and topological parameters may be computed from the vectorised-skeleton, its associated graph and the karst-skeleton (fig. 2G). These parameters may be chosen to explain speleogenetical processes or to provide quantitative data for their integration into flow simulators . In this study, most of the parameters have been chosen to provide quantitative parameters for

inputs of stochastic simulations and to characterise karst networks for further flow simulations. As the simulation requires the lengths and azimuths of essential components, these parameters must be computed by the KNIT. To differentiate branches and network parameters, the total length and the longest path across the cave is also computed. The topological parameters (the number of nodes, branches and nodes per branches) have been chosen simply to quantify the connectivity of the networks. Thus, for each karst network considered in this paper, the computed topological parameters are (fig. 2) as follows: (1) the maximum, (2) the mean and (3) the variance of the coordination number (i.e. the number of branches connected to a single branch), (4) the number of nodes and (5) the number of branches. The computed geometrical parameters are as follows: (6) the mean and (7) the maximum of the branches' lengths; (8) the mean and (9) the maximum of the branches' tortuosity, where tortuosity is defined as the ratio between the effective length and the distance as the crow flies; (10) the network longest path; (11) the network total length and (12) the azimuth of each branch.

1.2.4 Multivariate analysis of karstic networks

Multivariate analyses have been applied to the extracted parameters (the first eleven parameters cited in the previous paragraph) of observed and simulated karsts. These multivariate analyses are convenient tools in data mining and are designed for the interpretation of datasets characterised by numerous factors . In this study, a combination of cluster analysis and principal component analysis (PCA) is applied. These methods consider the statistical relations between all samples, i.e. either the caves or the simulated networks, and the 11 extracted factors that characterise them. A hierarchical cluster analysis (HCA) is used to group the analysed sample according to statistical affinity. The HCA computes the distance between each sample according to the 11 considered factors . The distance used here is defined by the Ward criterion . The PCA is used to reduce the dimensionality of a dataset, while keeping as much as possible of the original variance . This PCA provides principal components, in which the analysed samples and factors have measured significance values based on their variance(s). These components may be considered as axes, such that there are as many axes as there are factors . For a more convenient interpretation, the samples are projected in 2D, based on their 1-2 axes and 1-3 axes. The higher the absolute values along these axes are, the more significant a sample or a factor is. Moreover, a VARIMAX rotation , which maximises the correlation variance in the PCA, has been applied to the 11 factors. In each presented PCA space, the samples are grouped according to their cluster analysis. This allows identification of the link between the clusters and the significant parameters that characterise them . Thus, the multivariate analyses are used to characterise both observed and simulated karsts according to 11 parameters extracted by the KNIT approach. The simulated karst can then be compared to the observed karst based on geometrical and topological parameters.

1.2.5 Simulation of the case study

The grid parameters and construction are exposed in the results. The input parameters of the stochastic simulation are derived from the statistical parameters of outcrop analogues, i.e. actual cave maps. These parameters are obtained via the KNIT approach. In the studied area, karst networks occur mainly in a single stratigraphic horizon. Thus, they can be considered as 2D networks. Moreover, the cave surveys of this zone are in 2D, which is why the application proposed in this paper only considers 2D characterisation despite the fact that the stochastic simulation is in 3D. The grid construction and the stochastic simulation have been obtained using Paradigm GOCAD 2009.3.

To test the impact of conditioning on the realisations, the following two cases are compared: (1) 100 realisations are generated without soft data conditioning and (2) 100 other realisations are obtained using soft data that increases karst conduit occurrences near previously simulated conduits as well as their proportion in a particular area.

For each set of 100 realisations, the network sizes are compared to the sizes of the analogous caves that served as support for the variogram modelling. This a posteriori comparison controls the ability of the simulation to reproduce the a priori karst network geometry and connectivity. To compare similar data between observed and simulated karsts, the simulated karstic networks have been projected into a plane and converted into 2D maps. Each of these resulting 2D maps is processed with the KNIT algorithm to extract its geometrical and topological parameters. These parameters are extracted for each karstic network on each realisation. The parameters of all simulated karstic networks have been averaged for each realisation. These parameters and the protocol for multivariate analyses are the same as those used for the characterisation of the actual karstic networks.

1.2.6 Geological settings

The Morieres Massif has been chosen as a case study. It is a karstic massif that crops out in the Basse-Provence (S.E. France, near Marseille, fig. 3). The Basse-Provence is composed of sedimentary rocks that lie uncomformably on a Palaeozoic metamorphic basement. The Morieres Massif consists of a faulted homoclinal structure of Mesozoic limestone (Lower to Upper Jurassic). In this massif, the majority of horizontal karstic networks are within a single 20 m-thick layer of Bathonian age. Within this massif, only a few caves have been observed that have horizontal developments longer than 25 m, although hydrogeological data indicates that more are present . Therefore, to obtain a statistically representative database, caves have been chosen in the neighbourhood (within 50 km). These surveys, which were made by the local speleological association, the “Comité Départemental de Spéléologie du Var”, cover more than 2000 caves . In this extensive database, less than 1800 caves have been mapped, and less than 500 have a horizontal development exceeding 25 m. Among these 500 caves, 49 have been chosen for analysis (fig. 3).

1.3 Results

1.3.1 Characterisation of observed karstic networks

1.3.1.1 Sensitivity analysis

The modelling method is based on analyses of observed caves that extract their parameters. This corresponds to a morphometric analysis of cave networks. However, because cave conduits are not simple geometric shapes, their definitions vary according to subjective caver surveys, the interpreter and the scale employed . Thus, the manner in which a karst network is decomposed into conduits may change. Figure 4A (left) illustrates how the interpretation of the conduits varies according to the scale of interest or the resolution. The two user-set parameters of the KNIT provide a convenient way to fit the automatically extracted parameters with the scale of interest.

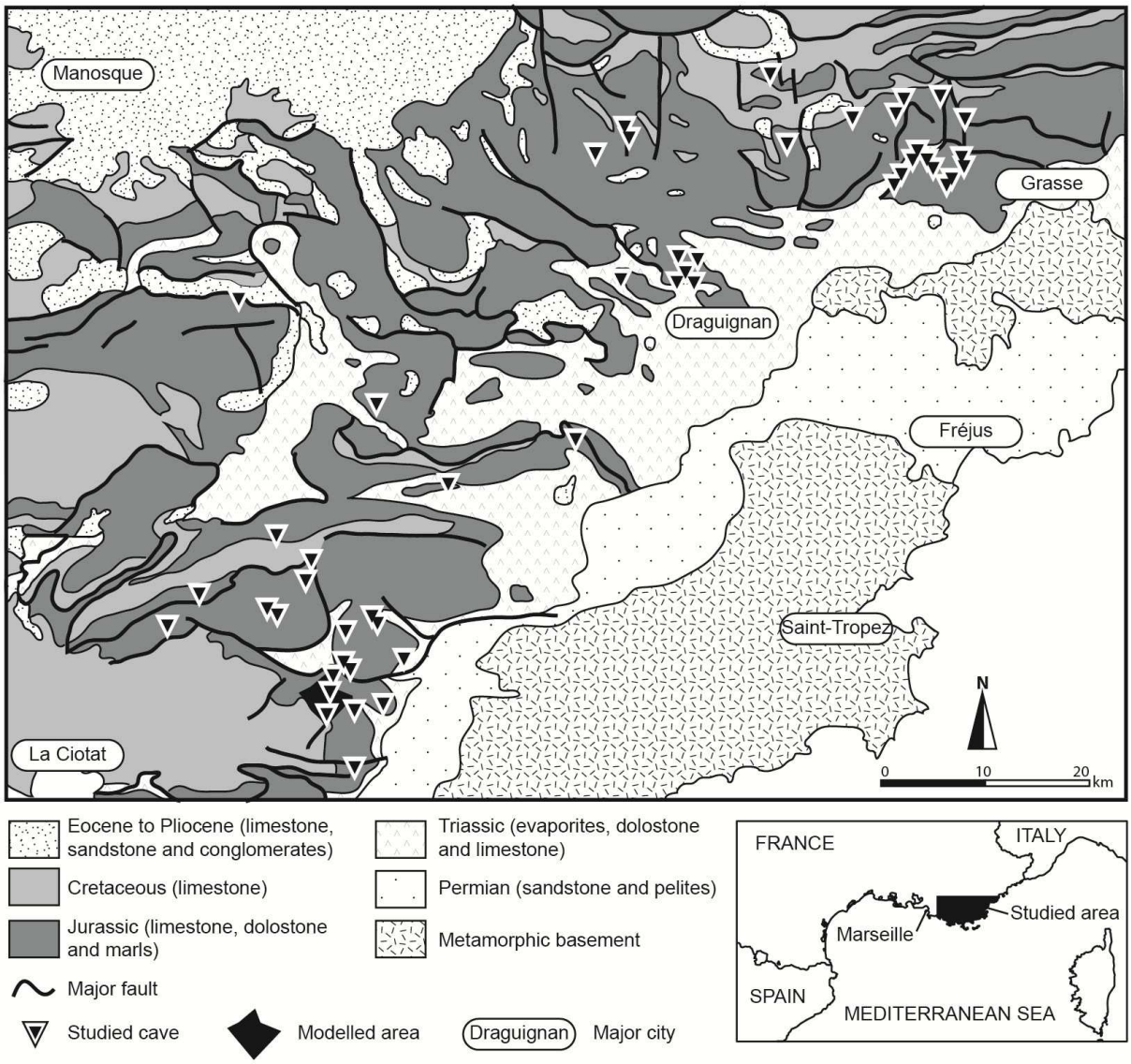


Figure 3: Simplified geological map of the studied area with the location of the modelled area and the analysed caves.

To choose the best combination of input parameters for the KNIT approach, the following two caves have been compared: (1) the simple Grand Hubac Cave and (2) the complex Mouret Cave. Each cave's branches were manually extracted at the scale of the grid resolution (exposed in the forthcoming results). This manual extraction provides the standard that must be fulfilled by the automatic extraction (fig. 4). For each cave, the number of branches has been automatically extracted for an increasing angle α of the KNIT; two tortuosity indexes *I* have also been tested. It appears (fig. 4B) that, in both cases, the number of extracted branches increases as α decreases. A plateau is reached when α is higher than 45°. The differences in the branches' division according to α are illustrated in figure 4A for a part of the Mouret Cave. The tortuosity indexes *I* do not appear to have any influence on the number of branches for the small and simple cave, while they demonstrate a large influence on the larger and more complex cave. The smaller the value of *I*, the higher the number of the branches, except when α is lower than 45°. To account for the geological consistency of the automatic extraction, the angle α has been set to 45° and the tortuosity index *I* has been set to 0.2 for the application of the KNIT to the observed and simulated karsts. Moreover, all cave maps have been resized so that they have the same resolution, which is comparable to the grid resolution.

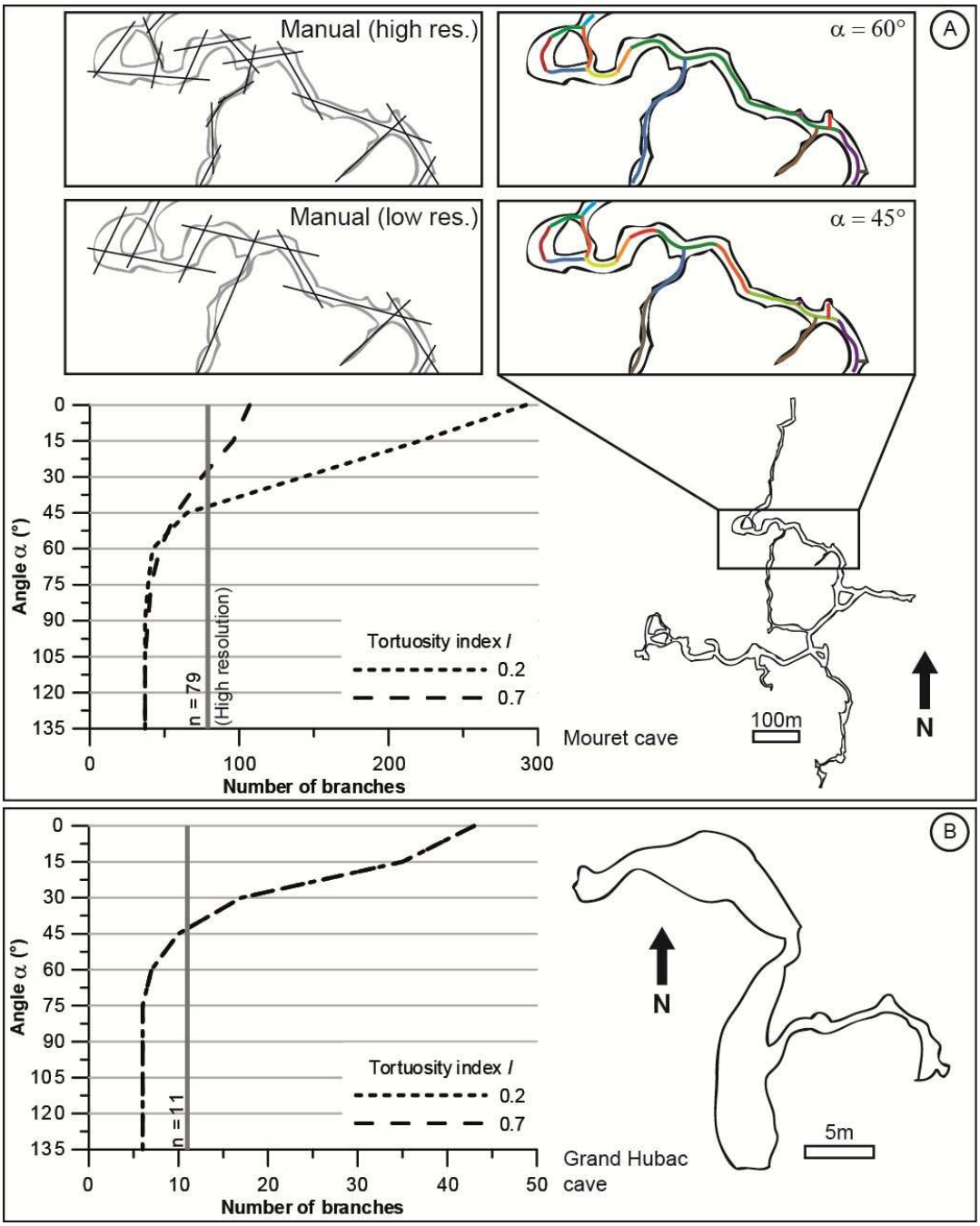


Figure 4: Sensitivity analysis of the KNIT algorithm showing the relation between the tortuosity index I, the angle α and the number of extracted branches for two karstic networks. The bold grey line represents the number of branches determined via manual extraction. (A) Analysis of the Mouret Cave by the KNIT approach, including examples of manual extraction of a close-up of the cave and examples of the resulting skeletisation for the variation of α. (B) Analysis of the Grand Hubac Cave by the KNIT.

1.3.1.2 Multivariate analyses of observed karstic networks

The KNIT method has been applied to the 49 selected caves from the Jurassic of the Var area. The obtained statistical parameters allow (1) the automatic classification of the karstic networks using a cluster analysis, (2) the visualisation of the relations between factors and variables using a PCA and (3) the providence of input parameters for stochastic simulations of karstic networks. This last point is discussed in detail in the second part of the results section.

The cluster analysis, with a Ward criterion, has divided the 49 selected karsts into three groups (fig. 5). The three groups have been placed on the PCA according to the three first axes, i.e. in the 1-2 axes space and in the 1-3 axes space. These three axes represent more than 74% of the total variance. Figure 5 shows that the groups are clearly independent according to the analysed factors. Their convex hulls do not overlap, except for the B and C groups in the 1-3 space. The A group has the highest variance in both spaces. Compared to it, the B and C groups have rather the same variance, although the variance of B is higher. Globally, the three groups are closer in the 1-3 space.

The significant factors of axis 1 are parameters pertaining to size, as follows: the mean and maximum lengths of the branches, the longest path and the total length. These factors are geometrical, and correspond to large karstic networks with long branches. Axis 2 is characterised by the number of nodes and branches. This axis is characteristic of the complexity of the networks, independent of their size. Axis 3 is characterised by the mean and the maximum tortuosity of the branches. In the 1-2 space, the three groups are distributed according to their sizes and complexities. In the 1-3 space, the three groups are mainly distributed according to the first axis; thus, the influence of the tortuosity is stronger on the individuals than on groups.

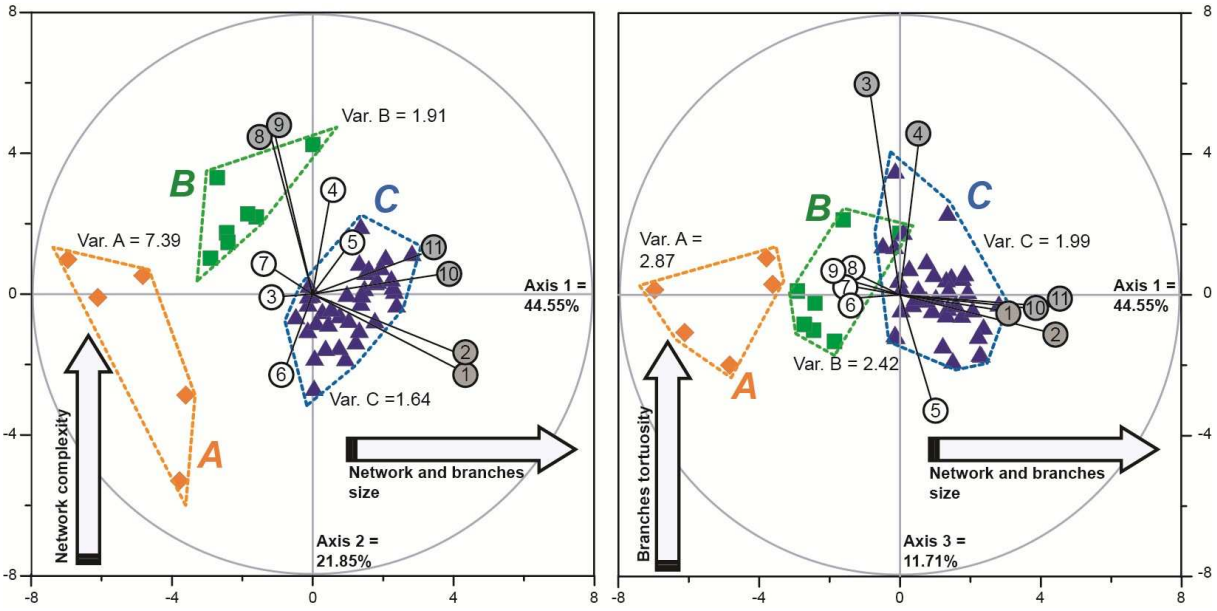


Figure 5: PCA 1-2 and 1-3 axes of the 49 selected karsts based on the 11 extracted parameters. The three groups resulting from the cluster analysis are also plotted. The circled numbers correspond to the 11 factors. The numbers one to seven correspond to branch parameters: (1) the mean and (2) the maximum of the branches lengths, (3) the mean and (4) the maximum of the branches tortuosity values, and (5) the mean, (6) the variance and (7) the maximum of the coordination numbers. The numbers eight to eleven correspond to network parameters: (8) the number of nodes, (9) the number of branches, (10) the longest path and (11) the total length. The arrows indicate the meaning of each PCA axis. The grey numbers are those that are significant according to one PCA axis.

The selected caves of the Var area are divided into three groups as follows: C in figure 5 is a group of large and rather simple caves with long branches; B in figure 5 is a group of smaller and more complex caves; and A in figure 5 is a group of simple and small caves. The tortuosity of the branches is slightly more important in groups C and B. The three groups of caves do not have any geographical restriction in the studied area. This underscores a paradox of karsts: local speleogenetical factors are more pregnant than regional factors, but the same local patterns are

found in different zones. Thus, the study of numerous regional analogues allows the statistical sampling of the major factors for the characterisation of a smaller area.

1.3.2 Characterisation of stochastically simulated karstic networks

1.3.2.1 3D numerical framework

The stochastic simulations of karstic networks take place in a 3D, structured curvilinear grid (fig. 6) that has cell-centred properties. In this study, the grid represents the folded and faulted beds of Bathonian age where most of the horizontal karsts are concentred in the Morières Massif. The modelling workflow is based on outcrop data but integrates some subsurface data. Several authors have applied this kind of geological modelling using integrated protocols . This modelling approach involves (1) the creation of a comprehensive database, (2) the modelling of stratigraphic horizons and faults and (3) the construction of the grid. The outcrop data are the beds' thickness and dip values. The subsurface data correspond to a geological survey conducted when a tunnel was dug under the massif . The integration of all data allows the construction of four cross-sections (fig. 6A) that cut through the massif from N.E. to S.W. and from N.W. to S.E. These cross-sections have been georeferenced and scaled into the 3D geomodeller (fig. 6A), and their main horizons have been digitised (fig. 6B). Next, a surface-based model was built (fig. 6C). Although the karst networks are simulated in only one layer, this model represents four stratigraphic horizons and a fault, as follows: the top of the Triassic, the top of the Lower Jurassic, the top of the Mid Jurassic and the 3D topography in triangulated meshes cut by the Gavaudan fault. These horizons have been modelled to maintain geological consistency with all the outcropping surfaces. The surface-based model is then used to build a 3D stratigraphic grid, in which major stratigraphic intervals are represented by cells. The cells are organised according to a curvilinear framework; i.e. they follow the bending and faulting of the geological units. The 3D grid is composed of three layers of one million cells. The thickness of each layer is variable. However, because we are dealing with horizontal karsts, i.e. simulated only by one vertical cell, this thickness does not influence the stochastic simulations. The horizontal resolution corresponds to a cell-size of 6 m by 7 m, implying that the simulated karsts cannot be smaller than the cell-size. The widths of the observed karst conduits are highly variable, from one metre to about ten metres. Thus, the resolution of the grid corresponds roughly to the median of the encountered conduit widths.

1.3.2.2 Input parameters

The input parameters of the stochastic simulations are derived from statistical values from actual karstic networks and from published data and consist of the following three types: (1) the variogram ellipsoid that mimics each set of essential components, i.e. the directions and lengths of the branches length, width and height; (2) the proportion of each set and (3) the secondary data.

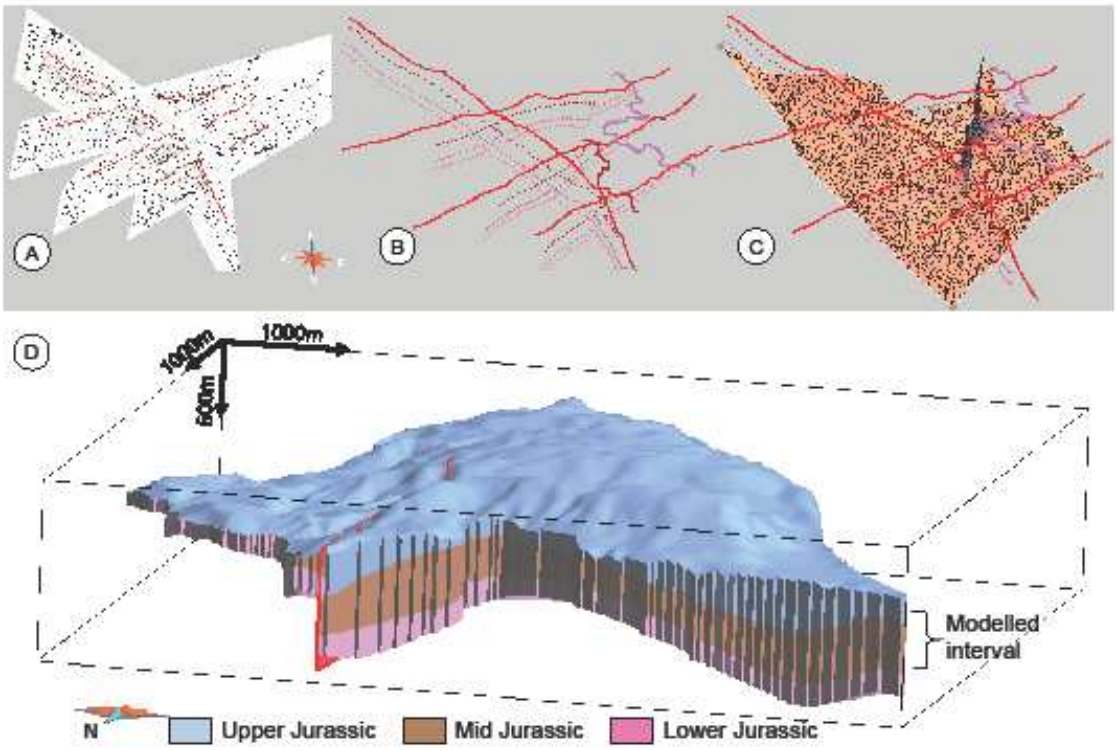


Figure 6: 3D stratigraphic grid construction. (A) Georeferencing of the structural cross-sections. (B) Digitising of the main horizons. (C) Construction of the horizons and faults. (D) Obtained 3D stratigraphic grid.

The essential components of the karstic networks of the studied area are defined based on analyses of the 49 cave analogues and on the study of the main discontinuities, i.e. fractures and faults. The observed caves are mainly branchwork patterned, after the definition of Palmer . Thus, the essential elements of such networks are branches, i.e. unidirectional elements corresponding to cave passages. The KNIT has provided statistics about the orientation and lengths of all branches of the studied networks (fig. 7). The 49 studied caves have been divided into 1351 branches that follow two major and minor significant directions: N090° and N000°±10°, respectively (fig. 7). The statistical significance of these directions corresponds to the histogram bins with numbers greater than the addition of the mean and the standard variation of all bins (fig. 7). However, the exposed cave patterns have more than two essential components. To find the other relevant directions, the fractures and faults of the Morières Massif are considered in order. These have been studied by Combes , who uses aerial photography and subsurface fracture analysis of a tunnel dug into the massif. He found four main sets of fractures, which strike N000°, N045°, N090° and N135°. To maintain consistency with the cave and fracture analyses, the variogram ellipsoids have been set to mimic the caves' branches according to these four directions. Table 1 synthesises the size of the ellipsoids, each of which is defined by three axes. The value of the first axis is the mean of the branches' lengths in the considered direction (extracted by the KNIT approach); the value of the second axis has been set to one-cell (width), and the value of the third axes is 1 by default (because the simulation is only one cell thick). The proportions of the four elements are expressed as the ratio between the number of cells corresponding to each karst and the number corresponding to the background, i.e., rock matrix. These proportions take into account the relative number of branches of each set compared to the others. The number itself is heuristically obtained.

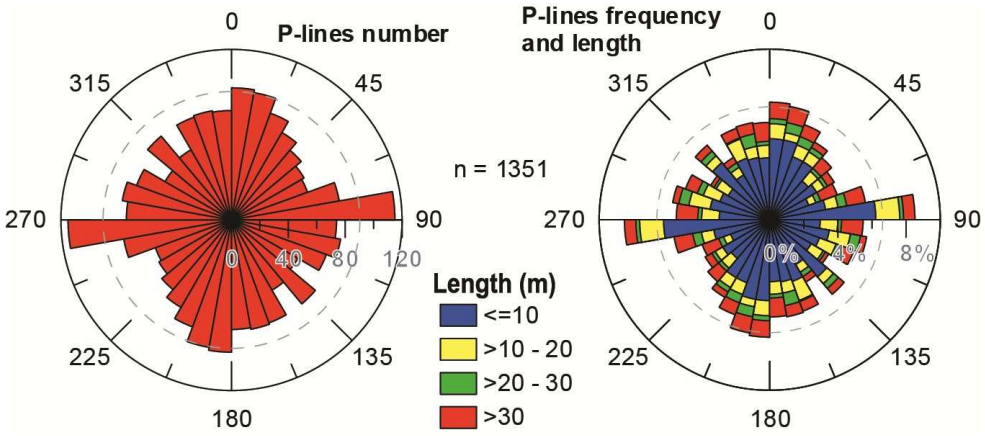


Figure 7: Directions of the branches for the 49 selected karstic networks. The bin size of the rose diagrams is 10°. The grey dotted circle is the significance threshold of the bins.

The stochastic simulations are performed without and with secondary data. This soft data conditioning has two purposes: first, the inclusion of a priori constraints and, second, increasing the connectivity between each set of unidirectional elements. The a priori constraints provide a way to integrate dynamic knowledge in this static karst model. This consists of increasing the karst proportion in a zone (fig.8A) where an underground flow direction was found by a dye tracing test in the Morieres Massif . The second type of soft data consists in building a probability field around each successively simulated direction to increase the connectivity of all directions, as exposed in the synthetic example (fig. 3B).

Set direction (°)	Proportion (%)	Axis 1 (m)	Axis 2 (m)	Axis 3 (m)
N090	4	94	5	1
N180	0.2	118	5	1
N135	0.1	23	5	1
N045	0.001	53	5	1

Table 1: Input parameters of stochastic simulations for each essential component set: proportion and variogram parameters (the axis 1 direction corresponds to the set main direction).

1.3.2.3 Stochastic simulations of karstic networks

Using the input parameters described above, 100 realisations of stochastic simulations without any secondary data (fig. 8A) as well as 100 realisations with secondary data (fig. 8B) were performed. Each simulated karst network corresponds to a geobody. A geobody is defined as a series of cells connected by an edge (fig. 8C and 8D). Further user may decide to use another criterion of cell connection like a face or a vertex. The lengths of connected cell networks were computed for the 200 realisations of stochastic simulations. The longest network is 8646 m long, and the shortest is 3 m, with the latter corresponding to a one-cell karst. Therefore, networks smaller than three cells, i.e. smaller than 10 m, are not considered.

For each realisation, the connected karst lengths have been plotted according to their rank: the bigger network is ranked first and the smallest is ranked last. The lengths of the actual selected caves are also plotted on the same graph so that they can be compared with the simulated networks (fig. 9). This log-log plot allows comparison of the statistical distribution laws of the objects considered (fig. 9). First, it appears that both simulation types follow roughly the same distribution

law. These two laws are very similar to the one pertaining to actual karsts; even the “step-like” shape for the small networks is reproduced. Second, the log-log plot also shows that the use of secondary data does not change the global shape of the distribution law but increases the network length. In terms of size repartition, karsts in un-observed locations are consistently reproduced using geometrical parameters chosen from observed karstic networks and from published data. The secondary data clearly increases the connectivities between the several simulated sets of unidirectional elements (fig. 9).

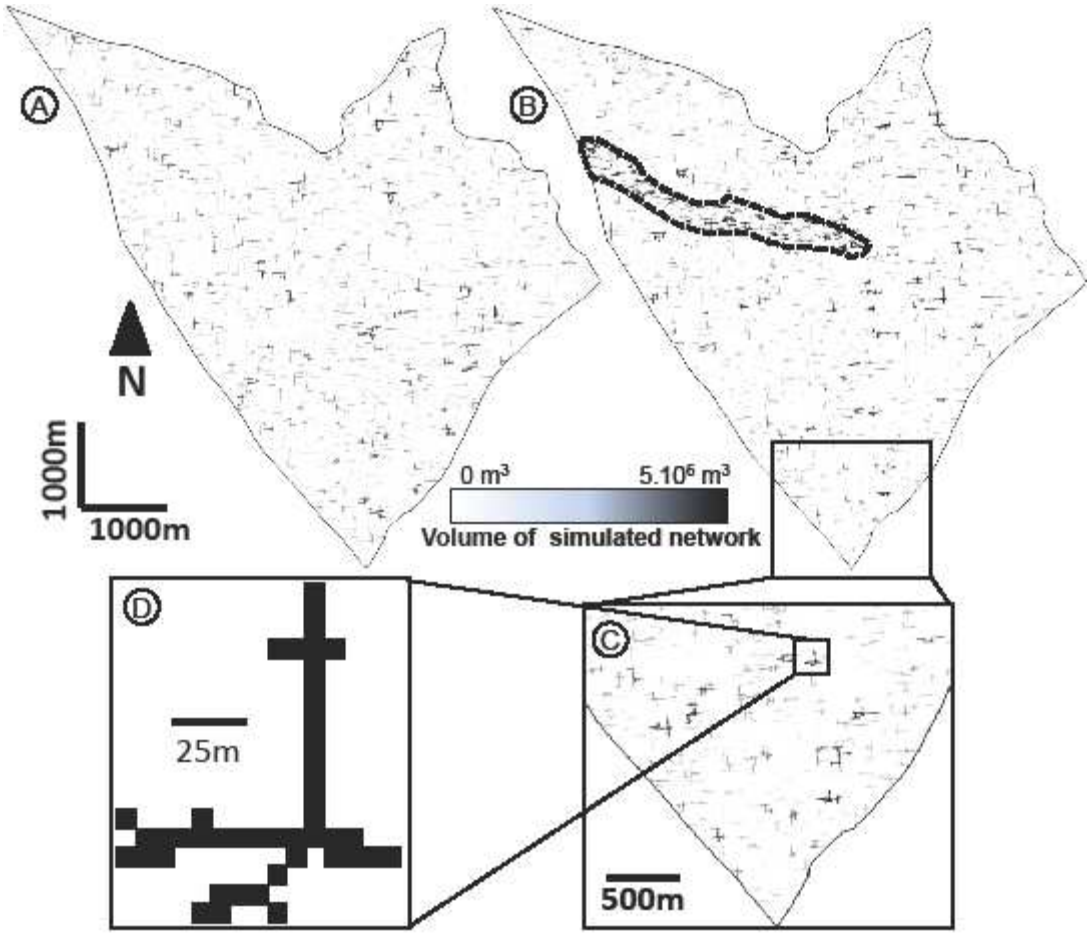


Figure 8: Results of the stochastic simulations of the karstic networks. (A) A realisation without secondary data. (B) A realisation with secondary data; the bold green dashed line represents the zone with secondary data. (C) Close-up showing simulated karstic networks. (D) A simulated karstic network.

1.3.2.4 Multivariate analyses of simulated karstic networks

The 100 realisations conditioned to secondary data have been analysed using the KNIT method. The simulations of karstic networks are one cell thick and thus are equivalent to 2D maps, which can be analysed by the KNIT. Eleven factors have been automatically extracted for each independent network and averaged for each realisation. These factors are the same as those used in the multivariate analyses of the actual karsts.

Figure 10 shows the cluster analysis and PCA results. The cluster analysis notes three groups, named X, Y and Z. The clusters are well defined, and their convex hull is more clearly separated in the 1-2 space than in the 1-3 space. The Z group has the highest variance. The variance of the two other groups is virtually the same. The three axes drawn represent more than 85% of the total information.

Along the first axis, the most significant factors are both geometrical and topological, namely, the longest path and total length and the number of nodes and branches, respectively. These factors represent the network parameters. Along the second and third axes, only geometrical factors and branch parameters are significant, namely, the mean and maximum tortuosities for the second axis and the mean and maximum branch lengths for the third axis. Next, the realisations of simulated karsts are classed according to the complexities and sizes of their networks and according to the branch lengths and tortuosity values. Using tortuosity leads to a better separation of the three clusters than the length.

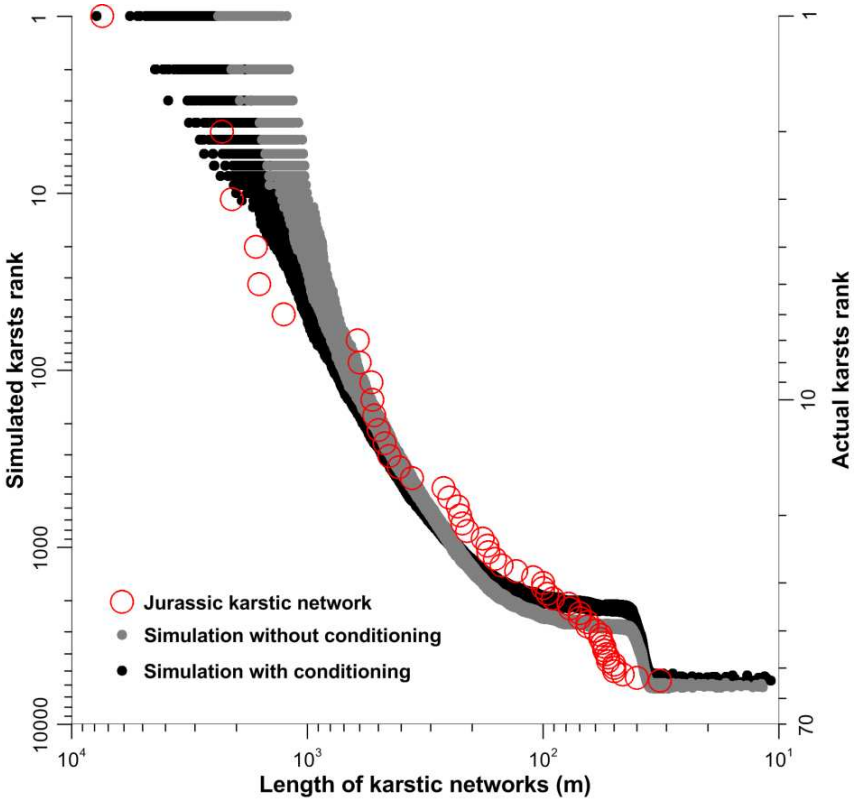


Figure 9: Length distributions of the simulated and observed karstic networks.

1.4 Discussion

1.4.1 Comparison and validation of simulations

There are many similarities and differences between the multivariate analyses of the actual karsts and the simulated ones. According to the cluster analyses, both the actual and simulated karsts can be divided into three groups. When projected into the PCA, these groups have comparable sizes, but the simulated karsts are larger. The factors influencing the constitution of these groups are the same: the longest path, the total length, the number of nodes and branches, the mean and maximum tortuosity values, and the mean and maximum branch lengths. However, the significance of these factors is not expressed along the same axes for observed versus simulated karsts. Furthermore, the group distributions within the PCA spaces are more scattered for the observed karsts than for the simulated ones. Moreover, the intragroup variance is higher than the intergroup variance for the simulated karsts.

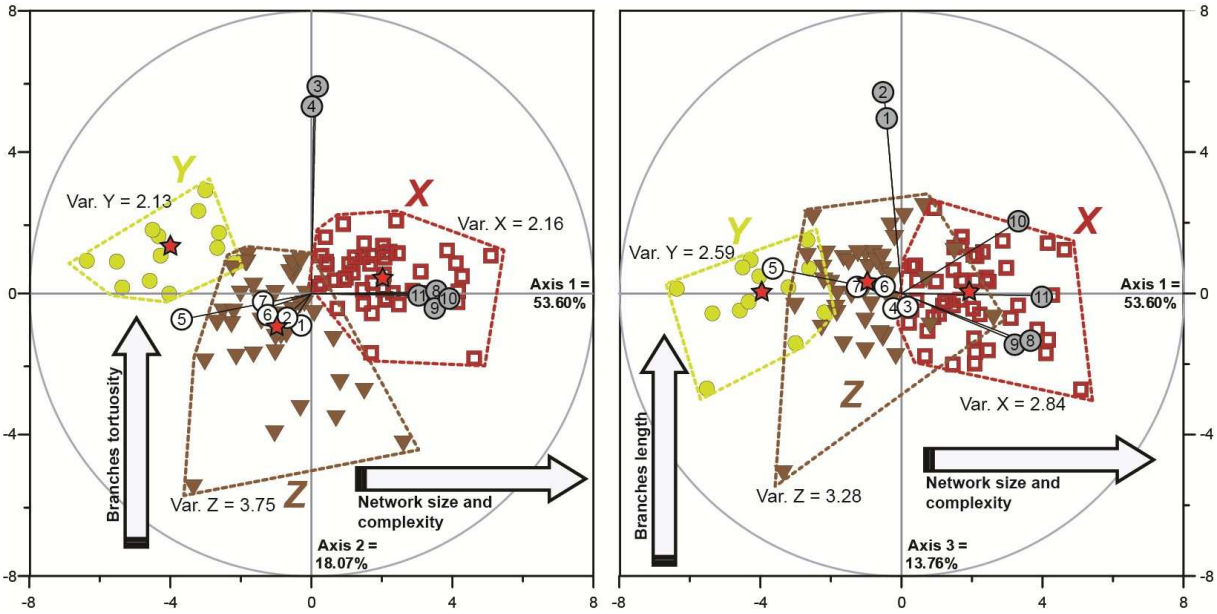


Figure 10: PCA 1-2 and 1-3 axes of the 100 generations of stochastic simulations based on the 11 extracted parameters. The three groups resulting from the cluster analysis are also plotted. The surrounded numbers correspond to the 11 factors. The numbers one to seven correspond to branch parameters: (1) the mean and (2) the maximum of the branches lengths, (3) the mean and (4) the maximum of the branches tortuosity values, (5) the mean, (6) the variance and (7) the maximum of the coordination numbers. The numbers eight to eleven correspond to network parameters: (8) the number of nodes, (9) the number of branches, (10) the longest path and (11) the total length. The grey numbers are those that are significant according to one PCA axis.

On the one hand, these differences may be due to what, exactly, is compared. The samples refer to single networks for the observed karsts, while they refer to realisations, i.e. the mean of thousands of networks, for the simulations. Thus, the extreme values of each factor are buffered for the simulations. This explains their relative lower intergroup variance. On the other hand, the differences may be due to the simulation process. Indeed, the only input data for the simulations are geometrical (i.e. the orientations and lengths of essential components) and statistical (i.e., their proportions and proportions of the soft data). Topology and other geometrical parameters, such as tortuosity, are not constrained by the simulations. Therefore, the likelihood of these factors is due only to the combination of the essential components, which may explain why the factors' significances do not occur along the same PCA axes. Finally, differences may also be due to resolution issues. Indeed, gaps may exist between the resolution of observed karst analyses and those of simulated karsts. However, considerable attention has been given to maintain consistency between the resolutions of the two objects of interest. Despite the cited differences, the simulations provide karst networks with characteristics that are comparable to the corresponding observed karsts. First, their size distributions are close to the observed ones. Second, the significant factors are the same in both multivariate analyses and involve network geometry and topology. Thus, on a global level, this simulation method is able to provide networks that are comparable to observed karsts using only geometric and statistical elements as input data.

To explain the differences between the simulations and observations and to pinpoint the magnitude of their differences, it is necessary to add other factors to the multivariate analyses. This will allow finer static characterisations of the simulations. In terms of geometrical parameters, the width, height, area and volume of the conduits are often computed in cave morphometrics . In the current study, we chose not to use these parameters because the database of caves is less accurate

with regard to width and height. This is due to cavers' measurement methods, by which the whole length is measured for of all conduits but the width and height are only measured in a few places. In contrast, the topological parameters are directly linked to the dynamic comparison of observed and simulated karsts. Indeed, Larue and Hovadik have shown that connectivity is the major influencing factor on fluid flow behaviour in channelled reservoirs. Given that the karst simulation could be used for flow simulation, connectivity parameters are of critical importance. They may be obtained from static and dynamic studies, and both can be linked . Topological parameters have already been proposed for caves. Howard proposes to use a ratio between the number of external and internal nodes of the cave graph, while Pardo-Iguzquiza *et al*. use the connectivity index of Allard . This latter index is well designed for use in pixel-based simulations like the one used in this study.

1.4.2 Modelling strategy and flow simulation

The karst modelling method used in this study has advantages and drawbacks compared to other methods based on stochastic structure-imitating approaches . The advantages of the proposed simulation approach are its design for reservoir purposes and its flexibility. Existing methods show efficiencies in reproducing karsts, but they generally focus on a single cave network . The simulation method demonstrated in the present study generates karsts on the reservoir scale. Moreover, as this method relies on reproducing patterns, different types of karsts and palaeokarsts may be reproduced i.e. from maze caves to spongework karsts. The use of patterns for stochastic simulations of karsts could be link to multiple-point statistics . These methods have demonstrated efficiencies for simulating very heterogeneous formations and, thus, appear promising for karsts simulation. However, these methods require training images that are difficult to build in 3D and seem unable to be adapted to karsts for now.

The drawbacks of the proposed simulation method are due to its flexibility and scale. Karsts are easily obtained and realistic at the network scale, but without dynamic data, their consistencies are difficult to verify at the reservoir scale. Even if the intrinsic connectivity of each single network is checked, the connectivities between the networks seem to be poor. Indeed, the method produces scattered networks when conditioning data are not provided. The easiest way to get around this drawback is to use soft data conditioning, but this requires the possession of this data. Pardo-Iguzquiza *et al*. have proposed another way of dealing with connectivity issues in karsts simulation: the topology between single networks may be improved by the use of a diffusion-limited aggregation process that connects them. In all cases, the topological relations that exist throughout the simulations remain the central issue and the most influencing factor regarding flow behaviour .

The global workflow proposed in this study should lead to the selection of particular realisations for integration in a flow simulator. This future step would allow the characterisation of the respective influences of geometrical and topological factors on fluid flow in carbonate karstic reservoirs. As only a few stochastic simulations are generally used in flow simulators due to the time required for such simulations , some realisations must be selected. The multivariate analysis of each simulation's extracted parameters determines the significant factors of each realisation. With regard to multivariate analyses, Jolliffe states that the clusters' centre characterises the whole cluster in terms of the significant factors that are noted by the PCA. This means that the realisation in a cluster barycentre (fig. 10) is representative of the factors explaining the cluster under consideration. By testing the realisations representing each cluster (i.e. those in the barycentre), the flow simulator could image the possible flow behaviours encountered in the simulated reservoirs.

1.5 Conclusion and perspectives

The method examined in this study has shown that successive simulation of essential components of observed networks can consistently produce karstic networks. Automatic extraction of geometrical and topological parameters has allowed the computation of multivariate analyses. These analyses have demonstrated that simulated and observed karsts are comparable in terms of size distributions and intrinsic parameters. Simulations made with a few input parameters (variograms, proportion and secondary data) are then able to provide coherent realisations regarding 2D observed karsts in terms of topology and geometry. However, more connectivity analyses should be performed at the scale of the networks and the reservoir. Future directions of this preliminary work should include the following: (1) to use a 3D cave database to perform an equivalent study in 3D; (2) to improve the connectivity of the networks at the reservoir scale; (3) to perform flow simulation to quantify the impact of the different geometrical and topological significant factors.

Acknowledgements

This study is part of the KarstEAU project funded by the "Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse", by the "Conseil Général du Var", by the "Conseil Général des Bouches-du-Rhône", and by the "Région Provence-Alpes-Côtes d'Azur. Authors would like to thank the ParadigmGeo company and the AGSA for their support in providing the gOcad software and its plug-ins. Thanks to Loïc Villier for his help on statistical issues. The authors are grateful to Xavier Janson and John Hooker; they have provided very useful reviews that have greatly improved the final version of the paper.

Bibliography

Abramoff, M., Magelhaes, P. & Ram, S. 2004. Image processing with ImageJ. *Biophotnoics International*, **1**, 7, 36-42.

Allard, D. 1994. Simulating a geological lithofacies with respect to connectivity information using the truncated gaussian mode. *In*: Armstrong, M. & Dowd, P. (eds) *Geostatistical simulations: proceedings of the geostatistical simulation workshop, Fontainebleau, France, 27–28 May 1993*, Kluwer Academic, 197-411.

B.R.G.M. 2006. Carte Géologique de la France au 1/1000'000, BRGM.

Berger, M. 2003. *A panoramic View of Riemannian Geometry*, Springer.

Borghi, A., Renard, P. & Jenni, S. 2012. A pseudo-genetic stochastic model to generate karstic networks. *Journal of Hydrology*, **414-415**, 516-529.

Caers, J. 2001. Geostatistical reservoir modelling using statistical pattern recognition. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **29**, 177-188.

Carrasco-V., B. 2003. Paleokarst in the Marginal Cretaceous rocks, Gulf of Mexico. *In*: Bartolini, C., Buffer, R. T. & Blickwelde, J. (eds) *The Circum-Gulf of Mexico and the Carribean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*, AAPG Memoir 79, 169-183.

Combes, A. 1976. *Essai de méthodologie en pays karstique. Etude des problèmes hydrogéologiques et géotechniques dans le Massif des Morières*. PhD Thesis, Université de Grenoble.

Coumou, D., Matthäi, S., Geiger, S. & Driesner, T. 2008. A parallel FE-FV scheme to solve fluid flow in complex geologic media. *Computers & Geosciences*, **34**, 12, 1697-1707. DOI: 10.1016/j.cageo.2007.11.010.

Courbon, P. & Maurel, P. 2010. Les traçages du Plateau de Siou-Blanc (1993-2000). *In*: Audra, P. (eds) *Grottes et karsts de France*, Association Française de Karstologie - Karstologia Mémoire 19, 254-255.

Emery, X. 2004. Properties and limitations of sequential indicator simulation. *Stochastic environmental research and risk assessment*, **18**, 6, 414-424.

Falivene, O., Cabrera, L., Munoz, J. A., Arbués, P., Fernandez, O. & Saez, A. 2007. Statistical grid-based facies reconstruction and modelling for sedimentary bodies. Alluvial-palustrine and turbiditic examples. *Geologica Acta*, **5**, 3, 199-230.

Filipponi, M., Jeannin, P. Y. & Tacher, L. 2009. Evidence of inception horizons in karst conduit networks. *Geomorphology*, **106**, 86-99.

Ford, D. C. & Williams, P. 2007. *Karst hydrogeology and geomorphology*, Wiley.
Fournillon, A., Viseur, S., Arfib, B. & Borgomano, J. 2010. Insights of 3D geological modelling in distributed hydrogeological models of karstic carbonate aquifers. *In*: Andreo, B., Carrasco, F., Duran, J. J. & LaMoreaux, J. (eds) *Advances in Research in Karst Media*, Springer, 257-262.
Frumkin, A. & Fischhendler, I. 2005. Morphometry and distribution of isolated caves as a guide for phreatic and confined paleohydrological conditions. *Geomorphology*, **67**, 457-471.
Goh, W. B. 2008. Strategies for shape matching using skeletons. *Computer Vision and Image Understanding*, **110**, 3, 326-345.
Goovaerts, P. 1997. *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*, Oxford University Press.
Grammer, G. M., Harris, P. M. & Eberli, G. P. (Eds.) 2004. *Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modeling*. AAPG Memoir 80.
Guyonnet-Benaize, C., Lamarche, J., Masse, J. P., Villeneuve, M. & Viseur, S. 2010. 3D structural modelling of small-deformations in poly-phase faults pattern. Application to the Mid-Cretaceous Durance uplift, Provence (SE France). *Journal of Geodynamics*, **50**, 81-93.
Henrion, V., Pellerin, J. & Caumont, G. 2008. A stochastic methodology for 3D cave system modeling. *GEOSTATS 2008 – VIII International Geostatistics Congress*, Santiago, Chile, 1-5 December.
Henzinger, M., Klein, P., Rao, S. & Subramanian, S. 1997. Faster Shortest-Path Algorithms for Planar Graphs. *Journal of Computer and System Sciences*, **55**, 1, 3-23.
Heward, A. P., Chuenbunchom, S., Mäkel, G., Marsland, D. & Spring, L. 2000. Nang Nuan oil field, B6/27, Gulf of Thailand: karst reservoirs of meteoric or deep-burial origin? *Petroleum Geoscience*, **6**, 1, 15-27.
Hill, C. 1995. Sulfur redox reactions: Hydrocarbons, native sulfur, Mississippi Valley-type deposits, and sulfuric acid karst in the Delaware Basin, New Mexico and Texas. *Environmental Geology*, **25**, 16-23.
Howard, A. D. 1971. Quantitative measures of cave patterns. *Caves and Karst*, **13**, 1, 1-7.
Huysmans, M. & Dassargues, A. 2009. Application of multiple-point geostatistics on modelling groundwater flow and transport in a cross-bedded aquifer (Belgium). *Hydrogeology Journal*, **17**, 8, 1901-1911. 10.1007/s10040-009-0495-2.
Jenson, J. W., Keel, T. M., Mylroie, J. R., Mylroie, J. E., Stafford, K. W., Taborosi, D. & Wexel, C. 2006. Karst of the Mariana Islands: The interaction of tectonics, glacio-eustasy, and freshwater/seawater mixing in island carbonates. *Geological Society of America Special Papers*, **404**, 129-138.
Jolliffe, I. T. 2002. *Principal Component Analysis*, Springer.
Kaiser, H. F. 1958. The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika*, **23**, 3, 187-200.
Kaufmann, G. 2003. Modelling unsaturated flow in an evolving karst aquifer. *Journal of Hydrology*, **276**, 53-70.
Kerans, C. 1988. Karst-Controlled Reservoir Heterogeneity in Ellenburger Group Carbonates of West Texas. *AAPG Bulletin*, **72**, 10, 1160-1183.
Klimchouk, A. B., Ford, D. C., Palmer, A. N. & Dreybodt, W. (Eds.) 2000. *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society
Koltermann, C. E. & Gorelick, S. M. 1996. Heterogeneity in sedimentary deposits: A review of structure-imitating, process-imitating, and descriptive approaches. *Water Resources Research*, **32**, 9, 26717-22658.
Larue, D. K. & Hovadik, J. 2006. Connectivity of channelized reservoirs: a modelling approach. *Petroleum Geoscience*, **12**, 291-308.
Lee, G. H. & Castagna, J. P. 2007. Untested carbonate buildups in the Bermejo field, Ecuador: A potential new play type in the western Oriente Basin. *AAPG Bulletin*, **91**, 2, 135-149.
Liang, Z., Ioannidis, M. A. & Chazis, I. 2000. Geometric and Topological Analysis of Three-Dimensional Porous Media: Pore Space Partitioning Based on Morphological Skeletonization. *Journal of Colloïd and Interface Science*, **221**, 13-14.
Loucks, R. G. 1999. Paleocave carbonate reservoirs; origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications. *AAPG Bulletin*, **83**, 11, 1795-1834.
Lowe, D. J. 2000. 3.3 Role of stratigraphic elements in speleogenesis : the speleoinception concept. *In*: Klimchouk, A. B., Ford, D. C., Palmer, A. N. & Dreybrodt, W. (eds) *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*, National Speleological Society, 65-76.
Lucot, J. & CDS-83 2005. Fichier des cavités du Var. *Spelunca*, **99**.
Mallet, J. L. 2002. *Geomodeling*, Oxford University Press.
Manly, B. F. J. 2004. *Multivariate Statistical Methods: A Primer*, Chapman & Hall/CRC.
Mariethoz, G. & Renard, P. 2011. Simulation of karstic networks using high order discrete Markov processes. *9th Conference on Limestone Hydrogeology*, Besançon (France), Presses universitaires de Franche-Comté.

Mariethoz, G. & Kelly, B. J. F. 2011. Modeling complex geological structures with elementary training images and transform-invariant distances. *Water Resources Research*, **47**, W07527, 14. 10.1029/2011WR010412.

Meakin, P. 1983. Formation of Fractal Clusters and Networks by Irreversible Diffusion-Limited Aggregation. *Physical Review Letters*, **51**, 13, 1119-1122.

Mena, J. 2006. Automatic vectorization of segmented road networks by geometrical and topological analysis of high resolution binary images. *Knowledge-Based Systems*, **19**, 8, 701-718.

Palmer, A. N. 1991. Origin and morphology of limestones caves. *Geological Socety of America Bulletin*, **103**, 1-21.

Pardo-Iguzquiza, E., Durán-Valsero, J. & Rodríguez-Galiano, V. 2011. Morphometric analysis of three-dimensional networks of karst conduits. *Geomorphology*, **132**, 17-28.

Pardo-Iguzquiza, E., Dowd, P. A., Xu, C. & Duran-Valsero, J. J. 2012. Stochastic simulation of karst conduit networks. *Advances in Water Resources*, **36**, 141-150.

Piccini, L. 2011. Recent developments on morphometric analysis of karsts caves. *Acta Carsologica*, **40**, 1, 43-52.

Plan, L., Filipponi, M., Behm, M., Seebacher, R. & Jeutter, P. 2009. Constraints on alpine speleogenesis from cave morphology — A case study from the eastern Totes Gebirge (Northern Calcareous Alps, Austria). *Geomorphology*, **106**, 118-129.

Randic, M. 2001. The connectivity index 25 years after. *Journal of Molecular Graphics and Modelling*, **20**, 1, 19-35.

Renard, P. & Allard, D. 2011. Connectivity metrics for subsurface flow and transport. *Advances in Water Resources*, **in press**, 29. doi:10.1016/j.advwatres.2011.12.001.

Renard, P., Straubhaar, J., Caers, J. & Mariethoz, G. 2011. Conditioning Facies Simulations with Connectivity Data. *Mathematical Geosciences*, **43**, 879-903. 10.1007/s11004-011-9363-4.

Riordan, S. J., Lang, S. C. & Payenberg, T. H. D. 2008. Geologically constrained grid design in shallow-marine reservoir models: an example from the Flounder Field, Gippsland Basin, Australia. *In*: Hampson, G. J., Steel, R. J., Burgess, P. M. & Dalrmple, R. W. (eds) *Recent advances in models of siliciclastic shallow-marine stratigraphy* Society for Sedimentary Geology Special Publication 90

Ronchi, P., Ortenzi, A., Borromeo, O., Claps, M. & Zempolich, W. G. 2010. Depositional setting and diagenetic processes and their impact on the reservoir quality in the late Visean–Bashkirian Kashagan carbonate platform (Pre-Caspian Basin, Kazakhstan). *AAPG Bulletin*, **94**, 9, 1313-1348.

Schenk, C. J. 2010. Geological assessment of undiscovered oil and gas resources of the North Cuba Basin, Cuba, edited by USGS, USGS Open-File Report.

Shi, G. R. 1993. Multivariate data analysis in palaeocology and palaeobiogeography - a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **105**, 199-234.

van den Boogaart, K. G. 2006. Some theory for Multiple Point Statistics: Fitting, checking and optimally exploiting the training image. *International of Mathematical Geology - XIth International Congress*, Liège, Belgium, September, 2006.

Ward, J. H. 1963. Hierarchical grouping to optimize an objective function. *Journal of the American Statistical Association*, **58**, 301, 236-244.

Wu, Q., Xu, H. & Zou, X. 2005. An effective method for 3D geological modeling with multi-source data integration. *Computers & Geosciences*, **31**, 35-43.

Zeng, H., Loucks, R., Janson, X., Wang, G., Xia, Y., Yuan, B. & L., X. 2011. Three-dimensional seismic geomorphology and analysis of the Ordovician paleokarst drainage system in the central Tabei Uplift, northern Tarim Basin, western China. *AAPG Bulletin*, **95**, 12, 2061-2083.

Zhang, Z. & Li, H. 2007. Algorithms for long paths in graphs. *Theoretical Computer Science*, **377**, 1-3, 25-34.

ANNEXE 3

Liste des sources de l'Unité du Beausset

Légende : X_L2e et Y_L2e sont les coordonnées X et Y en NTF Lambert 2 étendu. Nature, P = source pérenne, T = source temporaire et NDV = source de régime inconnu.

SOURCE	COMMUNE	X_L2E	Y_L2E	ZSOL	NATURE
Font d'Ouvin	Belgentier	896224	1811180	166	P
Font St Jacques	Belgentier	897757	1811510	155	P
Foux Lacanal (La Foux)	Belgentier	897359	1810237	170	P
La Font Sainte	Belgentier	898056	1812222	205	P
Mathieu	Belgentier	897810	1810148	150	P
Rouviere	Belgentier	897891	1809537	190	P
Bestouan	Cassis	860125	1806525	-10	P
Port Miou	Cassis	858569	1805523	-12	P
Fontaine Romaine	Ceyreste	868094	1806773	60	P
Sainte-Madeleine (principale)	Cuges-les-Pins	873809	1814627	230	P
Source Daniel	Evenos	885557	1801978	250	P
Parc de Saint-Pons	Gemenos	870281	1815632	260	P
Saint Pons	Gemenos	871059	1817096	405	P
Source du Veze	Gemenos	870281	1815632	260	P
Source Saint Pons	Gemenos	870361	1815592	265	P
Fontaine Romaine de Saint-Jean	La Cadiere-d'Azur	878316	1804749	87	P
Ruisseau St Come	La Cadiere-d'Azur	876235	1803382	73	P
Source de la Cadienne	La Cadiere-d'Azur	878856	1805030	68	P
Source de Fontsainte	La Ciotat	868770	1804159	0	P
Fourniers	La Farlede	901120	1803664	105	P
Foux Reganas	La Farlede	900394	1803025	100	P
Saint Nicolas	La Farlede	901243	1802929	95	P
Fontaine Sainte Jeanne	La Valette-du-Var	897199	1800549	96	P
Maïre des Eaux (Baudouvin)	La Valette-du-Var	893871	1801105	120	P
Menu	La Valette-du-Var	897320	1800059	73	P
Source Sainte Cecile	La Valette-du-Var	897048	1800566	92	P
Source de la Daby	Le Beausset	882494	1807181	172	P
Source des Folies	Le Beausset	884956	1805523	200	P
Fontaine de Touron	Le Castellet	879430	1803889	55	P
Dardennes-Ragas	Le Revest-les-Eaux	892724	1803816	120	P
Source de la Ripelle	Le Revest-les-Eaux	894800	1802718	245	P
Sugiton	Marseille	853781	1806075	0	P
Fontd'Eouve	Meounes-les-Montrieux	892821	1813648	325	P
Gavaudan	Meounes-les-Montrieux	895986	1812689	300	P
Montrieux-le-jeune	Meounes-les-Montrieux	895190	1812507	350	P
Montrieux-le-vieux	Meounes-les-Montrieux	893748	1813272	350	P
Bonnefont	Ollioules	886170	1799752	55	P
Labus	Ollioules	886077	1800747	70	P
Maïre des Fontaines	Ollioules	886178	1800616	80	P
Reppe souterraine	Ollioules	885984	1800339	60	P
Source de la Ferlande	Saint-Cyr-Sur-Mer	875745	1802740	46	P
Beaupre	Signes	890066	1815121	310	P
Gapeau	Signes	888819	1815854	316	P
Source Bourdon Pracabat	Signes	889550	1815449	320	P

Source de la Raby	Signes	886174	1817898	480	P
Font de Thon	Sollies-Toucas	899770	1807025	100	P
Font Negre	Sollies-Toucas	900412	1806983	90	P
La Trueby	Sollies-Toucas	900055	1809402	120	P
Source Des Genets (StJacques)	Sollies-Toucas	900615	1806536	98	P
Werotte	Sollies-Toucas	899668	1806941	142	P
Baume de Dardennes	Toulon	891114	1800118	40	P
Saint-Antoine	Toulon	891354	1800157	18	P
Source de Fontpre	Toulon	896392	1798183	26	P
Source de Marlet	Toulon	890843	1802710	240	P
Source du Val d'Egout	Toulon	890792	1802961	100	P

SOURCE	COMMUNE	X_L2E	Y_L2E	ZSOL	NATURE
Fontaine chez Mme Brun	Bandol	878214	1800431	60	T
Source de l'Etoile	Bandol	879375	1801084	18	T
La Baume Obscure	Belgentier	895586	1811379	510	T
Vallon de Vignefere	Belgentier	897359	1810237	170	T
Vallon du Poirier Sauvage	Belgentier	898518	1811742	190	T
Font d'Amon	Ceyreste	868834	1807065	180	T
Glaciere	Ceyreste	870394	1808620	330	T
Source dite de Bagnol	Ceyreste	868025	1806201	58	T
Bombe	Evenos	886217	1801529	110	T
Foux Sainte Anne Evenos	Evenos	884977	1803107	185	T
Rocher de l'Aigle	Evenos	885954	1807529	595	T
Fontaine au Sud de la Croix du Signal	La Cadiere-d'Azur	877439	1802483	200	T
Fontaine chez M. Sardo	La Cadiere-d'Azur	876849	1801841	130	T
Sources de Mines de Fontanieu	La Cadiere-d'Azur	879222	1802506	60	T
Figuerolles	La Ciotat	865559	1801518	0	T
Puits de la Bertrandiere	La Ciotat	865338	1801939	60	T
Matteoli	La Valette-du-Var	896966	1800951	120	T
Fontaine de Tassy	Le Beausset	881624	1803513	205	T
Fontaine des Peres	Le Beausset	883934	1803508	180	T
Fontaine du Lavoir Communal	Le Beausset	881869	1804085	216	T
Source Abriol	Le Beausset	881402	1804309	195	T
Source Bonifay	Le Beausset	881562	1804430	214	T
Source de Banon	Le Beausset	883709	1802881	289	T
Source de Fontvive	Le Beausset	882648	1802774	235	T
Source de Maran	Le Beausset	882644	1804642	227	T
Source du Grand Canadeau	Le Beausset	881480	1802952	223	T
Source Eynaud	Le Beausset	881783	1804280	216	T
Source Gallo	Le Beausset	881939	1804160	227	T
Source Sapera	Le Beausset	882644	1804662	220	T
Source Sapera Dehane	Le Beausset	882508	1804847	199	T
Source Sicardi	Le Beausset	881745	1803508	221	T
Sources de Gailleux	Le Beausset	883257	1803591	239	T
Fontaine chez M. Coreyre	Le Castellet	879903	1802728	46	T
Fontaine chez M; Logier	Le Castellet	879849	1804501	87	T
Fontaine du Pont de Caune	Le Castellet	878089	1807954	140	T
La Font de Mars	Le Castellet	877845	1809707	195	T
Ouest de la Grande Bastide	Le Castellet	879498	1804851	78	T
Source 1 (Gorges)	Ollioules	885878	1800762	89	T
Source 2 (Gorges)	Ollioules	886179	1800617	80	T
Font Blanche	Roquefort-la-Bedoule	870559	1811376	380	T
Source du Château de Jullians n°1	Roquefort-la-Bedoule	869608	1811123	265	T
Source du Château de Jullians n°2	Roquefort-la-Bedoule	869167	1811142	390	T
Source du Château de Villeneuve	Roquefort-la-Bedoule	868687	1810801	390	T
Morieres-La-Tourne	Sollies-Toucas	897288	1808581	430	T

Saint Hubert	Sollies-Toucas	897272	1808614	430	T
Vallaury	Sollies-Toucas	897778	1806311	185	T

SOURCE	COMMUNE	X_L2E	Y_L2E	ZSOL	NATURE
Fougelys	Belgentier	897312	1813583	300	NDV
Source de M. Guillebert	Belgentier	899191	1810953	180	NDV
Source des Fontaniers	La Cadiere-d'Azur	878550	1802685	115	NDV
Source de la Villa Corbier à Fontsainte	La Ciotat	869020	1804100	1	NDV
Source de Clavel Boris	Le Beausset	882663	1802714	239	NDV
Fontaine des 5 Sous	Le Beausset	882606	1805894	153	NDV
Source de Coste Belle	Le Revest-les-Eaux	892023	1803644	212	NDV
Source de Mal vallon	Le Revest-les-Eaux	891272	1803462	293	NDV
Source du Château de Tourris	Le Revest-les-Eaux	895300	1803321	370	NDV
Source du Peridon	Le Revest-les-Eaux	892877	1802634	77	NDV
Côte des Calanques	Marseille	851225	1805940	0	NDV
L'Oule	Marseille	856906	1805249	0	NDV
Morgiou	Marseille	852887	1806204	0	NDV
Saint Jean de Dieu	Marseille	855052	1805747	67	NDV
Sormiou crique Est	Marseille	851275	1805849	0	NDV
Sormiou plage Est	Marseille	851029	1805848	0	NDV
Sormiou plage Ouest	Marseille	850977	1805727	0	NDV
Sormiou port	Marseille	851225	1805908	0	NDV
Vallon de la Barasse N°1	Marseille	856173	1812986	140	NDV
Vallon de la Barasse N°2	Marseille	856140	1813362	110	NDV
Font Petuque	Meounes	895804	1815974	280	NDV
Tuves	Meounes-les-Montrieux	896860	1814093	250	NDV
Plan de Chibron	Signes	884535	1815721	408	NDV
Font de Pouille	Sollies-Toucas	899870	1806987	110	NDV
Rodeihlac	Toulon	891382	1798866	30	NDV

ANNEXE 4

Liste des forages utilisés pour la construction du géomodèle 3D

Légende : X_L2e et Y_L2e sont les coordonnées X et Y en NTF Lambert 2 étendu. Top = profondeur du sommet de la formation rencontré depuis le haut du forage.

Reference	X_L2e	Y_L2e	Z (m)	Prof. (m)	Formation 1	Top 2 (m)	Formation 2	Top 3 (m)	Formation 3
10641X0503-F	878073	100018	83	60	J. moy.	56	J. inf.		
10455X0078-SB4	884950	110400	502	197	Turonien	105	Cenomanien		
10457X0109-F	898100	111500	242	150	NDV	50	Hettangien		
10457X0106-F	898850	110530	273	167	Bajocien	19	J. inf. silex	111	Hettangien
10457X0113-F	898690	111030	261	207	Bajocien	36	J. inf. silex	140	Hettangien
10457X0096-F	897235	111290	177	51	Hettangien	20	Rhetien		
10457X0111-F	898840	110520	271	120	Hettangien	83	Rhetien		
10448X0176-S1	875816	109187	298	200	Coniacien-Santonien	150	Turonien		
10448X0177-S2	875229	108849	274	300	Coniacien-Santonien	215	Turonien		
10446X0217-S4	860300	110540	247	290	Barremien	210	Hauterivien		
10455X0082-S	880370	110140	260	120	Coniacien-Santonien	26	Turonien		
10447X0109-S	867825	106780	84	351	Coniacien-Santonien	113	Turonien	351	Cenomanien
10447X0121-S	867600	106915	70	106	Coniacien-Santonien	61	Turonien		
10448X0131-S	873700	115200	270	130	J. moy.	77	Hettangien		
10456X0059/S	890043	1806586	421	/	Cénomanien	76	Barrémien		
10456X0060/S	890665	1806467	489	/	Cénomanien	73	Barrémien		
10456X0061/S	890073	1806616	437	/	Cénomanien	76	Barrémien		
10456X0062/S	890003	1806616	431	/	Cénomanien	70	Barrémien		
10456X0063/S	890064	1806546	418	/	Cénomanien	75	Barrémien		
10456X0064/S	890003	1806546	416	/	Cénomanien	76	Barrémien		
10456X0065/S	890044	1806516	416	/	Cénomanien	75	Barrémien		
10456X0066/S	889973	1806586	420	/	Cénomanien	72	Barrémien		
10456X0067/S	890104	1806516	423	/	Cénomanien	70	Barrémien		
10456X0068/S	890124	1806586	432	/	Cénomanien	72	Barrémien		
10456X0069/S	889963	1806646	428	/	Cénomanien	67	Barrémien		
10456X0070/S	890033	1806646	431	/	Cénomanien	74	Barrémien		
10456X0071/S	890154	1806616	454	/	Cénomanien	72	Barrémien		
10456X0072/S	890113	1806656	464	/	Cénomanien	79	Barrémien		
10456X0089/S	889798	1806506	419	/	Cénomanien	135	Barrémien		
10456X0090/S31	889653	1806354	392	/	Cénomanien	159	Barrémien		
10456X0091/S	890192	1806693	470	/	Cénomanien	86	Barrémien		
10456X0092/S	890179	1806744	486	/	Cénomanien	119	Barrémien		
10456X0093/S	890264	1806729	491	/	Cénomanien	123	Barrémien		
10456X0094/S	890336	1806770	489	/	Cénomanien	103	Barrémien		
10456X0095/S	890413	1806778	500	/	Cénomanien	89	Barrémien		
10456X0096/S	890519	1806809	508	/	Cénomanien	87	Barrémien		
10456X0097/S	890462	1806845	502	/	Cénomanien	77	Barrémien		
10456X0098/S	890185	1806580	441	/	Cénomanien	66	Barrémien		
10456X0099/S	890185	1806649	454	/	Cénomanien	73	Barrémien		
10456X0100/S	890145	1806697	464	/	Cénomanien	79	Barrémien		
10456X0101/S	890070	1806690	455	/	Cénomanien	79	Barrémien		
10456X0102/S	890013	1806673	446	/	Cénomanien	71	Barrémien		
10456X0103/S	889983	1806742	454	/	Cénomanien	132	Barrémien		
10456X0104/S28	889292	1806504	406	/	Cénomanien	215	Barrémien		
10456X0105/S29	889692	1806825	437	/	Cénomanien	108	Barrémien		
10456X0108/S	890402	1806674	518	/	Cénomanien	117	Barrémien		

Reference	X_L2e	Y_L2e	Z (m)	Prof. (m)	Formation 1	Top 2 (m)	Formation 2	Top 3 (m)	Formation 3
10456X0109/S	890480	1806710	517	/	Cénomanien	116	Barrémien		
10456X0110/S	890596	1806727	536	/	Cénomanien	121	Barrémien		
10456X0111/S	890255	1806788	486	/	Cénomanien	97	Barrémien		
10456X0112/S	890339	1806858	499	/	Cénomanien	89	Barrémien		
10456X0113/S	890427	1806905	505	/	Cénomanien	88	Barrémien		
10456X0114/S	888540	1806793	394	/	Cénomanien	230	Barrémien		
10456X0115/S	889011	1806784	418	/	Cénomanien	216	Barrémien		
10456X0116/S	888739	1806513	402	/	Cénomanien	252	Barrémien		
10456X0117/S	890109	1806591	432	/	Cénomanien	116	Barrémien		
10456X0118/S	890674	1806657	556	/	Cénomanien	119	Barrémien		
10456X0119/S	890334	1806611	491	/	Cénomanien	119	Barrémien		
10642X0202/S1	891788	1805738	482	/	Cénomanien	79	Barrémien		
10642X0203/S2	891638	1805637	542	/	Cénomanien	102	Barrémien		
10642X0204/S4	891528	1805667	538	/	Cénomanien	123	Barrémien		
10642X0205/S5	891739	1805547	558	/	Cénomanien	123	Barrémien		
10642X0206/S3	891608	1805537	500	/	Cénomanien	157	Barrémien		
10642X0207/S6	890134	1806305	397	/	Cénomanien	75	Barrémien		
10642X0208/S7	891448	1805587	501	/	Cénomanien	164	Barrémien		
10642X0302/S51	890465	1806136	408	/	Cénomanien	67	Barrémien		
10642X0303/S53	890515	1806136	413	/	Cénomanien	60	Barrémien		
10642X0304/S58	890735	1806297	449	/	Cénomanien	22	Barrémien		
10642X0305/S56	890786	1806106	432	/	Cénomanien	44	Barrémien		
10642X0306/N59	890806	1806217	449	/	Cénomanien	32	Barrémien		
10644X0026-F	900480	103380	215	70	Trias	43	Permien		
10457X0102-S	893390	111680	564	304	J. sup.	208	J. moy.		
10456X0151-F	891140	115100	349	132	Keuper	130	Muschelkalk		
10642X0048/S6	892561	1805319	415	/	Cénomanien	31	Barrémien		
10642X0049/S7	892110	1805247	400	/	Cénomanien	43	Barrémien		
10642X0050/S8	892040	1805368	438	/	Cénomanien	64	Barrémien		
10642X0051/S9	892049	1805478	469	/	Cénomanien	58	Barrémien		
10642X0052/S10	892270	1805458	420	/	Cénomanien	35	Barrémien		
10642X0053/S11	892460	1805479	449	/	Cénomanien	43	Barrémien		
10642X0054/S12	892190	1805178	364	/	Cénomanien	17	Barrémien		
10642X0055/S13	892150	1805187	381	/	Cénomanien	38	Barrémien		
10642X0056/S14	892520	1805449	444	/	Cénomanien	42	Barrémien		
10642X0057/S15	892641	1805208	390	/	Cénomanien	15	Barrémien		
10642X0058/S16	892601	1805269	397	/	Cénomanien	20	Barrémien		
10642X0059/S17	892611	1805319	413	/	Cénomanien	23	Barrémien		
10642X0060/S18	892530	1805409	438	/	Cénomanien	39	Barrémien		
10642X0061/S19	892641	1805379	428	/	Cénomanien	18	Barrémien		
10642X0062/S20	892591	1805359	427	/	Cénomanien	33	Barrémien		
10642X0063/S21	892560	1805439	446	/	Cénomanien	44	Barrémien		
10642X0064/S22	892450	1805449	434	/	Cénomanien	37	Barrémien		
10642X0065/S23	892530	1805519	463	/	Cénomanien	41	Barrémien		
10642X0066/S24	892220	1805468	429	/	Cénomanien	35	Barrémien		
10642X0067/S25	891869	1805437	492	/	Cénomanien	119	Barrémien		
10642X0068/S26	892079	1805438	461	/	Cénomanien	58	Barrémien		
10642X0069/S27	891830	1804936	384	/	Cénomanien	77	Barrémien		
10642X0070/S28	892010	1805337	436	/	Cénomanien	71	Barrémien		
10642X0071/S29	891960	1804967	384	/	Cénomanien	50	Barrémien		
10642X0072/S30	891910	1805257	445	/	Cénomanien	140	Barrémien		
10642X0073/S31	891840	1804976	403	/	Cénomanien	81	Barrémien		
10642X0074/S32	892010	1805277	414	/	Cénomanien	66	Barrémien		
10642X0075/S33	891839	1805227	477	/	Cénomanien	184	Barrémien		
10642X0076/S34	891801	1804345	311	/	Cénomanien	201	Barrémien		
10642X0077/S35	891762	1804055	287	/	Cénomanien	273	Barrémien		
10642X0078/S36	891921	1804315	245	/	Cénomanien	124	Barrémien		
10642X0079/S37	891962	1804095	223	/	Cénomanien	165	Barrémien		
10642X0080/S38	891891	1804325	269	/	Cénomanien	149	Barrémien		

Reference	X_L2e	Y_L2e	Z (m)	Prof. (m)	Formation 1	Top 2 (m)	Formation 2	Top 3 (m)	Formation 3
10642X0081/S39	891980	1805127	403	/	Cénomanien	121	Barrémien		
10642X0082/S40	891529	1804926	481	/	Cénomanien	168	Barrémien		
10642X0083/S41	891740	1804836	405	/	Cénomanien	112	Barrémien		
10643X0041/S1	893805	1804079	305	/	Cénomanien	19	Barrémien		
10643X0042/S2	893575	1804088	295	/	Cénomanien	14	Barrémien		
10643X0043/S3	893565	1803988	325	/	Cénomanien	81	Barrémien		
10643X0044/S4	893786	1803939	365	/	Cénomanien	76	Barrémien		
10643X0045/S5	893435	1803988	295	/	Cénomanien	61	Barrémien		
10447X0132-F	864050	109770	341	135	Cenomanien	80	Aptien		
10634X0194-SC2	874960	102297	54	197	Coniacien-Santonien	139	Trias		
10641X0003-S	883550	97670	18	60	Hettangien	55	Rhetien		
10641X0004-S	883570	97790	21	60	Hettangien	21	Rhetien		
10641X0578-F2	883400	98380	89	125	J. inf.	101	Rhetien		
10452X0202-F	887210	116380	320	75	C. sup.	40	C. inf.		
10452X0230-E3	887210	116400	322	60	C. sup.	29	C. inf.		
10457X0103-F	898270	107770	194	96	J. inf.	85	Hettangien		
10643X0226-S10	898118	104703	468	180	J. sup.	102	J. moy.	175	Hettangien
10643X0227-S11	898349	104184	473	181	J. sup.	54	J. moy.		
10457X0104-F	898350	107960	195	135	Aalenien	20	Toarcien	112	Hettangien
10642X0408-F	892500	102080	130	147	J. inf.	135	Hettangien		
10643X0060-S	896400	100950	130	76	Muschelkalk	69	Keuper		
10643X0089-S	898490	101100	160	100	Trias	15	Keuper		
10643X0157-F	898650	101140	156	55	Keuper	33	Permien		

ANNEXE 5

Liste des points utilisés pour la surface piézométrique

Légende : X_L2e et Y_L2e sont les coordonnées X et Y en NTF Lambert 2 étendu. Type, F = forage et S = source pérenne.

X_L2e	Y_L2e	Z (m)	NS_(m NGF)	Type
878579	1799999	83	59	F
899372	1810572	273	131	F
897752	1811330	177	158	F
899362	1810562	271	194	F
860754	1810506	247	-3	F
863263	1807966	104	-16	F
860670	1807019	27	-3	F
868299	1806753	84	23	F
866947	1806295	97	29	F
874168	1815199	270	237	F
874127	1815620	317	299	F
885205	1801426	110	95	F
901020	1803413	215	184	F
899661	1801847	237	226	F
857767	1810961	237	58	F
853025	1810409	152	152	F
884822	1797889	25	1	F
886022	1798994	56	35	F
886179	1800557	71	68	F
886178	1800667	79	74	F
875457	1801748	86	4	F
875255	1802278	43	37	F
875456	1802276	54	44	F
876850	1801059	143	127	F
883880	1797707	17	2	F
884331	1797808	20	3	F
884070	1797737	20	3	F
884071	1797657	18	5	F
883920	1797797	19	5	F
884121	1797677	19	6	F
884090	1797777	21	9	F
883919	1798368	89	12	F
882232	1800308	188	19	F
883146	1799308	60	37	F
883186	1799238	57	39	F
883475	1799650	71	46	F
889507	1815040	362	300	F
896873	1806753	351	309	F
887699	1816408	320	313	F
888090	1816359	319	317	F
887699	1816428	322	317	F
889584	1815591	328	319	F
896668	1807233	343	334	F

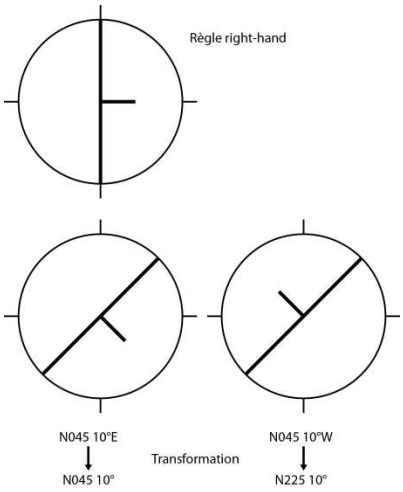
X_L2e	Y_L2e	Z (m)	NS_(m NGF)	Type
890066	1815121	310	310	S
860125	1806525	0	0	S
886170	1799752	55	55	S
851225	1805940	0	0	S
892724	1803816	120	120	S
899770	1807025	100	100	S
896224	1811180	166	166	S
897757	1811510	155	155	S
879430	1803889	55	55	S
868094	1806773	60	60	S
878316	1804749	87	87	S
897199	1800549	96	96	S
897312	1813583	300	300	S
901120	1803664	105	105	S
897359	1810237	170	170	S
900394	1803025	100	100	S
888819	1815854	316	316	S
898056	1812222	205	205	S
900055	1809402	120	120	S
886077	1800747	70	70	S
856906	1805249	0	0	S
893871	1801105	120	120	S
886178	1800616	80	80	S
897810	1810148	150	150	S
897320	1800059	73	73	S
895190	1812507	350	350	S
893748	1813272	350	350	S
852887	1806204	0	0	S
870281	1815632	260	260	S
858569	1805523	0	0	S
885984	1800339	60	60	S
897891	1809537	190	190	S
876235	1803382	73	73	S
901243	1802929	95	95	S
871059	1817096	405	405	S
891354	1800157	18	18	S
873809	1814627	230	230	S
851275	1805849	0	0	S
851029	1805848	0	0	S
850977	1805727	0	0	S
851225	1805908	0	0	S
889550	1815449	320	320	S
885557	1801978	250	250	S

X_L2e	Y_L2e	Z (m)	NS_(m NGF)	Type
891148	1814192	336	336	F
886707	1816827	392	379	F
885364	1797089	19	18	F
899879	1803010	207	190	F
899881	1806827	161	93	F
899833	1807047	103	100	F
898876	1807997	195	105	F
898828	1807220	170	107	F
898797	1807806	194	172	F
897288	1806188	331	296	F
898883	1804214	473	307	F
893028	1802094	130	55	F
896938	1800970	130	106	F
898379	1801373	221	128	F
899191	1801165	156	138	F
871697	1813431	180	112	F
879159	1800920	770.00	13	F
860669	1807019	37.00	3	F
866947	1806294	99.00	28	F
868662	1813413	135	63	F
873317	1812563	173	5	F
875974	1813499	300	20	F
871017	1812750	217	22	F
876046	1813361	297	27	F
873496	1812794	171	30	F
875407	1813363	277	47	F
875363	1813268	271	47	F
872636	1813436	169	64	F
876320	1813727	345	65	F
872523	1813826	174	74	F
872940	1814038	188	78	F
873178	1812814	168	83	F
873926	1813502	193	108	F
874614	1814481	265	175	F

X_L2e	Y_L2e	Z (m)	NS_(m NGF)	Type
896392	1798183	26	26	S
868770	1804159	0	0	S
878856	1805030	68	68	S
882494	1807181	172	172	S
886174	1817898	480	480	S
894800	1802718	245	245	S
869020	1804100	1	1	S
899191	1810953	180	180	S
890843	1802710	240	240	S
884956	1805523	200	200	S
878550	1802685	115	115	S
900615	1806536	98	98	S
890792	1802961	100	100	S
870281	1815632	260	260	S
870361	1815592	265	265	S
897048	1800566	92	92	S
853781	1806075	0	0	S
897359	1810237	170	170	S
898518	1811742	190	190	S
899668	1806941	142	142	S

ANNEXE 6

Liste des pendages utilisés pour la construction des coupes et du modèle 3D



Légende : X_L2e et Y_L2e sont les coordonnées X et Y en NTF Lambert 2 étendu. La valeur de l'azimuth correspond à la règle ci-contre :

Id	X_L2e	Y_L2e	Aimuth	Angle	Valeur
TOU1	886548	1803361	240	/	Tendance
TOU2	885977	1802302	240	/	Tendance
TOU3	887150	1802289	250	/	Tendance
TOU4	886283	1801128	240	/	Tendance
TOU5	887214	1800363	240	/	Tendance
TOU6	888911	1802085	260	/	Tendance
TOU7	889408	1801332	250	/	Tendance
TOU8	889268	1800452	230	/	Tendance
TOU9	890505	1800758	50	/	Tendance
TOU10	888515	1803156	190	/	Tendance
TOU11	889230	1802888	110	/	Tendance
TOU12	889319	1803348	100	/	Tendance
TOU13	890786	1803003	80	/	Tendance
TOU14	890084	1802072	110	/	Tendance
TOU15	891500	1801766	60	/	Tendance
TOU16	892712	1801753	80	/	Tendance
TOU17	893133	1801217	90	/	Tendance
TOU18	892636	1802646	80	/	Tendance
TOU19	893018	1803271	90	/	Tendance
TOU20	894243	1802353	120	/	Tendance
TOU21	895263	1802774	240	/	Tendance
TOU22	895200	1802404	230	/	Tendance
TOU23	897636	1801319	270	/	Tendance
TOU24	897917	1802008	90	/	Tendance
TOU25	889552	1803086	260	/	Tendance
GUI1	859485	1807397	75	10	Tendance
GUI2	853706	1807607	35	15	Tendance
GUI3	855830	1813145	275	30	Tendance
GUI4	856719	1813634	320	40	Tendance
GUI5	857904	1812939	340	20	Tendance
GUI6	859951	1808715	40	15	Tendance
GUI7	860205	1810098	350	20	Tendance
GUI8	854105	1809333	340	15	Tendance

Id	X_L2e	Y_L2e	Aimuth	Angle	Valeur
MONT38	883993	1810628	115	10	Robuste
MONT45	886157	1809324	125	12	Robuste
MONT40	883890	1809896	120	15	Robuste
MONT41	884873	1809575	130	15	Robuste
MONT42	885215	1811574	95	15	Robuste
MONT43	886153	1810752	142	15	Robuste
MONT49	886556	1808999	130	15	Robuste
MONT37	882602	1811558	115	16	Robuste
MONT35	881845	1810780	120	19	Robuste
MONT61	891530	1805432	125	28	Robuste
BV068	882906	1804785	134	14	Robuste
BV071	885286	1803270	223	68	Robuste
BV073	882721	1802557	282	20	Robuste
BVESC	883398	1803826	202	16	Robuste
CB076	883900	1814426	115	8	Robuste
CB077	883850	1814120	115	16	Robuste
CB078	882436	1812124	115	10	Robuste
CB079	883608	1811452	116	13	Robuste
CB080	884577	1811372	136	11	Robuste
CB081	885888	1811705	148	21	Robuste
CB082	885608	1812159	121	19	Robuste
CB083	885327	1812352	100	10	Robuste
CB084	884105	1809451	145	11	Robuste
CB085	884361	1809092	150	18	Robuste
CB085	884361	1809092	147	21	Robuste
CB086	884607	1808874	147	12	Robuste
CB087	883324	1809514	133	12	Robuste
CB088	883616	1810587	119	19	Robuste
CB089	881905	1810558	134	18	Robuste
CB089	881905	1810558	96	11	Robuste
OGC311	881732	1802315	253	12	Robuste
OGC312	881721	1802257	291	30	Robuste
OGC313	881681	1802228	266	42	Robuste

Id	X_L2e	Y_L2e	Aimuth	Angle	Valeur
GUI9	856873	1811445	340	20	Tendance
GUI10	853207	1812765	235	40	Tendance
GUI11	865087	1813053	70	15	Tendance
GUI12	864922	1813432	250	25	Tendance
GUI13	866652	1813015	80	10	Tendance
GUI14	864106	1812888	210	20	Tendance
GUI15	870127	1814792	140	15	Tendance
BRGM1	860875	1811868	260	15	Tendance
BRGM2	855503	1806292	50	15	Tendance
BRGM3	870164	1813296	100	15	Tendance
BRGM4	869234	1811420	70	12	Tendance
JP1	875867	1802310	260	0	Tendance
JP2	875155	1802167	250	3	Tendance
JP3	874691	1802114	305	2	Tendance
BRGM5	874801	1803147	80	10	Tendance
JP4	875394	1801942	280	10	Tendance
JP5	874342	1801775	250	80	Tendance
JP6	874041	1801693	260	70	Tendance
BRGM6	877531	1804251	63	10	Tendance
BRGM7	877995	1803921	70	8	Tendance
BRGM8	878745	1804854	80	10	Tendance
BRGM9	877483	1805150	55	12	Tendance
BRGM10	884973	1805109	140	13	Tendance
BRGM11	886520	1804964	140	13	Tendance
BRGM12	885323	1803675	225	15	Tendance
BRGM13	889826	1809815	140	15	Tendance
BRGM14	889017	1810688	90	15	Tendance
MAC1	879065	1801464	300	90	Tendance
MAC2	879348	1801717	290	90	Tendance
MAC3	879832	1801629	280	85	Tendance
MAC4	879383	1800974	300	90	Tendance
MAC5	880049	1801833	290	80	Tendance
MAC6	881271	1801783	280	85	Tendance
MAC7	882730	1801494	275	85	Tendance
MONT1	868509	1809087	90	13	Tendance
MONT2	868476	1809768	65	13	Tendance
MONT3	869244	1810141	80	13	Tendance
MONT4	869918	1811347	70	13	Tendance
MONT5	868662	1808106	80	13	Tendance
MONT6	870675	1810146	95	13	Tendance
MONT7	871103	1810799	60	13	Tendance
MONT8	872085	1811007	110	13	Tendance
MONT9	872327	1811062	85	13	Tendance
MONT10	873193	1810980	95	13	Tendance
MONT11	873330	1809921	85	13	Tendance
MONT12	874131	1810722	60	13	Tendance
MONT13	874680	1811616	60	13	Tendance
MONT14	875064	1811452	60	13	Tendance
MONT15	875300	1811073	50	13	Tendance
MONT16	875256	1810141	55	13	Tendance
MONT17	875651	1809971	70	13	Tendance
MONT18	875760	1811989	80	13	Tendance
MONT19	876523	1812324	50	13	Tendance
MONT21	877922	1810629	60	13	Tendance
MONT22	876851	1811225	80	13	Tendance
MONT23	877237	1810871	55	13	Tendance

Id	X_L2e	Y_L2e	Aimuth	Angle	Valeur
OGC314	881373	1802326	265	22	Robuste
OGC315	883383	1800843	92	62	Robuste
OGC316	883161	1800859	100	75	Robuste
OGC317	883177	1800923	276	85	Robuste
OGC318	883048	1801076	278	87	Robuste
OGC319	881908	1800881	106	20	Robuste
OGC320	882009	1800709	275	27	Robuste
OGC320	882009	1800709	112	84	Robuste
OGC321	882005	1800774	117	27	Robuste
OGC322	882201	1800570	267	17	Robuste
SBCC323	875856	1816122	70	40	Robuste
SBCC324	874999	1815919	42	38	Robuste
SBCC325	874729	1816458	280	40	Robuste
SBCC326	874472	1817386	109	30	Robuste
SBCC327	874710	1817612	89	20	Robuste
SBCC328	874849	1815961	70	35	Robuste
SBCC329	875021	1815815	55	25	Robuste
SBCC330	874348	1814910	89	26	Robuste
SBCC331	876265	1813662	62	17	Robuste
SBCC332	883056	1817279	266	29	Robuste
SBCC333	883327	1817572	292	35	Robuste
SBCC334	883350	1818877	83	84	Robuste
SBCC335	883283	1819006	257	70	Robuste
SBCC336	883124	1819234	133	12	Robuste
SBCC337	883011	1819225	54	23	Robuste
SBCC338	882746	1818855	265	11	Robuste
SBCC339	882024	1818977	58	14	Robuste
SBCC340	881958	1819330	256	21	Robuste
SCB053	875558	1801950	87	7	Robuste
SCB054	875628	1801976	51	5	Robuste
SCB055	875685	1801787	74	62	Robuste
SCB056	875891	1801816	273	85	Robuste
SCB057	875399	1801664	66	70	Robuste
SCB058	876321	1801622	257	67	Robuste
SCB059	876551	1801502	135	28	Robuste
SCB061	877407	1801523	103	10	Robuste
SCB062	876919	1801375	108	24	Robuste
SCB063	877098	1801100	120	9	Robuste
SCB064	876878	1801007	134	19	Robuste
SCB065	876534	1801037	123	39	Robuste
SOTO345	900254	1809505	52	25	Robuste
SOTO346	900068	1809400	50	22	Robuste
SOTO347	899954	1808316	163	33	Robuste
SOTO348	899283	1808418	183	12	Robuste
SOTO349	899052	1808514	198	17	Robuste
SOTO350	898839	1807845	176	13	Robuste
SOTO351	899116	1807587	243	14	Robuste
SOTO352	899172	1807535	236	20	Robuste
SOTO353	899560	1807087	139	14	Robuste
SOTO354	899477	1807114	114	16	Robuste
SOTO355	899187	1807086	140	17	Robuste
SOTO356	898943	1807195	213	13	Robuste
SOTO357	898111	1806857	157	15	Robuste
SOTO358	897748	1807107	152	10	Robuste
SOTO359	897629	1807492	170	15	Robuste
SOTO360	896498	1807377	210	18	Robuste

Id	X_L2e	Y_L2e	Aimuth	Angle	Valeur
MONT24	877603	1810801	70	13	Tendance
MONT25	878644	1810953	65	13	Tendance
MONT26	878585	1810596	82	13	Tendance
MONT27	879253	1810809	75	13	Tendance
MONT28	878685	1810093	67	13	Tendance
MONT29	879796	1811068	87	13	Tendance
MONT30	879648	1810517	88	13	Tendance
MONT31	880249	1810990	90	13	Tendance
MONT32	879011	1810484	75	13	Tendance
MONT33	880611	1810196	110	13	Tendance
MONT34	881265	1810616	100	13	Tendance
MONT36	882553	1810682	110	13	Tendance
MONT44	885758	1809394	160	13	Tendance
MONT46	885161	1808826	130	13	Tendance
MONT47	884268	1807921	130	13	Tendance
MONT48	886716	1809879	130	13	Tendance
MONT50	886984	1809419	125	13	Tendance
MONT51	887650	1809801	150	13	Tendance
MONT52	887794	1810472	120	13	Tendance
MONT53	887885	1809583	140	13	Tendance
MONT54	888687	1810336	140	13	Tendance
MONT55	888584	1808308	170	13	Tendance
MONT56	888596	1807415	155	13	Tendance
MONT57	888440	1806765	140	13	Tendance
MONT58	887226	1805103	150	13	Tendance
MONT59	889913	1806197	130	13	Tendance
MONT60	889283	1804996	135	13	Tendance
MONT62	888769	1804375	130	13	Tendance
MONT20	877812	1813031	85	15	Tendance
MONT39	883803	1809497	130	15	Tendance
SCP25	893687	1807910	132	10	Robuste
SCP26	893166	1808568	156	16	Robuste
SCP27	895153	1807171	183	40	Robuste
SCP28	895479	1807234	263	14	Robuste
SCP29	896120	1807429	274	15	Robuste
SCP30	896343	1807068	312	30	Robuste
SCP31	897007	1806347	337	30	Robuste
SCP32	897448	1806176	308	20	Robuste
SCP33	897162	1805992	140	15	Robuste
SCP34	897024	1805569	154	20	Robuste
SCP35	895588	1804819	155	20	Robuste
SCP36	895857	1806450	176	15	Robuste
SCP37	895301	1806611	174	20	Robuste
SCP38	895456	1806267	168	12	Robuste
SCP39	897980	1805311	251	25	Robuste
SCP40	898501	1804739	225	10	Robuste
SCP41	894981	1804138	144	20	Robuste
SCP42	895920	1803577	180	20	Robuste
SCP43	895553	1803726	186	20	Robuste
SCP44	898095	1804264	191	14	Robuste
SCP45	898919	1804161	237	30	Robuste
SCP46	898701	1803714	239	22	Robuste
SCP47	898925	1803193	228	20	Robuste
SCP48	897305	1803960	201	10	Robuste
SCP49	899600	1804121	205	10	Robuste
SCP50	899303	1804384	229	25	Robuste

Id	X_L2e	Y_L2e	Aimuth	Angle	Valeur
SOTO361	896591	1807667	55	25	Robuste
SOTO362	896795	1807895	168	12	Robuste
MOR01	896314	1813274	180	50	Robuste
MOR02	896299	1812858	195	18	Robuste
MOR03	896193	1812129	270	15	Robuste
MOR04	896481	1809818	125	8	Robuste
MOR05	895502	1812121	325	15	Robuste
MOR06	895256	1811719	125	12	Robuste
MOR07	895372	1811079	131	18	Robuste
MOR08	895592	1810388	181	30	Robuste
MOR09	895485	1809859	197	30	Robuste
MOR10	895426	1808967	155	28	Robuste
MOR11	895684	1808467	117	15	Robuste
MOR12	895488	1807764	145	10	Robuste
MOR13	894442	1808844	147	15	Robuste
MOR14	895246	1809080	184	15	Robuste
MOR15	894694	1809746	181	6	Robuste
MOR16	894885	1811186	80	8	Robuste
MOR17	894463	1810764	80	10	Robuste
MOR19	893533	1811085	142	15	Robuste
MOR20	893908	1811475	141	20	Robuste
MOR21	894044	1812323	295	15	Robuste
MOR22	893309	1812446	294	10	Robuste
MOR23	893096	1812772	250	15	Robuste
MOR24	893652	1812898	261	25	Robuste
G001	860677	1806064	41	13	Robuste
G002	860919	1806174	40	13	Robuste
G003	861213	1806140	46	10	Robuste
G004	862410	1808532	38	22	Robuste
G005	864859	1809871	69	15	Robuste
G006	864776	1809604	78	13	Robuste
G007	864800	1809421	109	10	Robuste
G008	864738	1809158	104	15	Robuste
G009	864542	1808194	81	17	Robuste
G010	864679	1807990	85	11	Robuste
G011	864358	1809541	72	15	Robuste
G012	869758	1808710	21	10	Robuste
G013	861816	1805388	5	16	Robuste
G014	861805	1805290	78	12	Robuste
G015	861781	1805263	4	8	Robuste
G016	861776	1805179	21	13	Robuste
G017	861755	1805128	2	7	Robuste
G018	861763	1805032	20	10	Robuste
G019	864480	1802918	359	11	Robuste
G020	864418	1802940	347	13	Robuste
G021	864565	1803044	343	14	Robuste
G022	864393	1803165	353	11	Robuste
G023	864149	1803274	355	8	Robuste
G024	864000	1803412	1	7	Robuste
G025	863992	1803343	6	9	Robuste
G026	862759	1806213	33	11	Robuste
G027	862435	1806400	12	18	Robuste
G028	862503	1806613	35	16	Robuste
G029	862504	1806629	71	17	Robuste
G030	863152	1807064	57	14	Robuste
G031	863364	1807128	51	16	Robuste

Id	X_L2e	Y_L2e	Aimuth	Angle	Valeur
SCP51	900127	1804578	243	40	Robuste
SCP52	900470	1804521	220	15	Robuste
SCP53	898862	1804527	275	30	Robuste
SCP54	900882	1804538	197	15	Robuste
SCP55	901157	1804619	191	30	Robuste
SCP56	899881	1804676	248	25	Robuste
SCP57	899268	1805019	231	25	Robuste
SCP58	898862	1805157	245	20	Robuste
SCP59	898816	1806153	226	10	Robuste
SCP60	898072	1806004	215	15	Robuste
SCP61	898175	1808271	211	10	Robuste
SCP62	897454	1806525	138	30	Robuste
SCP63	899726	1808013	174	25	Robuste
SCP64	897059	1807898	216	14	Robuste
SCP65	897580	1808288	206	15	Robuste
SCP66	898633	1808935	210	30	Robuste
SCP67	896612	1808419	222	20	Robuste
SCP68	898982	1809427	204	25	Robuste
SCP69	898266	1810600	195	20	Robuste
SCP70	896469	1808894	172	10	Robuste
SCP71	898003	1810989	139	15	Robuste
SCP72	897162	1811596	142	15	Robuste
SCP73	897488	1811940	132	10	Robuste
SCP74	897047	1812506	251	35	Robuste
SCP75	897001	1811144	133	20	Robuste
SCP76	895988	1811207	138	20	Robuste
SCP77	896669	1811951	156	15	Robuste
SCP78	893733	1809793	90	20	Robuste
SCP79	895450	1812810	166	5	Robuste
SCP80	895651	1811241	158	14	Robuste
SCP81	895393	1811825	140	12	Robuste
SCP82	895387	1809501	219	25	Robuste
SCP83	894036	1811024	147	10	Robuste
SCP84	891890	1812913	305	20	Robuste
SCP85	892554	1813542	333	35	Robuste
MAT1	859322	1805127	95	9	Robuste
MERCA1	884296	1802557	225	15	Robuste
MERCA2	884314	1802495	201	55	Robuste
MERCA3	884295	1802345	193	75	Robuste
MERCA4	884179	1802238	240	86	Robuste
MERCA5	883952	1802122	254	88	Robuste
MERCA6	882771	1802039	266	19	Robuste
MERCA7	883756	1801901	290	72	Robuste
CIOT1	869049	1802563	61	11	Robuste
CIOT2	870335	1803754	44	10	Robuste
MERCA8	883713	1801626	237	45	Robuste

Id	X_L2e	Y_L2e	Aimuth	Angle	Valeur
G032	864836	1809195	75	17	Robuste
G033	865397	1809350	78	13	Robuste
G034	865696	1809279	73	15	Robuste
G035	865957	1809527	54	14	Robuste
G036	866278	1809564	75	15	Robuste
G037	866558	1809827	84	15	Robuste
G038	866677	1810157	79	13	Robuste
G039	867868	1809999	85	13	Robuste
G040	867977	1810399	72	13	Robuste
G041	867775	1810371	76	13	Robuste
G042	867413	1810044	74	20	Robuste
G043	866345	1809998	61	17	Robuste
G044	868929	1806761	69	12	Robuste
G045	871035	1809262	71	17	Robuste
G046	870258	1808744	84	11	Robuste
G047	868286	1805776	60	12	Robuste
G048	868216	1804629	56	11	Robuste
G049	868226	1804746	59	13	Robuste
G050	868391	1804016	57	12	Robuste
G051	868281	1803906	58	10	Robuste
SCP1	890693	1811871	160	15	Robuste
SCP2	890447	1811287	155	16	Robuste
SCP3	890705	1811018	135	10	Robuste
SCP4	891409	1811115	130	12	Robuste
SCP5	891644	1811877	93	25	Robuste
SCP6	892147	1810337	92	10	Robuste
SCP7	888461	1814664	90	30	Robuste
SCP8	888908	1814676	75	25	Robuste
SCP9	889961	1814641	80	25	Robuste
SCP10	890276	1814607	92	20	Robuste
SCP11	889846	1814264	100	15	Robuste
SCP12	890739	1814155	90	30	Robuste
SCP13	891157	1813869	75	20	Robuste
SCP14	892124	1813451	280	20	Robuste
SCP15	892399	1810566	70	15	Robuste
SCP16	892685	1810034	73	10	Robuste
SCP17	892416	1809513	138	15	Robuste
SCP18	891644	1809307	120	20	Robuste
SCP19	892937	1810240	60	20	Robuste
SCP20	893172	1810245	58	30	Robuste
SCP21	893195	1809862	59	12	Robuste
SCP22	892966	1809810	99	12	Robuste
SCP23	894385	1808608	320	40	Robuste
SCP24	894237	1807898	145	21	Robuste

ANNEXE 7

Localisation des points de prélèvements l'hydrochimie

Légende : X_L2e et Y_L2e sont les coordonnées X et Y en NTF Lambert 2 étendu. Groupe : localisation géographique dans les secteurs de (1) Sainte Baume, (2) Méounes, (3) Gapeau, (4) Toulon, (5) Evenos, (6) Bandol, (7) Calanques et (8) Aire Centrale. Type : F = forage, S = source et R = écoulement de surface.

N°	Nom des prélèvements	Groupe	X	Y	Z	Type	Origine
1	Coulin Pignol Gemenos	1	868988	1813201	140	F	THESE
2	Dausserand Cuges les pins	1	874127	1815620	310	F	ADES
3	Puyricard Cuges	1	871697	1813431	180	F	THESE
4	RIBOUX1 (captage)	1	877851	1817050	535	F	ADES
5	RIBOUX2 (captage)	1	879331	1818064	555	F	ADES
6	Saint Pons	1	869459	1815581	320	S	ADES
7	Sainte-Madeleine (Cuges)	1	873809	1814627	213	F	ADES
8	SIGNES_E3 (les Launes)	3	887699	1816428	318	F	ADES
9	Source du Raby (sous le captage)	3	886174	1817898	480	S	THESE
10	FonGayou	2	897701	1818903	330	S	BINET
11	MEOUNES-LES-MONTRIEUX (captage)	2	895804	1815974	280	F	ADES
12	Néoules	2	898552	1819306	335	S	BINET
13	Rampins	2	897020	1814294	250	S	BINET
14	BELGENTIER	3	897697	1811570	180	F	ADES
15	Font d'Eouve	3	893174	1813655	320	S	BINET
16	Font d'Ouvin	3	896224	1811180	166	S	THESE
17	Font du Thon	3	899770	1807025	100	S	THESE
18	Foux d'Avaou	3	901337	1805237	160	S	BINET
19	Foux Lacanal	3	897359	1810237	170	S	THESE
20	Gavaudan1	3	896011	1812689	290	S	BINET
21	Gavaudan2	3	896232	1812689	220	S	BINET
22	Le Gapeau à Sollies Toucas, en amont de Vallaury	3	900385	1807258	0	R	THESE
23	Le Gapeau au stade de Solliès Toucas	3	900539	1806919	0	R	THESE
24	Le Gapeau amont Montrieux le Jeune	3	894887	1813541	0	R	THESE
25	Le Gapeau amont La Rouvière	3	898561	1810485	0	R	THESE
26	L'Escride	3	897964	1810143	160	S	THESE
27	LesGenets	3	900603	1806538	83	S	BINET
28	Montrieux le Jeune	3	895190	1812507	350	S	BINET
29	Montrieux le Vieux	3	893748	1813272	350	S	BINET
30	Rouvière	3	897893	1809541	0	S	BINET
31	Ruisseau de Montrieux le Jeune avant le Gapeau	3	894932	1813548	0	R	THESE
32	Ruisseau de Montrieux le Vieux (avant le Gapeau)	3	893836	1813554	0	R	THESE
33	Saint-Matthieu	3	897966	1812092	145	S	BINET

N°	Nom des prélèvements	Groupe	X	Y	Z	Type	Origine
34	SOLLIES-PONT (Les Senes)	3	900813	1806548	90	F	ADES
35	SOLLIES-TOUCAS (Thon) (captage)	3	899770	1807047	104	F	ADES
36	Source du Gapeau	3	888819	1815854	316	S	BINET
37	Truebis	3	900130	1809540	135	S	THESE
38	Valaury	3	900311	1807113	0	R	BINET
39	Werotte	3	899668	1806941	142	S	THESE
40	Barrage Dardennes Fuites	4	892564	1803615	120	R	THESE
41	Baume de Dardennes	4	891099	1800126	25	S	THESE
42	FARLEDE(LA) (Fourniers)	4	901190	1803313	140	F	ADES
43	ForageCEO	4	892795	1803416	90	F	BINET
44	ForageMatteoli	4	896958	1800920	120	F	BINET
45	La Ripelle	4	894830	1802718	250	S	BINET
46	Maire des eaux	4	897545	1801203	120	S	THESE
47	Pompages les Grands (La Farlède)	4	901120	1803664	105	F	THESE
48	Puits Messonier	4	889702	1797398	20	F	BINET
49	Ragas (Tunnel)	4	893013	1804319	148	S	THESE
50	Reganas	4	900394	1803025	100	S	BINET
51	Rodeillac	4	891496	1799174	5	F	BINET
52	Saint Antoine	4	891427	1801209	20	S	THESE
53	Bonnefont	5	886170	1799752	55	S	BINET
54	Canal des Arrosants Ollioules	5	886092	1800198	60	R	THESE
55	CaptageEvenos	5	885564	1802299	260	F	BINET
56	EVENOS (captage)	5	885954	1807639	565	F	ADES
57	Foux de Saint Anne	5	884977	1803107	185	S	THESE
58	La Reppe à Ste Anne	5	884516	1802874	140	R	THESE
59	Labus	5	886065	1800743	70	S	VERNET
60	Lac Roboeuf	5	889591	1805991	377	R	THESE
61	Maire des fontaines	5	886122	1800498	80	S	THESE
62	Mascaron	5	885912	1800737	60	S	BINET
63	Reppe souterraine	5	885912	1800737	60	S	THESE
64	S1aReppe	5	886267	1801499	75	S	BINET
65	Source Daniel	5	885885	1801999	290	S	BINET
66	BANDOL (captage)	6	879589	1799532	0	F	ADES
67	SANARY-SUR-MER_1 (captage)	6	884121	1797677	19	F	ADES
68	SANARY-SUR-MER_2 (captage)	6	883900	1797587	15	F	ADES
69	SANARY-SUR-MER_3 (captage)	6	884070	1797737	22	F	ADES
70	SANARY-SUR-MER_4 (captage)	6	883920	1797797	19	F	ADES
71	SANARY-SUR-MER_5 (captage)	6	883880	1797707	18	F	ADES
72	Soruce de Bestouan	7	860104	1806493	0	S	THESE
73	Portmiou Barrage	7	858569	1805523	0	S	THESE
74	PortMiou calanque 05/10/10	7	859165	1806200	0	S	THESE
75	PortMiou calanque 27/10/10	7	859165	1806200	0	S	THESE
76	S Escu	7	848590	1805910	20	S	VERNET
77	Sce Palm Beach	7	846666	1812083	3	S	VERNET
78	Sormiou	7	851225	1805940	0	S	VERNET

N°	Nom des prélèvements	Groupe	X	Y	Z	Type	Origine
79	Sugiton 2	7	853448	1806245	0	S	VERNET
80	Trou du souffleur	7	853448	1806205	0	S	VERNET
81	CASTELLET (Le Noyer)	8	879356	1805733	82	F	ADES
82	Fontaine de Thouron	8	879430	1803889	55	F	ADES
83	Fontaine de Bagnol	8	868025	1806201	58	S	THESE
84	Fontaine Romaine Ceyreste	8	868094	1806773	60	S	THESE
85	Fontaine Romaine Saint Jean	8	878316	1804749	87	S	THESE
86	Fontvieille	8	876235	1803382	73	S	THESE
87	Forage Giachero JP	8	867704	1806535	25	F	THESE
88	Forage Molinengo	8	866945	1805443	40	F	THESE
89	Forage des Baumelles	8	875200	1802266	50	F	VERNET
90	Grand Vallat à l'échangeur de La Cadière	8	878861	1805158	75	R	THESE
91	Grand Vallat à la Fontaine des 5 Sous	8	882472	1805987	140	R	THESE
92	Grand Vallat après confluence avec l'Aren	8	879221	1801669	50	R	THESE
93	La Cadienne	8	878856	1805030	68	S	THESE
94	La Salle	8	874152	1803496	20	S	THESE
95	Moulin St Côme	8	876241	1803017	80	S	THESE
96	Ruisseau St Come a Fontvieille	8	876245	1803420	70	R	THESE
97	Ruisseau St Côme à la Ferlande	8	875514	1802631	50	R	THESE
98	SAINT-CYR-SUR-MER (captage)	8	875388	1805825	61	F	ADES
99	Source de la Daby	8	882494	1807181	172	S	THESE
100	Source des folies	8	884956	1805523	200	S	THESE
101	Source du Sentier de la Madrague	8	872814	1801284	45	S	THESE
102	Barrage T1	4	892557	1803613	0	R	THESE
103	Barrage T2	4	892557	1803613	0	R	THESE

ANNEXE 8

Synthèse hydrogéologique de l'Unité du Beausset

Document extrait de la thèse de doctorat "Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset", 425 pages, A. Fournillon, soutenue le 28 septembre 2012 à l'Université Aix-Marseille.

Réalisé dans le cadre du projet KarstEAU, avec le soutien de :

Synthèse hydrogéologique de l'Unité du Beausset

Cette note présente de manière synthétique l'hydrogéologie de l'unité du Beausset, mise à jour dans le cadre de la thèse « Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset » (Fournillon, 2012). Le secteur s'étend de Marseille à Toulon (SE de la France), dans les formations carbonatées du Trias au Crétacé supérieur.

Contexte général

L'Unité géologique du Beausset se situe entre Marseille et Toulon. Elle s'étend sur 650 km². Elle est limitée au Nord par la Plaine de l'Huveaune et les massifs de la Sainte Baume et d'Agnis, et au Sud par la MerMéditerranée et l'Unité de Bandol. Ses limites ouest et est sont respectivement le Massif des Calanques et le fleuve Gapeau. Sa topographie est contrastée. La Sainte Baume au Nord culmine à 1044 m et les reliefs descendent progressivement jusqu'à un grand plateau, le Plateau du Camp, d'orientation ouest-est et culminant à 450 m. L'Ouest comprend le massif côtier des Calanques culminant à plus de 600 m. L'Est est occupé par d'imposants massifs pouvant culminer à plus de 800 m comme le Massif de Siou-Blanc. Le cœur de l'unité est constitué d'une série de cuestas, dont la plus haute est la falaise maritime de Soubeyran atteignant presque 400 m, qui deviennent en leur centre des plaines côtières.

D'un point de vue géologique, l'Unité du Beausset est un synclinal très dissymétrique chevauchant la Sainte Baume au Nord et étant chevauché par l'Unité de Bandol au Sud. Elle est constituée de plus de 3000 m de roches sédimentaires s'étageant du Trias au Campanien. L'unité est typique des zones calcaires méditerranéennes avec des sols peu épais, excepté en son centre, et des paysages karstiques étendus. Son climat est contrasté avec des précipitations concentrées en peu de jours. L'effet conjugué de la mer et du relief provoque une répartition hétérogène de ces précipitations avec des totaux annuels allant de 600 mm/an sur la zone côtière à plus de 1000 mm/an dans les terres en 2010. L'hydrographie de ce secteur se limite à un fleuve pérenne, le Gapeau, et trois fleuves temporaires à l'échelle pluriannuelle qui sont d'Ouest en Est : le Grand Vallat, la Reppe et le Las.

Un aquifère multicouche

Les roches ont des lithologies et des épaisseurs variées, liées aux conditions de dépôts dans l'ancien bassin sédimentaire Sud-Provençal, comprenant évaporites, calcaires, dolomies, marnes et grès. Sept unités lithostratigraphiques sont individualisées. Celles-ci sont recoupées par des failles qui s'expriment en surface, ainsi que d'autres plus anciennes ou syn-sédimentaires masquées par le Crétacé supérieur. Ces terrains sont des plus anciens aux plus récents (Figure 2):

- l'Hettangien – Aalénien calcaréo-dolomitique,
- le Bajocien – Bathonien argilo-calcaire,

- le Callovien – Berriasien inférieur calcaréo-dolomitique,
- le Berriasien moyen – Barrémien calcaire,
- l'Aptien – Albien marno-calcaire,
-le Cénomanien – Coniacien inférieur calcaire, gréseux et argileux,
- et le Coniacien moyen – Campanien calcaire, gréseux et argileux.

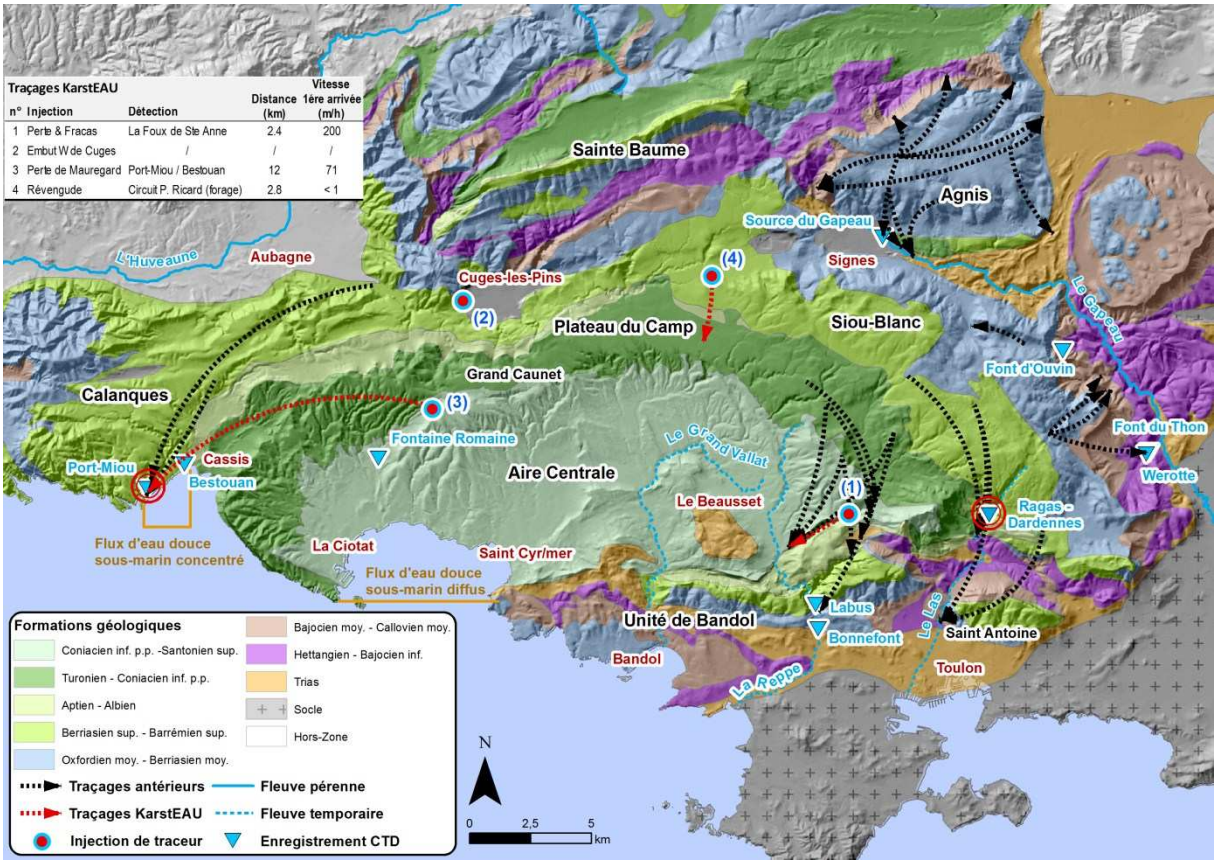


Figure 1: Cadre géographique, hydrogéologique et géologique de l'Unité du Beausset.

Les différentes lithologies engendrent des contrastes de perméabilité, comme par exemple la présence de marnes ou de calcarénites entre les horizons calcaires. Cependant, la position des sources, les analyses hydrochimiques et les traçages artificiels (comme celui du Mauregard) montrent que l'unité peut être considérée comme un seul aquifère multicouche depuis les terrains à l'affleurement jusqu'au Trias situé à plus de 3000 m de la surface. Le Keuper évaporitique et argileux y joue le rôle d'imperméable. Le Nord et le Sud de l'unité sont des limites non étanches, soulignant ainsi la continuité hydrogéologique entre la Sainte-Baume au Nord, et la mer et l'Unité de Bandol au Sud. Excepté le secteur de Signes où le contact structural entre le Trias et le Jurassique supérieur peut être considéré comme une limite à flux nul, la bordure est est caractérisée par la communication directe entre l'unité du Beausset et le Gapeau, formant ainsi une limite à potentiel imposé dans ce secteur. En limite nord-ouest, la plaine d'Aubagne étudiée dans les années 1970 est drainée à travers le crétacé inférieur vers le sud..

L'interpolation des niveaux d'eau mesurés dans de nombreux forages et l'altitude des sources pérennes a permis d'établir une surface piézométrique en régime permanent. Celle-ci atteint plus de 400 m NGF sur le flanc sud de la Sainte Baume avant de chuter rapidement jusqu'à 100 m au niveau de l'axe Cuges – Signes. L'altitude de la nappe décroît ensuite en pente douce jusqu'à la mer, tandis que le massif de Siou-blanc est drainé à sa périphérie dans les vallées incisées par le Gapeau,

la Reppe et le Las, entre 300 m et 80 mètres d'altitude. La différence entre cette surface piézométrique et la topographie révèle une zone non-saturée conséquente, de plusieurs centaines de mètres (jusqu'à 500 m sous le Massif de Siou-Blanc).

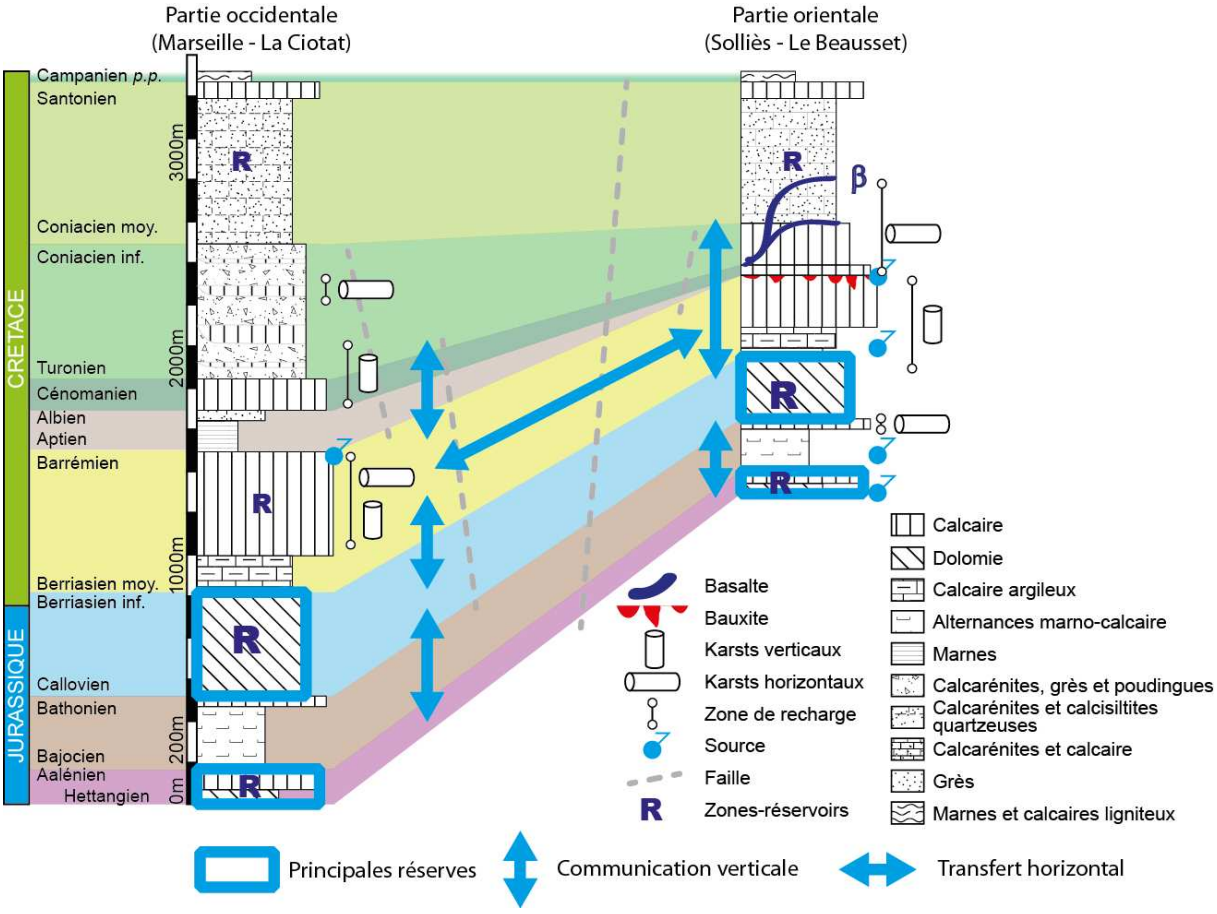


Figure 2 : Synthèse stratigraphique, hydrogéologique et karstologique de l'Unité du Beausset.

Les zones de drainage de l'unité du Beausset

Les zones de drainage souterrain de l'unité du Beausset ont été étudiées par des campagnes hydrochimiques et des campagnes de mesure de débit sur les principales zones d'émergences, et par un suivi en continu de la pression, de la température et de la conductivité électrique (CTD) de l'eau de neuf sources (Figure 1). L'eau de pluie infiltrée sur ce territoire carbonaté est drainée, par ordre d'importance en terme de débit, par : (1) les sources sous-marines de la baie de Cassis (Port Miou et Bestouan), (2) Les sources de Dardennes (et son exutoire de trop plein, le Ragas), ainsi que les principaux cours d'eau (Grand Vallat, Reppe, Las et Gapeau) drainant les massifs orientaux et leurs sources bordières, (3) les sources et les sorties sous-marines de l'Aire Centrale de l'unité. Les venues d'eau en mer ont été cartographiées par des mesures de salinité de surface de l'eau de mer. Elles apparaissent sous deux formes : concentrées au débouché des aquifères karstiques comme dans la zone de Port Miou et Bestouan, et diffuses au débouché des zones de perméabilité matricielle comme la Baie de La Ciotat. Le suivi des sources et des cours d'eau aboutit à la conclusion que l'unité du Beausset est drainée principalement, d'une part par l'écoulement temporaire dans les cours d'eau du cœur et de l'est de l'unité, et d'autre part par les sources vauclusiennes de la baie de Cassis et de Dardennes. Le Gapeau présente la particularité d'être le seul cours d'eau pérenne, alimenté aussi

bien en rive droite qu'en rive gauche par les sources bordières. Il draine également les eaux souterraines par des arrivées occultes qui sourdent au fond de son lit.

Les sources et le mode d'écoulement de l'eau souterraine

Les neuf sources suivies permettent de caractériser le mode d'écoulement de l'eau souterraine au sein de l'unité du Beausset. Les sources peuvent être classées en cinq types :

(1) Les sources les plus communes sont les sources karstiques de drainage peu profond, "jurassiennes", suivies sur le pourtour des massifs orientaux. Elles sont présentes le long du Gapeau et de la Reppe dans les Gorges d'Ollioules. Les débits mesurés à l'étiage varient de quelques litres à quelques dizaines de litres par seconde. Cinq des sources équipées (Gapeau, Werotte, Font du Thon, Font d'Ouvin et Bonnefont, Figure 1) sont caractéristiques de ces drainages peu profonds. Leur température varie de quelques degrés autour des valeurs atmosphériques moyennes annuelles et leur conductivité électrique varie autour de 500 µS/cm (Tableau 1). La source du Gapeau se distingue par la faible variabilité de ses caractéristiques physico-chimique, signe d'un écoulement dans un milieu plus inertiel. La source de Bonnefont montre des conductivités électriques plus élevées, en lien avec le Trias proche.

(2) Le deuxième type est celui des sources "vauclusiennes", où l'eau émerge d'un conduit karstique développé en profondeur sous l'exutoire. Les deux principales sources drainant l'unité appartiennent à cette catégorie : Port-Miou (explorée sur 223 m de profondeur en spéléoplongée) et le Ragas (exploré sur 150 m de profondeur). Ce type de source présente généralement de fortes réserves en eau, comme l'attestent les exemples des plus grandes sources françaises : la Fontaine de Vaucluse, le Lez ou la Touvre. Le drainage profond de l'aquifère est assuré par un ou des conduits karstiques très transmissifs, et les sources sont caractérisées par des fortes variations de débit (de quelques centaines de litre par seconde à plusieurs dizaines de mètres cubes par seconde). La crue la plus forte enregistrée à Port-Miou depuis 2003 a eu lieu en décembre 2008, avec débordement du barrage souterrain et un débit de 50 m^3/s. Le Ragas présente des mises en charge spectaculaires de 40 mètres, avec des vitesses de montée de niveau de plus de 5 mètres par heure (crue de mai 2012). Ses valeurs de température et de conductivité électrique sont dans une gamme similaire à celles du groupe (1).

(3) Les sources sous-marines sont présentes sur la frange littorale de l'unité du Beausset. L'eau est saumâtre, mélange entre l'eau douce d'infiltration dans les terres, et l'eau de mer entrée dans l'aquifère en profondeur. La source de Port-Miou et ses sorties annexes dans la calanque, mais également celle du Bestouan, sont saumâtres toute l'année. La conductivité électrique est inversement proportionnelle au débit, et proportionnelle à la température.

(4) De manière plus anecdotique, il existe dans le Beausset une source d'origine hydrothermale confirmée, la source du Labus. Elle est caractérisée par des valeurs élevées de température (de 16 à 25°C) et de conductivité électrique (généralement > 1000 µS/cm). Son origine est mixte, influencée par l'arrivée d'eau peu profonde durant les hautes eaux (du type 1).

(5) Enfin, un dernier type de source a pu être défini sur l'exemple de la source de la Fontaine Romaine. Il s'agit des sources du centre de l'unité, issues d'un milieu fracturé ou peu karstique. Ces sources ont la particularité d'avoir une salinité et une température plus élevées que les autres types de source, dont l'origine reste indéfinie (réaction exothermique d'oxydation du soufre ou circulation profonde).

Source et commune	Période de mesure	Température (°C) [min – max]	Conductivité électrique (µS/cm) [min – max]	Type
Gapeau (Signes)	03/2009 au 04/2011	13.2 - 15.0	345 - 467	(1) Source jurassienne
Werotte (Solliès)	01/2009 au 03/2011	11.4 - 16.0	243 - 678	(1) Source jurassienne
Font du Thon (Solliès)	02/2009 au 03/2011	14.3 - 15.7	469 - 674	(1) Source jurassienne
Font d'Ouvin (Belgentier)	03/2009 au 08/2010	12.8 - 13.3	432 - 644	(1) Source jurassienne
Bonnefont (Ollioules)	05/2009 au 03/2011	13.4 - 16.1	519 - 892	(1) Source jurassienne
Ragas (Le Revest)	02/2012 au 10/2012	13.3 - 14.3	400 - 490	(2) Source vauclusienne
Port-Miou (Cassis)	2005 à 2012	14.9 - 17.7	4350 - 23260	(3) Source vauclusienne sous-marine
Labus (Ollioules)	04/2009 au 03/2011	16.0 - 25.1	619 - 2113	(4) Source hydrothermale
Font. Romaine (Ceyreste)	08/2009 au 03/2011	15.5 - 19.8	830 - 1640	(5) Source fissurale

Tableau 1 : Synthèse des paramètres physicochimiques enregistrés sur les sources suivies de l'Unité du Beausset.

Ces résultats montrent l'importance des différents compartiments de l'hydrosystème karstique : les conduits transmissifs, la matrice calcaire fracturée, le développement profond du karst, la zone non saturée, et la zone d'infiltration. Les observations de terrain montrent que cet aquifère peut être considéré comme un massif karstique unaire. La recharge y est majoritairement autochtone et concentrée sur les grands massifs : la Sainte-Baume et le poljé de Cuges, les Calanques, le Plateau du Camp et la zone orientale (massifs de Siou-Blanc, des Morières et de Rouca-Trouca). L'infitlration se fait d'une part de manière diffuse à travers un épikarst formé par la roche fracturée décompactée, et d'autre part de manière plus concentrée à travers des pertes absorbant une part du ruissellement. Le Plateau du Camp est caractéristique dans le paysage, par sa surface plane qui tronque les formations du Crétacé, signe d'une évolution karstique intense, où les nombreuses dolines et les cavités sous-jacentes sont colmatées par des argiles (le traçage à la fluorescéine de la perte de la Revengude montre un écoulement lent et une forte dilution).

Influence de la karstification sur les écoulements

Le fait que les deux grandes sources vauclusiennes dominent les écoulements et l'importance des sources karstiques dans les zones d'émergence dénotent du rôle prépondérant de la karstification sur les écoulements. Le karst de ce secteur provient de la conjonction entre de très nombreuses phases structurales qui remontent au Silurien et de nombreuses phases d'émersion dont les premières sont contemporaines des premiers dépôts de l'Unité du Beausset. Il faut ajouter à cela la karstification verticale qui a eu lieu pendant la période messinienne où de grands réseaux profonds ont pu se développer. Le karst se développe à travers l'ensemble des roches carbonatées de l'unité, comme le montrent les observations à l'affleurement ou spéléologiques, et les traçages artificiels (Perte du Mauregard – Port Miou à travers les marno-calcaires aptien, Perte et Fracas – La Foux de Sainte Anne d'Evenos à travers les calcarénites du Coniacien).

La karstification joue donc sur plusieurs niveaux : sur le stockage par la présence de microkarsts et sur les écoulements en créant des réseaux de conduits. Cette dernière influence est d'autant plus forte que la roche est peu poreuse au moment de la karstification. Ainsi, le karst accentue la compartimentation lithostratigraphique. Les formations les plus poreuses, comme le

Jurassique supérieur et inférieur, ont développé un karst diffus et probablement isotrope, où l'influence majeure sur les écoulements est le fait des grands traits structuraux. A l'opposé, les formations les moins poreuses, comme le Jurassique moyen, le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur ont développé un karst concentré complexe qui se répartit selon de nombreuses directions structurales et selon les anciens niveaux de bases. Ces derniers ont grandement varié, en particulier depuis le Miocène. Quant à l'épisode messinien, la profondeur du karst de Port-Miou (au moins -223 m NGF) montre que ce dernier a pu jouer un rôle de concentration des écoulements. Ce point expliquerait la prédominance des deux sources vauclusiennes dans les bilans hydriques. L'Unité du Beausset est donc caractérisée par un découplage entre les zones d'écoulement et celle de stockage, découplage augmenté par le karst.

Il résulte de la karstification et des propriétés pétrophysiques que les principales zones réservoirs sont les formations dolomitiques du Jurassique supérieur et du Jurassique inférieur (Figure 2). Dans une moindre mesure, les formations du Crétacé inférieur et du Coniacien-Santonien peuvent également représenter des zones de réserves. Ces zones de réserves sont connectées verticalement aux autres formations sur l'intégralité de la colonne stratigraphique que ce soit par des grands conduits verticaux ou des failles. Les réserves sont drainées vers les exutoires principaux (sources vauclusiennes), par des zones de transferts essentiellement concentrées dans les grands réseaux noyés du Crétacé inférieur.

Ressources en eau souterraine

L'unité du Beausset constitue un véritable réservoir d'eau souterraine, stratégiquement placé entre les grandes agglomérations de Marseille et Toulon. Ce réservoir géologique atteint plusieurs milliers de mètres de profondeur. Il est alimenté par l'eau d'infiltration rapide à travers le karst, et l'eau d'infiltration diffuse à travers l'épikarst et la zone non saturée. La ressource est localisée dans les calcaires et dolomies fracturés et karstifiés. Les niveaux aquifères sont par ordre décroissant de productivité : (1) le Jurassique supérieur dolomitique, poreux, fracturé et karstifié ; (2) le Jurassique inférieur qui a des propriétés semblables au précédent, mais qui est d'une épaisseur moindre ; (3) le Crétacé inférieur calcaire, non poreux mais intensément fracturé et karstifié, la ressource y est difficile d'accès du fait de la concentration des écoulements dans de grands vides karstiques ; (4) le Jurassique moyen marno-calcaire et peu poreux, il se révèle fracturé et karstifié au Sud et à l'Est de l'Unité ; (5) le Crétacé supérieur très complexe du point de vue lithologique, il renferme de nombreuses lentilles d'eau exploitables mais qui ne sont pas toujours connectées entre elles ; (6) le Crétacé moyen essentiellement aquiclude, il peut former localement de petits aquifères.

Le modèle géologique numérique élaboré permet d'estimer le volume d'eau contenue dans ce réservoir multicouche, entre 16 et 44 milliards de m^3, soit environ 100 fois plus que le volume moyen renouvelé annuellement (approximation de $12m^3/s$ ou 0,4 milliards de m^3 par an d'eau souterraine écoulée). Toutefois, sur une large partie du territoire, l'eau souterraine est difficilement accessible à faible profondeur (quelques centaines de mètres) car les niveaux aquifères productifs sont situés généralement à des profondeurs supérieures à 500 mètres, et la surface piézométrique est peu élevée au dessus du niveau marin. Seules les sources vauclusiennes connectent les niveaux les plus profonds jusqu'à la surface du sol. Les difficultés et limitations d'exploitation de l'eau de cet aquifère sont principalement de deux ordres, liées à sa position côtière, et à ses propriétés karstiques et fissurées. La qualité de l'eau peut ainsi être affectée par l'intrusion saline dans les zones côtières, et jusqu'à plusieurs kilomètres en amont (exemple de la baie de Cassis). La quantité d'eau produite par

forage est quant à elle directement liée à la connectivité des horizons lithostratigraphiques superposés par des failles ou des conduits karstiques.

Les nouvelles ressources exploitables sont de quatre types selon les potentialités hydrogéologiques locales et les besoins.

- Mise en valeur de l'aquifère Crétacé supérieur superficiel pour répondre au besoin de sécurisation des communes de l'Aire Centrale de l'unité. L'exploitation par forages ou galeries drainantes doit être adaptée à cet aquifère de type poreux fracturé semi-perméable. Cette ressource peut localement connaître des problèmes de qualité liés aux pollutions agricoles.
- Modification et diversification des ressources locales au niveau de sources déjà exploitées. Cette étude a montré que les sources de type "jurasiennes" ne présentent qu'un faible débit naturel à l'exutoire en étiage. L'exploitation passe par le développement des forages peu profonds à proximité des exutoires mais n'offre qu'une augmentation limitée du débit.
- Surexploitation des sources vauclusiennes avec un plan de gestion durable. Ce type d'exploitation s'applique à priori bien aux sources de Dardennes et au puits du Ragas. Les sources de Cassis, bien que drainant le plus fort débit de toute l'unité du Beausset, ne sont pas exploitables en raison de leur salinité. Des investigations complémentaires restent nécessaires pour localiser la zone de transit de l'eau douce d'infiltration rapide.
- Mise en place de forages profonds visant à capter l'eau stockée dans le jurassique ou transitant dans le crétacé inférieur. L'unité du Beausset représente à ce titre un aquifère patrimonial pour la sécurisation de l'AEP. Ces ressources sont, du point de vue géographique, concentrées en bordure de l'Unité du Beausset au contact avec la Sainte-Baume, dans l'axe Aubagne-Signes, et autour des massifs nord-toulonnais (Siou-Blanc et alentours)

Une bibliographie exhaustive est donnée dans la thèse Fournillon (2012), disponible sur www.karsteau.fr

Liste des annexes numériques

ANNEXE e1: Cartes isobathes des sept horizons modélisés

ANNEXE e2: Enregistrements des données fluorimétriques

ANNEXE e3 : Période d'installation et localisation du matériel

ANNEXE e4 : Rapports des campagnes de jaugeage de 2009 et 2010

ANNEXE e5 : Ensemble des données hydrochimiques

ANNEXE e6 : Vidéos des crues décembre 2008

ANNEXE e7 : Graphiques de l'ensemble des analyses corrélatoires et spectrales

ANNEXE e8 : Tableau de synthèse des paramètres des analyses corrélatoires et spectrales

ANNEXE e9 : Script pour réaliser RGB

ANNEXE e10 : Script pour analyses corrélatoires et spectrales sous R.

ANNEXE e11 : Gilli E. et coll., 2009. Localisation des émergences karstiques des Calanques de Cassis et de la Baie de La Ciotat

ANNEXE e12 : Cartes des indices W_i de potentialité de forages