

Rapport de la phase II du projet CORBIERES

Rapport final

BRGM/RP-54708-FR

octobre 2006

Étude réalisée dans le cadre du projet de
recherche EAUR15-COMPLEX'AQUI ? axe Karst

N.Dörfliger, B. Ladouche

Avec la collaboration de

P. Le Strat, C-Ch Maréchal, B. Aunay, J. Cubizolles, J-L. Izac

Vérificateur :

Nom : Marchal Jean-Pierre

Date : 25 octobre 2006

Original signé par J-P. Marchal

Approbateur :

Nom : Pennequin Didier

Date : 10 novembre 2006

Original signé par D. Pennequin

Mots clés : Corbières, Pyrénées Orientales, Aude, systèmes karstiques, hydrogéologie, ressource en eau, activités

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

Dörfliger N., Ladouche B., (2006) avec la collaboration de P. Le Strat, J-Ch Maréchal, J. Cubizolles et J-L. Izac: rapport de la phase II du projet Corbières, BRGM RP-54708-FR, 289 pp., 130 ill., 30 Tab., 5 ann.,

Synthèse

Le projet « Evaluation des ressources en eau souterraine des systèmes aquifères karstiques des Corbières » initié au cours du premier trimestre 2001 a pour objectif d'évaluer les ressources souterraines des systèmes karstiques des Corbières Orientales, d'augmenter les connaissances sur le fonctionnement des principaux systèmes karstiques et de proposer des solutions pour assurer un développement durable et respectueux de l'environnement et pour sécuriser l'approvisionnement actuel et assurer les besoins futurs en eau potable (besoins de 1 m³/s pour le secteur du littoral).

Ce projet a été motivé par la demande des Conseils Généraux des Pyrénées Orientales et de l'Aude au vu des problèmes de ressource en eau auxquels est confronté un certain nombre de collectivités, ou au vu des attentes exprimées :

- **qualité et quantité de la ressource** [contaminations salines et risque d'intrusion saline au niveau de la plaine du Roussillon et teneurs élevés en sulfates notamment dans le secteur de Maury ; contamination bactériologique épisodique au niveau de l'étang de Salses-Leucate ; importance de l'alimentation de l'étang par les eaux souterraines karstiques et importance de connaître l'extension du bassin d'alimentation de ces systèmes karstiques contributifs ; rôle des pertes de l'Agly et du Verdoble dans l'exploitation du barrage de l'Agly et dans la recharge du système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly],
- **sécurisation de l'approvisionnement en eau potable** pour les besoins futurs, notamment dans la plaine et le littoral du Roussillon,
- exploitation possible des eaux pour le **thermalisme**.

La zone d'étude centrée sur les Corbières Orientales s'étend globalement de Narbonne à Perpignan du Nord au Sud et de la Méditerranée à l'Aude d'Est en Ouest. Elle comprend notamment le système karstique majeur de Font Estramar – Fontdame (système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly) ainsi que les systèmes des synclinaux de Saint-Paul-de-Fenouillet, de Soulatgé et de Boucheville.

Les résultats de la phase II du projet sont présentés dans le présent rapport. La phase II du projet (2004-2006) a pour objectif de démontrer la présence de la ressource à partir de forages de reconnaissance, d'essais de pompage au niveau du système karstique du Bas-Agly et la poursuite de la caractérisation et de l'évaluation des systèmes karstiques (Mouillère, Verdoble, Tirounère et les Adoux-Las Bordes).

La méthodologie utilisée dans le cadre de cette phase II a été la même que celle de la phase I, à savoir une méthodologie comprenant 4 phases : (i) une phase d'identification, (ii) une phase de caractérisation, (iii) une phase de démonstration et (iii) une phase d'évaluation ou de gestion. Les deux premières phases ont été

appliquées à l'ensemble des systèmes karstiques. Les deux dernières ont été initiées uniquement pour le système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly, avec un essai de pompage lors de la phase I et l'implantation d'un forage de reconnaissance et de piézomètres de suivi. Des développements méthodologiques d'outils de caractérisation ont été effectués dans le cadre de ce projet. Les outils utilisés et développés sont présentés dans ce rapport.

Les cinq systèmes karstiques étudiés montrent des caractéristiques hydrodynamiques très variés en termes, (i) de réserves, (ii) de fonctionnement interne lié notamment au degré de karstification et (iii) de surface de bassin d'alimentation. Tous les systèmes sont des systèmes karstiques unaires, à l'exception du système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly, alimenté par les précipitations ainsi que principalement par les pertes de l'Agly et du Verdoble. Les principaux résultats sont résumés dans le tableau ci-dessous :

Système	Surface d'impluvium	Volume dynamique	Développement Zone noyée	Epikarst	
				Infiltration rapide	Infiltration lente
Bas-Agly	165 km ²	25 millions m ³	+++	++	+++ (pertes)
Mouillère	3 km ²	1 million m ³	+	+	+
Tirounère	50 km ²	11 millions m ³	+++	++	++
Adoux	6 km ²	2.1 millions m ³	++	++	+
Verdoble	7 km ²	1.25 millions m ³	++	++	-

Les perspectives pour l'exploitation et la gestion des systèmes karstiques des Corbières orientales sont diverses, prenant en considération les caractéristiques hydrodynamiques, les réserves ainsi que la qualité hydrochimique de l'eau.

Ainsi, pour le système karstique de la **Mouillère**, au vu de l'origine des sulfates mises en évidence lors de cette étude et du mécanisme de minéralisation identifié, la réalisation d'un forage au sein de la zone noyée ne permettrait pas de s'affranchir du problème de sulfates. Une alimentation de la commune de Maury par une autre source est à rechercher.

Le système karstique du **Verdoble**, caractérisé par des réserves modestes, avec 1.25 millions de m³, et avec un pouvoir régulateur permettant l'accumulation de réserves, et exploité à ce jour à un débit de 15l/s, pourrait être exploité à un débit supérieur à l'aide d'une pompe immergée dans la cavité.

Le système des **Adoux** présente des potentialités intéressantes en vue d'une exploitation à un débit très nettement supérieur à celui prélevé actuellement (13 l/s) par débordement. Une gestion active de la ressource peut être envisagée, à l'aide d'un pompage sur un forage à implanter à l'amont de l'exutoire. Un débit de 40 l/s au moins en continu est envisageable. Un essai de pompage de longue durée en période estivale est nécessaire pour déterminer le débit d'exploitation.

Concernant la **Tirounère**, au vu des réserves importantes de ce système, l'exploitation par pompage à un débit supérieur qu'actuellement, permettrait de procéder à une gestion active, afin d'exploiter le système à un débit supérieur au débit d'étiage. Un essai de pompage avec un suivi en continu de l'évolution des teneurs en sulfate est cependant nécessaire afin de déterminer les conditions d'exploitation. En fonction de l'évolution des teneurs en sulfates des eaux lors de périodes d'étiage en cours de pompage, il sera nécessaire d'envisager une solution de dilution de l'eau pompée avec de l'eau de l'Agly et un traitement de l'eau avant distribution.

Le système karstique des **Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly** est un système karstique aux réserves importantes, mais affectées par des intrusions salines au niveau de la zone des exutoires. L'exploitation de ce système karstique binaire doit passer par l'implantation de forages de reconnaissance dans le secteur de l'axe de drainage souterrain supposé, de direction globale N45°-N75° entre les pertes de l'Agly et du Verdoble et les exutoires. Deux secteurs ont été identifiés, le premier au niveau du Mas de la Chique et le deuxième entre le Mas Tallairac et le Mas Romani ; ces deux secteurs sont situés au niveau du flanc nord du synclinal du Bas-Agly. Ces deux ouvrages seront réalisés dans le cadre d'une troisième phase du projet, consacrée à la phase de démonstration de la méthodologie d'étude.

Sommaire

1. Introduction.....	21
1.1. RAPPEL DES OBJECTIFS.....	21
2. Méthodologie de caractérisation des systèmes karstiques	25
2.1. INTRODUCTION	25
2.2. CARACTERISATION GEOLOGIQUE (ETUDE DE LA MISE EN PLACE DE LA KARSTIFICATION, DETERMINATION DES PLANS DE DRAINAGE PAR LA METHODE ERASO)	26
2.2.1. Cartographie géologique harmonisée et numérisée de la zone d'étude	26
2.2.2. Synthèse géologique régionale	28
2.2.3. Étude de la mise en place de la karstification	28
2.2.4. Détermination des plans de drainage par la méthode ERASO	32
2.2.5. Analyse de photos aériennes et validation de terrain.....	33
2.2.6. Prospection géophysique	33
2.2.7. Implantation de forages de reconnaissance hydrogéologique	37
2.3. CARACTERISATION HYDROLOGIQUE ET HYDROCHIMIQUE	38
2.3.1. Bilan hydrologique et surface d'alimentation.....	38
2.3.2. Caractérisation du fonctionnement hydrogéologique à l'aide des suivis hydrologiques (piézométrie, débit)	39
2.3.3. Caractérisation du fonctionnement hydrogéologique à l'aide des outils géochimiques	50
2.3.4. Etude de l'interaction entre aquifères karstiques et sédimentaires	59
2.3.5. Décomposition des hydrogrammes – modélisation inverse des systèmes karstiques unaires et binaires.....	67

2.3.6. Mise en œuvre et interprétation d'essais de pompage	72
2.3.7. Mise en œuvre et interprétation d'essais de traçages artificiels	77

3. Caractéristiques du système karstique du « synclinal du Bas-Agly » 81

3.1. STRUCTURE GEOLOGIQUE : APPORT DU FORAGE DE RECONNAISSANCE A ESPIRA DE L'AGLY, DE LA GEOPHYSIQUE ET DES RECONNAISSANCES DE TERRAIN	81
3.1.1. Rappel des caractéristiques lithologiques des formations ciblées.....	81
3.1.2. Rappel du schéma structural du synclinal du Bas-Agly	84
3.1.3. Nouvelles observations de terrain et observations photogéologiques.....	86
3.1.4. Profil sismique, forage de reconnaissance à Espira-de-l'Agly et schéma structural	94
3.1.5. Forage de reconnaissance d'Espira-de-l'Agly et forages existants	97
3.2. CARACTERISATION DU FONCTIONNEMENT DES PERTES DU VERDOUBLE ET DE L'AGLY	99
3.2.1. Présentation des résultats du suivi du Verdoble.....	100
3.2.2. Présentation des résultats du suivi du Maury.	106
3.2.3. Détermination des pertes de l'Agly et confrontation des résultats avec la méthode utilisée dans la phase 1(BRGM/RP-52919-FR).....	109
3.2.4. Présentation des résultats du suivi du piézomètre d'Estagel.	120
3.2.5. Confrontation des informations recueillies aux autres piézomètres à l'évolution enregistrée au piézomètre d'Estagel.	124
3.3. SYNTHÈSE DES CARACTÉRISTIQUES DU SYSTÈME KARSTIQUE DES CORBIÈRES D'OPOUL ET DU SYNCLINAL DU « BAS-AGLY »	128
3.4. PROPOSITION DE TROIS SECTEURS POUR IMPLANTATION DE FORAGES DE RECONNAISSANCE DANS LE CADRE D'UNE PHASE 3.....	142

4. Caractéristiques du système karstique des Adoux – Las Bordes 147

4.1. ETAT INITIAL DES CONNAISSANCES ET DESCRIPTION GÉNÉRALE DU SITE D'ÉTUDE.....	147
--	-----

4.1.1. Etat initial des connaissances	147
4.1.2. Description général des sites sources « Las Bordes » et des « Adoux »	149
4.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE	154
4.3. CARACTERISATION DU FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE	157
4.3.1. Suivi des débits des Adoux et courbe de tarage	157
4.3.2. Mesures ponctuelles réalisées sur la Boulzane	159
4.3.3. Statistiques descriptives des débits de la source des Adoux.....	161
4.3.4. Analyses des débits classés de la source des Adoux.....	163
4.3.5. Analyses des courbes de récession de la source des Adoux	166
4.4. CARACTERISATION DU FONCTIONNEMENT HYDROCHIMIQUE.....	169
4.4.1. Suivis de la température et de la conductivité des eaux des Adoux.	169
4.4.2. Suivis géochimiques des eaux des Adoux et de la rivière Boulzane.	171
4.4.3. Faciès géochimiques des eaux des Adoux et de la rivière Boulzane.	173
4.4.4. Informations sur les conditions d'écoulements au sein du système karstique des Adoux (périodes des basses et hautes eaux).....	179
4.4.5. Informations apportées par les isotopes stables	181
4.5. ANALYSE QUANTITATIVE DU FONCTIONNEMENT DU SYSTEME KARSTIQUE DES ADOUX PAR L'APPROCHE DE MODELISATION GLOBALE (LOGICIEL TEMPO)	182
4.5.1. Objectif	182
4.5.2. Démarche adoptée et données utilisées	182
4.5.3. Modélisation inverse des relations pluie-débit pour le système karstique des Adoux	187
4.6. SYNTHESE DES PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DU SYSTEME, PERSPECTIVES EN TERME D'EXPLOITATION ET DE GESTION DE LA RESSOURCE	192

5. Caractéristiques des systèmes karstiques de la Mouillère, du Verdoble et de la Tirounère.....	195
5.1. INTRODUCTION.....	195
5.2. SYSTEME KARSTIQUE DE LA MOUILLERE	195
5.2.1. Acquisition des données.....	195
5.2.2. Traitement des données et interprétation	197
5.2.3. Synthèse des connaissances en termes de structure, fonctionnement et ressources	200
5.3. SYSTEME KARSTIQUE DE LA SOURCE DU VERDOUBLE	202
5.3.1. Contexte géologique.....	202
5.3.2. Acquisition des données.....	205
5.3.3. Traitement des données des suivis en continu et interprétation.....	206
5.3.4. Synthèse sur le fonctionnement hydrogéologique du karst de la source du Verdoble déduit par l'approche de modélisation inverse (TEMPO).....	223
5.3.5. Traitement des données hydrochimiques et isotopiques et interprétation.....	225
5.3.6. Synthèse des connaissances en termes de structure, fonctionnement et ressources	239
5.4. SYSTEME KARSTIQUE DE LA TIROUNERE	244
5.4.1. Acquisition des données.....	244
5.4.2. Traitement des données et interprétation	245
5.4.3. Synthèse des connaissances en termes de structure, fonctionnement et ressources	247
6. Conclusions et perspectives	251
6.1. CONCLUSIONS METHODOLOGIQUES	251
6.2. CONCLUSIONS SUR LES RESULTATS	252
6.2.1. Système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly	252

6.2.2. Systèmes karstiques de la Mouillère et du Verdoube	254
6.2.3. Systèmes karstiques des Adoux et de la Tirounère	255
6.3. PERSPECTIVES POUR L'EXPLOITATION ET LA GESTION DES SYSTEMES KARSTIQUES DES CORBIERES ORIENTALES	256
6.3.1. Systèmes karstiques de la Mouillère et du Verdoube	256
6.3.2. Systèmes karstiques des Adoux et de la Tirounère	256
6.3.3. Système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly ...	257
7. Principales références bibliographiques	259

Liste des illustrations

Illustration 1 : Schéma conceptuel de la méthodologie d'étude (Aunay et al., 2005)	29
Illustration 2 : Surfaces et incisions des Corbières (Aunay et al., rapport BRGM/RP- 51595-FR)	32
Illustration 3 : Schéma d'un dispositif de quadripôle ABMN de type pôle-pôle.	34
Illustration 4 : Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés (Marsaud, 1996).....	40
Illustration 5 : Décomposition de la récession selon la méthode de Mangin (1970) in Fabre (1983).	42
Illustration 6 : Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse des courbes de récession (Mangin, 1975) – (i) paramètre d'infiltration et (k) pouvoir régulateur.	44
Illustration 7 : Présentation de résultats de l'analyse R/S pour la source de Font Estramar pour différentes périodes d'observation.	48
Illustration 8 : Volumes de régulation pour la source de Font Estramar pour différentes périodes d'observation.	49
Illustration 9 : Schéma du modèle théorique de simulation des échanges hydrauliques entre le karst et le Plio-Quaternaire (Aunay, 2003).	60
Illustration 10 : Exemple de simulation en 2D (coupe) : représentation des vitesses d'écoulement dans les éléments discrets (Aunay, 2003).	63
Illustration 11 : ACP-Projections des échantillons dans le plan principal F1-F2.....	65
Illustration 12 : Rapports isotopiques du strontium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de l'inverse des teneurs en strontium.....	66

Illustration 13 : Modélisations inverses déterminées avec le logiciel TEMPO	75
Illustration 14 : tableau récapitulatif des faciès lithologiques et des âges des formations présentes au niveau du synclinal du Bas-Agly (à partir de la note de la carte géologique de Rivesaltes)	81
Illustration 15 : Log synthétique des faciès lithologiques présents au niveau du synclinal du Bas-Agly (note de la carte Rivesaltes, N°1090, édition BRGM).....	83
Illustration 16 : Carte du synclinal du Bas-Agly avec la localisation de la flexure du flanc nord (en rouge), des directions d'écoulement par essais de traçage (en vert) et les deux principales directions des plans de drainage issues de la méthode ERASO (rose de directions au centre de l'illustration)	85
Illustration 17 : Localisation des 5 photos aériennes analysées au niveau du flanc nord du synclinal du Bas-Agly.	87
Illustration 18 : Contact lithologique entre les formations conglomératiques de l'Oligocène et les formations sédimentaires mésozoïques à Montpins.....	87
Illustration 19 : Les marnes de l'Albien (n ₇) à proximité du Mas Méric, formant la dépression visible au premier plan.	88
Illustration 20 : Calcaires argilo-gréseux du n _{6b} sur la route départementale D59 entre Cases-de-Pène et Tautavel.....	88
Illustration 21 : détail du faciès n _{6b} (Clansayésien)	89
Illustration 22 : Affleurement des marnes et marno-calcaires à orbitolines (153 mètres) du n _{6a2} (Gargasien supérieur), marqué au niveau de la morphologie par une dépression entre les terres plus calcaires, au Mas Méric.....	89
Illustration 23 : Surface d'arrêt de sédimentation au toit du n _{6a1} (Mas Méric)	90
Illustration 24 : Vue sur le n _{5b} (Bédoulien supérieur : marnes et marno-calcaires (121 mètres)) dans le secteur du Mas Méric. En arrière plan, les reliefs sont constitués des formations calcaires du n _{2-5a} (Valanginien à Bédoulien inférieur).	90
<i>Illustration 25 : Contact entre le n_{2-5a} et le n_{5b} entre Cases-de-Pène et Tautavel le long de la route départementale D59, de gauche à droite.....</i>	<i>91</i>
Illustration 26 : Repérage des formations géologiques et de la flexure (trait en rouge) sur photo aérienne – secteur nord de Cases-de-Pène.	91
Illustration 27 : Repérage des formations géologiques et de la flexure (trait en rouge) sur photo aérienne – secteur du Mas Méric.	92
Illustration 28 : Repérage des formations géologiques, de la flexure (trait en rouge) et de la limite lithologique entre n _{6b} et n ₇ sur photo aérienne – secteur de Montpins	93
Illustration 29 : Repérage des formations géologiques, des structures anticlinales (A) et synclinales (S), de la flexure sur photo aérienne – région Montpins, Mas de la Chique et Salses.	93
Illustration 30 : Repérage des formations géologiques et de la flexure sur photo aérienne – région de Salses.....	94
Illustration 31 : localisation du profil sismique Haute-Résolution à Espira-de-l'Agly (66)	95
Illustration 32 : Positionnement de limites de faciès et des structures principales de type faille ainsi que le forage de reconnaissance sur le profil sismique de la CGG.	96

Illustration 33 : Localisation du profil sismique interprété par rapport à la coupe géologique interprétative NO-SE	97
Illustration 34 : Log géologique du sondage d'Espira-de-l'Agly (BRGM-RP-54523-FR)	98
Illustration 35 : Bassin d'alimentation du système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly avec la localisation des pertes, des sources et des principaux piézomètres.....	99
Illustration 36 : évolution des niveaux d'eau mesurés à l'aval des pertes du Verdoble depuis octobre 2004.....	101
Illustration 37 : courbe de tarage de la station de mesure située sur le Verdoble en aval des pertes.....	102
Illustration 38 : Evolution temporelle des débits et des hauteurs d'eau (moyennes journalières) mesurés à l'aval des pertes sur la période d'août 2004 à septembre 2005.	103
Illustration 39 : Evolution temporelle des débits mesurés à l'amont et à l'aval des pertes du Verdoble. L'évolution des débits des pertes est également reportée.....	104
Illustration 40 : Fonctionnement hydrogéologique des pertes du Verdoble.....	105
Illustration 41 : Evolution temporelle des niveaux d'eau enregistrées sur le Maury	106
Illustration 42 : Courbe de tarage de la station de mesure située sur le Maury	107
Illustration 43 : Evolution temporelle des débits et des hauteurs d'eau (moyennes journalières) mesurés sur le Maury sur la période du mois de juin 2004 à février 2006.	108
Illustration 44 : Evolution des débits calculés des pertes de l'Agly et des débits de l'Agly mesurés au Mas de Jau.....	110
Illustration 45 : Fonctionnement hydrogéologique des pertes de l'Agly.	111
Illustration 46 : Evolution temporelle des pertes de l'Agly et du Verdoble et des pertes cumulés (Agly + Verdoble) au cours de la période du 29/07/04 au 31/12/04.....	112
Illustration 47 : Comparaison des débits du Maury déduits des mesures et estimés suivant la procédure utilisée lors de la phase 1 du projet Corbières(BRGM/RP-52919-FR).	115
Illustration 48 : Comparaison des débits des pertes du Verdoble déduits des mesures et estimés suivant la procédure utilisée lors de la phase 1 du projet Corbières (BRGM/RP-52919-FR).....	116
Illustration 49 : Comparaison des débits des pertes de l'Agly déduits des mesures et estimés suivant la procédure utilisée lors de la phase 1 du projet Corbières(BRGM/RP-52919-FR).	118
Illustration 50 : Comparaison du débit total des pertes (Agly+Verdoble) déduits des mesures et estimés suivant la procédure utilisée lors de la phase 1 du projet Corbières (BRGM/RP-52919-FR).....	119
Illustration 51 : Evolution de la piézométrie mesurée aux piézomètres de Baxias et d'Estagel entre le 01/04/04 et le 15/02/2006. L'évolution des pertes (Agly+Verdoble) de l'année 2004 et 2005 est également reportée.	121
Illustration 52 : Evolution du débit des pertes (Agly +Verdoble) en fonction de la piézométrie mesurée à Estagel.	122
Illustration 53 : Evolution du débit moyen des pertes (Agly +Verdoble) en fonction de la piézométrie mesurée à Estagel.....	123

Illustration 54 : Evolution du débit des pertes (Agly + Verdoble) estimé à partir du piézomètre d'Estagel et comparaison aux résultats obtenus par les autres méthodes (mesure et procédure du rapport BRGM/RP-52919-FR).	124
Illustration 55 : Evolution temporelle de la piézométrie du réseau de suivi au niveau du système karstique du synclinal du Bas-Agly.	125
Illustration 56 : Evolution temporelle de la piézométrie aux ouvrages d'Estagel, Baixas, Roboul et Salses (ouvrage nouveau, cf. rapport BRGM/RP-53727-FR).....	126
Illustration 57 : Evolution temporelle de la piézométrie aux ouvrages d'Estagel, 103, 104, 105 et 107.....	127
Illustration 58 : Evolution temporelle de la piézométrie aux ouvrages d'Estagel et 102 (caractéristique du fonctionnement de la source de Fontdame).	127
Illustration 59 : Evolution temporelle de la piézométrie à l'ouvrage d'Estagel et du plan d'eau (vasque) de la source de Font Estramar.	128
Illustration 60 : Evolution temporelle des hauteurs d'eau de la vasque de Font Estramar et de la conductivité des eaux sur la période du 01/01/2001 au 31/01/2006.	130
Illustration 61 : Evolution temporelle des hauteurs d'eau de la vasque de Font Estramar et de la température des eaux sur la période du 01/01/2001 au 31/01/2006.	131
Illustration 62 : Evolution temporelle des débits de la source de Font Estramar sur la période du 01/01/2001 au 31/01/2006.....	132
Illustration 63 : Evolution temporelle des hauteurs d'eau du piézomètre 102 (représentatif du fonctionnement de la source de Font Dame) sur la période du 01/01/2001 au 31/01/2006.....	133
Illustration 64 : Evolution temporelle des hauteurs d'eau du piézomètre 102 et de la conductivité des eaux de la source de Font Dame sur la période du 01/01/2001 au 31/01/2006.....	134
Illustration 65 : Evolution temporelle des hauteurs d'eau du piézomètre 102 et de la température des eaux de la source de Font Dame sur la période du 01/01/2001 au 31/01/2006.....	135
Illustration 66 : Evolution temporelle du débit de la source de Font Dame sur la période du 01/01/2001 au 31/01/2006.....	136
Illustration 67 : Délimitation du bassin d'alimentation du système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly.	137
Illustration 68 : Présentation schématique des différents termes du bilan hydrologique du système karstique des « Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly ». La recharge est constituée des précipitations pour 40 % et des pertes pour 60%.	138
Illustration 69 : Extrait de carte géologique avec trois secteurs pour forages de reconnaissance, au niveau de la flexure du flanc nord et au niveau de l'axe de la voûte anticlinale du Correc del Reco.....	144
Illustration 70 : Localisation du secteur de priorité 3 pour l'implantation d'un forage de reconnaissance (secteur Coma d'en Marens – Mas Rolland).....	145
Illustration 71 : Localisation des secteurs de première et deuxième priorité pour l'implantation d'un forage de reconnaissance en hydrogéologie (Mas de la Chique et entre Mas Romani et les ruines du Mas Talairac).....	145
Illustration 72: localisation des sources sur la commune de Fenouillet	149

Illustration 73 : Coupe géologique simplifiée d'orientation S-N en amont hydraulique de la source des Adoux et les Bordes, émergeant au niveau d'un accident au contact avec les marnes albiennes ; le socle est figuré avec les astérix rouges.	156
Illustration 74 : Extrait de la minute géologique de la carte géologique de St-Paul-de-Fenouillet, sur le secteur de Nautès à l'Est, de Salvezines au centre (fenêtre tectonique avec formations de socle) et le Gibradou à l'Ouest. Les formations en vert clair correspondent aux calcaires à rudistes (n2-5a), les formations en bleu aux calcaires du Kimméridgien et Tithonique.	156
Illustration 75 : Courbe de tarage du système karstique des Adoux. Le débit total des Adoux est exprimé en fonction du débit mesuré dans la conduite	158
Illustration 76 : Evolution temporelle des débits de la sources des Adoux depuis Avril 2003	159
Illustration 77 : Localisation des pertes de la Boulzane (d'après Salvayre) et des sections de jaugeages réalisés dans cette étude.	161
<i>Illustration 78 : Auto-corrélogramme des débits journaliers de la source des Adoux sur l'ensemble.</i>	162
Illustration 79 : Débits classés de la source des Adoux sur l'ensemble des données de la période 2003-2006, (classes de débit de 20 l/s).	164
<i>Illustration 80 : Courbe de récession de la source des Adoux et résultats de l'ajustement (cycle hydrologique 2004-2005).</i>	168
Illustration 81 : Evolution temporelle du débit et de la température moyenne journalière de l'eau de la source des Adoux.	170
<i>Illustration 82 : Evolution temporelle du débit et de la conductivité moyenne journalière de l'eau de la source des Adoux.</i>	170
Illustration 83 : Localisation des points de prélèvement d'eau effectués sur la rivière Boulzane et délimitation de la surface de l'impluvium de la source des Adoux.	172
Illustration 84 : Diagramme de Piper de la source des Adoux. Les eaux de la Boulzane et de la source las Bordes sont également représentés.	173
Illustration 85 : Evolution du Rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux échantillonnées en fonction de l'inverse des teneurs en strontium.	176
Illustration 86 : Vue agrandie du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux échantillonnées en fonction de l'inverse des teneurs en strontium. L'incertitude sur la détermination des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est égale à la taille des points.	177
Illustration 87 : Rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux échantillonnées en fonction du rapport HCO_3/Sr	178
Illustration 88 : Rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux échantillonnées en fonction du rapport SO_4/Sr	179
Illustration 89 : Schéma de principe du modèle de transfert de la source des Adoux.	183
Illustration 90 : Localisation des sites pluviométriques Météo France et du secteur d'étude.	185
Illustration 91 : Evolution temporelle des débits de la source des Adoux, des précipitations et de la température de l'air (sous abri) mesurés à St-Paul-de-Fenouillet.	187

Illustration 92 : Calcul de l'hydrogramme unitaire normalisé de la source des Adoux (réponses impulsionnelles globales du système).....	188
Illustration 93 : Évolution du seuil de pluie efficace Oméga et de la pluviométrie	189
Illustration 94 : Comparaison du débit modélisé au débit mesuré à la source des Adoux : (89 % de la variance totale expliquée, critère de Nash = 0.79).	190
Illustration 95 : Réponse impulsionnelle d'Oméga à la pluie et à l'ETP.	190
Illustration 96 : Simulation des débits de la source des Adoux sur la période 2002-2005.....	191
Illustration 97 : Evolution temporelle des débits issus de la recharge et de la vidange de la zone noyée	192
Illustration 98 : Evolution du débit journalier de la source de la Mouillère pour les années 2002 à 2004	196
Illustration 99 : Evolution des débits journaliers et de la conductivité pour les années 2002-2004 à la source de la Mouillère	196
Illustration 100 : Hydrogramme unitaire normalisée de la source de la Mouillère.....	198
Illustration 101 : Comparaison du débit modélisé au débit mesuré à la source de la Mouillère : écart-type = 108 l/s (96,4 % de la variance totale expliquée, Nash = 0,916).	199
Illustration 102 : Bassin d'alimentation supposé de la source de la Mouillère.	200
Illustration 103 : Coupe géologique simplifiée interprétative N-S au niveau du synclinal de Soulatgé (PLS SGR-LRO).....	204
Illustration 104 : Evolution temporelle du débit, de la conductivité et de la température des eaux de la source du Verdoble sur la période d'août 2002 à janvier 2006. L'évolution de la pluviométrie est également reportée.	205
Illustration 105 : Droite représentative des débits classés pour la source du Verdoble.....	207
Illustration 106 : Analyse de courbe de récession pour l'année 2003 pour la source du Verdoble.	208
Illustration 107 : Analyse de courbe de récession pour l'année 2004 pour la source du Verdoble	209
Illustration 108 : Analyse de courbe de récession pour l'année 2005 pour la source du Verdoble	209
Illustration 109 : Calcul de l'hydrogramme unitaire normalisé de la source du Verdoble (réponses impulsionnelles globale du système).....	213
Illustration 110 : Évolution du seuil de pluie efficace Oméga et de la pluviométrie	214
Illustration 111 : Comparaison du débit modélisé au débit mesuré à la source du Verdoble : (78 % de la variance totale expliquée, critère de Nash = 0.65).	215
Illustration 112 : Réponse impulsionnelle d'Oméga à la pluie et à la variable climatique (T).	216
Illustration 113 : évolution du débit, de la conductivité et de la température des eaux de la source du verdoble au cours du cycle hydrologique 2003-2004.	217
Illustration 114 : Réponses impulsionnelles de la composante événementielle (estimée à partir de la chronique de conductivité) et comparaison du flux modélisé au flux mesuré.	219

Illustration 115 : Réponse impulsionnelle de la composante pré-événementielle (estimée à partir de la chronique de température) et comparaison du flux modélisé au flux mesuré.....	220
Illustration 116 : Reconstruction de l'hydrogramme unitaire à partir d'une combinaison linéaire des réponses impulsionnelles événementielle (Température) et pré-événementielle (conductivité) : somme = 0.822.....	221
Illustration 117 : Décomposition des composantes d'écoulement de l'hydrogramme de la source du Verdoble (période août 2002-janvier 2006).....	222
Illustration 118 : Diagramme de Piper des eaux de la source du Verdoble, de l'eau du Gourg de l'Antre, de la source de de Soulatgé et de la source de Théron	226
Illustration 119 : Evolution temporelle des teneurs en calcium, magnésium des eaux de la source du Verdoble, du Gourg de l'Antre et de la source de Soulatgé. L'évolution du débit de la source du Verdoble est également reportée.....	229
Illustration 120 : Evolution temporelle des teneurs en silice des eaux de la source du Verdoble, du gourg de l'Antre et de la source de Soulatgé. L'évolution du débit de la source du Verdoble est également reportée.....	230
Illustration 121 : Evolution temporelle de la température des eaux du Gourg de l'Antre et de la source du Verdoble. L'évolution du débit de la source du Verdoble est également reportée.....	230
Illustration 122 : Evolution temporelle de la conductivité des eaux de la source du Verdoble. L'évolution du débit de la source du Verdoble est également reportée.....	231
Illustration 123 : Evolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux du Verdoble, du Gourg de l'Antre, de la source de Soulatgé, de la source de Théron et de la source thermique d'Alet les Bains en fonction du rapport molaire Mg/Sr.....	233
Illustration 124 : Evolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux du Verdoble, du Gourg de l'Antre, de la source de Soulatgé, de la source de Théron et de la source thermique d'Alet les Bains en fonction du rapport molaire SO ₄ /Sr.....	234
Illustration 125 : Evolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux du Verdoble, du Gourg de l'Antre, de la source de Soulatgé, de la source de Théron et de la source thermique d'Alet les Bains en fonction du rapport molaire Si/Sr.....	235
Illustration 126 : Délimitation du bassin d'alimentation de la source du Verdoble sur fonds géologique (à gauche, partie principale du bassin et à droite, partie amont du bassin d'alimentation au niveau des calcaires du Dévonien dissocié du reste).....	240
Illustration 127 : Evolution de la température et de la conductivité électrique à la source de la Tirounère	244
Illustration 128 : Evolution de la conductivité électrique et du débit de la source de la Tirounère	245
Illustration 129 : Droites représentatives des débits classés pour la source de la Tirounère.....	246
Illustration 130 : Bassin d'alimentation supposée du système karstique de la Tirounère (contour bleu clair) (sur fond de carte géologique au 1/50 000, BRGM).....	247

Liste des tableaux

Tableau 1 : interprétation des ruptures de pente de la droite représentative des débits classés.....	40
Tableau 2 : Origine et nature des informations apportées par les principaux éléments contenus dans les eaux des systèmes karstiques.	54
Tableau 3 : nature des informations obtenues sur le système calco-carbonique.	55
Tableau 4 : informations obtenues par les outils isotopiques « classiques ».....	55
Tableau 5 : Maillages utilisés lors des modélisations (modifié à partir d'Aunay, 2003).	60
Tableau 6 : Caractéristiques des simulations 2D et 3D (FLEFLOW) et commentaires des résultats (modifié, d'après Aunay, 2003).....	64
Tableau 7 : Types de mesures au niveau du site de pompage	74
Tableau 8 : Spécifications des fluorimètres de terrain GGUN-FL	78
Tableau 9 : Seuils de toxicité pour l'uranine.....	79
Tableau 10 : Récapitulatif des jaugeages effectués sur le Verdoble en aval des Pertes.	101
Tableau 11 : Récapitulatif des jaugeages effectués sur le Maury.....	107
Tableau 12 : Eléments de comparaison statistique des débits du Maury déduits des mesures et estimés suivant la procédure utilisée lors de la phase 1 du projet Corbières (BRGM/RP-52919-FR°	114
Tableau 13 : Eléments de comparaison statistique des débits des pertes du Verdoble déduits des mesures et estimés suivant la procédure utilisée lors de la phase 1 du projet Corbières(BRGM/RP-52919-FR).....	117
Tableau 14 : Eléments de comparaison statistique des débits des Pertes de L'Agly déduits des mesures et estimés suivant la procédure utilisée lors de la phase 1 du projet Corbières(BRGM/RP-52919-FR).....	118
Tableau 15 : Eléments de comparaison statistique du débit total des Pertes (Agly+Verdoble) déduits des mesures et estimés suivant la procédure utilisée lors de la phase 1 du projet Corbières(BRGM/RP-52919-FR).....	119
Tableau 16 : Principaux arguments pour la sélection de sites d'implantation de forages de reconnaissance hydrogéologique au niveau du flanc nord du synclinal du Bas-Agly.....	143
Tableau 17 : récapitulatif des jaugeages réalisés au Adoux	158
Tableau 18. Informations relatives aux campagnes de jaugeages différentiels effectués sur la rivière Boulzane.	160
Tableau 19 : éléments de statistiques descriptives de la source des Adoux	162
Tableau 20 : Paramètres du système calco-carbonique et indices de saturation vis-à-vis des phases minérales de la silice.....	181
Tableau 21 : Cumuls des précipitations du bassin d'alimentation de la source des Adoux déduit par l'option de pondération des précipitations du logiciel Tempo	186
Tableau 22 : Paramètres des récessions pour la source de la Mouillère, déterminés par la méthode de Mangin.	197

Tableau 23 : Eléments de statistique descriptive de la source du Verdoble	206
Tableau 24 : Paramètres des récessions pour la source du Verdoble	210
Tableau 25 : liste et caractéristiques des pluviomètres considérée dans cette étude.....	212
Tableau 26 : Cumuls des précipitations du bassin d'alimentation de la source du Verdoble déduit par l'option de pondération des précipitations du logiciel Tempo.....	212
Tableau 27 : comparaison des résultats obtenus par l'approche de décomposition des hydrogrammes et par l'analyse des courbes de récession.....	223
Tableau 28 : Concentrations minimale, moyenne et maximale en Ca, Mg, Na, K, HCO ₃ , Cl, NO ₃ , SO ₄ et SiO ₂ des eaux de la source du Verdoble, du gourg de l'Antre, de la source de Soulatgé et de la source de Théron à Alet-les-Bains.....	228
Tableau 29 : Paramètres du système calco-carbonique et indices de saturation vis-à-vis des phases minérales de la silice pour les eaux du système karsique du Verdoble.....	238
Tableau 30 : Synthèse des résultats issus de l'étude hydrodynamique des 5 systèmes karstiques	252

Liste des annexes

Annexe 1 Aspects administratifs et financiers du projet	265
Annexe 2 Caractéristiques des travaux mis en œuvre pour mesurer les débits de la source des Adoux	273
Annexe 3 Données hydrochimiques et isotopiques du système karstique des Adoux – Las Bordes.	281
Annexe 4 Données hydrochimiques du système karstique du Verdoble	285
Annexe 5 Base de données hydrologiques sur CDRom pour l'ensemble des systèmes karstiques étudiés	289

1. Introduction

1.1. RAPPEL DES OBJECTIFS

Le projet « Evaluation des ressources en eau souterraine des systèmes aquifères karstiques des Corbières » initié au cours du premier trimestre 2001 a pour objectif d'évaluer les ressources souterraines des systèmes karstiques des Corbières Orientales, d'augmenter les connaissances sur le fonctionnement des principaux systèmes karstiques et de proposer des solutions pour assurer un développement durable et respectueux de l'environnement et pour sécuriser l'approvisionnement actuel et assurer les besoins futurs en eau potable (besoins de 1 m³/s pour le secteur du littoral).

Ce projet a été motivé par la demande des Conseils Généraux des Pyrénées Orientales et de l'Aude au vu des problèmes de ressource en eau auxquels est confronté un certain nombre de collectivités, ou au vu des attentes exprimées :

- **qualité et quantité de la ressource** [contaminations salines et risque d'intrusion saline au niveau de la plaine du Roussillon et teneurs élevés en sulfates notamment dans le secteur de Maury ; contamination bactériologique épisodique au niveau de l'étang de Salses-Leucate ; importance de l'alimentation de l'étang par les eaux souterraines karstiques et importance de connaître l'extension du bassin d'alimentation de ces systèmes karstiques contributifs ; rôle des pertes de l'Agly et du Verdoube dans l'exploitation du barrage de l'Agly et dans la recharge du système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly] ,
- **sécurisation de l'approvisionnement en eau potable** pour les besoins futurs, notamment dans la plaine et le littoral du Roussillon,
- exploitation possible des eaux pour le **thermalisme**.

La zone d'étude centrée sur les Corbières Orientales s'étend globalement de Narbonne à Perpignan du Nord au Sud et de la Méditerranée à l'Aude d'Est en Ouest. Elle comprend notamment le système karstique majeur de Font Estramar – Fontdame (système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly) ainsi que les systèmes des synclinaux de Saint-Paul-de-Fenouillet, de Soulatgé et de Boucheville.

Ce projet s'inscrit dans le cadre de l'axe Karst du projet de recherche du BRGM PDR06EAU15, COMPLEX'AQUI, concernant notamment la structure et le fonctionnement des aquifères karstiques.

Ce projet comprend deux phases, (i) phase I (2001-2004) et (ii) phase II (2004-2006). Les objectifs de la première phase étaient d'identifier et de caractériser le fonctionnement hydrogéologique des principaux systèmes karstiques des Corbières. Cette première phase était composée de six sous-phases énoncées ci-dessous :

- i) état des connaissances et de l'existant,
- ii) réalisation d'un essai de pompage longue durée sur le forage de Cases-de-Pène,
- iii) définition de la géométrie des formations aquifères et imperméables et de la mise en place de la karstification des systèmes karstiques,
- iv) fonctionnement hydraulique des systèmes (traitement du signal des chroniques de débits, des relations pluie-débits, pertes-débits, ...),
- v) caractérisation en termes de transfert (interprétation des données hydrochimiques et isotopiques),
- vi) synthèse de la phase I.

La première phase a fait l'objet de plusieurs rapports (BRGM/RP-51103-FR ; RP-51394-FR ; RP-51595-FR ; RP-52211-FR) et de quatre rapports de fin de phase I (BRGM/RP-52918-FR ; RP-52919-FR ; RP-52920-FR ; RP-52921-FR), portant sur la méthodologie et techniques d'interprétation, sur l'essai de pompage de Cases-de-Pène et sur les différents systèmes.

La deuxième phase du projet a pour objectif de démontrer la présence de la ressource à partir de forages de reconnaissance, d'essais de pompage au niveau du système karstique du Bas-Agely et la poursuite de la caractérisation des systèmes karstiques (Verdouble, Tirounère et les Adoux-Las Bordes). Suite aux décisions du comité de pilotage du 18 septembre 2003, l'accent a été mis sur la caractérisation des potentialités du système karstique des Corbières d'Opoul - synclinal du Bas-Agely dont les exutoires sont la source de Font Estramar et la source de Fontdame ; la question de l'exploitation possible des eaux pour le thermalisme a été mise à l'écart.

Le présent rapport comprend 6 chapitres. Le chapitre 2 concerne les aspects méthodologiques avec un rappel des méthodes utilisées tout au cours du projet (phases I et II) ainsi que les apports du projet en termes méthodologiques ; les méthodes de caractérisation des systèmes karstiques binaires à l'aide de la prise en compte des pertes comme signal d'entrée par modélisation inverse sont notamment décrites. Les autres chapitres sont consacrés aux différents systèmes karstiques et comprennent une synthèse des principales données utilisées (chroniques de débits, des paramètres physico-chimiques et analyses chimiques et isotopiques) et des principaux résultats en termes d'évaluation de la ressource, de fonctionnement et de structure. Le chapitre 3 concernant le système du synclinal du Bas-Agely met l'accent sur les aspects géologiques en vue de proposer des secteurs pour l'implantation de forages de reconnaissance complémentaires à celui réalisé en 2005 à Espira-de-l'Agly, ainsi que sur les apports du suivi piézométrique au niveau des pertes de l'Agly et du Verdouble sur le fonctionnement et la modélisation du système. Le chapitre 4 présente les caractéristiques en termes de fonctionnement et de structure du système des Adoux, de la géologie, l'hydrochimie, l'hydrologie aux perspectives de gestion de la ressource. Le chapitre 5 quant à lui est une synthèse actualisée des principales caractéristiques des autres systèmes. Une conclusion et perspectives sont données au chapitre 6.

Le bilan financier et d'activités de l'année 2005 est présenté dans sa globalité (annexe 1).

2. Méthodologie de caractérisation des systèmes karstiques

2.1. INTRODUCTION

La méthodologie de caractérisation des systèmes karstiques dans le but d'évaluer leurs ressources et proposer des éléments de gestion peut se composer en plusieurs phases telles que décrites ci-dessous (Bakalowicz, 1999) :

- i. **phase d'identification** : il s'agit d'identifier le type de système (fissuré, karstique fonctionnel ou karstique non fonctionnel) et de mettre en évidence la présence de réserves au niveau de la zone noyée, de déterminer l'extension du système (bassin d'alimentation). Les méthodes utilisées sont celles de la géologie structurale et litho-stratigraphique, ainsi que des méthodes spécifiques à l'hydrogéologie karstique avec l'analyse des débits classés, l'analyse des courbes de récession, l'inventaire des phénomènes endo-karstiques et exo-karstiques,
- ii. **phase de caractérisation** : il s'agit de déterminer si les ressources du système sont suffisantes pour une exploitation, les réserves importantes et leur qualité convenable et si ces réserves autorisent une surexploitation temporaire. L'objectif de cette phase est ainsi de définir les caractéristiques de la zone noyée à partir de l'étude des débits, des traçages naturels et artificiels. Elle s'appuie sur des méthodes d'analyse statistique des relations pluies-débits, de décomposition d'hydrogramme. L'analyse des hydrogrammes est conduite à l'échelle de plusieurs cycles hydrologiques (> 2). L'analyse des données hydrochimiques et isotopiques de l'eau permet de définir l'origine des eaux, son temps de séjour ainsi que les conditions d'écoulement (libre, en charge, présence d'un épikarst, nature de la connexion hydraulique avec la zone noyée),
- iii. **phase de démonstration** : il s'agit de définir le mode d'exploitation le mieux adapté à la structure du système étudié. Selon la structure et le fonctionnement du système, selon si le système possède des réserves mobilisables ou non, un conduit pénétrable au niveau de son exutoire, l'exploitation du système pourra être envisagée soit à partir de forages sollicitant les réserves, soit encore au moyen de barrage souterrain créant une réserve,
- iv. **phase d'évaluation ou de gestion** : il s'agit d'appréhender le fonctionnement de l'ensemble du système en condition d'exploitation, ainsi que de proposer un système de gestion et de protection de la ressource (caractérisation de la vulnérabilité). Elle s'appuie pour les systèmes exploités à partir de forage sur un essai de pompage de longue durée, déterminant les incidences du pompage sur la source, les écoulements en aval et les ouvrages existants dans le bassin d'alimentation. Cette phase doit fournir tous les éléments nécessaires pour l'aide à la décision dans le but de gérer durablement les ressources du système : impacts des prélèvements en volume et en extension géographique, impacts des activités humaines sur la qualité, carte des risques, carte de vulnérabilité (à l'échelle

régionale), réseau de surveillance (débits, niveaux et qualité). Le réseau de surveillance doit obligatoirement prendre en compte le suivi des débits aux sorties du système, car c'est le seul moyen d'évaluer l'incidence des prélèvements sur son fonctionnement d'ensemble.

Ces quatre phases ont été appliquées dans le cadre de l'étude des systèmes karstiques des Corbières Orientales. Les deux premières phases ont été appliquées à l'ensemble des systèmes karstiques de manière exhaustive. Les troisième et quatrième phases n'ont été mises en œuvre que de manière partielle et uniquement sur le système karstique du synclinal du Bas-Agly. La troisième phase a été mise en œuvre au niveau du système du synclinal du Bas-Agly avec l'implantation d'un premier forage de reconnaissance à Espira-de-l'Agly. Cette phase nécessitera l'implantation de nouveaux ouvrages afin de valider toutes les connaissances acquises dans les phases I et II. La quatrième phase a été appliquée uniquement sur le système karstique du synclinal du Bas-Agly avec la mise en œuvre d'un essai de pompage de longue durée (2 mois) sur le site de Cases-de-Pène. Aucune caractérisation de la vulnérabilité a été déterminée sur les différents systèmes.

De nouveaux développements de méthode d'analyse ou de caractérisation ont été mis au point dans le cadre de cette étude. Il s'agit notamment de la méthode de caractérisation géologique et de la mise en place de la karstification dans un contexte méditerranéen, de l'adaptation de l'analyse des courbes de récession pour les systèmes karstiques binaires, de l'évaluation du fonctionnement des pertes des cours d'eau et de la détermination des débits des pertes, de l'apport des analyses hydrochimiques à l'aide des isotopes du Strontium à la structure et fonctionnement du système et de la décomposition des hydrogrammes par modélisation inverse en considérant les pertes comme un des signaux d'entrée d'un système karstique binaire.

Les différentes méthodes utilisées sont décrites dans les paragraphes ci-dessous.

2.2. CARACTERISATION GEOLOGIQUE (ETUDE DE LA MISE EN PLACE DE LA KARSTIFICATION, DETERMINATION DES PLANS DE DRAINAGE PAR LA METHODE ERASO)

2.2.1. Cartographie géologique harmonisée et numérisée de la zone d'étude

La structure des systèmes karstiques est conditionnée par la géologie, l'évolution du contexte géodynamique (dépôts sédimentaires de bassin et évolution tectonique). La détermination des géométries et la mise en place de la karstification constitue une sous-phase de la phase I du projet. Un premier rapport intitulé « Introduction à la géologie du karst des Corbières », (BRGM-RP/51595-FR) a été édité en juillet 2002. Cette introduction à la géologie des Corbières a permis de faire une synthèse à l'échelle de l'ensemble de la zone d'étude, ainsi que de développer une méthodologie d'étude en terme de géologie karstique. Les systèmes karstiques sont replacés dans un contexte d'évolution de bassin sédimentaire ; des données acquises dans le cadre d'études géologiques antérieures et en cours concernant le Bassin du Roussillon

(Duvail et al., 2001) ont été intégrés dans un cadre géologique et dans un modèle géométrique « Corbières / Roussillon ».

Les objectifs de l'identification géologique sont d'une part, de faire la synthèse de l'histoire géologique (sédimentaire et tectonique) de la région d'étude, de replacer les systèmes karstiques dans un contexte géodynamique, de déterminer les périodes favorables au développement de la karstification (réseau karstique) et d'autre part de procéder à des synthèses et études de terrain complémentaires au niveau local (à l'échelle des systèmes). A l'échelle de l'ensemble de la zone d'étude, une carte géologique de synthèse a été établie au format numérique (vecteur) : schéma structural et carte numérique lithostratigraphique permettant des représentations thématiques sous système d'information géographique (Arcview- Arcinfo ou Mapinfo).

La carte géologique de synthèse des Corbières a été établie en utilisant les feuilles géologiques et minutes de terrain suivantes :

- carte géologique France (1/50 000), feuille et notice de Capendu (1060) ;
- carte géologique France (1/50 000), feuille et notice de Narbonne (1061) ;
- carte géologique France (1/50 000), feuille et notice de Quillan (1077) ;
- carte géologique France (1/50 000), feuille et notice de Tuchan (1078) ;
- carte géologique France (1/50 000), feuille et notice de Rivesaltes (1090) ;
- carte géologique France (1/50 000), feuille et notice de Perpignan (1091) ;
- carte géologique France (1/50 000), notice de Limoux (1059) ;
- carte géologique France (1/80 000), feuille et notice de Quillan (2540) ;
- minute de terrain concernant la zone située au nord de la faille nord-pyrénéenne. Levés par D. Leblanc, M. Fonteil, G. Viers et A. Autun.

Ces différentes cartes ont été numérisées puis géo-référencées afin, après correction des erreurs de dilatations liées au support papier, d'assembler toutes les cartes dans un même document.

Au préalable, une légende synthétique issue de la corrélation des différentes cartes a été élaborée. Lors de cette étape, le maximum d'information concernant les formations d'âge Mésozoïque a été conservé, alors que pour les terrains plus anciens, des regroupements ont été effectués en fonction de la lithologie (formation gréseuse ou carbonatée). Des vérifications de terrain ont été ponctuellement effectuées en cas de doute ou de problème.

Les contours des formations géologiques ainsi que les failles ont été redessinées à la main sur un support transparent indéformable de type « codatrace » ; ce document a été ensuite numérisé puis vectorisé automatiquement. Les corrections, l'attribution des labels et des couleurs, l'intégration d'un titre et d'une légende sont des opérations manuelles effectuées sous le logiciel « Microstation » au service « Connaissance et Diffusion de l'information Géologique » du brgm à Orléans. Après validation et mise en forme du document sur support papier, l'impression de la carte géologique des

Corbières (1/ 100 000) est envisageable. Le document informatique peut être converti sous un format standard de type Mapinfo ou Arcview. Ainsi, des cartes thématiques lithologiques peuvent être extraites et imprimées selon les besoins.

Une carte géologique numérique de synthèse peut ainsi être établie à partir des feuilles géologiques et de leurs notices existantes à l'échelle d'une région d'étude. Pour mémoire, la carte numérisée de la région d'étude du projet Corbières a été réalisée à partir de 8 feuilles et notices publiés, 1 notice et 1 minute de terrain à l'échelle 1/50 000. La carte géologique numérique de toute la zone d'étude peut alors être exploitée sous forme de cartes thématiques (pour une formation géologique spécifique par exemple).

2.2.2. Synthèse géologique régionale

La synthèse géologique au niveau régional a été effectuée à partir d'une étude bibliographique, du Paléozoïque au Quaternaire ; elle a permis de dresser le cadre géodynamique du Massif des Corbières et un tableau de synthèse des bassins sédimentaires des Corbières (bassin d'Estagel, bassin de Tautavel, bassin de Paziols/Tuchan, bassins septentrionaux de Thézan/Fabrezan et le bassin de Lapalme/Leucate). Un schéma structural des Corbières a été établi. Une coupe interprétative du bassin du Roussillon et de la nappe des Corbières a été dressée (Duvail et al.). Elle réunit l'ensemble des données accessibles sur le terrain d'étude ; elle a été obtenue pour la partie sud au niveau de la plaine du Roussillon à partir de corrélations de profils sismiques ainsi que des données de forages profonds (Elne1 et Canet 1). La partie nord de la coupe résulte des données cartographiques ainsi que d'observations de terrain. Deux accidents majeurs sont recoupés, la faille nord-pyrénéenne et la faille de Prades. Ces accidents subdivisent l'espace en trois grands domaines (du nord au sud) :

- la zone nord-pyrénéenne (nappe des Corbières),
- le prolongement du synclinal de l'Agly sous la couverture cénozoïque,
- le bassin du Roussillon s.s..

Cette coupe met en évidence les connexions hydrauliques possibles entre les différentes formations aquifères. Il existe un contact entre les aquifères sédimentaires du Plio-Quaternaire et le système karstique des Corbières d'Opoul.

2.2.3. Étude de la mise en place de la karstification

Dans le cadre du projet « Evaluation des ressources en eau souterraine des Corbières Orientales », une méthodologie de caractérisation de la mise en place de la karstification pour les systèmes karstiques méditerranéens a été développée (Aunay & Le Strat, 2002 ; Aunay et al., 2003 ; Dörfliger et al., 2006). Le postulat de départ du développement de cette méthodologie repose sur le positionnement d'un système karstique dans un environnement de géodynamique de bassin sédimentaire.

Du point de vue géologique, l'approche descriptive d'un massif karstique a pour objectif la localisation de cavités fossiles ou actives (avec circulation d'eau). Cette approche ne peut être mise en œuvre que lorsqu'il existe des données spéléologiques nombreuses. Liés à l'évolution du niveau de base, certains réseaux karstiques restent inaccessibles, noyés ou enfouis sous des formations plus récentes. Une approche géologique à l'échelle régionale s'impose ainsi pour retracer le cadre de l'évolution dans laquelle s'inscrit le développement du karst. Le karst est ainsi replacé dans un contexte de géodynamique de bassin sédimentaire (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).

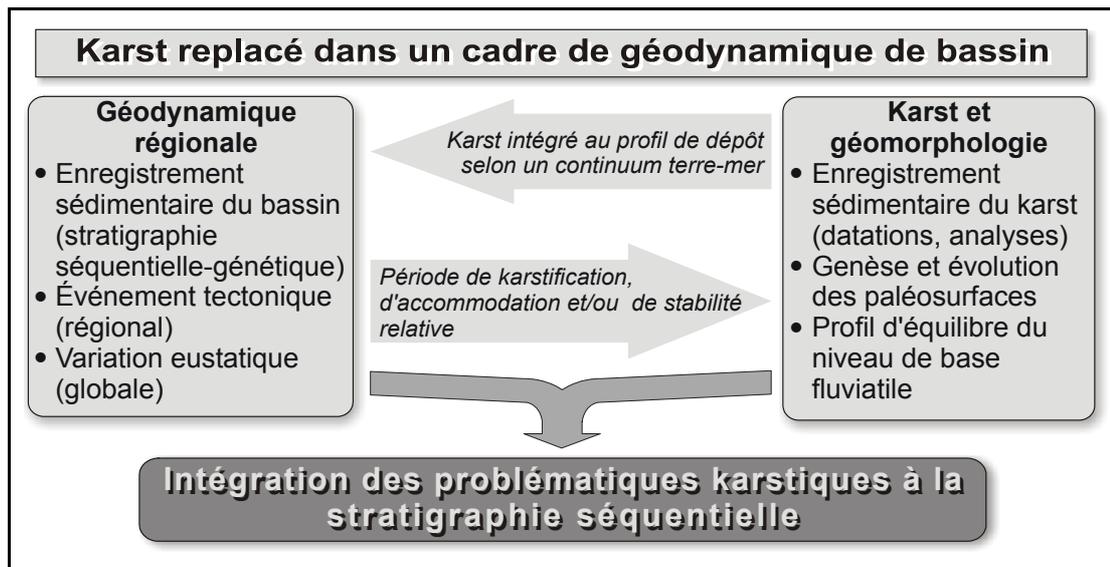


Illustration 1 : Schéma conceptuel de la méthodologie d'étude (Aunay et al., 2005)

La méthodologie d'étude géologique des karsts de la Méditerranée occidentale repose sur l'analyse, d'une part de celle de la variation globale du niveau marin à partir de la courbe eustatique globale et, d'autre part de l'évolution des phénomènes structuraux liés à la géodynamique pyrénéenne et alpine. A l'échelle régionale, l'étude des paléosurfaces et leur datation relative permettent de reconstituer l'évolution des paysages au cours des temps géologiques. A l'échelle locale, l'étude des sédiments associés à la karstification fournit des éléments de datation relative et de mise en place de la karstification. A l'aide de cette méthodologie, le potentiel théorique de karstification ainsi que l'accommodation karstique peuvent être déterminés.

Le potentiel de karstification est défini comme étant (i) une différence de potentiel hydraulique entre la zone d'alimentation de l'aquifère et l'exutoire du système correspondant au niveau de base et (ii) par l'existence d'un flux de solvant de la roche encaissante (eau et CO₂).

L'accommodation karstique est définie comme le volume disponible entre le niveau de base d'un karst d'âge donné et la paléosurface qui lui est connectée dans une même séquence eustatique.

La karstification est ainsi régie (i) par l'abaissement du niveau de base accroissant l'accommodation karstique et le potentiel de karstification, et (ii) par le flux de solvant. L'épaisseur potentiellement karstifiée est la somme de toutes les accommodations karstiques (Aunay et al., 2005).

De grandes formes d'aplanissement marquent autant les paysages que l'histoire géodynamique de la région des Corbières. Ces surfaces, appelées paléosurfaces, matérialisent la réaction aux agents atmosphériques d'un paysage face à des événements eustatiques (variation du niveau marin) et climatiques. Des sédiments se déposent sur ces surfaces planes. Le façonnement d'une telle surface correspond à une longue durée géologique, de quelques millions à plusieurs dizaines de millions d'années. Suivre l'évolution des formes d'aplanissement d'époque différente dans l'espace permet de retracer l'histoire géologique et de marquer les événements fondamentaux des Corbières.

Une méthodologie de mise en évidence et de détermination des paléosurfaces a été appliquée sur le secteur d'étude. L'identification des paléosurfaces a été effectuée dans un premier temps par traitement des données informatiques :

à partir du modèle d'altitude numérique des départements de l'Aude et des Pyrénées Orientales (au pas de 50 mètres), une carte des orientations des pentes est créée afin d'identifier les surfaces de même orientation. De plus une carte des pentes est créée ; les pentes exprimées en pourcentage sont réparties en différentes classes : 0-1 ; 1-3 ; 3-5 ; 5-7 ; 7-10 ; 10-15 ; 15-20 ; 20-30 ; 30-40 ; 40-100 %,

à partir de la carte des pentes, les pentes dont la classe est égale à 1-3% et 3-5% sont extraites et représentées. Les paléosurfaces sont caractérisées par des pentes comprises entre 1 et 5%,

chaque classe de pente a une couleur attribuée ; un classement par un ré-échantillonnage des altitudes est effectué. Les paléosurfaces sont ainsi non seulement classées par pente mais aussi par altitude,

en superposant cette dernière carte obtenue avec le réseau de drainage théorique obtenu par traitement informatique du modèle numérique de terrain, les surfaces situées dans les fonds de vallée sont ainsi supprimées. Seules les paléo-surfaces de type plan sub-horizontale perchée en altitude sont conservées.

Dans un deuxième temps, sur la base du résultat du traitement informatique, les surfaces étant positionnées sur un fonds topographique et/ou géologiques, les axes de recherche de la campagne de terrain peuvent être définis. L'étude de terrain permet d'une part d'identifier et de relier les morphologies entre elles : formes de raccord et de dissection, emboîtement ou étagement, et d'autre part, d'étudier les gisements potentiellement fossilifères des sédiments piégés sur ces surfaces. Les gisements de faune découverts (bibliographie et nouvelles découvertes) permettent de calibrer la mise en place dans le temps de ces différentes surfaces.

Différentes surfaces ont été identifiées et placées dans l'échelle du temps (Illustration 2) :

- des surfaces de hauts niveaux,
- des surfaces fondamentales,
- des surfaces d'abandon pliocène inférieur,
- des surfaces d'abandon pliocène supérieur.

De plus, une typologie des remplissages karstiques et une analyse de certains sédiments prélevés au sein du réseau karstique noyé de Font Estramar (photos et prélèvements par l'Association de Recherches de Font Estramar (ARFE), Cyrille Brandt), ont été effectuées. L'analyse des remplissages a été réalisée par diffractométrie des rayons X et par observation au microscope électronique à balayage (MEB).

Au final, des hypothèses sur la genèse des karsts des Corbières en fonction de l'évolution du niveau de base rattaché au niveau marin, de la tectonique et du paléoclimat ont été dressées. Le processus de karstification est lié à l'évolution du profil d'équilibre fluvial, lui-même connecté à l'évolution eustatique de la Méditerranée. L'existence de réseaux karstiques plans (le Chtulu démoniaque (18km de développement horizontal avec des galeries situées à une altitude moyenne comprise entre 400 et 500 mètres NGF ; le réseau noyé de Font Estramar avec un développement kilométrique entre les côtes -30 et -50 mètres NGF) ou à dominante verticale (nombreux réseaux verticaux situés sur le plateau calcaire au nord de Caudiès-de-Fenouillèdes ou vers le Moutoulié de Périllos) dans les Corbières a été pris en considération. Deux tableaux de synthèse de l'évolution du karst des Corbières depuis le Crétacé à nos jours ainsi que de l'évolution du karst Languedocien au Mésozoïque inférieur (Trias-Turonien) ont été dressés.

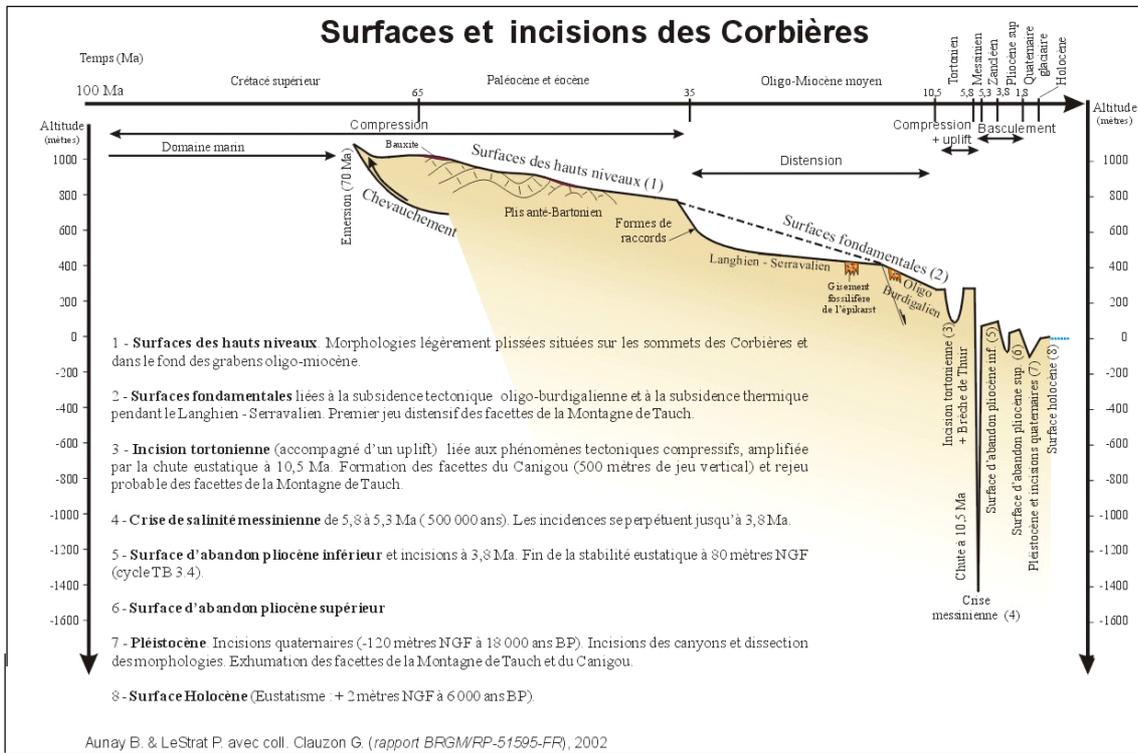


Illustration 2 : Surfaces et incisions des Corbières (Aunay et al., rapport BRGM/RP-51595-FR)

De plus, un tableau des principaux résultats obtenus dans le cadre de l'étude géologique des Corbières pour les différents systèmes karstiques à caractériser, a été établi.

2.2.4. Détermination des plans de drainage par la méthode ERASO

Le principe de la méthode proposée par Eraso (1985) est d'identifier les plans en distension qui permettent, selon son postulat, un écoulement. Cette méthode nécessite de déterminer l'ellipsoïde des déformations de la roche aquifère, à partir d'observations et de mesures effectuées sur le terrain prenant en compte la nature et l'orientation des fractures et des micro-fractures. Les failles (sans prises en compte de la chronologie des jeux successifs des failles, en ne considérant que l'ellipsoïde des déformations et non des contraintes), les stylolithes (illustrations de la compression perpendiculaires à la composante majeure de l'ellipsoïde des déformations) et les veines (témoin d'une tectonique de distension, leur plan est orienté perpendiculairement à la composante mineure de l'ellipsoïde de déformation) sont relevés sur des affleurements répartis sur le bassin d'alimentation du système.

La présentation des résultats sous forme d'histogramme des directions des plans de drainage selon l'azimut des plans en degré au niveau de l'abscisse permet de mettre en évidence la ou les directions prépondérantes selon lesquelles se développent les

axes de drainage du système karstique. Une représentation des données sur un diagramme de Wülf ainsi qu'une représentation polaire des plans de drainage permet de mettre en évidence comme se développe la karstification par rapport à la verticalité.

2.2.5. Analyse de photos aériennes et validation de terrain

Cette méthode classiquement utilisée dans le cadre des études géologiques consiste à analyser des photos aériennes en reportant les formes structurales telles que les anticlinaux, synclinaux et les axes structuraux, les failles, ainsi que les limites des formations lithologiques principales qui structurent le paysage. Cette méthode permet d'obtenir des éléments utiles à l'établissement de coupes géologiques transverses à une structure géologique (exemple le synclinal du Bas-Agly) ainsi que des secteurs propices à l'implantation de forages de reconnaissance géologique et hydrogéologique.

Des visites de terrain avec observation des affleurements (description des faciès et prise de photographies) ainsi que des paysages permettent de valider ou confronter des informations géologiques des cartes géologiques existantes.

2.2.6. Prospection géophysique

Deux types de prospection géophysique ont été mis en œuvre au niveau du système du synclinal du Bas-Agly, dans le but d'implanter des piézomètres (au niveau de la confluence Agly et Verdoble, à l'aval des zones des pertes et dans la Combe Française à Salses le Château) ainsi qu'un forage de reconnaissance. L'objectif était de reconnaître des éléments structuraux (failles) ainsi que des formations lithologiques.

Les méthodes utilisées ne sont pas spécifiques aux aquifères karstiques. Il s'agit de (i) la prospection géophysique de type panneaux électriques et (ii) la prospection géophysique de type sismique réflexion haute-résolution. Ces méthodes ont été mises en œuvre sur le terrain par des prestataires de service (SOGREAH, BRGP et CGG).

Les principes des méthodes sont rappelés ci-dessous :

a) prospection géophysique de type panneaux électriques

La méthode des panneaux électriques ou également appelée Imagerie Electrique a pour objectif de réaliser un profil perpendiculaire aux grandes structures d'une région afin de mettre en évidence la géométrie des formations géologiques en profondeur : nature du contact entre deux structures affleurant par ailleurs de part et d'autre d'une combe par exemple pour le cas de la Combe Française et présence d'accidents de type faille au niveau des différentes unités géologiques.

Le principe du dispositif est le suivant : injection d'un courant I au niveau de deux électrodes A et B et mesure de la différence de potentiel U existant au niveau des électrodes M et N. Le courant et le potentiel étant connus, la résistivité peut être calculée selon la loi d'Ohm. Plusieurs configurations de ce dispositif peuvent être utilisées ; parmi celles-ci il y a la configuration du quadripôle ABMN selon la technique

du pôle-pôle avec la mise en place sur le terrain de deux électrodes dites à l'infini. Le dispositif ABMN est déplacé le long d'un profil afin de reconstituer une pseudo-section de résistivités apparentes, avec différents espacements entre les électrodes (Illustration 3).

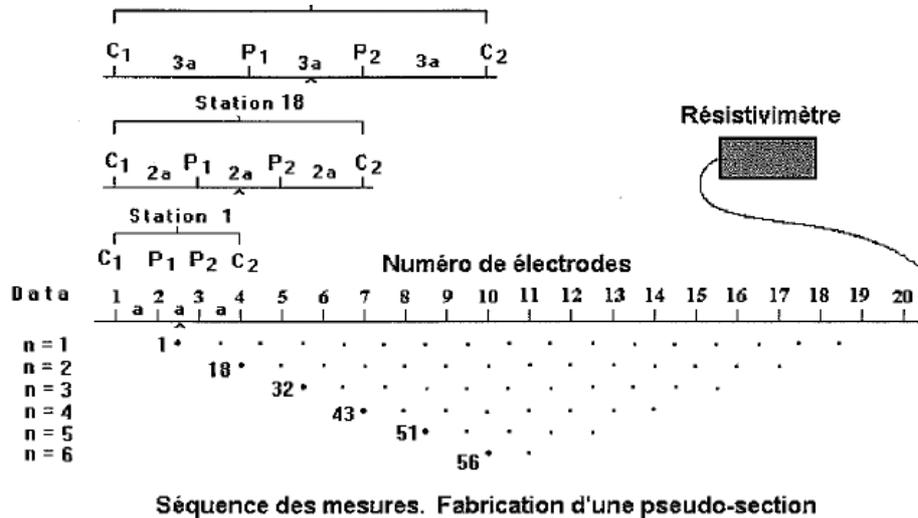


Illustration 3 : Schéma d'un dispositif de quadripôle ABMN de type pôle-pôle.

Une fois collectées les données sont traitées à l'aide d'un logiciel basé sur la modélisation inverse, avec des filtres pour les structures horizontales et verticales. Le mode de calcul va produire à partir des données obtenues sur le terrain, une image de la répartition des résistivités en fonction de la profondeur, puis recalculer à partir de ce modèle une inversion qui sera comparée aux données expérimentales. Le calcul s'effectue par itérations successives. Les effets de la topographie sur les mesures peuvent être traités également lorsque les effets induits sont importants.

b) prospection géophysique de type sismique réflexion haute-résolution

La prospection par sismique réflexion haute résolution a pour objectif d'identifier les formations et la géométrie des calcaires aquifères du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur. Le profil est constitué de plusieurs traces et de points vibrés. Chaque trace est constituée d'un ensemble de géophones 10Hz afin de filtrer le bruit des ondes de surface. Un dispositif de 80 traces sismiques espacées de 15 mètres avec deux points vibrés a été choisi pour la réalisation du profil sismique, afin d'atteindre une profondeur d'investigation de 300 à 500 mètres.

Le personnel technique nécessaire et le matériel utilisé pour la réalisation d'un tel profil sont les suivants :

- i) personnel : 1 ingénieur chef de mission, 1 électronicien, 1 topographe, 1 assistant laboratoire, 1 chauffeur vibreur, 6 manœuvres pour l'équipe déroulage – ramassage des câbles et capteurs sismiques et 1 aide topographe.

- ii) matériel utilisé : 1 laboratoire SERCEL SN388, 1 électronique VE416, 1 véhicule porte-laboratoire, 1 vibreur Mertz 22, 1 véhicule assistant laboratoire, 200 bretelles constituées de 6 géophones 10Hz, 4 rallonges, 120 boîtiers SU 1, 1 véhicule topographie, 2 véhicules dispositif, matériel d'implantation et de levé, 1 lot de matériels de sécurité et 1 lot de matériels de bureau.

A l'échelon topographique, l'implantation de la sismique a consisté à matérialiser sur le terrain, pour le profil, les barycentres des traces (une trace est composée de 6 capteurs) et des points vibrés à l'aide de fiches en plastique et points de peinture. La distance entre deux traces successives était de 15 mètres. La distance entre deux points vibrés successifs était de 7,5 mètres. Les points vibrés étant situés entre deux traces. Le profil a été implanté pour un linéaire de 3345 mètres au niveau de la plaine du Roussillon et flanc nord du synclinal du Bas-Agly. Le levé du profil sismique a été effectué au moyen de station réceptrice GPS de type Trimble 4000 munie d'une antenne Trimble L1/L2 en utilisant les techniques IGS (International GPS for Geodynamic Service).

Après avoir effectué des tests pour déterminer la borne de basse fréquence, les paramètres enregistrés par le laboratoire SERCEL sont les suivants :

- dispositif d'enregistrement 80 traces
- tir au centre
- type de géophone SM4U 10Hz
- intertrace 15m
- distance entre géophones 2,5m
- distance entre P.V. 7,5m
- pas d'échantillonnage 1ms
- durée d'enregistrement 2000ms
- format SEG-D
- type de « sweep » linéaire
- borne Basse fréquence du « sweep » 14Hz
- borne Haute fréquence du « sweep » 120Hz
- taper 300ms
- longueur du « sweep » 12000ms
- sommation par P.V. 1

- nombre de lieu de vibration : 1
- filtre réjecteur 50 HZ non
- filtre passe-bas non
- filtre anti-alias 0,8 Nyq
- couverture : 40

Le traitement des données acquises a été effectué dans le but de convertir les données brutes enregistrées par le laboratoire d'acquisition en coupes sismiques ou sections montrant l'agencement des réflecteurs le long du profil. Ces réflecteurs sont l'image des différences de lithologie des couches du sous-sol. La représentation des sections sismiques est une image analogique alors que les signaux sismiques enregistrés sur le terrain par le laboratoire d'acquisition sont sous forme numérique, chaque nombre de la suite discrète échantillonnée représentant une tension électrique. Le traitement des mesures est effectué en centre de calcul au moyen de séquences de programmes élaborées visant à faire ressortir les informations utiles après éliminations des bruits parasites et à améliorer le pouvoir de résolution. Un des logiciels pouvant être utilisé à cet effet est notamment le logiciel CGG GEOVECTEUR développé par la CGG.

Le traitement comprend ainsi plusieurs phases successives tels que le reformatage, la correction de divergence sphérique, la mise en collection point miroir, le filtrage-spatio-temporel, le mute (opération consistant à supprimer les arrivées directes et réfractées qui apparaissent au début de chaque trace), la déconvolution, les corrections statiques et l'analyse des vitesses.

Les résultats de la prospection sismique peuvent ainsi être présentés sous forme de sections sismiques. Sur chaque section sismique sont présentés :

- sur l'axe des abscisses : les numéros des traces, les numéros de point milieu commun (CDP).
- sur l'axe des ordonnées : la profondeur exprimée en temps de transit aller-retour des ondes sismiques ou temps double ; un événement géologique est d'autant plus profond que le temps double est élevé.
- La topographie convertie en temps est représentée par une ligne épaisse.

De plus, sur la section sismique brute sont représentés :

- les analyses de vitesses réalisées tous les n CDP à partir du CDP1. Des boîtes d'analyse figurent sur ce type de planche ; elles contiennent :
 - le point double (TIME) exprimé en millisecondes (ms), auquel un réflecteur a été pointé,
 - la vitesse de correction d'indicatrice (V NMO) exprimée en mètres par seconde (m/s), vitesse pour laquelle le réflecteur pointé est le mieux défini ;

- la vitesse de tranche (V INT) exprimée en m/s, de l'horizon de vitesse sus-jacent au réflecteur pointé ;
 - la profondeur (DEPTH) exprimée en mètre (m) correspondant au temps double auquel le réflecteur a été pointée.
- le profil altimétrique des sources et des récepteurs est indiqué dans la partie supérieure de la planche présentant la section sismique.

C'est sur la base des réflecteurs mis en évidence (intensité, continuité relative, ...) qu'une interprétation en termes géologiques et structurales peut être proposée, en l'absence de forages de calibration.

Les méthodes géophysiques appliquées en milieu karstique, que ce soit panneaux électriques ou sismiques réflexions haute résolution, apportent des éléments sur les structures géologiques qui doivent être analysées et comparées à l'aide de la connaissance du contexte géologique. Idéalement pour optimiser l'interprétation d'un profil géophysique, il faudrait disposer de forages pouvant servir de calage, mais ce qui n'est rarement le cas, notamment pour une prospection à de grande profondeur. Dans un contexte complexe, tel que le synclinal du Bas-Agly, l'interprétation d'un profil sismique en l'absence de forages de calage, doit être considérée avec prudence. Elle constitue une hypothèse de travail. Les failles mises en évidence par les profils géophysiques restent les secteurs cibles pour l'implantation de forages de reconnaissance géologique ou hydrogéologique.

2.2.7. Implantation de forages de reconnaissance hydrogéologique

L'implantation de forages de reconnaissance est réalisée à partir de l'interprétation des données géologiques, de la connaissance hydrogéologique et des résultats des prospections géophysiques.

Dans le cadre de la loi sur l'eau, arrêté du 11 septembre 2003, une déclaration de réalisation de forage est déposée à la Préfecture. Le suivi des travaux de forage réalisé par une entreprise spécialisée est nécessaire, pour s'assurer des observations géologiques et hydrogéologiques, de la bonne réalisation de l'ouvrage (étanchéité de la cimentation dans le cas d'aquifères superposés).

Un rapport de fin de travaux conforme à cet arrêté est réalisé et adressé à la Préfecture, dans un délai de trois mois à la fin des travaux. Ce rapport comprend les informations suivantes : données administratives (nom et adresse du demandeur, coordonnées de l'entreprise de forages), données géographiques (coordonnées de l'ouvrage, localisation, numéro de parcelle), données géologiques (descriptif du log de forage), données techniques de l'équipement du forage ou sondage de reconnaissance hydrogéologique (parties crépinées ou non, parties tubées ou non, cimentation,...) et données hydrogéologiques (résultats des essais de pompage, d'analyses hydrochimiques, ...) et informations sur l'état du site après travaux.

2.3. CARACTERISATION HYDROLOGIQUE ET HYDROCHIMIQUE

2.3.1. Bilan hydrologique et surface d'alimentation

L'étude des bilans hydrologiques repose sur l'analyse de la cohérence qui existe entre les flux d'entrée et les flux de sortie à l'exutoire d'un système ; elle permet de caractériser globalement les limites de l'impluvium du système. La méthode consiste à évaluer pour une période donnée, le volume d'eau écoulé à l'exutoire (V) et le volume des pluies qui renouvelle les réserves et entretient l'écoulement dans le système. Elle repose ainsi sur la détermination des précipitations efficaces. Les pluies efficaces représentent la quantité d'eau fournie par les précipitations qui reste disponible pour le système, après soustraction des pertes par évapotranspiration réelle (ETR). La partie des précipitations qui ruisselle ne contribue pas à l'écoulement de l'exutoire du système, telle est l'hypothèse faite pour les systèmes karstiques. Les pluies efficaces sont déterminées généralement au pas de temps mensuel selon la formule suivante :

$$P_{\text{efficace}} = P - ETR \quad (1)$$

La surface du bassin d'alimentation du système est déterminée à l'aide du rapport suivant :

$$S_{\text{alimentation}} = \frac{V}{P_{\text{efficace}}} \quad (2)$$

L'estimation de l'ETR est le problème de base de la méthode, la détermination des paramètres climatiques sur les zones d'études n'étant pas aisée. Ainsi, la méthode d'estimation de l'ETR fréquemment utilisée consiste à calculer le déficit d'écoulement à partir de la formule de Turc, qui permet de s'affranchir des paramètres climatiques. Le calcul du déficit d'écoulement D par cette méthode empirique est basé sur la formule suivante :

$$D = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \text{ avec } L = 300 + 25 T + 0.05 T^3 \quad (3)$$

où P représente les précipitations (mm) et T la température (°C) moyenne de la source. La surface d'alimentation du système est alors déterminée en appliquant le rapport suivant :

$$S_{\text{alimentation}} = \frac{V}{P - D} \quad (4)$$

où V représente le volume d'eau écoulé à l'exutoire, P la lame d'eau précipitée et D le déficit d'écoulement.

Par ailleurs, la surface du bassin d'alimentation est également déterminée par modélisation, lors de la décomposition de l'hydrogramme à l'aide de modélisation inverse (Tempo).

2.3.2. Caractérisation du fonctionnement hydrogéologique à l'aide des suivis hydrologiques (piézométrie, débit)

a) Analyse des débits classés

La méthode d'analyse des débits classés a pour objectif de caractériser les différents régimes d'écoulement observables sur un exutoire. Il s'agit d'identifier des événements particuliers de type mise en fonctionnement d'un trop plein, fuites vers un autre système à partir d'une analyse des modifications qu'ils induisent sur les hydrogrammes (Marsaud, 1996).

La méthode proposée par Mangin (1971) consiste à classer les débits par groupes afin de mettre en évidence des valeurs de débits critiques : valeurs anormalement élevées ou faibles. Une loi statistique est ajustée liant les classes de débit à leurs fréquences d'apparition.

L'interprétation des graphes de débits classés repose sur l'identification d'anomalies affectant la droite représentative ; ces anomalies se marquent par des modifications de la pente de la droite (Tableau 1 et Illustration 4).

Cette méthode permet de :

- mettre en évidence la présence d'un impluvium fluctuant au travers des fuites ou d'apports éventuels pouvant se produire entre différents systèmes karstiques ;
- déterminer les conditions de mise en fonctionnement de trop-pleins ;
- vérifier la qualité de la station de jaugeage de l'exutoire.

Cas	Pentes des droites	Position de la rupture	Interprétation
A	$\alpha_2 > \alpha_1$	Forts pourcentages	- Mise en fonctionnement de trop-plein - Fuites vers un autre système - Stockage momentané - Fuites ou débordement de la station de jaugeage lors des hautes eaux
B	$\alpha_2 < \alpha_1$		- Apports en provenance d'un autre système - La station de jaugeage prend en compte lors des crues des écoulements n'appartenant pas au système
C	$\alpha_2 < \alpha_1$	Faibles pourcentages	- Apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur
D	$\alpha_2 > \alpha_1$		- Constitution d'une réserve

E	$\alpha_2 > \alpha_1$ $\alpha_3 < \alpha_2$	Double rupture	- Piégeage d'une réserve lors de la décrue et restitution au cours du tarissement
---	--	----------------	---

Tableau 1 : interprétation des ruptures de pente de la droite représentative des débits classés.

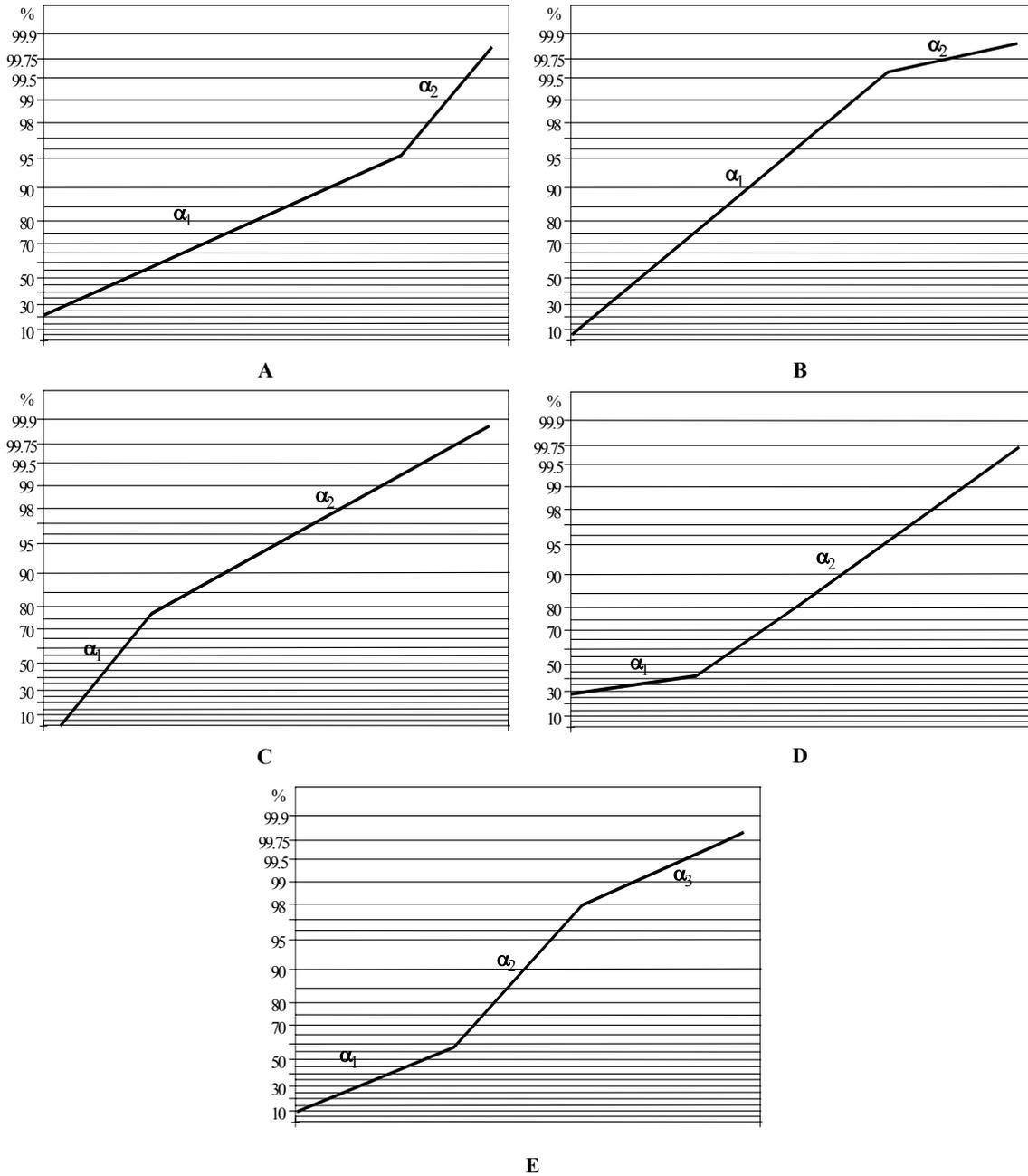


Illustration 4 : Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés (Marsaud, 1996).

b) Analyse des courbes de récession

L'analyse des courbes de récession consiste à étudier la partie décroissante de l'hydrogramme de crue d'une source, appelée récession, à partir d'un modèle de type global ou "boîte noire" qui assimile le système karstique à des réservoirs se vidangeant les uns dans les autres.

La méthode de l'analyse des courbes de récession des hydrogrammes des sources karstiques a été développée en 1970 par Mangin; elle repose sur la décomposition de l'hydrogramme résultant de la vidange d'un système conceptualisé par un modèle constitué de deux réservoirs indépendants représentant la zone noyée et la zone d'infiltration. Il est parfois plus judicieux de prendre en compte de manière différenciée les dynamiques d'écoulements au sein de la zone d'infiltration (infiltration rapide et infiltration lente) afin de mieux reproduire les évolutions observées lors des récessions particulièrement longue (> 100 jours, Ladouche et al, 2005).

Deux parties peuvent être distinguées sur les courbes de récession :

- la décrue, durant laquelle l'infiltration par les pluies efficace influence la vidange du réservoir de la zone noyée,
- le tarissement non influencé, qui débute à l'instant où les débits d'infiltration deviennent nuls, qui correspond à la vidange du réservoir de la zone noyée (réservoir principal) et qui n'obéit qu'à la loi de Maillet.

Le modèle initialement proposé par Mangin possède donc deux réservoirs, un pour la zone d'infiltration qui se vidange avec un débit q , et un autre qui correspond à la zone noyée et qui se vidange avec un débit Q (Marsaud, 1996).

La description analytique du modèle se fait à l'aide de la formule suivante :

$$Q(t) = \varphi(t) + \psi(t) \quad (5)$$

Où $\varphi(t)$ décrit la vidange de la zone noyée et $\psi(t)$ se rapporte au fonctionnement de la zone d'infiltration.

Le modèle pour décrire la vidange de la zone noyée est le modèle de Maillet, décrit à l'aide de la formule suivante :

$$\varphi(t) = Q_{R_0} * e^{-\alpha t} \quad (6)$$

avec α coefficient de tarissement. Le débit Q_{R_0} ne possède aucune réalité physique, il correspond à l'extrapolation de la courbe de tarissement à l'instant de la pointe de crue.

Le modèle utilisé pour décrire la fonction d'infiltration a été établi de manière empirique à partir de l'analyse de nombreuses décrues et de l'infiltration dans une grotte (Mangin, 1970).

C'est une fonction homographique :

$$\psi(t) = q_0 \frac{1 - \eta t}{1 - \varepsilon t} \quad (7)$$

avec q_0 : débit d'infiltration à l'instant t_0 marquant la pointe de crue,

ε : coefficient d'hétérogénéité d'écoulement,

η : coefficient de vitesse d'infiltration, est égal à l'inverse du temps d'infiltration (t_i).

La formulation proposée par Ladouche et al. (2005) pour décrire le fonctionnement de la fonction d'infiltration lorsque les récessions sont particulièrement longues (> 100 jours) est la suivante. Deux fonctions homographiques distinctes $\psi_1(t)$ et $\psi_2(t)$ sont utilisées pour décrire l'infiltration rapide et l'infiltration lente ou retardée :

Infiltration rapide : $\psi_1(t) = q_{o1} \frac{1 - \eta_1 t}{1 - \varepsilon_1 t}$

Infiltration lente (ou retardée) : $\psi_2(t) = q_{o2} \frac{1 - \eta_2 t}{1 - \varepsilon_2 t}$

La vidange de la zone noyée de l'aquifère est toujours décrite à l'aide du modèle de Maillet.

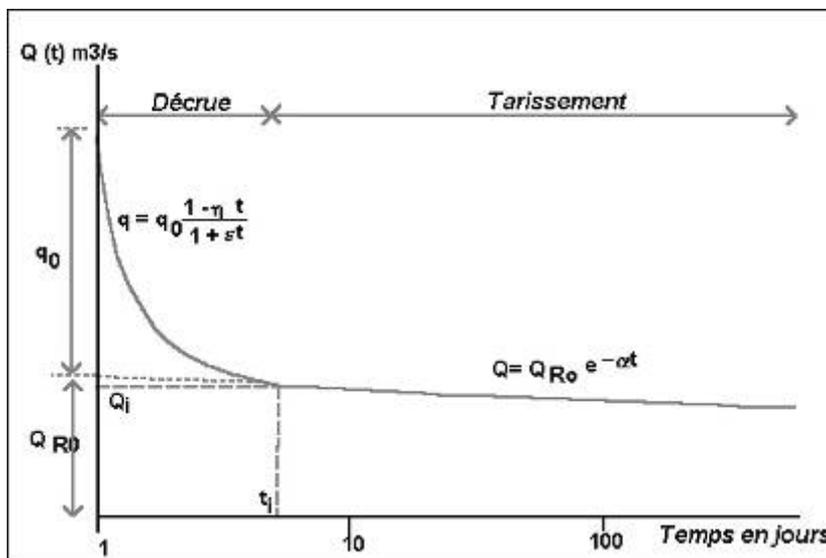


Illustration 5 : Décomposition de la récession selon la méthode de Mangin (1970) in Fabre (1983).

L'ajustement des paramètres de la loi décrivant la récession conduit à :

- la caractérisation du fonctionnement de la zone d'infiltration
- l'estimation du volume d'eau contenu dans le réservoir, responsable de la décroissance observée des débits.

Une classification a été établie par Mangin (1970) à partir des résultats de l'analyse des courbes de récession dans le but de comparer les systèmes karstiques entre eux.

Cette classification repose sur le calcul de deux coefficients :

- le **paramètre k** qui est égal au rapport entre la plus grande valeur de volume dynamique observée sur une grande période et le volume de transit inter-annuel calculé sur la même période. Il traduit l'aptitude du système à stocker les précipitations et à les restituer progressivement au cours du temps, c'est à dire son *pouvoir régulateur*. Dans le cas des aquifères karstiques, k est en général inférieur à 0.5 ; une valeur proche de zéro indique un pouvoir régulateur peu important.
- le **coefficient i**, compris entre 0 et 1, caractérise les retards à l'infiltration. Il est égal à la valeur de la fonction homographique deux jours après la pointe de la crue. Une forte valeur traduit une infiltration lente ou complexe contribuant à une meilleure régulation de l'écoulement, alors qu'à l'inverse une faible valeur est le signe d'un transit rapide des eaux vers la zone noyée (Marsaud, 1996).

Le report des valeurs de k et de i sur un diagramme permet d'établir une comparaison avec des systèmes de référence. Les données obtenues sur différents systèmes ont ainsi conduit Mangin à définir quatre domaines (Illustration 6) :

- le domaine des systèmes complexes, généralement des systèmes de grande taille et dont la structure est faite de nombreux sous-systèmes,
- le domaine des systèmes karstiques plus karstifiés à l'amont qu'à l'aval, et avec des retards dans l'alimentation dus soit à la présence de terrains non karstiques, soit à une couverture neigeuse importante,
- le domaine des systèmes possédant un réseau de drainage très développé, avec une zone noyée peu importante;
- le domaine des systèmes possédant un réseau spéléologique bien développé et débouchant à l'aval sur un important karst noyé.

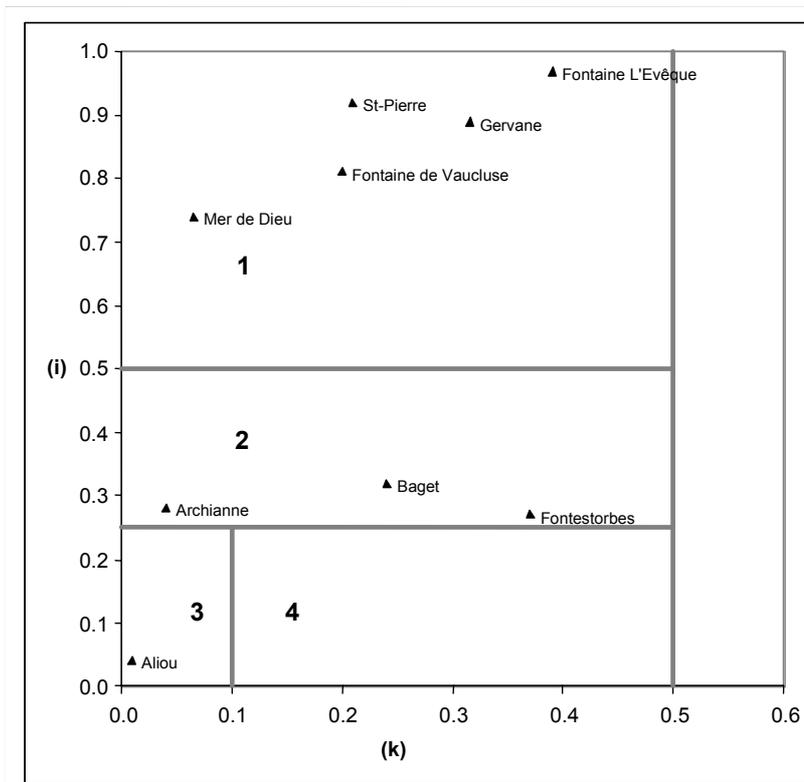


Illustration 6 : Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse des courbes de récession (Mangin, 1975) – (i) paramètre d'infiltration et (k) pouvoir régulateur.

c) Analyse corrélatoire et spectrale

Les analyses corrélatoire et spectrale s'inscrivent dans le cadre de l'approche dite fonctionnelle de l'étude des systèmes karstiques et se basent sur les techniques de l'analyse statistique des séries chronologiques (Jenkins and Watts, 1968 ; Box and Jenkins, 1976 ; Mangin 1981).

Le principe de base de ces méthodes est d'assimiler le système karstique à un filtre qui laisse plus ou moins passer l'information contenue dans un signal d'entrée (l'état du système ne dépend que des entrées les plus récentes). Dans cette approche, l'aquifère est assimilé à une « boîte noire » dont la pluie et le débit à l'exutoire représentent respectivement l'entrée et la sortie. La méthode consiste donc à analyser et comparer les signaux d'entrée (précipitation) et de sortie (débit). Les chroniques des signaux d'entrée et de sortie peuvent être traitées séparément dans le domaine temporel (analyse corrélatoire simple), ou dans le domaine fréquentiel (analyse spectrale simple) ou bien l'un par rapport à l'autre (analyses corrélatoires et spectrales croisées).

L'analyse corrélatoire simple qui traduit la dépendance dans le temps des événements affectant la chronique, selon des intervalles de temps de plus en plus

grand, permet de tester le caractère répétitif des séries temporelles et leurs éventuelles natures cycliques. Le degré de ressemblance d'une série avec la même série décalée dans le temps est déterminé à l'aide de la fonction d'autocorrélation définie comme la valeur de la corrélation linéaire entre les valeurs des deux séries. Sur les chroniques de débit, cette analyse permet de caractériser « *l'effet mémoire* » de l'aquifère qui traduit la dépendance dans le temps des valeurs de débit en présentant une décroissance plus ou moins rapide de la corrélation. En d'autre terme, « *l'effet mémoire* » est directement lié à l'inertie du système ; « *l'effet mémoire* » étant d'autant plus grand que le filtrage introduit par le système est important. *L'effet mémoire* est défini comme le nombre de jour nécessaire pour que la fonction d'autocorrélation (r_k) atteigne la valeur de 0.2 (Mangin 1981). Ce paramètre peut être utilisé pour décrire les réserves dynamiques (qui s'écoulent) de l'aquifère et pour classer les aquifères karstiques (Mangin, 1982, 1984 ; Muet 1985 ; Marsaud 1996 ; Grasso 1999).

L'analyse spectrale simple (densité spectrale de puissance DSP) permet d'identifier les différentes composantes de la variance totale en fonction de la fréquence. En d'autre terme, la densité spectrale de puissance permet de renseigner (1) sur la tendance du système à long terme, (2) aux phénomènes périodiques saisonniers et (3) aux phénomènes purement aléatoires assimilables au bruit de fond. D'un point de vue mathématique, la densité spectrale de puissance est déterminée par la transformée de Fourier du corrélogramme simple (Box and Jenkins, 1970).

A l'aide de la fonction de densité spectrale de puissance du débit, Mangin (1984) a défini deux paramètres qui permettent d'accéder au fonctionnement des systèmes karstiques :

- « *Le Temps de régulation* ». Ce paramètre renseigne sur la durée d'influence engendrée par une impulsion unitaire (pluie) sur le système et donne des informations sur l'organisation du transfert des impulsions (pluie). Il est égal à l'ordonnée maximale de la DSP divisée par 2. Plus le temps de régulation est grand, plus le système possède un comportement inertiel, plus le volume des réserves est important et moins le système est karstifié.
- « *La Fréquence de coupure (fc)* ». Elle correspond à la fréquence pour laquelle la densité de puissance devient négligeable. Au-delà de cette fréquence, le signal est nul ou assimilable au bruit de fond. Un système possédant un comportement inertiel filtre l'information à court terme (jour, semaine), l'information portée par les pluies sera essentiellement transformée dans les basses fréquences (cycle annuel).

L'analyse croisée (corrélatoire et spectrale) permet l'étude de la relation Pluie-Débit et fournit une image approchée de la réponse impulsionnelle du système par le corrélogramme croisé. Celui ci est complété par quatre fonctions dans le domaine fréquentiel :

- La « *fonction d'amplitude* » fournit une décomposition de la covariance totale entre « entrée » et « sortie » en fonction de la fréquence et indique comment la fonction d'entrée est transformée par le système. Elle permet en outre d'affiner le choix de la fréquence de coupure, car la covariance doit être négligeable à partir de la fréquence de coupure déterminée sur la densité spectrale de puissance (DSP).

- La « *fonction de phase* » permet d'estimer le déphasage (ϕ) entre les signaux d'entrée et de sortie. Selon Padilla et Pudido-Bosch (1995), le retard moyen sur la gamme des fréquences considérées ($< f_c$) peut être estimé à partir de la pente de la droite de régression (A) à l'aide de la formule :

$$d = (A/380^\circ) \quad (8)$$

- La « *fonction de cohérence* ». Elle renseigne sur la manière dont varie la corrélation entre les signaux d'entrée et de sortie du système en fonction de la fréquence. Cette fonction permet de caractériser la linéarité et la stationnarité des systèmes.
 - La linéarité est à mettre principalement en relation avec le drainage de l'aquifère. Si le système est bien drainé, les eaux sont rapidement évacuées vers l'exutoire, et à une forte pluie correspond une forte crue. La fonction de cohérence présente dans ce cas des valeurs importantes (en moyenne 0.8 à 0.9). Pour un système mal drainé, les eaux de pluie infiltrées contribuent d'avantage à la reconstitution des réserves, ce qui se traduit par de faible cohérence (environ 0.5).
 - La stationnarité s'exprime sur la fonction de cohérence par des variations en fonction des fréquences. Mangin (1981) montre que la stationnarité s'exprime sous forme de seuils d'autant plus marqués que le système est bien drainé. En effet, dans le cas de système bien drainé la régulation est faible et la présence et l'importance des réserves au sein du système sont fortement conditionnées par la répartition dans le temps des précipitations. Si les précipitations sont réparties de façon homogène dans le temps, le système aquifère présentera toujours à peu près le même volume de réserve et son état varie peu, tout comme sa réponse impulsionnelle. A l'inverse, si les pluies sont réparties de manière très hétérogène dans le temps, les phases de stockage et déstockage vont engendrer des variations de l'état du système et donc de sa réponse aux précipitations. La fonction de cohérence présentera alors de grande variation
- La « *fonction de gain* ». Elle renseigne sur la manière dont le signal d'entrée est amplifié ou atténué par le système. Selon Mangin (1981), la fonction de gain met en évidence le rôle joué par les réserves du système. D'un point de vue qualitatif, la recharge des réserves tend à provoquer une atténuation du signal d'entrée (pluie) pour les hautes fréquences au profit d'une amplification (gain > 1) pour les basses fréquences.

d) Évaluation de la stationnarité du système et du volume de régulation du réservoir

L'analyse R/S (Rescaled range analysis) est une méthode d'analyse statistique qui permet d'évaluer si le comportement passé d'un système peut expliquer son comportement futur. Pour cela, le coefficient de Hurst (H) est calculé. Il correspond à l'écart entre une valeur à un instant donné « t » et la valeur moyenne de la série considérée divisée par l'écart-type. La valeur de ce coefficient permet de caractériser la stationnarité ou non d'une série de valeurs (Mandelbrot, 2000).

D'une manière générale, le coefficient H est compris entre 0,5 et 1. La valeur de 0,5 correspond au domaine aléatoire pur (phénomène non linéaire) tandis que la valeur 1 correspond au domaine structuré (phénomène linéaire). Une chronique peut être à la fois stationnaire et non stationnaire suivant l'intervalle de temps que l'on considère pour l'analyse de l'interdépendance des événements. Cherchant à caractériser les phénomènes à long terme, l'étude de la stationnarité a donc été abordée à l'échelle annuelle (365 j) et semestrielle (180 j).

L'étude a été réalisée sur les trois chroniques de débit disponibles pour la source de Font Estramar : 1971-1982, 1984-1996 et 1997-2003.

Le débit de Font Estramar étant à la fois dépendant des précipitations et de l'action régulatrice ou non du réservoir, mettre en évidence le rôle de ce dernier nécessite un traitement préalable des chroniques de pluie. Quel que soit l'intervalle de temps considéré (365 ou 180 j), le coefficient de Hurst (H) des chroniques de précipitations tend vers 0,5, ce qui indique que la pluie est un phénomène aléatoire pur.

Pour les débits de Font Estramar, les coefficients de Hurst (H) sont plus élevés et apparaissent bien différents selon la période considérée. Pour la période 1971-1982, H présente une valeur proche de 0,9, tandis que pour la période 1984-1996, H est nettement plus faible (0,65 environ, Illustration 7). Pour la période 1997-2003, les coefficients ne sont pas significatifs à l'échelle annuelle, en raison d'une chronique trop courte. À l'échelle semestrielle (180 j), le coefficient de Hurst est de 0,56, ce qui traduit un comportement fortement non linéaire.

Lors de la période 1971-1982, le système karstique avait un comportement globalement linéaire et stationnaire ($H = 0,88$) et avait tendance à réguler de manière importante les précipitations (de manière similaire à un aquifère poreux). Pour la période 1984-1996, le système a présenté un comportement nettement moins linéaire ($H = 0,65$) et régulait moins bien les précipitations. Cette différence de comportement devrait se traduire par des volumes de régulation différents.

L'étude de l'évolution de l'état du réservoir peut être abordée par l'analyse de la courbe des débits cumulés. Cette technique est utilisée pour l'étude de régularisation des débits des cours d'eau au moyen de retenues ou barrage (Réménieras, 1960). Elle consiste à estimer à partir des écarts entre volumes cumulés et volume moyen, la capacité nécessaire au réservoir pour réguler le débit à une valeur moyenne.

La capacité de stockage du réservoir est estimée par le segment d'ordonnée compris entre les deux tangentes extrêmes (à la courbe des débits naturels) parallèles à la droite du débit moyen. Un exemple graphique est présenté sur l'illustration 8. Cet intervalle correspond, pour une retenue, à la variation entre les volumes minimaux et maximaux d'exploitation (par analogie, cotes mini et maxi). Pour la période 1972-1982 le volume de régularisation du système a été estimé à 68 millions de m^3 , ce qui constitue une valeur importante. Une valeur similaire de 67 millions de m^3 a été estimée pour la période 1984-1986. Cette estimation du volume de régulation de l'ordre de 70 millions de m^3 apparaît vraisemblable, ce qui signifie que la taille du réservoir est au moins de l'ordre de ce volume. La période 1997-2003 contraste

fortement avec les précédentes, le volume estimé est nettement plus faible, de l'ordre de 29 millions de m³ seulement. Le caractère nettement plus non linéaire (coefficient de Hurst = 0,56) du système pour la période 1997-2003 semble également se traduire par des volumes de régulation plus faibles.

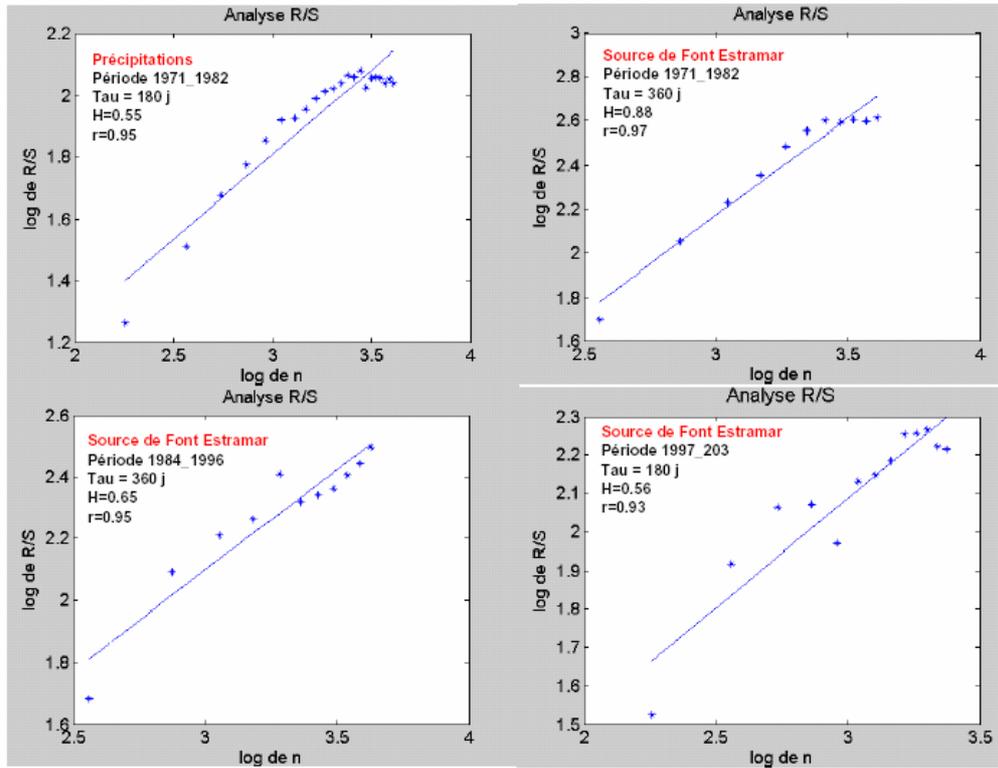


Illustration 7 : Présentation de résultats de l'analyse R/S pour la source de Font Estamar pour différentes périodes d'observation.

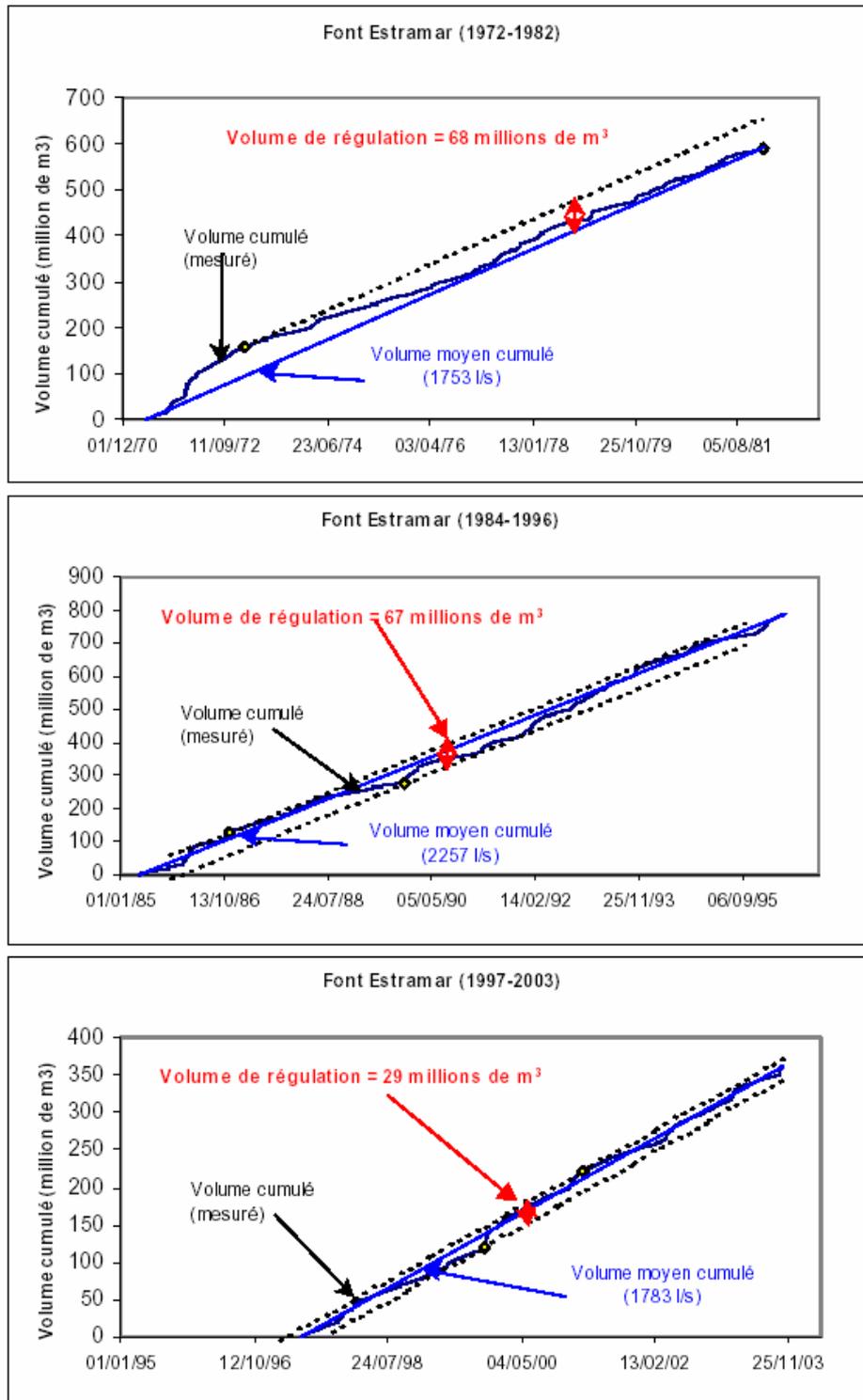


Illustration 8 : Volumes de régulation pour la source de Font Estamar pour différentes périodes d'observation.

2.3.3. Caractérisation du fonctionnement hydrogéologique à l'aide des outils géochimiques

a) Apport de l'approche hydrochimique et isotopique

L'hydrogéochimie, un outil pour l'hydrogéologue, est définie comme étant « la connaissance des caractéristiques chimiques des eaux souterraines, des processus de leur acquisition et des lois qui régissent les échanges entre l'eau, le sol et le sous-sol ». (Castagny et Margat, 1977). La réponse « chimique » d'un système karstique à une pluie constitue un moyen d'identification et de reconnaissance de l'organisation et du fonctionnement du système (Plagnes, 1997).

Quelques définitions et hypothèses de travail sont présentées ici afin de donner les clefs de l'interprétation dans les approches hydrogéochimiques utilisées dans la caractérisation du fonctionnement et de la structure des différents systèmes karstiques étudiés et dont les résultats sont présentés essentiellement dans les volumes 2, 4 et de synthèse.

L'identification des signatures géochimiques des différents compartiments d'un système karstique est basée sur l'interprétation des variations des signatures géochimiques en fonction des conditions hydrologiques et de plus repose sur un certain nombre d'hypothèses concernant la structure d'un aquifère karstique. Les variations du chimisme aux exutoires apportent ainsi des informations sur la structure et sur le fonctionnement du système. Les traceurs caractérisant les diverses parties du système karstique (épikarst, zone d'infiltration, zone noyée, drain principal, ...) informent sur la structure de l'aquifère. Ces différents traceurs permettent de vérifier le rôle de la lithologie de l'encaissant ou d'estimer les contaminations du système. Les traceurs qui caractérisent les écoulements (vitesse, conditions de circulations, mélanges d'eaux d'origine différente, ...) renseignent sur le fonctionnement du système karstique.

En **période d'étiage avancé**, on suppose que l'écoulement à l'exutoire est uniquement assuré par la vidange des systèmes annexes aux drains karstiques (milieu fissuré ou grands vides mal connectés). Les teneurs en éléments chimiques des échantillons prélevés lors de cette période caractérisent la signature géochimique de l'eau qui circule au sein de la partie capacitive de la **zone noyée** du système karstique.

En **période de crue**, les débits mesurés aux exutoires des systèmes karstiques peuvent être expliqués comme résultant de la superposition de différents écoulements distincts tels que par exemple :

- un **écoulement de base** assuré par le drainage des systèmes annexes au drainage de la zone noyée
- un **écoulement épikarstique** assuré par le drainage plus ou moins rapide de l'eau du réservoir épikarstique
- un **écoulement « rapide »** assuré par une partie de la pluie efficace qui est collectée par les conduits plus ou moins verticaux directement connectés au réseau

de conduits karstiques de la zone noyée (le réservoir épikarstique est ainsi court-circuité).

b) Utilisation des « traceurs » géochimiques

Quelles informations peut on obtenir à partir des espèces majeures ?

• Les chlorures (Cl⁻)

La charge électrique négative des ions chlorures n'est pas propice aux phénomènes d'adsorption. Les ions chlorures sont généralement considérés conservatifs et peuvent, à ce titre, être utilisés pour caractériser les phénomènes de mélange d'eaux de qualité différentes. Les chlorures sont globalement peu présents dans les eaux d'origine karstique ; ils sont associés à la présence de minéraux évaporitiques (NaCl, KCl, MgCl, ...) qui requièrent d'importantes saturations avant précipitation. Les concentrations en chlorures inférieures à 10 mg/l dans les eaux des milieux karstiques sont généralement expliquées par le processus d'évapotranspiration qui conduit à une augmentation des concentrations en chlorures des eaux de pluie. A l'exception de ce phénomène, les concentrations élevées (>10 mg/l) dans les aquifères peuvent être attribuées :

- à des apports d'eaux usées (pollution anthropique),
- à des intrusions d'eau marine,
- ou au lessivage de formation évaporitique.

• Le sodium (Na⁺)

Dans les milieux karstiques, étant donné les basses températures (<20°C), les temps d'interaction rapides et les faibles pourcentages en minéraux silicatés (feldspath, plagioclases) contenus dans les carbonates, la production de sodium par dissolution est un phénomène de faible importance. De manière similaire aux chlorures, le sodium est généralement peu présent dans les eaux d'origine karstique, il provient essentiellement d'apports météoriques ; il peut aussi être fourni par des échanges de cations avec les minéraux argileux présents dans la formation. A l'inverse des chlorures, les phénomènes d'évapotranspiration provoquent une diminution des teneurs en sodium, prélevé par les systèmes racinaires des plantes. Les variations de concentration dans les eaux karstiques peuvent donc être attribuées à des interactions avec la matrice argileuse (échange de cations), et les concentrations élevées peuvent être attribuées aux apports météoriques par effet de chasse d'eau des eaux de pluies.

• Le potassium (K⁺)

Le potassium peut être apporté par les engrais, et est également présent dans les eaux des STEP. Il constitue donc un indicateur de pollution anthropique. Le potassium est généralement peu présent dans les eaux d'origine karstique (concentration voisine de 1 mg/l, voire inférieure). Les concentrations élevées en potassium dans les eaux peuvent être également attribuées à des intrusions d'eau marine.

• Les bromures (Br⁻)

De manière similaire aux chlorures, les bromures présentent une charge électrique négative, ce qui n'est pas propice aux phénomènes d'adsorption. Les ions bromures sont donc conservatifs et sont globalement peu présents dans les eaux d'origine karstique. Les concentrations élevées en bromures dans les eaux peuvent être attribuées à des intrusions d'eau marine.

• Le Bore (B⁻)

Dans les milieux karstiques, les concentrations en bore sont généralement faibles (quelques µg/l). La présence de bore à des concentrations élevées dans les eaux karstiques peut être attribuée :

- à des pollutions anthropiques (le bore est présent dans les agents de blanchiment des lessives),
- à des intrusions d'eau marine,
- ou au lessivage de formation évaporitique.

• Les sulfates (SO₄²⁻)

La source principale de sulfate dans le milieu naturel provient des minéraux évaporitiques de type gypse ou anhydrite. Ces minéraux sont communs dans les formations triasiques. Une source secondaire peut être recherchée à travers les formations argileuses. Une fois dans la phase liquide, le sulfate peut être considéré, en première approche, comme un élément conservatif, au même titre que l'anion Cl⁻. Les concentrations élevées en sulfates dans les eaux peuvent être également attribuées à des intrusions d'eau marine.

• Les Nitrates (NO₃⁻) et l'ammonium (NH₄⁺)

Les concentrations en nitrates élevées dans les eaux souterraines sont essentiellement liées à des apports anthropiques (pollution d'origine agricole -utilisation d'engrais azotés pour la fertilisation des sols- et/ou apports d'eaux usées).

• La Silice(SiO₂)

La silice provient essentiellement des minéraux silicatés (feldspath, plagioclases, argiles,...). La silice est peu soluble sous nos climats plutôt froids et sa mise en solution se fait avec un temps de séjour élevé, ce qui constitue un traceur d'acquisition lente dans le réservoir. Dans les aquifères carbonatés, la rareté des minéraux silicatés fait que les concentrations en silice des eaux souterraines restent faibles (quelques mg/l).

• Les espèces du système calco-carbonique

Dans les milieux karstiques (non influencé par une intrusion marine), les teneurs en calcium, magnésium et bicarbonate des eaux sont quasi exclusivement liées au

système carbonaté. Les interactions avec les autres minéraux sont en effet négligeables face aux dissolutions de minéraux carbonatés. De par la nature des pluies (généralement acide) d'une part et surtout du fait de la présence de CO_2 d'origine biogénique dans les sols, l'eau entrant dans le système karstique possède un fort pouvoir de dissolution vis-à-vis des carbonates. C'est cette propriété qui conduit à la karstification.

Dans les formations carbonatées où on est en présence de dolomies, le système carbonaté est à même de fournir non seulement du calcium (Ca^{2+}) et du bicarbonate (HCO_3^-) mais également du magnésium (Mg^{2+}). Cependant les cinétiques de dissolution sont très différentes pour ces deux minéraux et l'acquisition du magnésium est un phénomène lent qui signe des temps d'interaction importants.

Dans les milieux karstiques, des teneurs en calcium et magnésium très élevées peuvent être également attribuées à des intrusions d'eau marine.

Le Tableau 2 ci-après rassemble de manière synthétique l'origine et le type de renseignement apporté par les espèces majeures et traces présentes dans les eaux des systèmes karstiques. Le Tableau 3 résume le type d'information que l'on peut obtenir sur le système calco-carbonique à partir des mesures de terrain et des teneurs en Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- et pCO_2 des eaux.

Traceur	Origine	Applications – types d'informations obtenues
Cl	Externe (en absence d'évaporites) Interne (en présence d'évaporites)	<ul style="list-style-type: none"> - N'interagit pas avec le milieu et est à ce titre souvent considéré comme conservatif (permet l'identification et la quantification des mélanges d'eau) - Exclusivement apporté par les précipitations en absence d'activité anthropique et d'origine interne. - Bon marqueur des horizons de surface (re-concentration par évapotranspiration).
Na, K	Externe	- Marqueur de contamination marine
	Interne	<ul style="list-style-type: none"> - Peut provenir de l'altération des minéraux silicatés, d'échange de cations avec les minéraux argileux, de substances organiques. L'intensité des échanges cationiques peut être évaluée avec l'I.E.C. (indice d'échange cationique) - Bons marqueurs des horizons de surface.
Br, B	Externe	<ul style="list-style-type: none"> - N'interagit pas avec le milieu et est à ce titre souvent considéré comme conservatif (permet l'identification et la quantification des mélanges d'eau) - Exclusivement apporté par les précipitations en absence d'activité anthropique et d'origine interne. - Marqueur de contamination marine
	Interne (en présence d'évaporites)	- Marqueur des interactions avec la matrice (lessivage)
SO ₄	Externe : apport météorique (pluie) et anthropique (origine agricole). Intrusion marine	<ul style="list-style-type: none"> - Relativement abondant dans les eaux d'origine karstique. - Bon marqueur des pollutions agricoles - Marqueur de contamination marine
	Interne : dissolution pyrite Biologique (dégradation M.O) Lessivages gypse, formations argileuses	- Marqueur des interactions avec les matrices minérales, des processus biogénétiques
NO ₃	Externe	- Marqueur de pollution, permet d'obtenir des informations sur les modalités d'infiltration dans les hydrosystèmes karstiques.
SiO ₂ (H ₄ SiO ₄)	Interne	<ul style="list-style-type: none"> - Peu soluble. - Marqueur des temps de séjour

Tableau 2 : Origine et nature des informations apportées par les principaux éléments contenus dans les eaux des systèmes karstiques.

Paramètres	Origine	Applications – types d'informations obtenues
pCO ₂ , CMTD, HCO ₃ ⁻ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ et dpH	Interne	<ul style="list-style-type: none"> - Renseigne sur les conditions d'écoulement dans le système (en charge ou à surface libre) - Indication sur la vitesse de circulation des eaux (dpH<0 = temps de séjour bref) - Renseigne sur l'ouverture du système chimique (système carbonate) vis-à-vis d'une phase gazeuse (système fermé ou ouvert vis-à-vis de l'atmosphère) - Le suivi des évolutions temporelles des teneurs (Ca, Mg, HCO₃) apporte des informations précieuses sur le fonctionnement hydrologique des aquifères karstiques
Ca, Mg	Externe	- Concentration élevée : marqueur d'une contamination marine

Tableau 3 : nature des informations obtenues sur le système calco-carbonique.

Quelles informations peut-on obtenir à partir des traceurs isotopiques ?

Dans les paragraphes suivants, nous présentons de manière plus détaillée les caractéristiques de certains des isotopes présentés de manière synthétique au Tableau 4. Ces isotopes sont fréquemment utilisés dans les études hydrogéologiques ; de plus, nous exposons les apports des « nouveaux isotopes » (rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, rapport ¹¹B/¹⁰B) à l'étude des systèmes hydrologiques complexes, où l'origine de la salinité des eaux peut être multiple.

Outil	Applications
Oxygène 18 (δ ¹⁸ O) et deutérium (δ ² H)	Nature et origine de l'eau Température des réservoirs Altitudes d'aire de recharge Quantification de la recharge Mise en évidence de mélange Mise en évidence des phénomènes d'évaporation Circuit Hydrodynamique
Tritium(3H)	Radiochronologie Indicateur de temps de transit (³ H>0.1 UT signifie un apport post 1952 dans le système)
Carbone 13 (δ ¹³ C)	Origine et Nature des composés carbonés Mise en évidence de processus diagénétique
Activité Carbone 14 (A ¹⁴ C)	Datation des eaux jusqu'à 45000 ans Estimation des vitesses de circulation dans un aquifère
δ ³⁴ S et δ ¹⁸ O des sulfates dissous	Nature et origine du soufre Mise en évidence des mécanismes bactériens Thermométrie isotopique Mise en évidence des mécanismes Oxydoréduction dans le système

Tableau 4 : informations obtenues par les outils isotopiques « classiques »

- **Les isotopes stables de la molécule d'eau (^{18}O et ^2H) et radioactif (Tritium)**

L'utilisation des isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^2H) permet de tracer très fidèlement les flux hydriques qui s'écoulent dans les systèmes dans la mesure où ils sont intimement liés à l'eau. L'utilisation de ces traceurs permet également de mettre en évidence les processus d'évaporation. Enfin, la nature conservative de ces traceurs permet d'identifier les phénomènes de mélange d'eaux d'origines différentes.

La signature isotopique des précipitations est extrêmement variable dans le temps et dans l'espace, et peut constituer à ce titre, un bon marqueur des eaux infiltrées dans les systèmes, dès lors que la signature isotopique de l'eau préexistante dans le système est différente de celles des précipitations. L'utilisation des isotopes stables de l'eau apporte des informations quant à la nature des processus mis en jeu lors des crues.

Contrairement à l'oxygène 18 et au deutérium, l'isotope tritium de la molécule d'eau est instable dans le temps et est fréquemment utilisé comme chronomètre pour dater les eaux. (^3H , période courte, 12,26 ans)

- **Les isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}$ et A^{14}C)**

Les eaux de pluie lorsqu'elles s'infiltrent tendent à se charger en CO_2 du sol, lui-même issu de la dégradation de la matière organique et donc marqué de manière isotopique par cette origine. Le carbone résultant possède généralement un rapport isotopique compris entre - 20 ‰ et - 25 ‰. Ce type de carbone présente également les teneurs maximales en ^{14}C (A^{14}C compris entre 105 et 130 ‰) car son temps de résidence est très faible. A l'inverse, le second réservoir de carbone dans les systèmes est celui des carbonates dont les rapports isotopiques sont proches de zéro et les activités ^{14}C nulles.

Le carbone 13 permet de déterminer l'origine du carbone dissous dans l'eau (matière organique, carbonates...).

Le carbone 14 est instable dans le temps et est fréquemment utilisé comme chronomètre pour dater les eaux (^{14}C , période de 5250 ans).

- **Les isotopes radiogéniques du Strontium (rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)**

Le Strontium (Sr) est un élément chimique de type alcalino-terreux dont les propriétés physico-chimiques sont proches de celles du calcium. Cette similarité permet au Sr de se substituer au Ca dans les réseaux cristallins.

L'élément strontium peut être utilisé comme traceur dans les études environnementales puisqu'il est naturellement présent dans le milieu. Il possède 4 isotopes (éléments de même numéro atomique qui présentent des propriétés identiques mais qui diffèrent les uns des autres par la masse atomique). Ces 4 isotopes : ^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr et ^{84}Sr sont stables, seul le strontium 87 (^{87}Sr) est

radiogénique c'est à dire qu'il est issu de la désintégration radioactive d'un isotope père, en l'occurrence le rubidium 87 (^{87}Rb) par désintégration β^-

L'abondance des isotopes ^{88}Sr , ^{86}Sr et ^{84}Sr reste constante au cours du temps alors que l'abondance de l'isotope ^{87}Sr va augmenter dans le temps suite à la production via la désintégration du ^{87}Rb . En Sciences de la Terre et dans les études environnementales on utilise le rapport de l'isotope radiogénique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que l'on exprime en fonction de teneurs en strontium et rubidium ($1/\text{Sr}$, Rb/Sr).

D'une manière générale, les eaux qui drainent les roches acquièrent la composition isotopique en Sr (rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) des minéraux de cette roche les plus sensibles à la dissolution. Ainsi, les eaux qui drainent des roches silicatées (granite par exemple) présentent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativement élevés, celles qui drainent des roches carbonatées ont des signatures plus faibles (moins radiogéniques). Ces variations isotopiques peuvent être utilisées pour mettre en évidence et quantifier des mélanges d'eaux de diverses origines.

En domaine karstique, le strontium peut être utilisé comme traceur des circulations souterraines car il peut remplacer le calcium au sein du réseau cristallin des minéraux carbonatés. Les teneurs moyennes rencontrées en milieu carbonaté sont de quelques $\mu\text{g/l}$ à quelques centaines de $\mu\text{g/l}$. Les valeurs remarquables de strontium témoignent d'une circulation des eaux dans des formations évaporitiques de type célestite (SrSO_4), minéral toujours associé au gypse. Une invasion marine explique aussi des fortes teneurs en strontium.

• Les isotopes du Bore (rapport 11B/10B)

Le bore est un élément léger et le contraste de masse entre le ^{11}B et ^{10}B est significatif pour que les isotopes du bore soient soumis à de forts fractionnements isotopiques, ce qui entraîne des variations importantes de plus de 90 ‰ de la composition des eaux dans le milieu naturel. Ces contrastes font du bore un excellent traceur à la fois des sources du bore (fortement lié à la salinité des eaux) que des processus naturels qui l'affectent (mise en évidence de mélange, fractionnement ...)

L'utilisation couplée des isotopes du bore et du strontium apparaît très performante dès lors que l'on recherche à identifier et caractériser l'origine de la salinité comme en témoigne la littérature scientifique récente (Barth 1993 ; Vengosh et al. 1999 Kloppmann et al, 2002). L'association de ces isotopes aux informations apportées par les rapports isotopiques ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$) et ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) des sulfates dissous dans l'eau et des rapports isotopiques permet de bien identifier l'origine des sources de salinité des eaux, notamment lorsque le milieu présente des niveaux argileux ou gypsifère (Fritz et Fontes, 1986).

c) Exemple d'interprétation de données hydrochimiques et isotopiques

Dans le cadre de l'essai de pompage à Cases-de-Pène, les données des paramètres physico-chimiques et les données hydrochimiques et isotopiques devaient permettre d'infirmer ou de confirmer une relation hydraulique entre le forage sous sollicitation par

pompage et l'Agly et le Verdoble, une contribution ou non des eaux circulant sur les niveaux marneux du Lias.

La température et la conductivité ont été comparées d'une part à celle des eaux de surface et à l'eau de l'exutoire, la source de Font Estramar. Les températures du forage étaient légèrement inférieures à celles de Font Estramar, mais témoignant néanmoins d'une circulation en profondeur.

La conductivité de l'eau de Cases-de-Pène a faiblement évolué, restant en moyenne de l'ordre de 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$, avec des variations d'amplitude maximale de l'ordre de 30 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Les analyses statistiques effectuées ont alors montré que la variabilité de la conductivité électrique de l'eau pompée au cours de l'essai était principalement contrôlée par les variations des teneurs en calcium Ca de l'eau, et dans une moindre mesure par l'évolution des concentrations en ions hydrogénocarbonates HCO_3 , sulfates SO_4 et sodium Na.

Les teneurs en éléments chimiques ont présenté une tendance à l'augmentation, à l'exception des concentrations en sulfates et strontium qui ont diminué, et en bore qui sont restées quasiment constantes.

L'évolution des différents éléments chimiques en fonction des chlorures avait montré que la signature chimique des eaux de Cases-de-Pène, déjà différente de celle des eaux de l'Agly, s'en était encore éloignée au cours de l'essai de pompage. Ceci indiquait **qu'il n'y avait pas d'alimentation directe des eaux de l'Agly au système de Cases-de-Pène**, mais sans exclure une contribution des eaux de l'Agly à l'alimentation du système, en considérant que les temps de résidence soient suffisamment longs (plusieurs mois) pour que les eaux de surface infiltrées s'équilibrent avec la roche encaissante et acquièrent une signature de type « eau souterraine ». Cette hypothèse de temps de transfert long est de trois à quatre mois.

La contribution des eaux du Verdoble à l'alimentation de Cases-de-Pène avait été suggérée avec deux types d'analyses :

- les teneurs en Cl et Br, traceurs supposés conservatifs, de Cases-de-Pène étaient du même ordre de grandeur que celles du Verdoble,
- la signature isotopique en oxygène 18 et deutérium (^{18}O , et ^2H) de Cases-de-Pène était proche de celle des eaux du Verdoble.

Les résultats des isotopes du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ont montré que la signature des eaux de Cases-de-Pène est plus radiogénique que celle des eaux de l'Agly et du Verdoble, et que de plus, ce caractère radiogénique a augmenté au cours de l'essai de pompage. Ces résultats montrent donc **qu'il n'y a pas d'alimentation directe des eaux de l'Agly et du Verdoble**, ce qui conforte les analyses chimiques.

Les teneurs en sulfates des eaux de Cases-de-Pène, très inférieures à celles des eaux de surface Agly et Verdoble, avaient diminué durant l'essai de pompage de longue durée. L'interprétation de cette évolution était différente en fonction de l'hypothèse de contact ou non des eaux de Cases-de-Pène avec le **Lias marneux**, qui pourrait être un terme source de sulfates :

- dans l'hypothèse d'une absence d'interaction des eaux de Cases-de-Pène avec les niveaux marneux du Lias, la baisse des teneurs en sulfates pouvait s'interpréter comme une augmentation de la part relative des eaux « profondes » issues de l'infiltration lente des eaux de pluie, et contenues dans les micro-fissures de la roche.
- dans l'hypothèse inverse, la diminution des teneurs en sulfates pouvait s'interpréter comme une diminution de la contribution relative de cette eau « profonde » à l'écoulement.

Les résultats des isotopes du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) avaient alors permis de lever l'ambiguïté : les eaux de Cases-de-Pène présentaient en effet une signature isotopique bien plus radiogénique que celle du Lias marneux, ce qui démontrait **une absence de contact avec ce niveau.**

Les analyses tant chimiques qu'isotopiques réalisées suite à l'essai de pompage sur le système karstique du synclinal du Bas-Agly permettent de compléter les résultats acquis lors de l'essai de pompage. L'étude de l'évolution des rapports isotopiques du strontium des eaux en fonction des teneurs en strontium, et des rapports molaires SO_4/Sr a permis de montrer que les eaux de Cases-de-Pène sont bien dissociées du pôle « Trias », et, quoique différentes, se rapprochent du pôle « Pertes » de l'Agly et du Verdoble. Sur le diagramme des teneurs en sulfates en fonction des teneurs en chlorures, les eaux de Cases-de-Pène sont très proches du pôle « Pertes ». De même, l'évolution des teneurs en bore en fonction des teneurs en deutérium indique que la signature des eaux de Cases-de-Pène est proche de celle du pôle, « Pertes ». Les eaux du forage sont donc influencées par les eaux des pertes, mais sans qu'il y ait une influence directe lors de sollicitation par pompage d'une durée de 3 mois à un débit donné.

2.3.4. Etude de l'interaction entre aquifères karstiques et sédimentaires

a) Approche hydrogéologique par modèle théorique

L'histoire géologique du karst des Corbières est influencée par l'antériorité de la karstification messinienne sur le remplissage pliocène. Sur la bordure nord de la plaine de Rivesaltes, les circulations karstiques profondes participent à la réalimentation du système aquifère plio-quadernaire du Roussillon et notamment des niveaux captifs du Pliocène (Chabart, 1996 ; Gadel, 1966). La continuité hydraulique entre les calcaires karstifiés des Corbières et la partie nord de l'aquifère plio-quadernaire du Roussillon est prouvée. Les ordres de grandeur en terme de flux ou d'échange hydraulique entre les deux aquifères peuvent être déterminées par une étude de sensibilité au moyen d'un modèle numérique théorique, mais cependant réaliste permettant de simuler les transferts de fluide du karst vers le milieu poreux.

Les principes de la modélisation réalisés à l'aide du logiciel FEFLOW d'une part, et la mise en œuvre de solutions analytiques réalisées d'autre part, sont exposés de manière synthétique ci-après, l'intégralité des développements sont présentés au sein du travail

de diplôme de la formation postgrade en gestion des ressources en eau, spécialisation en hydrogéologie (Université de Neuchâtel) de B. Aunay (2003).

Description du modèle théorique et des simulations numériques

Le système est présenté par un modèle théorique qui comprend deux blocs caractérisés par une hauteur h et une longueur L , une charge hydraulique H_i à l'entrée et à la sortie du bloc, représentant les deux milieux aquifères : (i) milieu karstique des Corbières et (ii) milieu poreux du Plio-Quaternaire. Un élément discret est introduit dans le bloc « karst » afin de représenter et de simuler l'effet d'un drain karstique ; il est défini par son ouverture, sa position, sa perméabilité (Illustration 9). Cinq configurations ont fait l'objet de simulations (Tableau 5).

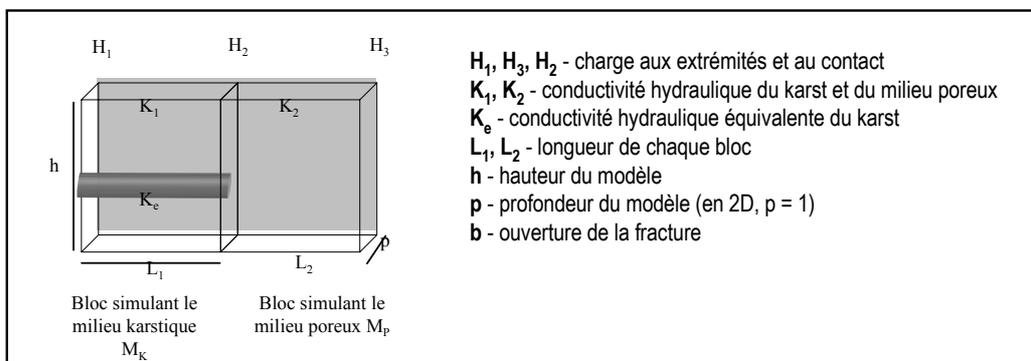


Illustration 9 : Schéma du modèle théorique de simulation des échanges hydrauliques entre le karst et le Plio-Quaternaire (Aunay, 2003).

	Problème	L ou $[L_1+L_2] \times h \times p$ (mètres)	Description	Objectifs	Type de simulation
1	2D vertical	$[500+500] \times 100 \times 1$	2 blocs présentant un fort contraste de perméabilité $K_1 \ll K_2$	Tester l'influence des éléments discrets sur l'interaction karst/milieu poreux	Permanent
2	3D	$[300+500] \times 50 \times 100$	2 blocs présentant un fort contraste de perméabilité $K_1 \ll K_2$	Tester l'influence des éléments discrets sur l'interaction karst/milieu poreux	Permanent
3	3D	$5000 \times 200 \times 200$	conductivité hydraulique homogène	Observer la réponse d'un milieu à une augmentation de charge	Transitoire

Tableau 5 : Maillages utilisés lors des modélisations (modifié à partir d'Aunay, 2003).

Choix des équations

Les équations utilisées pour les simulations numériques et les solutions analytiques sont dépendantes des conditions d'écoulement ; elles sont les suivantes :

Type d'écoulement	Equation
- laminaire et dans fracture d'ouverture > 1cm	Equation d'Hagen-Poiseuille
- turbulent et dans fracture d'ouverture > 1cm	Equation de Manning-Strickler

Équation de Hagen-Poiseuille :

$$Q = \frac{r^2}{4a} \frac{\rho g}{\mu} i S$$

avec Q : débit [L^3/T ; m^3/s]

r : ouverture de la fracture ou rayon du conduit [L ; m]

ρ : densité du fluide [M/L^3 ; kg/m^3]

a : paramètre de forme [-]

g : accélération de la pesanteur [L/T^2 ; m/s^2]

i : gradient hydraulique [-]

S : section du conduit ou de la fracture [L^2 ; m^2]

μ : viscosité du fluide [$M/L/T$; $kg/m/s$]

Le paramètre de forme "a" est égal à 2 dans le cas d'une conduite circulaire, à 2,65 dans le cas d'une fracture dont la hauteur vaut 10 fois la largeur et à 3 dans le cas d'une fracture de longueur infinie (Wyllie & Spangler, 1952). Les conduites circulaires ne peuvent être modélisées qu'en trois dimensions.

$$\frac{\rho g}{\mu} \approx 10^7 \quad \mu = 10^{-3} \text{ kg/m/s}$$

$$\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$$

$$g = 10 \text{ m/s}^2$$

Équation de Manning-Strickler : $Q = K_s R_h^{2/3} i^{1/2} S$

avec Q : débit [L^3/T ; m^3/s]

K_s : coefficient de rugosité [$L^{1/3}/T$; $m^{1/3}/s$]

R_h : rayon hydraulique [L ; m]

i : gradient hydraulique [-]

S : section du conduit ou de la fracture [L^2 ; m^2]

K_s est compris entre 10 et 20 $m^{1/3}/s$ pour un torrent à lit formé de blocs et comprenant de petites cascades (écoulement libre). Jeannin et Maréchal (1995) conseillent d'utiliser la formule de Louis pour les écoulements en charge, mais ils admettent que l'utilisation de la formule de Manning-Strickler (comme Király & Müller, 1979) est également valable. Il est possible d'utiliser la formule de Manning-Strickler avec K_s compris entre 20 et 50 $m^{1/3}/s$ (dépendant du coefficient de rugosité), d'autant plus grand que le tuyau est lisse (Jeannin, 1996).

Afin de simplifier les comparaisons, le coefficient de rugosité K_s a été choisi constant et égale à 25 $m^{1/3}/s$.

Les solutions analytiques permettent d'estimer le débit total sortant et la charge hydraulique H_2 au niveau du contact entre les deux blocs aquifères. Plusieurs solutions analytiques permettant de résoudre ce système à deux inconnues en fonction du type de régime (laminaire ou turbulent) et de la dimension de l'espace (2D ou 3D) ont été retenues. Le milieu saturé ainsi que non saturé est également considéré. Ces équations ne sont pas développées ici. Les résultats des solutions analytiques et des simulations numériques sont comparés.

Principaux résultats

La différence de charge hydraulique entre le milieu karstique et le milieu poreux a été fixée à 40 mètres ($H_1 - H_3 = 40$ mètres), cette valeur correspondant aux données de piézométrie observées lors de crues à Baixas (50 mètres NGF) et dans la plaine du Roussillon (10 mètres NGF).

La prise en compte du milieu non saturé et de l'épikarst au niveau du bloc karstique n'est pas possible avec le logiciel FEFLOW. Cela entraînerait des problèmes de convergence numérique. Les simulations ont donc été effectuées en milieu saturé.

Les écoulements se produisant au sein du milieu poreux sont limités par ses caractéristiques physiques. Il ne peut laisser "filtrer" qu'une certaine quantité d'eau qui est fonction pour un gradient hydraulique donné, de la conductivité hydraulique et de la section de l'aquifère. Lorsque cette quantité d'eau maximale est atteinte, on parle de **capacité maximale d'absorption** du milieu poreux. Celle-ci est calculée en effectuant le rapport entre le débit lié aux éléments discrets et le débit maximum sortant. Il est égal à 0% lorsqu'il n'y a pas de conduit et à 100% lorsque le débit sortant est entièrement absorbé par l'aquifère poreux.

Le débit maximum sortant du bloc karstique correspond au débit obtenu en appliquant la charge H_1 au contact entre le bloc représentant l'aquifère karstique (M_K) et le bloc représentant l'aquifère poreux (M_P). Cette opération a pour but de simuler la présence d'un bloc excessivement karstifié. Plus M_K est karstifié, plus la charge au contact (H_2) augmente et tend vers la charge initiale (H_1 , perte de charge très faibles voire nulles au sein du bloc représentant l'aquifère karstique).

Le débit minimum sortant correspond au débit sortant obtenu lorsque M_K ne présente ni fracture, ni conduit. Dans ce cas, la charge au contact (H_2) est très légèrement supérieure à la charge à l'exutoire du modèle (H_3). Le débit simulé et le

débit obtenu par solution analytique sont toujours compris entre le débit maximum sortant et le débit minimum sortant.

L'illustration 10 rappelle les caractéristiques du modèle numérique utilisé en 2D (Tableau 6). La partie de gauche représente le milieu karstique (M_K) et la partie de droite le milieu poreux (M_P). Des éléments discrets (fractures, drains ou conduits) sont placés au sein du milieu karstique afin de tester leur influence sur le débit total et sur la charge H_2 .

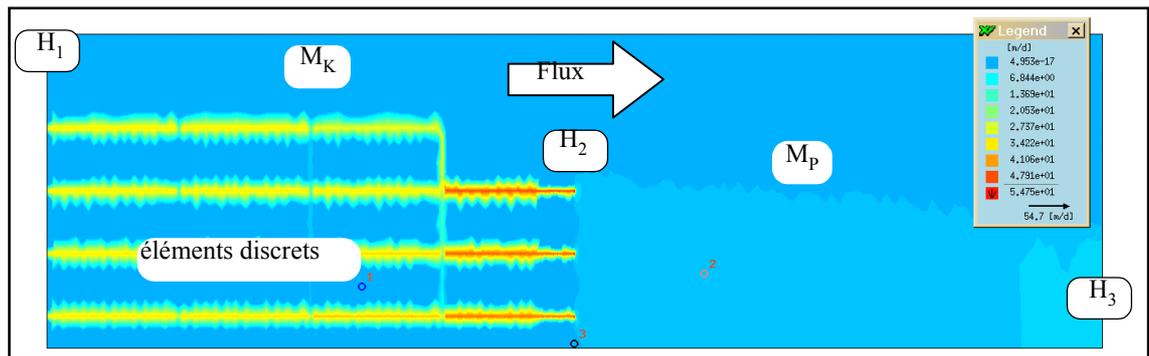


Illustration 10 : Exemple de simulation en 2D (coupe) : représentation des vitesses d'écoulement dans les éléments discrets (Aunay, 2003).

Type modèle	Maillage	Description	Objectifs	Conditions de simulation	Résultats	Type de simulation
1 2D saturé	[500+500]×100×1	2 blocs présentant un fort contraste de perméabilité $K_1 \ll K_2$	Tester l'influence des éléments discrets sur l'interaction karst/milieu poreux	H1 = 150 mètres et H3 = 110 mètres. Section du conduit : 0.01 à 1 m ² Conductivité hydraulique du conduit : 8.175 E+03 à 8.175 E+09 m/s	La capacité maximale d'absorption du milieu poreux est assez vite atteinte : 10 conduits distants de 1 mètre et de 5mm d'ouverture suffisent. Les éléments discrets horizontaux connectés au milieu poreux (fracture ou drain) contribuent à l'augmentation du débit total sortant ; celui-ci augmente si des drains verticaux sont connectés aux drains horizontaux. La capacité maximale d'absorption ne dépasse pas 85%, même si on élargit les conduits indéfiniment Régime laminaire : le débit total sortant augmente même si les éléments discrets présents ne sont pas directement connectés au milieu poreux. L'augmentation du débit est proportionnelle au nombre de conduits. Régime turbulent : les pertes de charge augmentent et le débit total sortant diminue lorsque le cheminement des éléments discrets est complexe.	Permanent
2 3D saturé	[300+500]×50×100	2 blocs présentant un fort contraste de perméabilité $K_1 \ll K_2$	Tester l'influence des éléments discrets sur l'interaction karst/milieu poreux	H1 = 180 mètres et H3 = 120 mètres. Nombre de conduits : 1 à 20	Les commentaires sont similaires à la simulation 2D : - les éléments discrets horizontaux connectés au bloc du milieu poreux contribuent principalement à l'augmentation du débit total sortant. - Lorsque le nombre de conduits augmente, la capacité maximale d'absorption est atteinte. Régime laminaire : Le débit total sortant est identique quelle que soit la position de la fracture, verticale ou horizontale. Régime turbulent : La capacité maximale d'absorption est atteinte localement avec un conduit de diamètre 1mètre. Au-delà de ce diamètre, le débit total n'augmente plus et la capacité maximale d'absorption est de 55%. Pour atteindre les 100%, l'espace entre chaque élément discret ne doit pas dépasser 15mètres, soit environ 20 éléments pour la configuration du modèle.	Permanent
3 3D	5000×200×200	conductivité hydraulique homogène	Observer la réponse d'un milieu à une augmentation de charge		Les temps de transfert de charge sont quasiment instantanés dans le milieu karstique. Le maillage a été adapté afin de mieux observer la réponse d'un aquifère poreux à une augmentation de charge.	Transitoire

Tableau 6 : Caractéristiques des simulations 2D et 3D (FLEFLOW) et commentaires des résultats (modifié, d'après Aunay, 2003)

b) Approche hydrogéochimique et isotopique

La problématique des interactions entre le karst et les aquifères du Plio-quaternaire peut être abordée par l'approche géochimique qui est pertinente pour mettre en évidence les phénomènes de mélanges d'eau de qualités différentes.

Dans le but de caractériser les interactions entre le karst et les aquifères poreux du Plio-Quaternaire, deux campagnes de prélèvements ont été réalisées sur une dizaine d'ouvrages. En parallèle, les eaux du karst ont été échantillonnées au niveau de 6 piézomètres ainsi qu'aux sources de Font Dame, Font Estramar et du lavoir de Salses-le-Château. Les informations géochimiques sur les eaux de l'étang (Ladouche et al. 2000) et du Pliocène dans le secteur de Pia (Ladouche et al. 2003) ont également été utilisées ainsi que les résultats d'une analyse d'eau prélevée dans le forage d'un particulier de la presqu'île de Leucate (Forage Jardin Monté). Les éléments majeurs et traces (Sr, B, Br, Al, Fe) ainsi que les rapports isotopiques du Strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) et de l'eau (^{18}O , ^2H) ont été analysés.

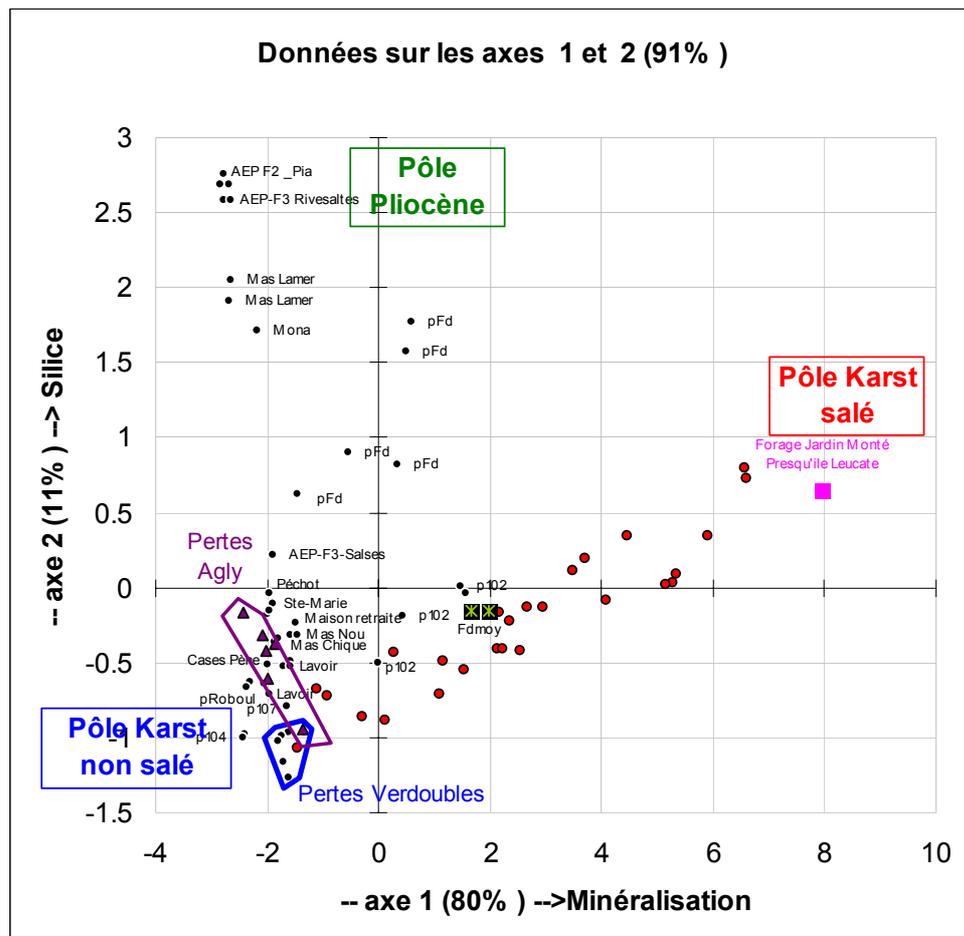


Illustration 11 : ACP-Projections des échantillons dans le plan principal F1-F2

Le premier traitement mathématique effectué a consisté à réaliser une analyse en composante principale (ACP) afin de déterminer les facteurs qui permettent d'identifier et de séparer les différents types d'eau en présence dans le secteur d'étude. L'analyse a porté sur les paramètres suivants : Ca, Mg, Na, K, Cl, SO₄, SiO₂, B, Br et Sr.

La projection dans l'espace des individus permet de distinguer très nettement les différents types d'eau et d'interpréter les résultats en termes de mélange (Illustration 11). On peut ainsi montrer que les eaux du Plio-quatenaire échantillonnées au niveau d'un certain nombre de forages présentent des signatures hydrochimiques très proches de celles des eaux du karst non salé. Les eaux de l'exutoire du système - Font Estramar - se distinguent par une minéralisation plus importante et se répartissent en fonction du contexte hydrologique entre le pôle karst non salé et le pôle karst salé tel que défini à l'aide d'un forage caractéristique.

Ces premiers résultats suggèrent donc que le karst contribue de manière notable à l'alimentation des réservoirs du Plio-quatenaire. La vérification et la quantification des proportions de mélange sont abordées à l'aide des isotopes du strontium (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) (Illustration 12) : représentation de l'évolution des rapports isotopiques du strontium en fonction de l'inverse des teneurs en strontium, afin de distinguer les différents types d'eau en présence dans le secteur d'étude.

Il est possible ainsi d'identifier les points d'eau rattachés à l'aquifère poreux qui sont alimentés exclusivement par les eaux de l'aquifère karstique dans un secteur donné. La contribution des eaux par le karst peut être estimée à l'aide de droites de mélange.

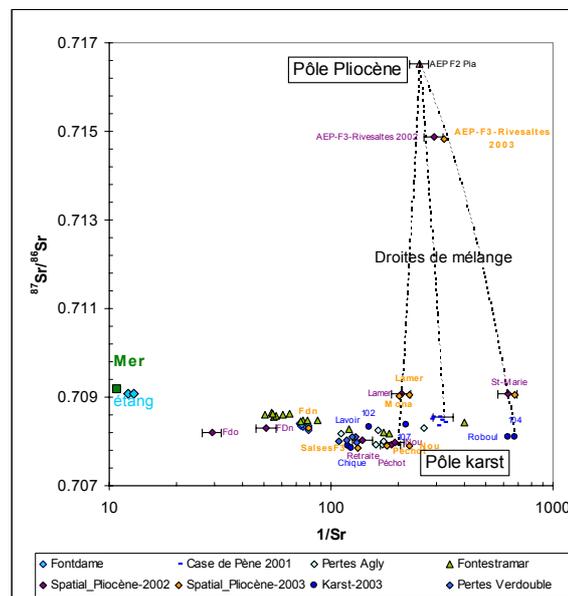


Illustration 12 : Rapports isotopiques du strontium ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr en fonction de l'inverse des teneurs en strontium¹.

¹ Dans une représentation semi-logarithmique les droites de mélange sont représentées par des courbes plus ou moins incurvées.

2.3.5. Décomposition des hydrogrammes – modélisation inverse des systèmes karstiques unaires et binaires

La modélisation inverse fait appel à des techniques numériques complexes s'appuyant sur différentes méthodes de régularisation. Le problème inverse a généralement plusieurs solutions (parfois une infinité de solutions) et il convient, pour le résoudre, d'ajouter des informations pertinentes permettant de préciser la réalité physique des phénomènes, assurant ainsi l'unicité de la solution. Ce type de modélisation est effectué à l'aide du logiciel développé par le brgm (Pinault, 2001), logiciel de traitement et de modélisation de séries temporelle en hydrogéologie et hydrogéochimie. Ce logiciel est également utilisé pour procéder aux analyses corrélatoires et spectrales, simples ou croisées.

D'une manière générale, la modélisation des écoulements consiste à calculer la réponse impulsionnelle lente Γ_l et rapide Γ_r , associée aux différents types d'écoulement. Le transfert rapide peut être dû au ruissellement de surface ou à l'effet de chasse résultant du comportement de la zone non saturée. Le transfert lent met en jeu les différents processus d'infiltration, induisant un retard plus ou moins important entre la pluie et le débit (ou la variation d'un niveau piézométrique) observés en sortie: infiltration lente et rapide, ruissellement différé,...

L'utilisation de deux réponses impulsionnelles est résolue à l'aide d'un processus itératif. L'équation du transport s'écrit:

$$S(t) = Surface.(\Gamma_r * P_r + \Gamma_l * P_l) + a.t + b \text{ (débit)}$$

où * représente le produit de convolution discret $(f * g)(k) = \sum_{i=0, i1} f(i).g(k-i)$, t le temps, $S(t)$ la sortie de l'hydrosystème (débit, niveau piézométrique), le terme $a.t + b$ la tendance, $Surface$ la surface du bassin d'alimentation, P_r et P_l les composantes de la pluie induisant le transfert rapide et lent, respectivement. Les réponses impulsionnelles Γ_l et Γ_r sont normalisées (aire unité) et sont donc sans dimension.

Le système peut être constitué de une ou deux connexions hydrauliques en entrée. La fonction de transfert linéaire comprend autant de composantes qu'il y a d'entrées.

Lorsque deux entrées sont fortement corrélées entre elles, leur séparation peut néanmoins être réalisée dans de bonnes conditions lorsque leur temps de régulation diffère de manière significative (leur temps de réponse après un épisode de pluie). Il y a alors lieu de choisir la réponse impulsionnelle linéaire la plus courte possible (modèle général) ou bien un modèle analytique.

La somme $P_{eff} = P_r + P_l$ représente la pluie efficace P_{eff} .

a) *Pluie efficace et transfert non-linéaire*

C'est la hauteur de pluie minimale permettant d'engendrer un débit à l'exutoire d'un bassin versant ou encore l'augmentation d'un niveau piézométrique. Le modèle inverse peut calculer la pluie efficace à partir d'une séquence de pluie, moyennant la connaissance de l'ETP (ou de la température journalière).

Elle est calculée à partir d'un seuil $\Omega(t)$ représentant la réserve utile des sols de telle sorte que :

$$P_{eff} = Pluie - \Omega(t) \quad \text{si } Pluie > \Omega(t)$$

$$P_{eff} = 0 \quad \text{si } Pluie \leq \Omega(t)$$

Le seuil $\Omega(t)$ est lui-même calculé à partir de la pluie et de l'ETP (ou température journalière) passées de sorte que :

$$\Omega(t) = \Gamma_p * Pluie + \Gamma_{ETP} * ETP + Cste$$

Les réponses impulsionnelles Γ_p et Γ_{ETP} sont représentées par des trapèzes (modèle à 2×4 degrés de liberté et la constante $Cste$, soit 9 degrés de liberté) :



de sorte que $\Gamma_{ETP} > 0$ et $\Gamma_p < 0$: l'ETP augmente le seuil $\Omega(t)$ alors que la pluie le fait diminuer.

Le produit de convolution de l'ETP par la partie positive de la R.I. donne la contribution de l'ETP au seuil de pluie efficace (l'ETP ou T ont une contribution positive sur le seuil car l'une et l'autre de ces grandeurs caractérise la perte en eau des sols et de la végétation). Le produit de convolution de la pluie par la partie négative de la R.I. donne la contribution de la pluie au seuil $\Omega(t)$: la pluie a une contribution négative sur le seuil, suite à la recharge des sols.

La part relative $\alpha(t) = P_r / (P_r + P_l)$ de la pluie impliquée dans le transfert rapide est donnée par la fonction $\alpha(t)$ qui, elle-même, dépend de la pluie efficace passée :

$$\alpha(t) = \Gamma_{P_{eff}} * P_{eff} = \Gamma_{P_{eff}} * (P_r + P_l)$$

La réponse impulsionnelle $\Gamma_{P_{eff}}$ est, là encore, représentée par un trapèze (modèle à 4 degrés de liberté) :

Le front de montée caractérise la durée du processus conduisant à la modification de l'état du bassin : en effet, le transfert rapide résulte généralement de phénomènes transitoires induits par un régime pluviométrique de forte intensité ou de longue durée. Ces processus comprennent la saturation en eau des sols, l'extension de zones humides dans les bas-fonds ou l'accroissement de la charge hydraulique dans un aquifère karstique.

La longueur de la plus petite base du trapèze régit l'amplitude des phénomènes de transfert rapide. En particulier, la fonction $\alpha(t)$ peut prendre d'importantes valeurs lorsque la longueur de cette base est supérieure à la durée moyenne séparant 2 événements de pluie efficace consécutifs, en raison du phénomène d'empilement observé lors du produit de convolution de la pluie efficace par ce trapèze (un événement de pluie efficace fait monter la fonction $\alpha(t)$ alors que celle-ci n'était pas encore redescendue à 0, suite à l'événement 'Pluie' précédent).

Les solutions du modèle inverse sont les réponses impulsionnelles Γ_l et Γ_r , $\Omega(t)$ ($\Gamma_P, \Gamma_{ETP}, C_{ste}$) et $\alpha(t)$ ($\Gamma_{P_{eff}}$).

b) Calcul du seuil de pluie efficace $\Omega(t)$ ou réserve utile des sols

La prise en compte de la loi de conservation :

$$\sum P_{eff} \times Surface = \sum S(t)$$

applicable également aux flux ainsi qu'aux niveaux piézométriques, suppose le calcul de la pluie efficace à partir de la réserve utile des sols $\Omega(t)$. Cette fonction du temps a la même dimension que la pluie (hauteur d'eau par unité de temps) : c'est, à un instant donné, la capacité en eau des sols.

Lorsque la sortie représente un niveau piézométrique, le seuil $\Omega(t)$ inclut également le ruissellement de surface, à moins que celui-ci ne soit représenté par l'une des variables d'entrée (dite 'connexion hydraulique').

A un temps t donné, la hauteur de pluie efficace est :

- la différence entre la hauteur de pluie et ce seuil si la hauteur de pluie est supérieure ou égale au seuil,
- zéro si la hauteur de pluie est inférieure au seuil.

Cette approche visant à estimer la pluie efficace à partir d'un modèle inverse présente l'avantage de ne faire aucune hypothèse sur le temps de régulation des processus de transfert dans les sols, contrairement aux modèles à réservoirs. Ces modèles assimilent en effet le sol à un réservoir, la pluie n'étant efficace que lorsque le réservoir déborde. Le niveau d'eau dans le réservoir, proportionnel à la hauteur de pluie moins l'évapotranspiration, est remis à jour au pas journalier. Or les temps de régulation des sols étant généralement supérieurs à la journée en raison des transferts entre les macropores et les micropores, ces modèles doivent surestimer la recharge utile des sols pour exprimer une pluie efficace en accord avec les observations.

c) Contribution de la pluie au transfert rapide $\alpha(t)$

Les processus de transfert intervenant à l'échelle de bassins font généralement intervenir plusieurs réponses impulsionnelles (ou fonctions de transfert). Deux réponses impulsionnelles peuvent être utilisées simultanément :

- une courte réponse impulsionnelle dite rapide, destinée à caractériser le ruissellement de surface d'un bassin versant ou la vidange gravitaire d'une nappe par 'effet de chasse', c'est-à-dire après qu'une continuité hydraulique entre la zone non saturée et la zone saturée se soit établie,
- une réponse impulsionnelle lente, nécessairement plus longue que la précédente, décrivant à la fois les processus de transfert rapides (s'ils sont linéaires) et différés : infiltration,...

Pour cela, la pluie efficace est décomposée en une **composante rapide** P_r et une **composante lente** P_l , chacune de ces composantes étant transférée à l'exutoire ou dans la nappe au moyen de la réponse impulsionnelle correspondante. La contribution de la pluie efficace au transfert rapide est décrite au moyen de la fonction $\alpha(t)$ dont les valeurs sont comprises entre 0 et 1. Cette fonction donne, au temps t , la contribution de la pluie efficace impliquée dans le transfert rapide.

Coefficient d'ajustement de Nash

La qualité de l'ajustement d'une série observée $S(t)$ à l'aide d'un modèle $M(t)$ peut également être mesurée à partir du coefficient d'ajustement de Nash. C'est un paramètre sans dimension : $Nash=1-Z$, où Z est égal au rapport de la somme des carrés du résidu sur la variance de la série observée (moment centré d'ordre 2) :

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{n=1,N} [S(n) - M(n)]^2}{\sum_{n=1,N} [S(n) - \bar{S}]^2}$$

où \bar{S} représente la moyenne de la série observée $S(n)$, N est la taille de l'échantillon (longueur des séries en l'occurrence).

Le coefficient de Nash caractérise donc la distance entre la série observée et le modèle, notion incluant à la fois les erreurs systématiques (biais) et aléatoires (bruit). Il est très utilisé par les hydrologues ainsi que les hydrogéologues.

d) Modélisation des systèmes karstiques binaires

La modélisation des systèmes karstiques binaires alimentés à la fois par les précipitations efficaces et les pertes de cours d'eau nécessite de déterminer le débit journalier des pertes. Deux procédures ont été développées afin de déterminer le débit journalier des pertes de l'Agly et du Verdoble, qui contribuent à l'alimentation du système karstique du synclinal du Bas-Agly (h).

La modélisation inverse permet de décomposer ainsi l'hydrogramme en prenant en compte comme signaux d'entrée les précipitations et les pertes et de déterminer la part relative des pertes aux écoulements du système, selon la méthode de décomposition des hydrogrammes explicitée au paragraphe précédent (f).

e) Evaluation de la contribution des pertes

L'estimation du flux journalier des pertes nécessite d'identifier les données disponibles à l'amont et à l'aval des zones des pertes, ainsi que d'identifier les différents apports par des tributaires intégrés ou non par les stations de jaugeage. Il s'agit d'identifier les modifications du cours d'eau aérien entre les stations amont et aval. Les prises d'eau par canal pour irrigation doivent être identifiées et le flux journalier défini soit à partir de données de station hydrométrique soit à partir de données du gestionnaire du canal. Pour les affluents tributaires pour lesquels il n'y a pas de station hydrométrique, le débit journalier peut être estimé à partir de données ponctuelles ainsi que par rapport au débit spécifique de cours d'eau de bassin versants adjacents en déterminant un facteur de proportionnalité basée sur la superficie des bassins versants. Le débit des pertes est ainsi estimé à partir du bilan d'eau du réseau hydrographique concerné :

$$Q_{\text{pertes}} = Q_{\text{amont}} - Q_{\text{aval}}$$

L'estimation des flux d'eau journalier absorbés par les pertes à partir des données des stations hydrométriques, il convient de faire plusieurs hypothèses sur le fonctionnement du système karstique. Des mesures ponctuelles de jaugeages à l'amont et à l'aval des zones de pertes pour un cours d'eau pour lequel il n'y a pas de stations hydrométriques sont nécessaires ; ces mesures doivent couvrir une période pour lesquelles les conditions hydrologiques sont contrastées. Le débit des pertes est fonction du débit amont et de l'état hydrologique du karst au niveau de la zone d'absorption des pertes. La capacité d'absorption du karst évolue selon une hystérésis au cours des crues, bornée par une capacité d'absorption maximale et minimale.

Dans le cas où il n'y a qu'une seule station hydrométrique à l'amont des pertes sur le cours d'eau concerné, il est nécessaire pour estimer le débit journalier des pertes de poser plusieurs hypothèses simplificatrices :

- Hypothèse 1 : les débits des pertes peuvent être reliés aux débits amonts par une relation ; cette relation peut être de type puissance.
- Hypothèse 2 : la capacité maximale d'absorption du karst au niveau des pertes du cours d'eau est fixée à partir des données ponctuelles et de la courbe d'hystérésis.

L'évolution temporelle des débits journaliers des pertes peut être ainsi calculée à partir des données de la station hydrométrique amont.

Cette définition des chroniques des pertes alimentant un système karstique binaire a été confrontée à un calcul des débits journaliers en intégrant des données de suivi en continu au niveau d'affluent et au niveau d'un piézomètre situé dans la zone des pertes. La comparaison telle qu'expliquée dans le chapitre 3 (paragraphe 3.2) est remarquable ; la méthode d'estimation des pertes avec ses hypothèses est ainsi validée.

L'évaluation des différentes composantes des écoulements à l'aide des séries temporelles des précipitations et des pertes des cours d'eau est effectué à l'aide de la modélisation inverse en considérant en entrée les précipitations et les pertes et en sortie le débit du ou des exutoires. Les réponses impulsionnelles sont déterminées par déconvolution pour les différentes entrées. Ainsi lors de la reconstitution de l'hydrogramme, il est possible d'identifier les différentes composantes contribuant à l'hydrogramme (produit de convolution de la réponse impulsionnelle par l'entrée). Cette méthode est originale ; elle a été appliquée pour une des premières fois dans le cadre de ce projet. A noter qu'il est rare de disposer de chroniques d'entrée pour les pertes dans le cadre de l'étude de systèmes karstiques binaires.

2.3.6. Mise en œuvre et interprétation d'essais de pompage

Les objectifs des essais de pompage de longue durée effectués en contexte karstique peuvent être exprimés comme suit :

- tester les capacités réelles d'un système karstique mis en jeu en termes de productivité,
- déterminer le débit et les conditions d'exploitation pour une éventuelle exploitation future d'un système pour l'alimentation en eau potable d'une ou plusieurs collectivités,
- enfin, dans le cadre d'une étude de connaissance régionale de systèmes karstiques, il s'agit également de participer à l'amélioration de la connaissance d'un aquifère karstique qui représente un intérêt patrimonial.

Deux types d'essai de pompage sont généralement mis en œuvre, lors d'une période d'étiage, le moins possible influencée par les précipitations (test des conditions extrêmes d'une sollicitation de l'aquifère par pompage) :

- des essais de pompage de courte durée (une heure ou plus), successifs (séparés de une heure environ), et par paliers de débits croissants. Ces essais de puits ont pour objectif de déterminer les caractéristiques hydrauliques de l'ouvrage, en déterminant principalement les pertes de charge quadratiques,
- un essai de pompage de longue durée à un débit constant de quelques centaines de m³/h. L'objectif de cet essai est de permettre d'estimer la productivité de la formation aquifère en la sollicitant à plus grande échelle (essai de nappe).

Le dispositif pour la réalisation d'essais de pompage dans un forage est classique, mais nécessite soit une sous-traitance à un bureau d'ingénieur assurant la maîtrise

d'œuvre, soit une sous-traitance à une société spécialisée dans ce type d'opération (matériel de pompage, conduites d'exhaure, installation électrique).

Le matériel mis en place pour réaliser le pompage d'essai peut être décrit comme suit :

- une pompe immergée de diamètre adapté à celui de l'ouvrage et de puissance permettant des essais par palier et au débit maximal retenu, mise en place à une profondeur adéquate (en fonction de la profondeur de l'ouvrage, de la hauteur HMT et de la courbe caractéristique de la pompe),
- un câble électrique d'alimentation,
- un jeu d'électrodes pour la protection contre le manque d'eau autorisant un rabattement jusqu'à une profondeur donnée,
- une colonne d'exhaure en tubes acier raccordés par brides,
- deux tubes guides en PVC (diamètre 25 mm) pour la sonde de niveau par bullage (dispositif automatique de mesure) et les mesures manuelles.

L'alimentation électrique peut être soit fournie par EDF via un transformateur, accompagné d'un poste de comptage de chantier et d'une armoire de commande, soit par un ou plusieurs groupes électrogènes.

Le dispositif d'exhaure quant à lui est à adapté à la configuration du site ; il peut être décrit comme suit :

A partir de la tête de puits, les eaux d'exhaure sont à rejetées dans l'environnement à l'aval hydraulique de l'ouvrage, dans un cours d'eau si possible, via une canalisation en acier (tubes irrigation type Anfor).

A une dizaine de mètres de la tête de puits, une lyre de mesure en diamètre 150 mm est à intercaler sur la conduite d'exhaure afin de permettre des mesures de débit et de physico-chimie en continu sur l'eau d'exhaure. Cette lyre de mesure comporte les équipements suivants :

- un débitmètre électromagnétique monté en siphon entre longueurs droites normalisées avec un affichage et d'une sortie analogique 4-20 mA,
- un piquage pour les prélèvements,
- un piquage destiné à alimenter un bac dans lequel sont immergées les sondes pour les mesures de conductivité et de température,
- une vanne de régulation de débit.

Des mesures in situ au niveau du site de pompage sont à prévoir, au niveau d'un piézomètre d'observation situé à proximité du forage sollicité par pompage et au niveau d'autres points d'observation au niveau du bassin d'alimentation. Ces sites peuvent être équipés au minimum de sonde de pression voire de sonde de conductivité et température. Dans un contexte de forage à proximité d'un cours d'eau pouvant participer à l'alimentation du forage en cours de pompage, des mesures ponctuelles ou continu de température et conductivité au niveau du cours d'eau sont à

prévoir. Dans le cas du pompage de Cases-de-Pène, les données des lâchers de barrage de l'Agly (Caramany) situé en amont de la zone des pertes du cours d'eau ont été prises en compte pour l'interprétation des données.

Un réseau type d'observation mis en place sur le site est présenté ci-dessous (Tableau 7) ; les marques des instruments sont données à titre d'exemple :

Point	Paramètre mesuré	Appareillage	Type d'acquisition
Forage	Niveau d'eau	Capteur de pression par bullage Nimbus	En continu, toutes les 15 min
		Sonde électrique manuelle	Mesures ponctuelles de contrôle
Piézomètre	Niveau d'eau	Mesure par bullage, station OTT type Orphimèdes	En continu, toutes les 15 min
		Sonde électrique manuelle	Mesures ponctuelles de contrôle
Eaux d'exhaure	Débit	Débitmètre électromagnétique KRHONE, couplé à une centrale d'acquisition NAPAC (avec précision de $\pm 0,5\%$ selon le constructeur)	En continu
	Conductivité et température	Station de type Hydrosens de OTT	En continu, toutes les 15 min
	pH, température, oxygène dissous et turbidité	Sonde multi-paramètres, couplée à une station de type AVANTEC	En continu
	Conductivité, température et pH		Mesures ponctuelles de contrôle

Tableau 7 : Types de mesures au niveau du site de pompage

Des prélèvements d'eau sont à effectuer au cours de l'essai de pompage, par palier et de longue durée. Le nombre est à fixer en fonction des variations observées des paramètres physico-chimiques et des rabattements dans l'ouvrage, mais aussi à des fréquences fixes (journalière ou hebdomadaire pour un essai de longue durée)

Ces échantillons en plus des mesures in situ (pH, conductivité, température) font l'objet de dosages en laboratoire (pH, TAC, TH et teneur en HCO_3). Une sélection d'échantillons peut être faite après l'essai, pour une analyse plus complète en éléments majeurs (HCO_3 , Ca, Mg, SO_4 , Cl, K, Na, NO_3 , NH_4 et SiO_2) et en traces (B, Sr et Br), voir d'isotopes stables de l'eau. En complément au suivi chimique, la qualité bactériologique et la recherche des phytosanitaires peuvent être effectuées sur une sélection réduite d'échantillon. Des échantillons des cours d'eau à proximité susceptibles d'alimenter le forage en cours de pompage sont à prévoir, avec une fréquence d'échantillonnage plus lâche.

L'interprétation de l'essai de pompage a été effectuée, d'une part à l'aide d'une analyse qualitative des courbes de rabattement (coefficient de tarissement, période de lâchers de barrage, ...) et d'autre part à l'aide de modèles permettant la reconstitution des variations de niveaux d'eau observées avant, en cours de pompage et après. A noter, l'importance de disposer de chroniques piézométriques avant de réaliser un

essai de pompage et de poursuivre le suivi après l'essai de pompage. Ces suivis permettent de caractériser le comportement de l'ouvrage en période naturelle et en période sollicitée. Dans le cadre du forage de Cases-de-Pène, il a été ainsi possible, a posteriori, de comprendre le rôle des pertes influencées également par les lâchers de barrage de l'Agly à Caramany sur les variations de niveaux d'eau de l'ouvrage. La contribution des pertes par rapport à la recharge par les précipitations efficaces a été qualifiée en ayant recours à des modélisations inverses telles que décrites dans ce chapitre et à l'aide de modélisation globale de type boîte noire ou réservoir en cascade (ex GARDENIA © brgm ou GR4 © CEMAGREF).

Trois types de modélisations inverses peuvent être envisagés avec TEMPO (Illustration 13) :

- La première en ne considérant que la pluie efficace en variable explicative,
- La seconde, en considérant deux variables explicatives : la pluie efficace et le débit des pertes de l'Agly,
- La troisième, en considérant deux variables explicatives : la pluie efficace, et la somme des débits des pertes de l'Agly et du Verdoble.

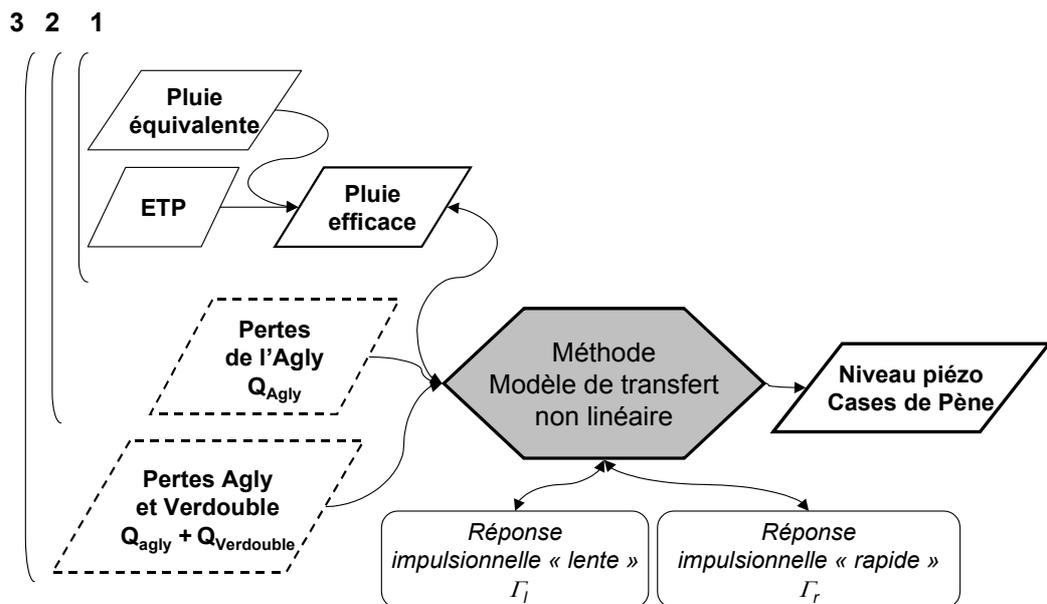


Illustration 13 : Modélisations inverses déterminées avec le logiciel TEMPO

La chronique de niveaux piézométriques prise en compte dans les analyses temporelles couvre la période antérieure et postérieure à la période de l'essai de pompage ; elle est au pas de temps journalier.

La pluviométrie peut être spatialisée si des données de différentes stations pluviométriques de la région étudiée sont disponibles. Cependant dans l'analyse effectuée avec TEMPO, l'hypothèse d'une pluie équivalente répartie uniformément sur

le bassin d'alimentation est effectuée. Cette pluie équivalente est déterminée avec TEMPO par la méthode de pondération des chroniques de pluies : il s'agit de déterminer quelle combinaison linéaire des différentes chroniques de pluies permet d'expliquer au mieux (du point de vue de la corrélation statistique) le niveau piézométrique de l'aquifère de Cases-de-Pène. Pour cela, les poids associés aux différentes chroniques de pluies sont calculés de telle sorte que le corrélogramme croisé non centré [Pluie pondérée / Niveau piézométrique] ait une surface maximale pour un décalage appartenant au segment $[0; T]$, T étant le temps de régulation du système. Les poids sont positifs, et leur somme est égale à 1.

Les données d'évapotranspiration potentielle (ETP) sont à acquérir pour une station météorologique la plus proche et donc représentative du site de pompage.

La détermination des réponses impulsionnelles, dans le cas d'un ouvrage situé et influencé par les pertes d'un ou plusieurs cours d'eau à proximité, nécessite de disposer de chroniques de débits au pas de temps journalier. La méthode pour déterminer ces chroniques est expliquée dans ce même chapitre.

La détermination des conditions d'exploitation d'un forage tel que celui de Cases-de-Pène, passe par une synthèse de la connaissance de la structure et du fonctionnement du système karstique dans son ensemble auquel appartient l'ouvrage. De plus, les caractéristiques hydrauliques de l'ouvrage peuvent être déterminées à l'aide des données de l'essai de puits (calcul des pertes de charge simple et quadratiques) ; elles permettent de déterminer si les pertes de charge quadratiques sont circonscrites ou non à l'environnement immédiat de l'ouvrage en utilisant les données de différences de charge mesurées également au niveau d'un piézomètre d'observation et les pertes de charges linéaires. Un coefficient de pertes de charges linéaires relativement faible en valeur absolue traduit une très forte « transmissivité » de l'aquifère dans les environs immédiats du forage. Si on dispose de données d'essais de puits antérieures à l'essai, il est possible de vérifier le bon état de l'ouvrage si ces caractéristiques ne sont pas modifiées au cours du temps.

Sur la base de ces éléments et de diverses hypothèses quant au positionnement de la pompe en exploitation et aux niveaux piézométriques au sein de l'aquifère (TBE = Très Basses Eaux, BE = Basses Eaux), des débits instantanés d'exploitation peuvent être calculés. Cette estimation correspond à un débit exploitable à « court terme », basé quasi exclusivement sur les caractéristiques du forage, qui ne préjuge donc pas des capacités de l'aquifère.

En considérant le coefficient de tarissement naturel du niveau d'eau de l'aquifère, des principales zones perméables recoupées par le forage, des niveaux de karstification connus ou supposés au sein de l'aquifère, l'existence d'un stock d'eau souterraine peut être apprécié. Le stock d'eau souterraine mobilisable peut être évalué comme présenté sur la base de différentes hypothèses portant sur le rabattement maximal choisi au sein du forage d'une part et sur le niveau piézométrique « moyen annuel » au sein de l'aquifère (ME = Moyennes Eaux, BE = Basses Eaux).

Ces estimations permettent de déterminer un débit d'exploitation égal ou supérieur au débit de pompage sur une base d'un cycle hydrologique, et d'émettre des hypothèses sur les conditions d'exploitation avec des périodes pour des débits d'exploitation supérieurs.

2.3.7. Mise en œuvre et interprétation d'essais de traçages artificiels

La méthodologie des essais de traçage artificiels a été mise en œuvre au niveau des pertes du Verdoble et de l'Agly. Les traceurs utilisés étaient des traceurs classiquement utilisés, à savoir des traceurs de type fluorescent (uranine et sulforhodamine G). Les injections ont été effectuées de façon instantanée au niveau des pertes naturelles.

a) Choix des points d'injection :

Pour guider le choix du point d'injection, il est nécessaire de réaliser des campagnes de jaugeage au micro-moulinet. Ces jaugeages différentiels ont pour objectifs (i) de localiser les zones de pertes et d'avoir une estimation de leur nature (pertes ponctuelles, pertes diffuses), et (ii) d'estimer le débit des pertes pour évaluer la durée de la fonction d'entrée du traceur.

Trois autres facteurs peuvent également être pris en compte pour le choix du point d'injection :

- point d'injection à choisir suffisamment en amont des pertes, et avec un courant non négligeable pour assurer le bon mélange du traceur avant son entrée dans le système,
- éviter les zones d'eaux stagnantes trop importantes avant les pertes, qui conduiraient à une dispersion de la fonction d'entrée du traceur, et à un risque de photo dégradation du traceur,
- facilité d'accès pour le matériel.

b) Choix des points de restitution et type de suivi

Concernant le suivi de la restitution, un réseau de suivi doit être mis en place, en considérant d'une part les exutoires du système karstique tracé et d'autre part des sources mineures de débordement, voire des forages situés dans le karst sur l'axe de drainage souterrain supposé entre les pertes et les exutoires, et également dans l'aquifères adjacent. Dans le cas des essais concernant les pertes de l'Agly et du Verdoble situé dans le bassin d'alimentation du système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly, des forages situés dans l'aquifère du Plio-Quaternaire ont également été suivis afin de mettre en évidence une alimentation possible de cet aquifère par le karst.

Le suivi est effectué à l'aide d'échantillonneurs automatiques, de prélèvements manuels, de fluocapteurs (charbon actif) et de mesures en continu à l'aide de

fluorimètres. Les fluorimètres utilisés sont développés par le Groupe de Géomagnétisme de l'Institut de Géologie de l'université de Neuchâtel en Suisse. Cet appareil permet la mesure autonome (alimentation par batterie 12V, et stockage des données sur carte mémoire) par pas de temps fixe, de deux traceurs, ainsi que de la turbidité, dans des rivières jusqu'à 10 m de profondeur. Les spécifications de l'appareil sont précisées dans le Tableau 8.

Fourchette de mesure de la turbidité	0,02 à 400 NTU
Traceurs détectables	- Uranine (émet dans les verts) - Sulforhodamine G (émet dans les rouges)
Sensibilité ⁽¹⁾	> 0,2 V/10 ⁻⁷ g/ml (soit > 0,2 V/100 ppb ⁽²⁾)
Seuil de détection ⁽¹⁾	< 5.10 ⁻¹¹ g/ml (soit < 0,05 ppb)
Seuil de saturation ⁽¹⁾	2500 mV (soit > 1250 ppb)
Bruit de fond électrique	< 0,1 mV
Pas d'acquisition	15 min
Stockage des données	Carte mémoire SRAM
Alimentation	12 V
Dimensions fluorimètre de surface	Ø 160 mm, Hauteur 170 mm
Dimensions fluorimètre de forage	Ø 48 mm, Hauteur 184 mm
(1) pour l'uranine	(2) 1 ppb = 1 µg/l

Tableau 8 : Spécifications des fluorimètres de terrain GGUN-FL²

Des échantillonneurs automatiques autonomes de 24 flacons en polyéthylène de 500 ml, alimentés par batterie 12V, sont également à installer pour prélever au niveau des sources. Les échantillons relevés lors de tournées de routine sont transvasés dans des flacons de 250 ml en polyéthylène ambré pour les protéger de la lumière. Ces échantillons sont ainsi analysés en laboratoire par spectrofluorimétrie.

Enfin, il est également possible de prévoir des prélèvements manuels lors de tournées de routine ainsi que sur des points mineurs un suivi par fluocapteurs (sachets de charbon actif).

La fréquence d'échantillonnage est à définir en début d'essai de traçage (généralement toutes les 4 heures pour les échantillonneurs automatiques, deux fois par jour pour des prélèvements manuels et toutes les 15 minutes pour les fluorimètres). En fonction des premiers résultats et également des changements de conditions hydrologiques, il est nécessaire d'adapter la fréquence d'échantillonnage, la réduire ou l'augmenter en fonction. Il est donc indispensable de pouvoir disposer de résultats d'analyses du

² <http://www-geol.unine.ch/GEOMAGNETISME/tract.html>

laboratoire rapidement en cours d'essais de traçage ; il est conseillé de vérifier la disponibilité du laboratoire d'analyse lors de la période d'essais de traçage.

c) **Choix des traceurs**

Les traceurs fluorescents sont habituellement utilisés dans les études hydrogéologiques karstiques, pour leur facilité d'emploi, leur seuil de détection bas, et leur faible toxicité. Ils sont d'autant plus recommandés pour les essais de traçages d'écoulements souterrains, où ils ne seront pas soumis au phénomène de photo-dégradation.

L'uranine, qui émet dans les verts (longueurs d'onde d'excitation et d'émission de 490 et 520 nm, respectivement), est le traceur fluorescent plus couramment utilisé, présentant la meilleure réponse en fluorescence, et le plus faible taux d'adsorption.

Des études menées sur les traceurs fluorescents (Smart, 1984 ; Leibundgut & Hadi, 1997), ont permis de déterminer leur toxicité pour les organismes vivants. Les seuils indiqués dans le Tableau 9 montrent que les effets létaux n'apparaissent que pour des concentrations particulièrement élevées. Smart (1984) indique l'absence de risque cancérogène et mutagène de l'uranine.

DL50	DL50 (mg/kg)	Animal testé Mode d'administration	
(dose létale pour 50% des animaux testés, exprimée en mg par kg)	4,74	souris, oral	
CL50 pour les poissons			
(concentration létale pour 50% des poissons pour un temps d'exposition donné, exprimée en mg/l)	CL50 (mg/l)	CL50 (µg/l ou ppb)	Temps d'exposition (h)
truite arc-en-ciel	1372	$1,372 \cdot 10^6$	96
poisson rouge	> 100	> 10^5	120

Tableau 9 : Seuils de toxicité pour l'uranine

Leibundgut & Hadi (1997) indiquent des concentrations maximales résultantes en uranine à ne pas dépasser lors des expériences de traçage de 10 et 100 ppb respectivement pour les eaux souterraines et de surface. Bien que ces limites soient en deçà des seuils de toxicité, ils recommandent par précaution de maintenir les concentrations en traceur les plus basses possibles.

d) **Détermination des quantités de traceur à injecter**

L'estimation de la quantité de traceur à injecter est un point clé des essais de traçage : il s'agit de trouver le bon compromis entre le trop et le trop peu. Il est inutile de trop charger les eaux, et une sous-estimation peut compromettre l'interprétation de l'essai si les concentrations en sortie sont inférieures au seuil de détection.

Les essais antérieurs et l'analyse de leur résultat peuvent représenter une première indication pour obtenir un ordre de grandeur de la masse de traceur à injecter. Différentes méthodes existent pour déterminer les quantités de traceur, dont notamment le guide de l'Agence de protection environnementale des Etats-Unis (EPA - USA) (2003) [« Tracer-Test Planning Using the Efficient Hydrologic Tracer-Test Design (EHTD) Program »]. Parmi ces méthodes on peut citer l'abaque de Marsaud (1996), les formules de l'UNESCO, la prise en compte d'estimation de la courbe de restitution, de sa durée et de son taux de restitution en y appliquant un facteur de sécurité.

Dans sa thèse, Marsaud (1996) a donné un abaque permettant d'estimer les quantités de fluorescéine à injecter selon différentes hypothèses de connexion des drains karstiques et du débit de la source.

L'Unesco donne plusieurs formules approximatives et plus ou moins élaborées pour le calcul de la quantité de traceur à injecter (Unesco, 1973-1983). Une des difficultés pour l'application de ces formules est la diversité des paramètres employés, qui bien souvent manquent.

Formule 1 : $M = k \cdot \frac{L}{10}$ avec M masse de traceur (g), L distance entre points d'injection et de prélèvement (m) et k coefficient, de 2 à 10 pour le karst.

Formule 2 : $M = k \cdot \frac{Q \cdot L}{v} + 0,02 \cdot V_r$

avec :

- M masse de fluorescéine (g)
- L distance entre points d'injection et de prélèvement (m)
- Q débit de la source en m^3/s
- v vitesse de l'eau souterraine en m/j
- V_r volume de la réserve souterraine en milliers de m^3
- k coefficient de 500 pour les roches fissurées (calcaires), sinon 3000.

La troisième méthode consiste à estimer une masse de traceur équivalente sur une fonction de restitution fictive "rectangulaire", en faisant des hypothèses sur :

- le temps de première apparition et la durée de restitution,
- le débit à l'exutoire (supposé constant),
- la concentration significative minimale à l'exutoire.

3. Caractéristiques du système karstique du « synclinal du Bas-Agly »

3.1. STRUCTURE GEOLOGIQUE : APPORT DU FORAGE DE RECONNAISSANCE A ESPIRA DE L'AGLY, DE LA GEOPHYSIQUE ET DES RECONNAISSANCES DE TERRAIN

3.1.1. Rappel des caractéristiques lithologiques des formations ciblées

Les formations lithologiques présentes dans la zone d'étude du synclinal du Bas-Agly appartiennent à la série sédimentaire du Mésozoïque ; ces formations sont globalement calcaires, dolomitiques et marneuses. Les formations aquifères du Crétacé inférieur (Gargasien inférieur, calcaires urgoniens) aux calcaires et dolomies du Jurassique supérieur (Callovien à Kimméridgien) sont comprises entre deux niveaux marneux pouvant être considérés comme imperméables : ce sont à la base les marnes du Lias et au sommet les marnes et marno-calcaires de l'Aptien supérieur et la puissante série des marnes gréseuses de l'Albien. La série carbonatée comprend des termes marneux et marno-calcaires d'âge Bédoulien supérieur.

Un récapitulatif des faciès et des épaisseurs des différentes formations est donné à partir du log synthétique de la carte géologique de Rivesaltes (Carte géologique au 1/50000, N° 1090) (Illustration 14 et Illustration 15) :

Symbole	Age	Faciès	Epaisseur (m)
n ₇	Albien	Marnes et intercalations gréseuses	1000 mètres environ
n _{6b}	Clansayésien (Aptien supérieur)	Calcaire argilo-gréseux	45 mètres
n _{6a2}	Gargasien supérieur (Aptien supérieur)	Marnes et marno-calcaires à orbitolines	150 mètres
n _{6a1}	Gargasien inférieur (Aptien supérieur)	Calcaires blancs à rudistes (Urgonien supérieur)	120 mètres
n _{5b}	Bédoulien supérieur (Aptien inférieur)	Marnes et marno-calcaires	120 mètres
n _{2-5a}	Valanginien à Bédoulien inférieur (Valanginien, Hauterivien, Barrémien)	Calcaires blancs à rudistes et orbitolines	290 mètres
n ₁	Berriasien	Calcaires argileux roux Calcaires noirs en plaquettes	Env. 30 mètres
J ₃₋₉	Callovien à Kimméridgien	Calcaires et brèches associées aux calcaires Dolomies grises Dolomies noires	250 à 300 mètres

Illustration 14 : tableau récapitulatif des faciès lithologiques et des âges des formations présentes au niveau du synclinal du Bas-Agly (à partir de la note de la carte géologique de Rivesaltes)

La source de Font Estramar émerge au niveau des formations calcaires du Crétacé inférieur (n_{2-5a}) : calcaires blancs à rudistes et orbitolines (Urgonien inférieur) d'une épaisseur pouvant atteindre 290 mètres.

Les formations aquifères cibles du système karstique du « synclinal du Bas-Agly » pour l'implantation d'un forage de reconnaissance hydrogéologique sont ainsi donc, les calcaires du crétacé inférieur (n_{2-5a}) et les calcaires du Jurassique supérieur (Malm J_{3-9}) sous-jacents. Les formations du Crétacé sont affleurantes au niveau des reliefs sur la majorité du massif (Roc de Jau, Serrat de Trenque Bouteills, Puia Bourgat, Mont Espira, Plas de l'Oeil du SW au NE), les calcaires du Jurassique supérieur ne constituant que la bordure NW du flanc nord du synclinal du Bas-Agly (Mont d'Estagel, Montoriol, Serre de la Girounette, Forêt Domaniale de Vingrau, Planal de la Garrigue, Serre du Scorpion).

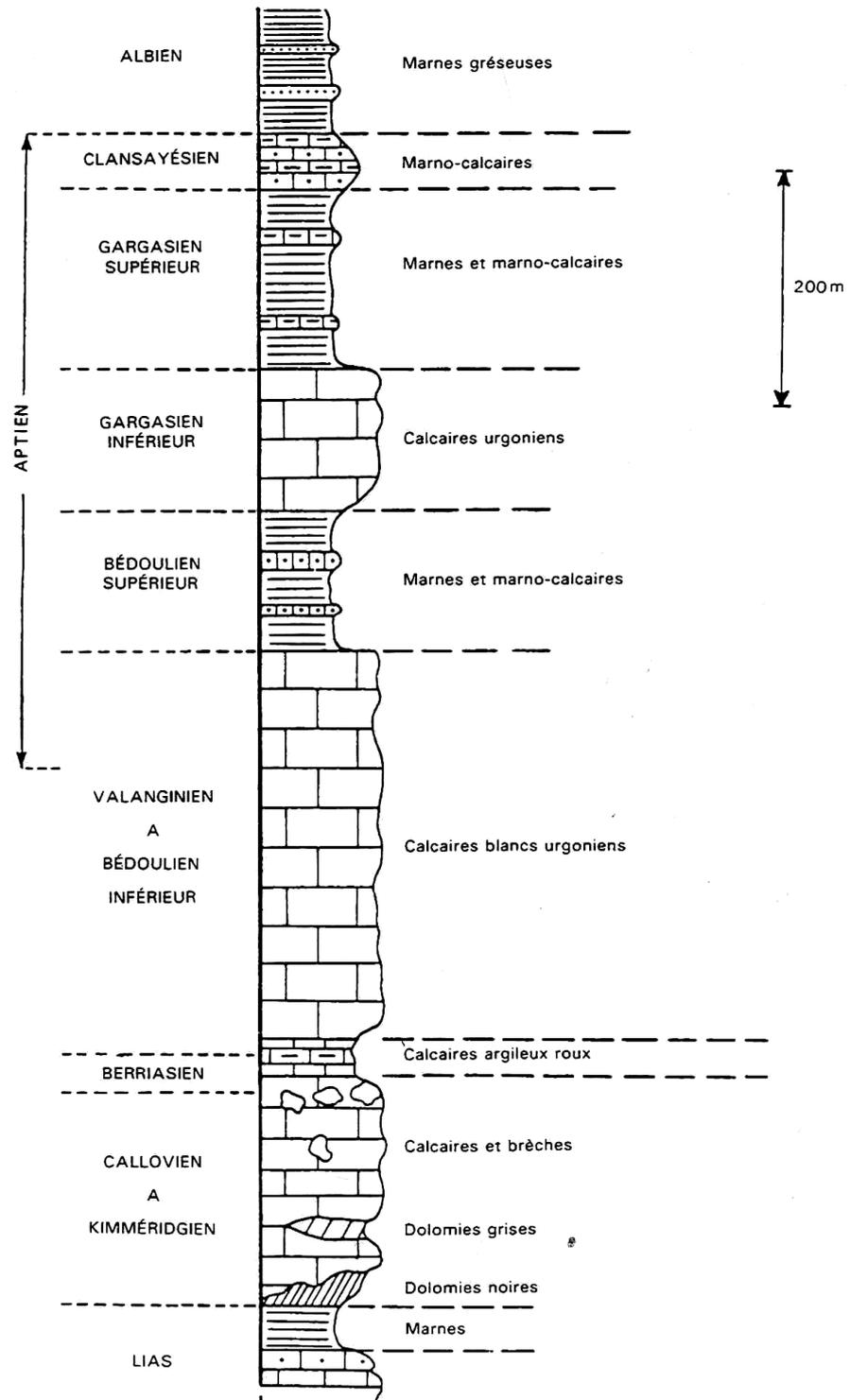


Illustration 15 : Log synthétique des faciès lithologiques présents au niveau du synclinal du Bas-Agly (note de la carte Rivesaltes, N°1090, édition BRGM)

3.1.2. Rappel du schéma structural du synclinal du Bas-Agly

Le synclinal du Bas-Agly appartient aux unités internes de la zone nord-pyrénéenne, caractérisée par la présence des formations géologiques du Crétacé inférieur, du Malm et du Lias-Dogger. Les unités internes sont séparées des unités externes au nord par un chevauchement, le chevauchement de Vingrau.

Les Corbières d'Opoul et le synclinal du Bas-Agly résultent du charriage de nappes intervenant au cours de l'Eocène. Le paroxysme tectonique d'âge bartonien (Eocène supérieur) a eu pour conséquence de déplacer d'épaisses formations calcaire-marneuses ; ces formations ont été décollées de leur substratum et déplacées du Sud-Est vers le Nord-Ouest lors de la phase de serrage de la zone axiale des Pyrénées (zone interne métamorphique). Le Trias et le Jurassique inférieur (Lias inférieur) ont joué le rôle de semelle de décollement.

Le synclinal du Bas-Agly possède un flanc sud fortement redressé alors que son flanc nord est penté vers le Sud avec un pendage moins important. L'axe du synclinal suit une direction E-W à ENE-WSW et plonge vers l'Est. Le synclinal pincé dans le secteur d'Estagel s'évase au niveau de la plaine du Roussillon.

Dans le cadre de la phase I (BRGM/RP-52919-FR), une coupe interprétative géologique d'orientation SE-NO entre Vingrau et Bompas a été réalisée à partir des informations géologiques de la carte géologique, des profils sismiques offshore et à terre le long de la côte méditerranéenne, de l'interprétation du profil sismique offshore N323 (Duvail et Le Strat, 2001) et du profil sismique nord-sud du bassin du Roussillon (Duvail, Aunay et Le Strat et al., 2002). De plus, le style tectonique de la coupe avait été déduit également des observations de terrain (failles « en dos de dauphin » relevées à proximité des carrières de Montpins et de Naréda au niveau du flanc nord du synclinal). Au niveau du flanc nord, le style tectonique n'est pas considéré au niveau de la coupe, comme étant un pli de grande envergure ; il est de style « cassant tangentiel ». Le flanc nord est caractérisé par les calcaires du Crétacé inférieur (n_{2-5a}) à l'affleurement, de faible pendage et affectés par des failles recoupant également les formations sous-jacentes.

Dans le cadre de la phase I du projet, la méthode d'ERASO a été utilisée au niveau de huit sites (Duriez, 2002) permettant ainsi le traitement de plus de 300 données. L'histogramme des plans de drainage a mis en évidence deux directions prépondérantes : $N45^{\circ}$ - $N75^{\circ}$ et $N105^{\circ}$ - $N135^{\circ}$. Les plans se développent de manière prépondérante verticalement à sub-verticalement. Il existe cependant des plans à pendage plus faible compris entre 10° et 30° . Le réseau karstique qui se développe au niveau du synclinal du Bas-Agly serait de type anastomosé comme en témoigne le réseau noyé de Font Estramar, affecté néanmoins de deux directions dominantes. Ces deux directions sont cohérentes avec la faille de Prades ($N40^{\circ}$) et la faille nord-pyrénéenne ($N90^{\circ}$). Les directions d'écoulement mises en évidence notamment par les essais de traçage (BRGM/RP-52211-FR) sont WNW-ESE entre les pertes du Verdoube et de l'Agly et l'exutoire principal et WNW-EES pour les connexions entre le Roboul ou l'aven des Amandiers et l'exutoire.

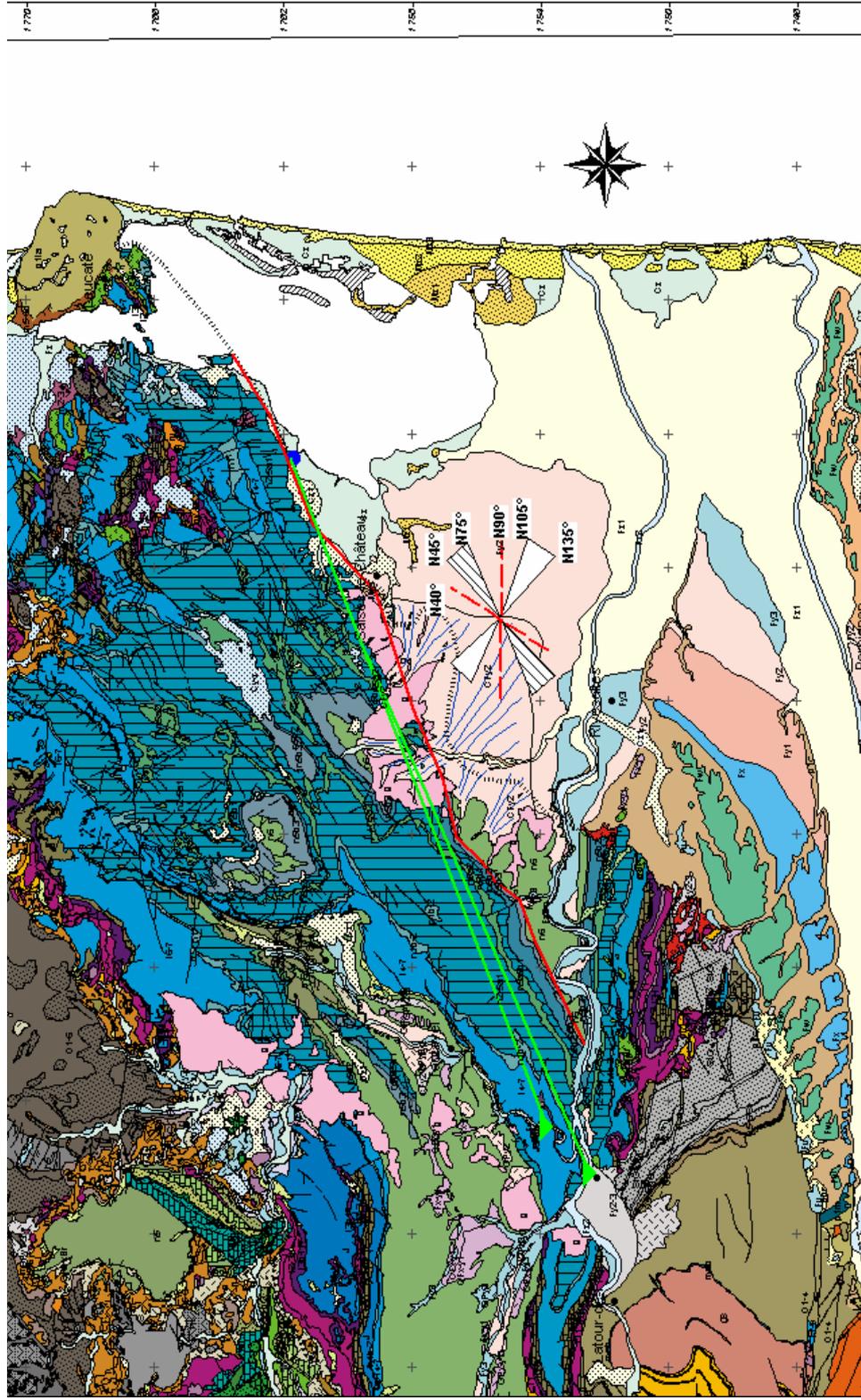


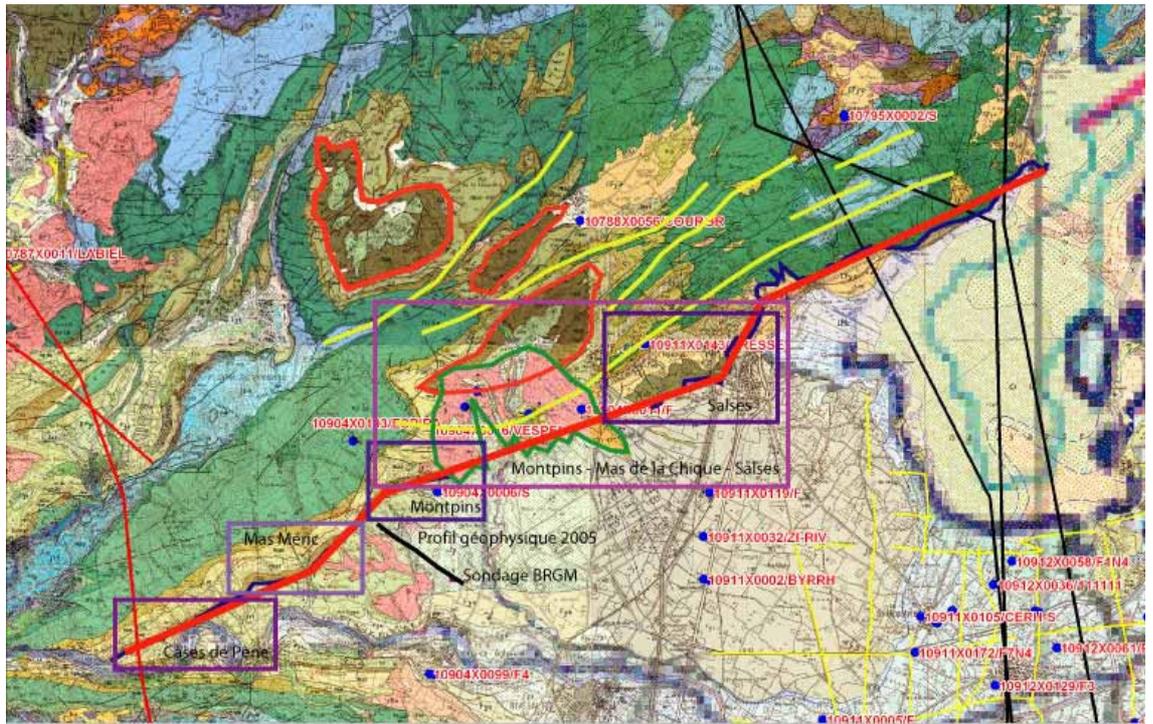
Illustration 16 : Carte du synclinal du Bas-Agly avec la localisation de la flexure du flanc nord (en rouge), des directions d'écoulement par essais de traçage (en vert) et les deux principales directions de drainage issues de la méthode ERASO (rose de directions au centre de l'illustration)

3.1.3. Nouvelles observations de terrain et observations photogéologiques

De nouvelles observations de terrain au niveau du flanc nord du synclinal, du Mas Méric au SW à Salses-le-Château au NE, ainsi que des interprétations de photos aériennes ont été effectuées. Ainsi, les géométries des formations indiquées au niveau de la carte géologique ont été actualisées et complétées.

Une série de cinq photos-aériennes a été analysée (Illustration 17). Il en ressort que :

- les séries du n5-2a au n7 sont affectées d'un plissement, donnant lieu à une succession de synclinaux d'orientation NE-SW séparés par des rides anticlinales (axes anticlinaux en jaune sur l'illustration ci-dessous), dans sa partie nord,
- le flanc nord du synclinal est fortement structuré généralement suivant la stratification avec l'existence de plans de chevauchement et des failles associées, comme cela a déjà été montré dans le cadre de la phase I,
- les séries crétacées sont incisées par des formations de deltas oligocènes dans le secteur du Mas de la Chique et de Montpins,
- les séries oligocènes viennent sceller un bassin crétacé en amont du Mas de la Chique (Illustration 18)
- le secteur nord-est du flanc nord du synclinal est plus fortement marqué par des déformations ondulantes plutôt que le secteur sud-ouest, proche de la terminaison du synclinal.



Flanc nord du synclinal de l'Agly - Schéma structural

Illustration 17 : Localisation des 5 photos aériennes analysées au niveau du flanc nord du synclinal du Bas-Agly.

Les principales formations des marnes albiennes (n_7) aux calcaires du Crétacé inférieur (n_{5-2a}) ont été observées sur le terrain. Elles sont présentées au niveau des illustrations suivantes :



Illustration 18 : Contact lithologique entre les formations conglomératiques de l'Oligocène et les formations sédimentaires mésozoïques à Montpins.



Illustration 19 : Les marnes de l'Albien (n₇) à proximité du Mas Méric, formant la dépression visible au premier plan.



Illustration 20 : Calcaires argilo-gréseux du n_{6b} sur la route départementale D59 entre Cases-de-Pène et Tautavel.



Illustration 21 : détail du faciès n6b (Clansayésien)



Illustration 22 : Affleurement des marnes et marno-calcaires à orbitolines (153 mètres) du n6a2 (Gargasien supérieur), marqué au niveau de la morphologie par une dépression entre les termes plus calcaires, au Mas Méric.



Illustration 23 : Surface d'arrêt de sédimentation au toit du n_{6a1} (Mas Méric)



Illustration 24 : Vue sur le n_{5b} (Bédoulien supérieur : marnes et marno-calcaires (121 mètres)) dans le secteur du Mas Méric. En arrière plan, les reliefs sont constitués des formations calcaires du n_{2-5a} (Valanginien à Bédoulien inférieur).



Illustration 25 : Contact entre le n_{2-5a} et le n_{5b} entre Cases-de-Pène et Tautavel le long de la route départementale D59, de gauche à droite..

De ces observations de terrain, il en ressort que les faciès n_{6b} (calcaire argilo-gréseux), n_{6a1} , n_{6a2} et n_{5b} (marnes et marno-calcaires) sont relativement homogènes. Si les niveaux marneux marquent les paysages au niveau des dépressions et les niveaux calcaires des reliefs, la distinction des différents faciès des calcaires marneux et les marnes n'est pas si évidente.

L'observation de photos aériennes au niveau de cinq secteurs indiqués sur l'illustration 17 a permis de positionner la flexure (courbure convexe au niveau du flanc du synclinal) du flanc nord et d'analyser la répartition spatiale des différentes formations du n_7 au n_{2-5a} . Cette flexure est une flexure faille associée à la faille de Salses dans sa partie nord.

- Secteur de Cases-de-Pène au niveau du flanc nord

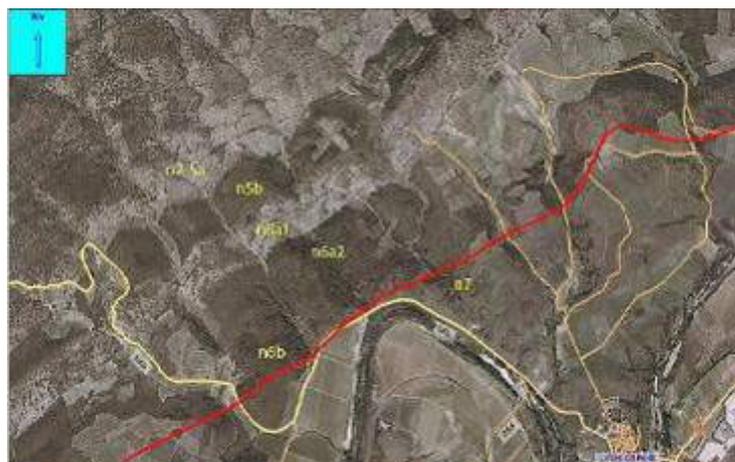


Illustration 26 : Repérage des formations géologiques et de la flexure (trait en rouge) sur photo aérienne – secteur nord de Cases-de-Pène.

La série sédimentaire du n7 au n2-5a est d'une épaisseur importante. La série sédimentaire observable le long de la route de Cases-de-Pène en direction de Tautavel (D59) est une série compréhensive très monotone, entre des marnes et des calcaires argileux du n7 au n2-5a.

- Secteur du Mas Méric

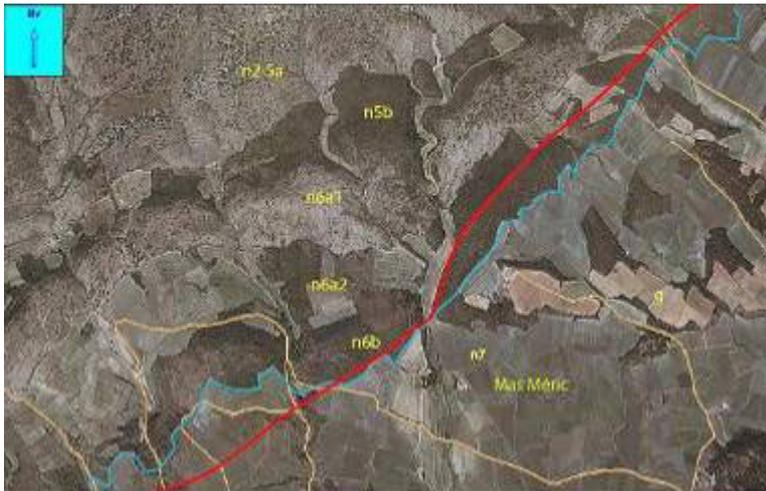


Illustration 27 : Repérage des formations géologiques et de la flexure (trait en rouge) sur photo aérienne – secteur du Mas Méric.

La série sédimentaire entre les termes n7 et n2-5a est très monotone et d'une épaisseur importante. Les séries n6b, n6a1 plus calcaires que les termes n6a2 et n5b se traduisent au niveau des paysages par des collines entrecoupées par des cours d'eau temporaires qui les ont entaillées. La flexure du flanc nord du synclinal du Bas-Agly se marque au niveau du paysage à proximité du contact entre le n7 et le n6b. Au nord du Mas Méric, une faille bien marquée provoque un changement de direction de la flexure.

Il existe une surface d'arrêt de sédimentation au sommet du terme n6a1, limitant les séries plus calcaires n6a1 de la formation n6a2 (Illustration 23).

- Secteur de Montpins

La série sédimentaire entre les termes n7 et n2-5a est réduite dans le secteur de Montpins. Cette réduction est liée à la présence d'accidents transverses (en vert sur la photo) à la flexure (en rouge sur la photo), repérés sur la photo aérienne.



Illustration 28 : Repérage des formations géologiques, de la flexure (trait en rouge) et de la limite lithologique entre n6b et n7 sur photo aérienne – secteur de Montpins

- Secteur de Montpins – Mas de la Chique – Salses le Château

Ce secteur est caractérisé par les interférences entre les structures mésozoïques plissées (succession d’anticlinaux et synclinaux) incisées par le delta oligocène et les séries quaternaires. L’axe anticlinal sur lequel est positionné l’anticlinal du Mas de Chique au cœur de n2-5a, est situé au nord de la flexure, bien exprimée au niveau de Salses. Il se prolonge avec le dôme anticlinal du n2-5a au nord de Montpins. Au nord de l’axe anticlinal, une succession de synclinaux se développe parallèlement selon la même direction générale SW-NE. Le secteur est caractérisé par le recouvrement des séries mésozoïques par le delta oligocène et les séries quaternaires.



Illustration 29 : Repérage des formations géologiques, des structures anticlinales (A) et synclinales (S), de la flexure sur photo aérienne – région Montpins, Mas de la Chique et Salses.

○ Secteur de Salses le Château

La flexure associée à une faille est bien visible sur le terrain tout comme sur la photo-aérienne. Le n7 n'affleure pas et les calcaires du n2-5a sont éloignés du bourg de Salses-le-Château. Ils affleurent dans la partie NW de la photo-aérienne. La faille flexure est certainement un bon indicateur d'axe de drainage hydrogéologique, se poursuivant au-delà même de l'exutoire le long du contact entre les formations carbonatées et les formations meubles Plio-Quaternaires et l'étang de Salses-Leucate.



Illustration 30 : Repérage des formations géologiques et de la flexure sur photo aérienne – région de Salses

3.1.4. Profil sismique, forage de reconnaissance à Espira-de-l'Agly et schéma structural

Le profil sismique réalisé par la CGG en juillet 2004 avait donné lieu à une interprétation géologique par le BRGM (Illustration 31). Les principales caractéristiques de l'interprétation du profil sismique étaient les suivantes :

- mise en évidence de la géométrie des formations selon une structure en « rampes » successives, associée à des chevauchements possibles des formations calcaires du Crétacé sur les calcaires du Jurassique supérieur ; ce style est en accord avec le mode d'interprétation du profil géologique interprétatif,
- les formations carbonatées du Jurassique étaient en profondeur, au niveau de la partie nord, à des profondeurs supérieures à 500 voire 700m,

- les formations carbonatées du Jurassique supérieur n'étaient pas facilement repérables au niveau de la partie sud du profil : absence de réflecteurs ou de marqueurs au niveau du profil sismique,
- un accident recoupant les structures en rampe est bien mis en évidence dans la partie SE du profil ,
- l'interprétation en termes de repères des niveaux lithologiques a conduit à identifier les formations aquifères du Crétacé inférieur (n2-5a) au niveau de la partie nord, dès les profondeurs de 300-350m. Ces formations constituent le réservoir aquifère atteignant une épaisseur considérable au niveau central du profil (> 1000 mètres).

Un forage de reconnaissance a été effectué au niveau de l'extrémité SE du profil, avec pour objectif de recouper l'accident principal interceptant les structures et pouvant jouer le rôle de drain hydraulique (Illustration 32). Cette faille pourrait assurer une connexion hydraulique entre les calcaires du Jurassique supérieur et les calcaires du Crétacé.

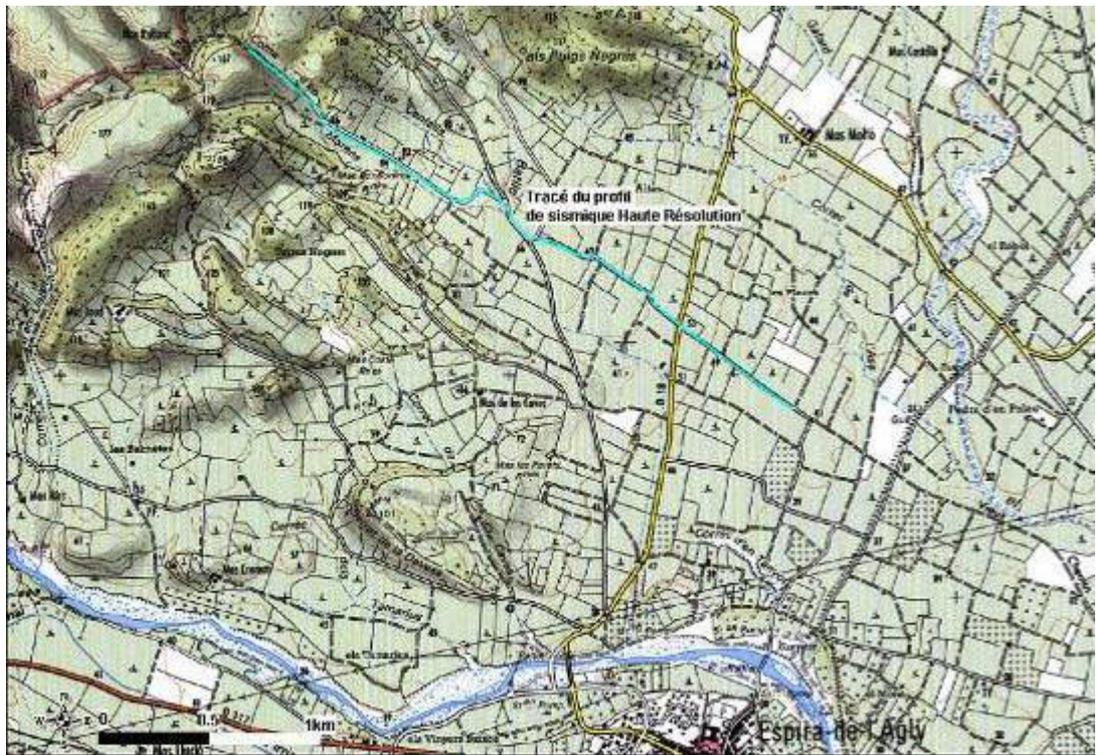


Illustration 31 : localisation du profil sismique Haute-Résolution à Espira-de-l'Agly (66)

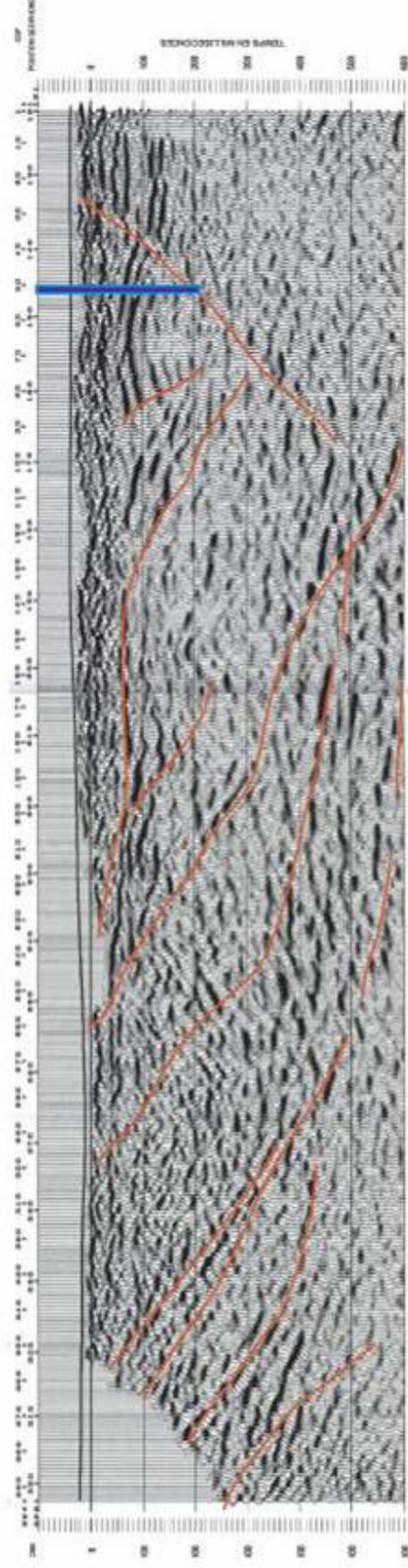


Illustration 32 : Positionnement de limites de faciès et des structures principales de type faille ainsi que le forage de reconnaissance sur le profil sismique de la CGG.

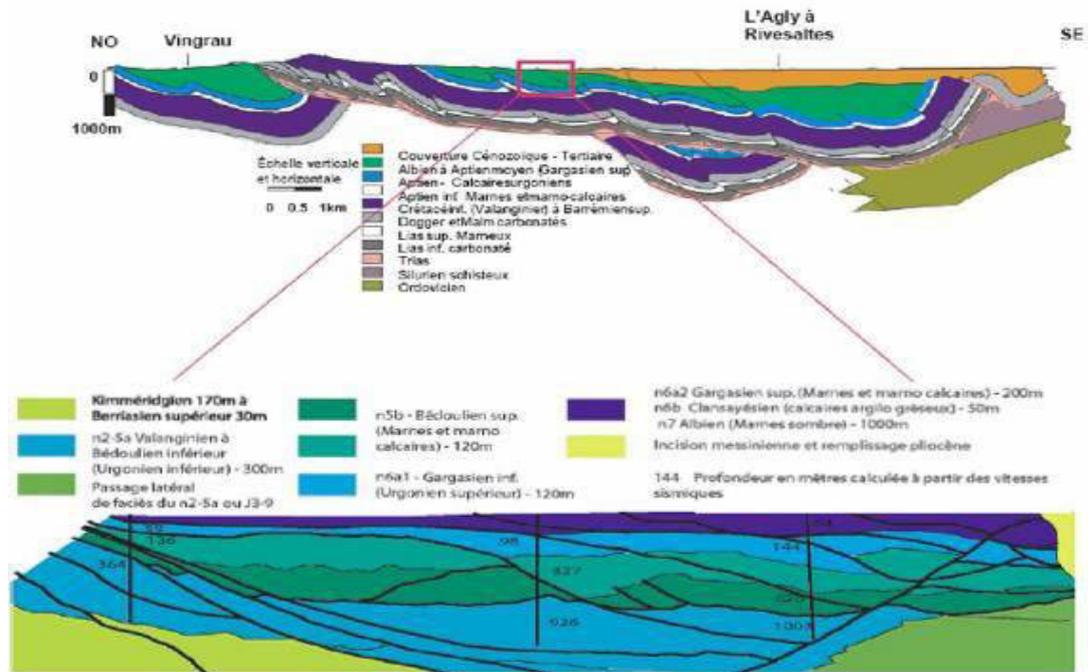


Illustration 33 : Localisation du profil sismique interprété par rapport à la coupe géologique interprétative NO-SE

3.1.5. Forage de reconnaissance d'Espira-de-l'Agly et forages existants

Le forage de reconnaissance réalisé en été 2005 à Espira-de-l'Agly (rapport BRGM RP-54523-FR, de fin de travaux de forage) a atteint une profondeur de 332m. Le sondage hydrogéologique a recoupé les terrains du Quaternaire, Pliocène (Tertiaire) et du Crétacé inférieur (Secondaire). Le forage initialement prévu pour une profondeur de 350m a été stoppé à -332m pour des raisons techniques ; au vu des pressions hydrauliques sur le marteau la technique de foration en un tel diamètre (219mm) n'a pas permis de poursuivre au-delà.

Le log géologique du sondage a été établi sur la base des cuttings récupérés à chaque changement de tige en cours de foration au Marteau Fond de Trou (environ tous les trois mètres et au changement de formation), par Paul Le Strat, géologue régional au service géologique régional du Languedoc-Roussillon du BRGM (Illustration 34).

Après les 2.50 premiers mètres de formations alluviales du Quaternaire constituées d'alluvions grossières et de sables rattachés à la formation des cailloutis, ce sont les faciès du Pliocène continental et marin qui s'expriment avec des conglomérats, des sables et limons (-2.5m à -20m), des argiles limoneuses et des sables riches en matière organique (-20m à -25m) et des sables propres marins (-25m à -65.50m). La limite entre les formations du Quaternaire-Tertiaire et des formations du Secondaire est située à -65.50m ; elle correspond à la signature de l'incision messinienne. Les terrains mésozoïques s'expriment entre -65.5m et -332m, avec des faciès sombres d'argilites

silteuses et noires. Ils forment une série d'argilites silteuses noires plus ou moins carbonatées riche en matière organique et à pyrite exprimée. Des veines de calcite blanche à pyrite fréquente sont situées aux cotes suivantes : -127,00m, -139,50m, -174,00m à -179,50m, -192,00m à -194,50m, -209,50m, -249,50m, -264,50m, -272,00m, -292,00m, -304,50m et -325,00m à -332,00m. La zone productrice en eau se réalise sur une faille de chevauchement entre -323,00m et -332,00m. La zone faillée n'a pas été entièrement traversée pour des raisons purement techniques de foration.



Illustration 34 : Log géologique du sondage d'Espira-de-l'Agly (BRGM-RP-54523-FR)

L'analyse des cuttings n'a pas permis de distinguer les termes n7 à n2-5a, du fait de l'homogénéité de faciès de la série sédimentaire compréhensive des termes calcaires, marneux et marno-calcaires telle qu'il est possible de l'observer sur le terrain.

3.2. CARACTERISATION DU FONCTIONNEMENT DES PERTES DU VERDOUBLE ET DE L'AGLY

Le système karstique étudié est un système karstique binaire alimenté par les précipitations sur un impluvium de quelques 110 km² et par une contribution importante des pertes de l'Agly et du Verdoble (Illustration 35). La contribution selon les premiers calculs des ces dernières est de l'ordre de 60% à l'échelle de la période d'observation (1997-2003). Cette contribution moyenne est variable au cours du temps, en fonction des conditions hydrologiques et de la capacité d'absorption du karst au droit des pertes. Des incertitudes persistent sur la détermination de cette fonction d'entrée du système ; elles sont liées aux données hydrologiques disponibles sur les cours d'eau concernés. Les pertes de l'Agly sont appréciées à partir de la station de jaugeage de Mas de Jau, mais des incertitudes restent concernant l'apport du Maury. Les pertes du Verdoble sont estimées à partir de la station de jaugeage située bien en amont de la zone concernée, à Tautavel, et notamment à partir de données ponctuelles de jaugeages à la sortie des gorges à proximité de la confluence avec l'Agly.

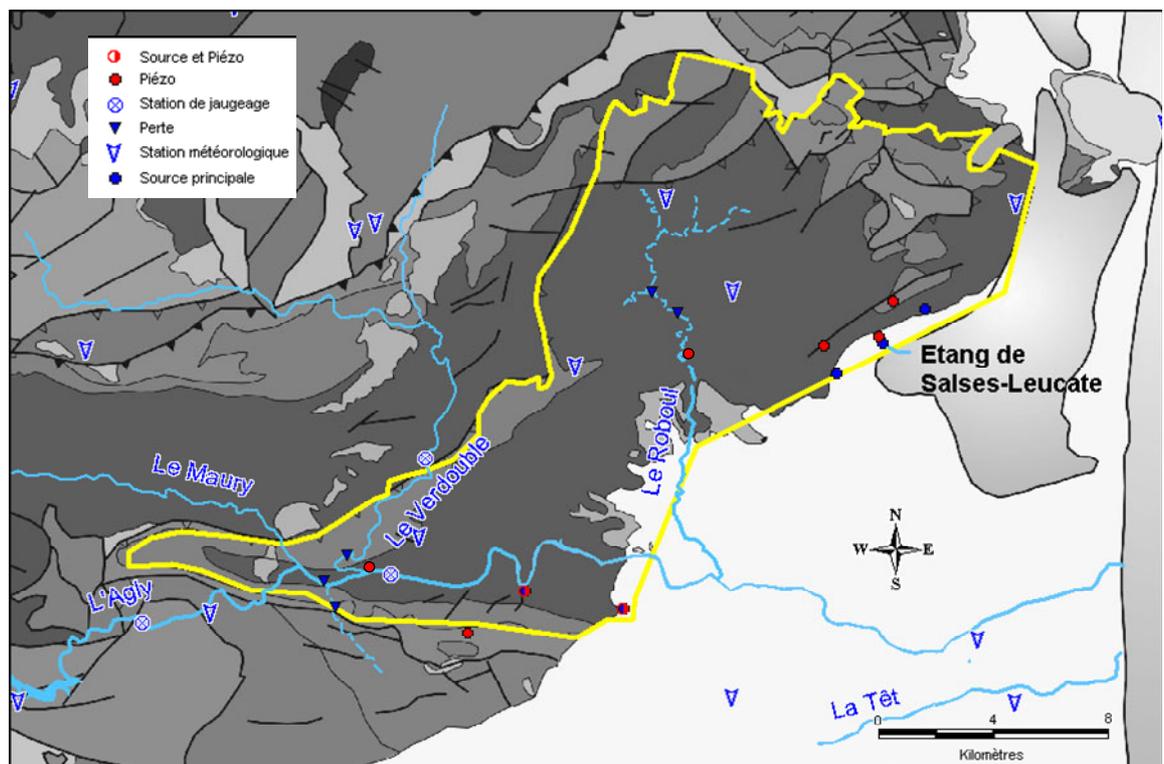


Illustration 35 : Bassin d'alimentation du système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly avec la localisation des pertes, des sources et des principaux piézomètres.

Ainsi, au terme de la phase I de l'étude (BRGM/RP-52919-FR), nous préconisons de caractériser plus précisément la dynamique de fonctionnement de la capacité d'absorption du karst au droit des pertes de l'Agly et du Verdoble. En effet, la

caractérisation du fonctionnement du karst binaire du synclinal du Bas-Agly sur la période d'observation (1997-2003) avait mis en évidence que la contribution des pertes au fonctionnement globale du système était importante et de l'ordre de 60%. Le débit moyen cumulé des pertes de l'Agly et du Verdoble a été évalué à 1500 l/s sur la période 1997-2003.

Pour mieux caractériser le fonctionnement des pertes, nous avons proposé :

- d'instrumenter le Verdoble à l'aval des gorges (avant la confluence avec l'Agly) avec la mise en place d'une sonde de mesure de hauteur d'eau et suivis ponctuel des débits,
- d'instrumenter le Maury à Estagel avant la confluence avec l'Agly avec la mise en place d'une sonde de mesure de hauteur d'eau et suivis ponctuel des débits,
- de faire une investigation géologique et géophysique afin d'implanter un ou deux piézomètres dans la zone des pertes afin de pouvoir suivre les processus d'infiltration, et préciser la fonction de transfert entre la zone des pertes et les exutoires, mais aussi le forage de Cases-de-Pène.

Les résultats des investigations complémentaires réalisées sont présentés ci-après.

3.2.1. Présentation des résultats du suivi du Verdoble.

Le débit du Verdoble est suivi à l'amont des zones de pertes à la station de Tautavel par la DDE de l'Aude³. A la date de rédaction du rapport (avril 2006), les données relatives à 2005 ne sont pas renseignées dans la banque HYDRO2.

a) Description du dispositif expérimental en aval des pertes du Verdoble

Un capteur de niveau d'eau a été installé le 09 septembre 2004 sur le Verdoble à l'aval des pertes au niveau du pont de la route communale qui relie Estagel au Mas de Jau. Les résultats des suivis de hauteur d'eau sont présentés en Illustration 36.

³ <http://hydro.rnde.tm.fr/>

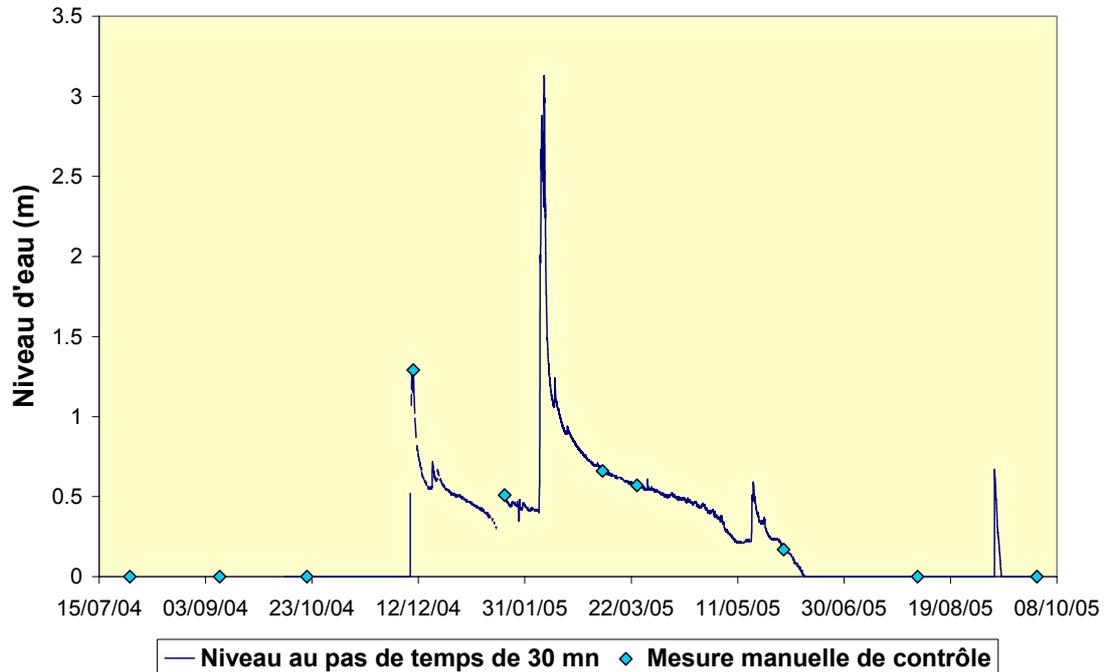


Illustration 36 : évolution des niveaux d'eau mesurés à l'aval des pertes du Verdoble depuis octobre 2004

Le dispositif de mesure a été emporté en novembre 2005 suite à la crue du Verdoble (15/11/05) qui a emporté le pont de la route communale.

b) Courbe de tarage du Verdoble en aval des pertes

Les jaugeages ponctuels effectués au cours de cette étude (avant et après l'installation du capteur de niveau d'eau, Tableau 10) nous ont permis d'établir une courbe de tarage (Illustration 37).

Date	Hauteur (m)	Q jaugé l/s
24/04/2002	0.65	1756
08/11/2002	0.16	210
06/03/2003	1.11	5181
24/03/2004	0.15	169
07/01/2004	0.57	1657
19/02/2004	0.38	758
25/06/2004	0.24	321
21/01/2005	0.29	406
24/03/2005	0.35	711

Tableau 10 : Récapitulatif des jaugeages effectués sur le Verdoble en aval des Pertes.

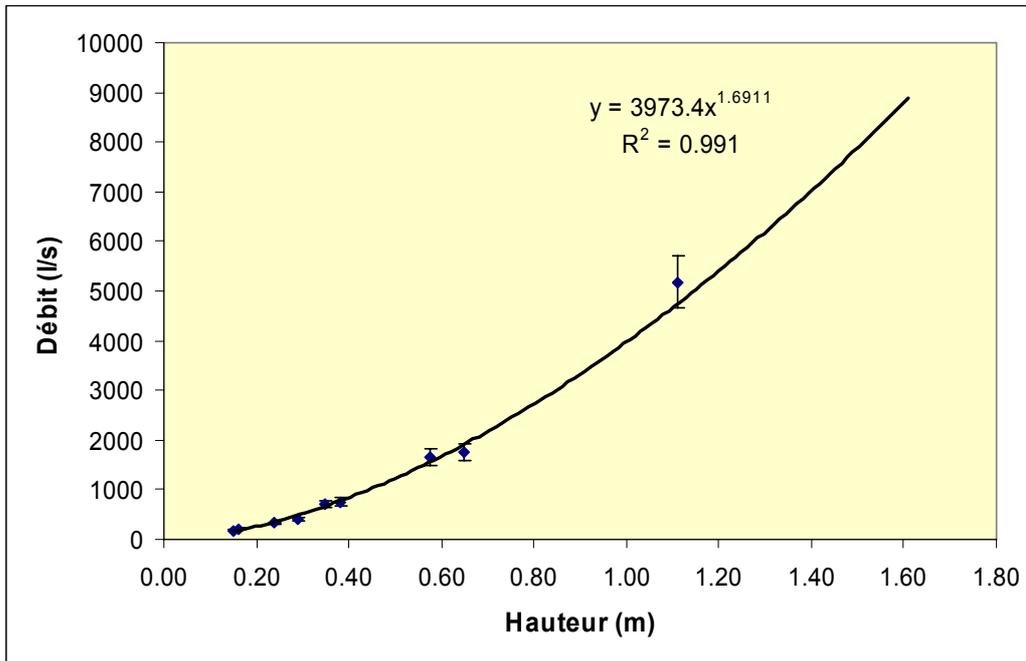


Illustration 37 : courbe de tarage de la station de mesure située sur le Verdoubte en aval des pertes.

Plusieurs fonctions mathématiques ont été testées, le meilleur ajustement a été obtenu à l'aide d'une fonction puissance de type $Q = a \cdot (\text{Hauteur})^b$ (débits exprimés en l/s)

avec $a = 3973$ et $b = 1.69$.

La courbe de tarage a été établie pour les hauteurs d'eau inférieures à 1.1 m alors que les mesures effectuées indiquent des hauteurs d'eau supérieures à 3 m lors des crues. L'extrapolation de la courbe de tarage pour les hauteurs d'eau comprise entre 1.2 m et 3 m conduit à des valeurs de débit compris entre 5400 l/s et 25500 l/s. Ces valeurs de débits sont jugées vraisemblables compte tenu de la configuration du site. L'extrapolation de la courbe de tarage établie pour les hauteurs d'eau supérieure à 3 m n'a plus de signification. Nous présentons sur l'illustration 38, l'évolution temporelle des débits mesurés et calculés à l'aide de la courbe de tarage précédemment défini.

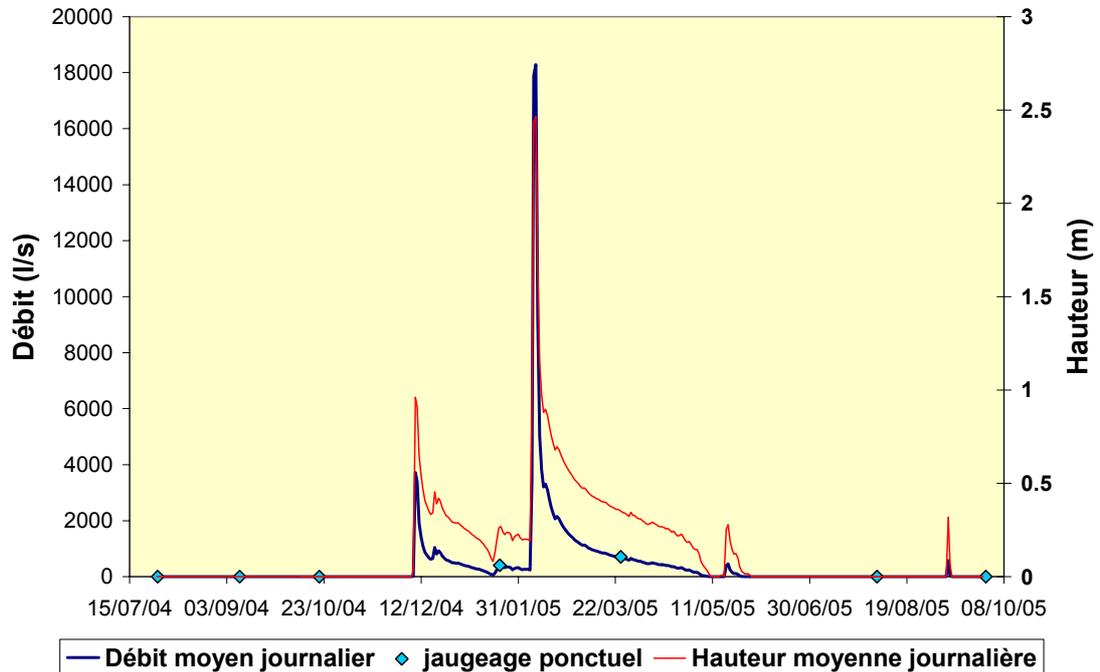


Illustration 38 : Evolution temporelle des débits et des hauteurs d'eau (moyennes journalières) mesurés à l'aval des pertes sur la période d'août 2004 à septembre 2005.

c) Caractérisation des pertes du Verdoble et de leur fonctionnement

Les débits des pertes du Verdoble sont estimés à partir des informations de débit mesuré à Tautavel (amont des pertes) et des débits calculés à la station de mesure mis en place dans cette étude (Q_{Verdoble} avant la confluence avec l'Agly) :

Équation 1 :

$$Q_{\text{pertes}} = Q_{\text{Verdoble à Tautavel}} - Q_{\text{Verdoble confluence}}$$

Les calculs ne sont possibles que pour la période comprise entre août 2004 et décembre 2004, période pour laquelle les données à l'amont et à l'aval sont disponibles. Nous présentons sur l'illustration 39 l'évolution temporelle des débits mesurés à l'amont et à l'aval des pertes du Verdoble ainsi que les débits des pertes calculés.

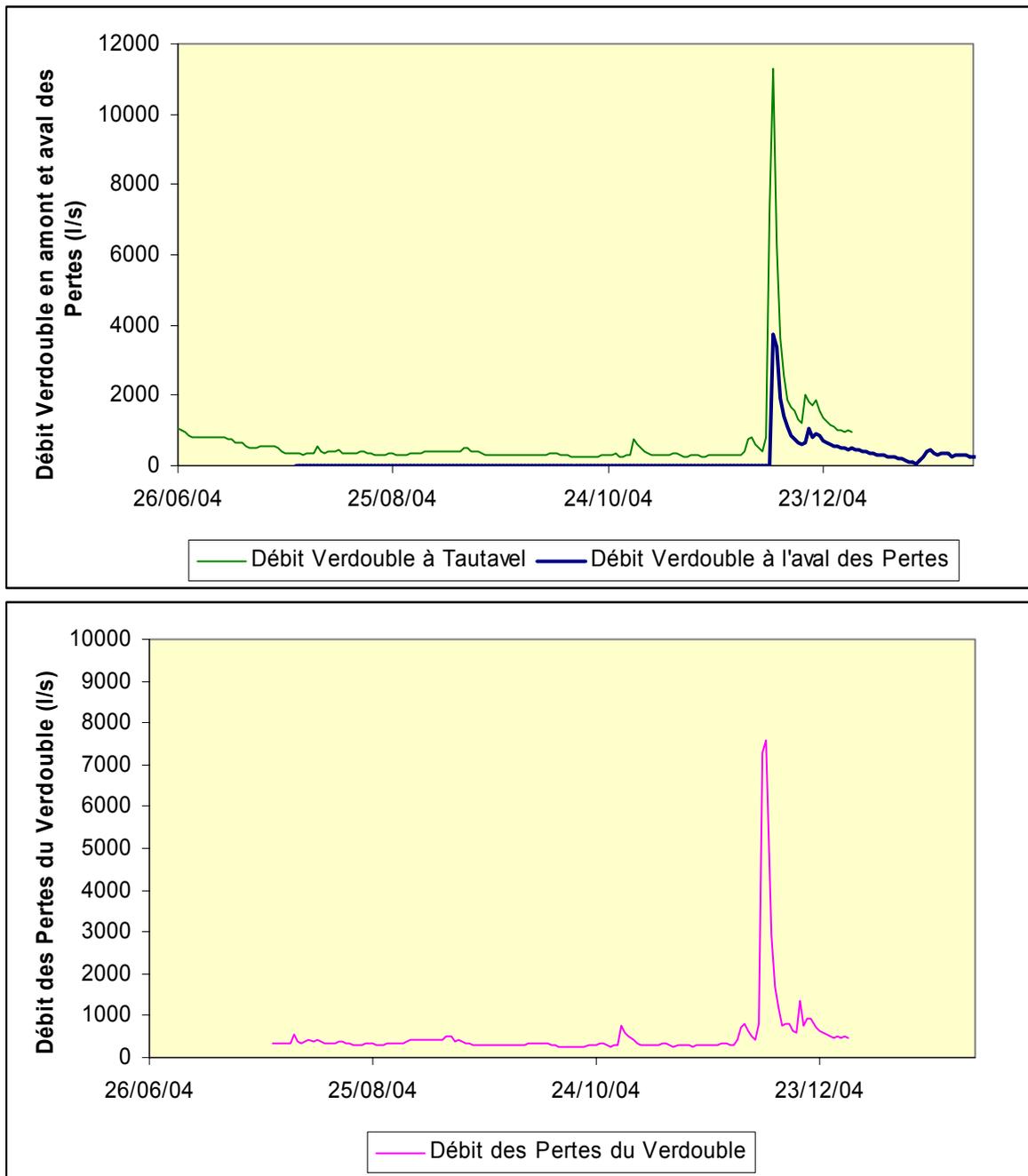


Illustration 39 : Evolution temporelle des débit mesurés à l'amont et à l'aval des pertes du Verdoble. L'évolution des débit des pertes est également reportée.

Sur la période étudiée (29/07/04 au 31/12/04), le débit journalier des pertes a varié entre 240 l/s (minimum) et 7580 l/s (maximum), le débit moyen étant de 515 l/s⁴. Le débit moyen déterminé sur la base de ces 5 mois de mesure constitue une valeur « basse » du débit qui contribue à alimenter le karst du « Bas-Agly », car elle a été déterminée que sur la base de 5 mois de mesures.

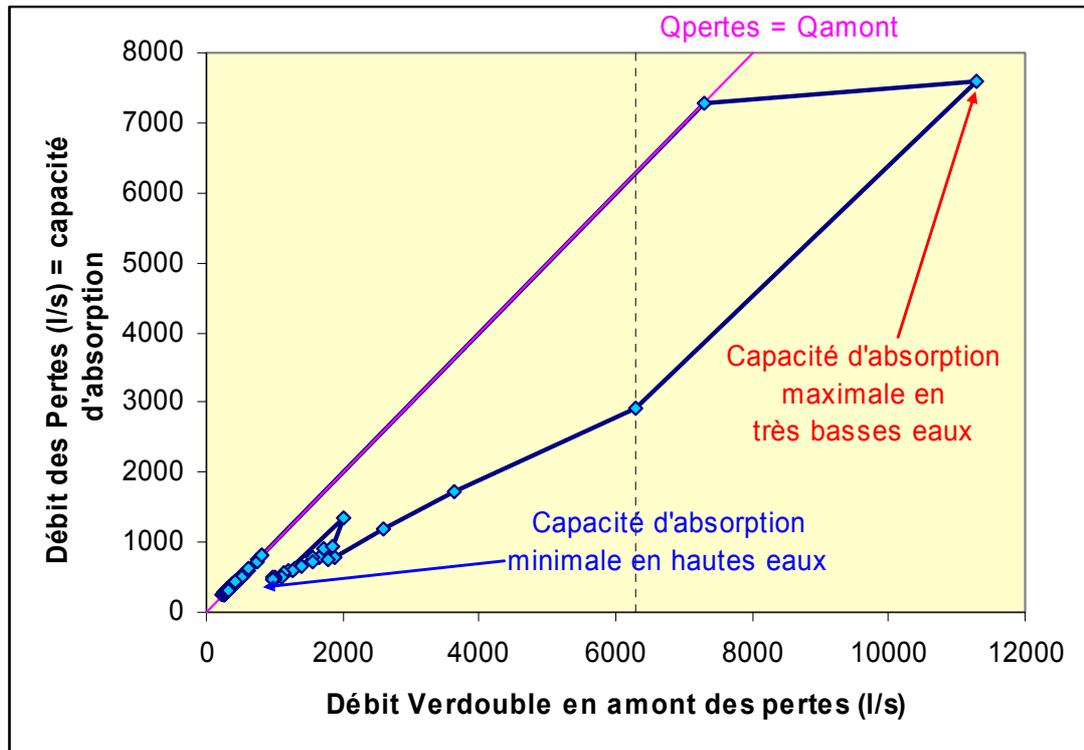


Illustration 40 : Fonctionnement hydrogéologique des pertes du Verdoble.

Le fonctionnement de la zone des pertes du Verdoble peut être étudié en confrontant le débit des pertes du Verdoble au débit mesuré à l'amont à Tautavel (Illustration 40). Le débit des pertes apparaît contrôlé d'une part, par le débit du Verdoble mesuré à l'amont des pertes, et d'autre part, par la capacité d'absorption du karst dans la zone des pertes qui varie en fonction de l'état hydrogéologique du karst. La capacité d'absorption du karst dans sa zone de perte évolue suivant une hystérésis au cours des crues, la capacité d'absorption diminuant au fur et à mesure que le karst se recharge. Ce type de comportement a déjà été observé sur d'autres systèmes karstiques binaire et notamment sur le karst des Cent Fonts au niveau des gorges de la Buèges dans l'Hérault (Ladouche et al, 2002).

Les premières crues d'autonome qui se produisent alors que le karst est « sec » permettent de caractériser la capacité maximale d'absorption des zones de pertes.

⁴ 1^{er} Quartile = 299 l/s, médiane = 332 l/s, 3^{ème} Quartile = 420 l/s

Pour le système des pertes du Verdoble, la capacité maximale d'absorption est évaluée à 7500 l/s environ. Au fur et à mesure que le karst se recharge dans sa zone d'absorption des pertes, la capacité d'absorption relative du karst diminue. En exemple, lorsque le karst est très « sec », il est en mesure d'absorber les 6300 l/s mesuré à Tautavel alors qu'il n'absorbe plus que 2900 l/s pour ce même débit mesuré à l'amont lorsque le karst n'est plus en contexte de basses eaux. La chronique trop courte de débit ne nous permet pas de connaître la capacité d'absorption minimale du karst en période de très hautes eaux. Les données disponibles suggèrent que la capacité d'absorption minimale du karst en très hautes eaux est inférieure à 480 l/s (cf. valeur sur le graphique en illustration 40).

3.2.2. Présentation des résultats du suivi du Maury.

a) Description du dispositif expérimental du Maury

Un capteur de niveau d'eau a été installé le 03 juin 2004 sur le Maury au niveau du pont de la route départementale D117 à proximité du Mas Camps. Les résultats des suivis de hauteur d'eau sont présentés à l'illustration 41. Le dispositif de mesure n'est plus opérationnel depuis le 02/02/2006.

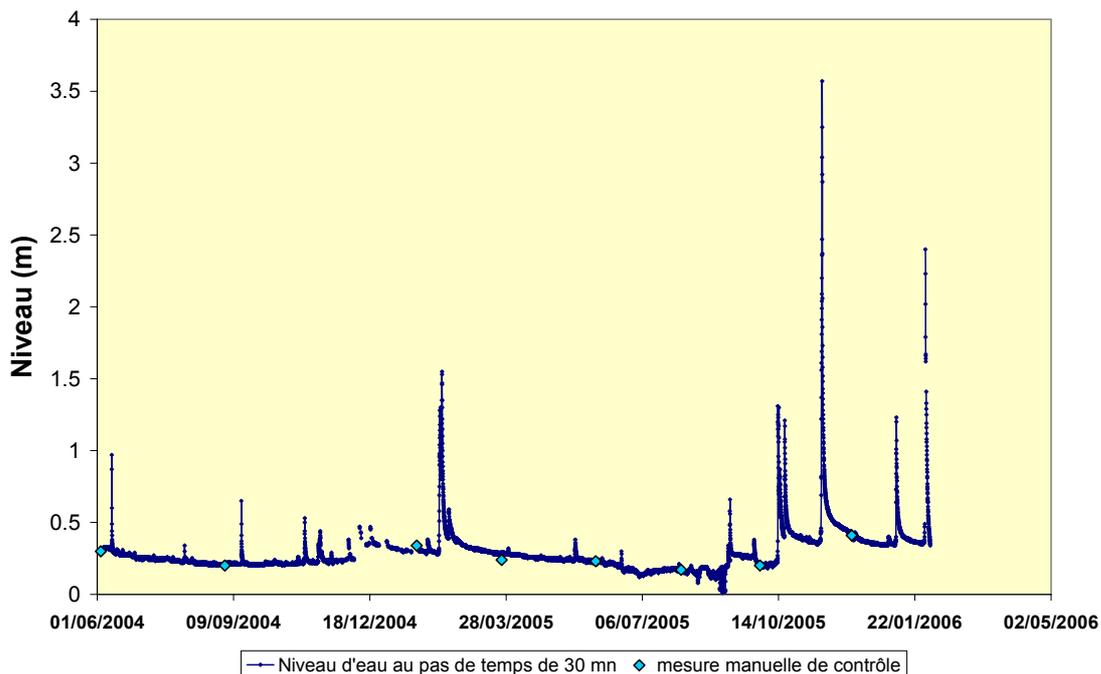


Illustration 41 : Evolution temporelle des niveaux d'eau enregistrées sur le Maury

b) Courbe de tarage du Maury

Les jaugeages ponctuels effectués au cours de cette étude (avant et après l'installation du capteur de niveau d'eau, Tableau 11) nous ont permis d'établir une courbe de tarage (Illustration 42).

Date	Débit (l/s)	Hauteur (m)
04/06/2004	261	0.32
25/06/2004	179	0.28
21/01/2005	259	0.35
24/03/2005	194	0.27
01/06/2005	100	0.2

Tableau 11 : Récapitulatif des jaugeages effectués sur le Maury.

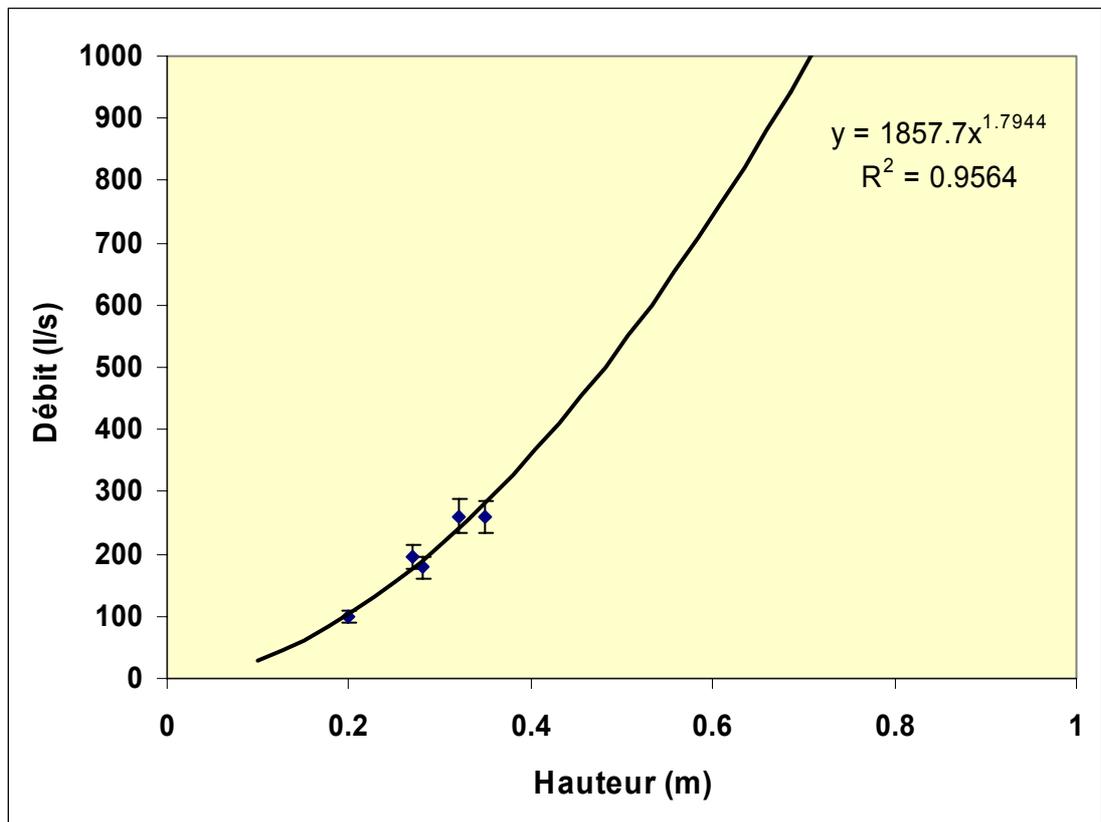


Illustration 42 : Courbe de tarage de la station de mesure située sur le Maury

Plusieurs fonctions mathématiques ont été testées, le meilleur ajustement a été obtenu à l'aide d'une fonction puissance de type $Q = a \cdot (\text{Hauteur})^b$ (débits exprimés en l/s)

avec $a = 1858$ et $b = 1.794$.

La courbe de tarage a été établie pour les hauteurs d'eau inférieures à 0.4 m alors que les mesures effectuées indiquent des hauteurs d'eau supérieures à 3.5 m lors des crues. L'extrapolation de la courbe de tarage pour les hauteurs d'eau comprise entre 0.5 m et 3.5 m conduit à des valeurs de débit compris entre 535 l/s et 17600 l/s. Les valeurs de débit inférieur à 3850 l/s ($H < 1.5$ m) sont jugées vraisemblables. L'extrapolation de la courbe de tarage établie pour les hauteurs d'eau supérieure à 1.5 m est seulement donnée à titre indicatif. Nous présentons sur l'illustration 43, l'évolution temporelle des débits mesurés et calculés à l'aide de la courbe de tarage précédemment défini.

Sur la période étudiée (03/06/04 au 02/01/06), le débit journalier du Maury a varié entre 38 l/s (minimum) et 6112 l/s (maximum), le débit moyen étant de 238 l/s⁵.

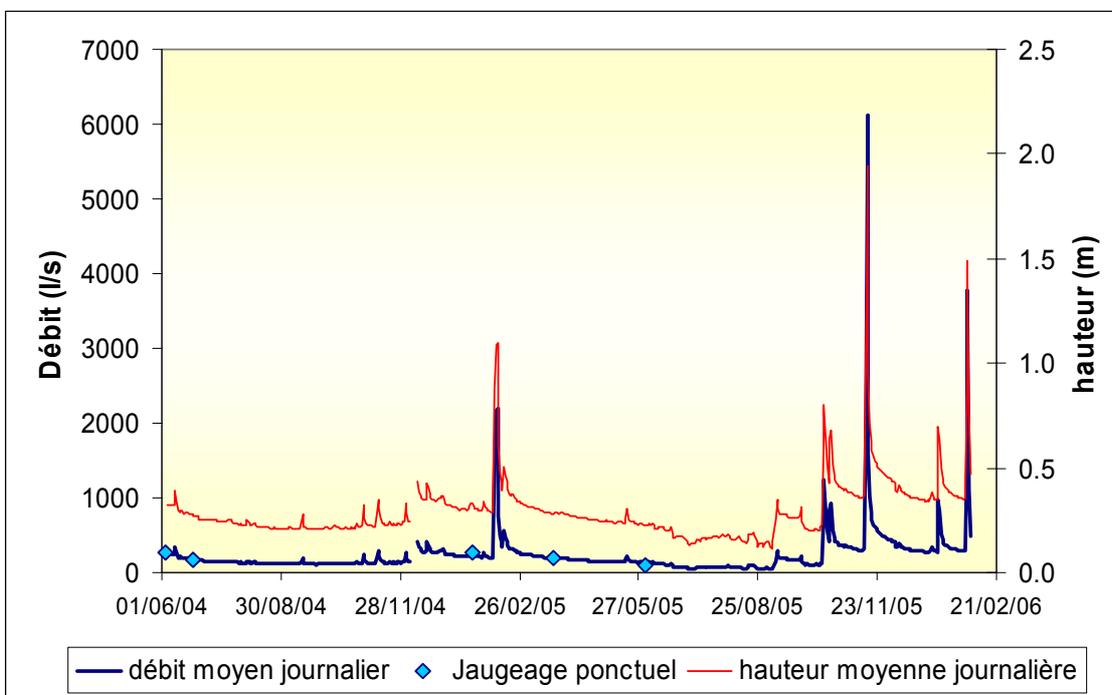


Illustration 43 : Evolution temporelle des débits et des hauteurs d'eau (moyennes journalières) mesurés sur le Maury sur la période du mois de juin 2004 à février 2006.

⁵ 1^{er} Quartile = 117 l/s, médiane = 158 l/s, 3^{ème} Quartile = 271 l/s

3.2.3. Détermination des pertes de l'Agly et confrontation des résultats avec la méthode utilisée dans la phase 1(BRGM/RP-52919-FR)

a) Détermination des pertes de l'Agly et caractérisation de leur fonctionnement.

Entre la station de Planèzes à l'amont des pertes de l'Agly et la station de Mas de Jau (zone aval des pertes), le cours de l'Agly subit les modifications suivantes :

- prise du canal de Latour de France dont le débit journalier est connu (station hydrométrique de la DDAF, Banque Hydro) ;
- confluence du Maury : cet affluent coule presque entièrement sur les marnes imperméables de l'Albien
- pertes de l'Agly dans le bief compris entre la cave coopérative d'Estagel et le trou de la Pastère ;
- confluence du Verdoble : en amont de la confluence avec l'Agly le Verdoble se perd en totalité à l'étiage dans les calcaires du Jurassique. Nous disposons des débits journaliers du Verdoble à Tautavel (station hydrométrique de la DDAF) ;
- station hydrométrique de la DDAF à Mas de Jau ;
- la Pastère : il s'agit d'un puits naturel de plusieurs mètres de diamètre et de plusieurs mètres de profondeur, creusé dans les calcaires du lit de l'Agly. Nous avons négligé toutes pertes et / ou éventuels extravasements en aval de la station de Mas de Jau. L'étude de la DDA (1986) permet de suggérer que « les pertes observées à l'aval du Mas de Jau paraissent proportionnellement faibles ».

Sur la période comprise entre le mois d'août 2004 et fin septembre 2005, le débit journalier des pertes de l'Agly a été calculé de la manière suivante :

Équation 2 :

$$Q_{\text{Pertes Agly}} = (Q_{\text{Agly Planèze}} + Q_{\text{Maury}} + Q_{\text{Verdoble confluence}}) - (Q_{\text{Agly Mas jau}} + Q_{\text{Canal de Latour}})$$

Les données de débit journalier de l'Agly à Planèzes, de l'Agly au Mas Jau et du Canal de Latour sont ceux de la Banque Hydro⁶. Les données de débit journalier du Verdoble à la confluence et du Maury sont ceux mesurés dans cette étude. Les calculs n'ont pas été menés pour l'épisode de crue du 09/12/04 en raison d'une défaillance de mesure du capteur du Maury.

⁶ Depuis janvier 2005, le suivi de ces sites est assuré par la DDE de l'Aude. Les données ne sont plus accessibles depuis la Banque Hydro

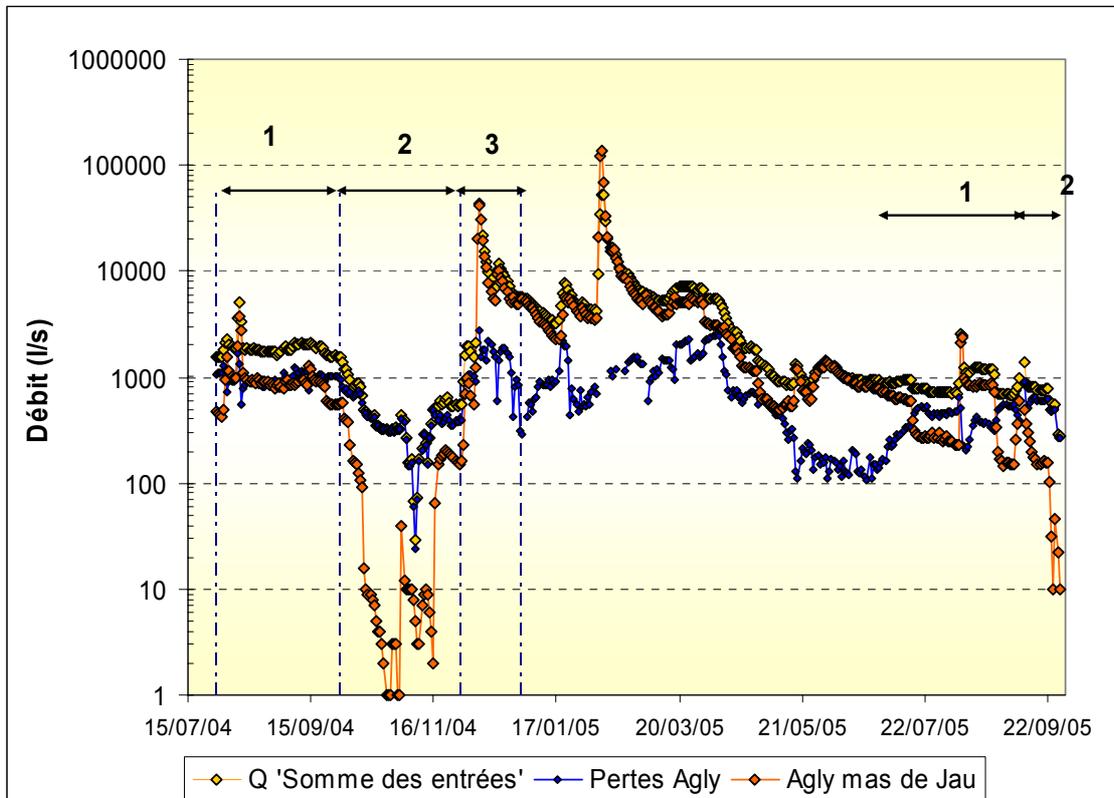


Illustration 44 : Evolution des débits calculés des pertes de l'Agly et des débits de l'Agly mesurés au Mas de Jau.

L'évolution des débits d'entrées $[Q_{\text{Agly Planèzes}} + Q_{\text{Maury}} + Q_{\text{Verdouble confluence}}] - (Q_{\text{Canal de Latour}})$ est également présentée.

Nous présentons sur l'illustration 44 l'évolution temporelle des débits cumulés des entrées pour le système des pertes de l'Agly $[(Q_{\text{Agly Planèzes}} + Q_{\text{Maury}} + Q_{\text{Verdouble confluence}}) - (Q_{\text{Canal de Latour}})]$, les débits mesurés au Mas de Jau (partie avale des pertes) ainsi que l'évolution des débits des pertes de l'Agly calculés.

Pour 2004, trois périodes ont été distinguées :

- la première (1) période qui se termine fin septembre correspond à la période où les débits de l'Agly sont fortement soutenus par les lâchés du barrage de Caramany. Au cours de cette période, le débit des pertes est relativement stable et oscille autour de 980 l/s (2sigma = 160 l/s),
- la seconde partie (2) du 01/10/04 au 30/11/04 correspond à la période où les débits de l'Agly ne sont plus soutenus par les lâchés du barrage de Caramany. A cours de cette période, les débits des pertes de l'Agly évoluent entre 980 l/s et 320 l/s, cette dernière valeur étant atteinte vers mi-octobre. A partir de cette date et jusqu'à mi-novembre 2004, les pertes de l'Agly sont quasi-totales, le débit mesuré au Mas de Jau étant inférieur à 10 l/s. Au cours de la période (2), le débit moyen des pertes est de 380 l/s (2sigma = 180 l/s).

- la troisième partie (3) du 01/12/04 au 31/12/04 correspond à la période de hautes eaux qui fait suite notamment à la crue du 09/12/04. Au mois de décembre 2004, les débits des pertes de l'Agly présentent d'importantes variations, le débit maximum étant de 2800 l/s. Au cours du mois de décembre 2004, le débit moyen des pertes est de 1390 l/s (2sigma = 625 l/s).

Pour 2005, les périodes (1) et (2) décrites précédemment sont également perceptibles (Illustration 44).

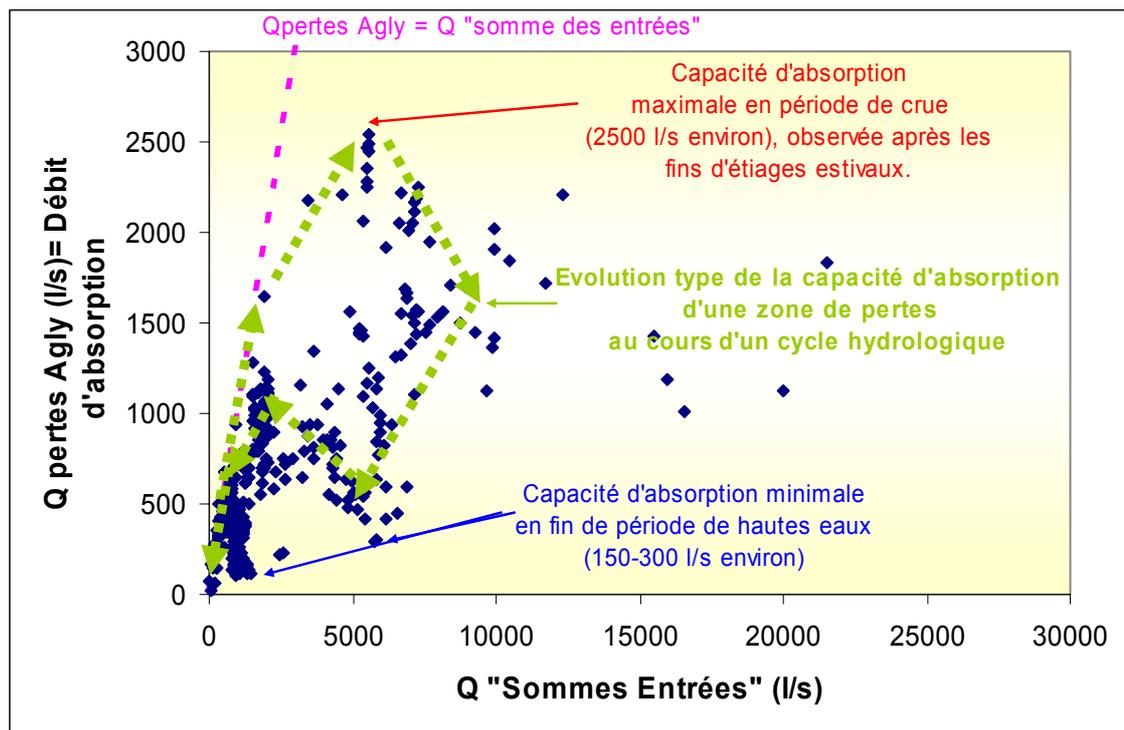


Illustration 45 : Fonctionnement hydrogéologique des pertes de l'Agly.

De manière similaire au Verdoble, le fonctionnement de la zone des pertes de l'Agly peut être étudié en confrontant le débit des pertes de l'Agly aux débits mesurés en entrée (Illustration 45). Là encore, le débit des pertes de l'Agly apparaît contrôler d'une part, par la somme des débits mesurée en entrée $[(Q_{\text{Agly Planèzes}} + Q_{\text{Maury}} + Q_{\text{Verdoble confluence}}) - (Q_{\text{Canal de Latour}})]$, et d'autre part, par la capacité d'absorption du karst dans la zone des pertes qui varie en fonction de l'état hydrogéologique du karst.

De manière semblable aux pertes du Verdoble, la capacité d'absorption du karst dans la zone des pertes de l'Agly évolue suivant une hystérésis au cours du temps, la capacité d'absorption diminuant au fur et à mesure que le karst se recharge. Pour le système des pertes de l'Agly, la capacité maximale d'absorption est évaluée à 2500 l/s environ. Cette valeur est plus faible que la valeur obtenue pour la zone des pertes du Verdoble (7500 l/s). Ce résultat n'est pas surprenant car le karst dans la zone

d'absorption des pertes de l'Agly peut être considéré comme moins « sec » en raison du soutien par le barrage Caramany au cours des mois d'été.

Au cours de la période de hautes eaux du mois de décembre 2004, on montre de manière similaire au Verdoble que la capacité d'absorption relative du karst diminue au fur et à mesure que le karst se recharge. Les données disponibles au mois de décembre 2004 suggèrent que la capacité d'absorption minimale du karst en hautes eaux est de l'ordre de 300 l/s lors de première crue qui font suite aux étiages estivaux. Lors des crues suivantes (février 2005 notamment), on remarque que la valeur de la capacité d'absorption de la zone des pertes de l'Agly tend à diminuer pour atteindre une valeur proche de 150 l/s. Ce phénomène est vraisemblablement à rattacher à l'importance de la crue de février 2005 qui a « saturé » de manière durable le karst dans sa zone d'infiltration.

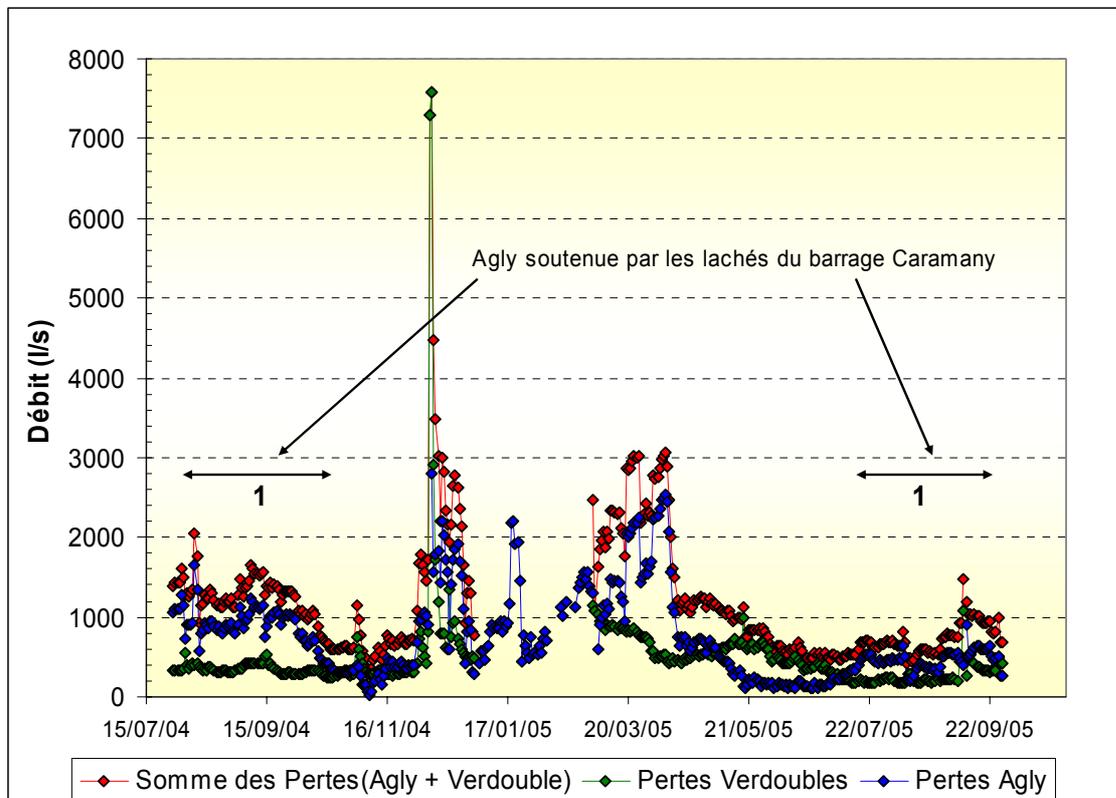


Illustration 46 : Evolution temporelle des pertes de l'Agly et du Verdoble et des pertes cumulés (Agly + Verdoble) au cours de la période du 29/07/04 au 31/12/04.

Nous présentons sur l'illustration 46 l'évolution temporelle des débits cumulés des pertes ainsi que les débits individualisés des pertes de l'Agly et du Verdoble. Sur la période étudiée (29/07/04 au 28/09/05), le débit moyen des pertes cumulées a varié

entre 307 l/s (minimum) et au moins 7580 l/s (maximum⁷), le débit moyen étant de 1187 l/s⁸.

b) Rappel de la méthode utilisée dans la phase 1 (BRGM/RP-52919-FR) pour déterminer les débits des pertes de l'Agly et du Verdoble.

Nous rappelons ci après la procédure et les hypothèses que nous avons émises en 2004 (BRGM/RP-52919-FR) pour le calcul des pertes de l'Agly et du Verdoble.

Les débits journaliers des pertes de l'Agly et du Verdoble ont été estimés à partir des données de débits journaliers aux quatre stations hydrométriques suivantes Planèzes, Canal de Latour, Tautavel et Mas de Jau (données Banque Hydro).

Pour le système des pertes du Verdoble, les hypothèses étaient les suivantes :

Hypothèse 1 : les débits des pertes sont reliés aux débits mesurés en amont (Verdoble à Tautavel) par une relation puissance :

Équation 3 :

$$Q_{\text{pertes Verdoble}} = 3.56 * (Q_{\text{Verdoble Tautavel}})^{0.791}$$

Hypothèse 2 : la capacité maximale d'absorption du karst au niveau des pertes du Verdoble est de 3000 l/s.

Le débit du Verdoble à la confluence était donc estimé de la manière suivante :

Équation 4

$$Q_{\text{Verdoble confluence}} = (Q_{\text{Verdoble Tautavel}}) - 3.56 * (Q_{\text{Verdoble Tautavel}})^{0.791}$$

Pour le système du Maury, l'hypothèse était la suivante :

Hypothèse : le débit spécifique (l/s/km²) du Maury est identique à celui du Verdoble à Tautavel. Connaissant la surface des deux bassins hydrographiques (Sous bassin versant (S_{BV}) Verdoble = 305 km² ; S_{BV} Maury = 84 km²), on détermine le facteur de proportionnalité qui lie le débit du Verdoble à Tautavel au débit du Maury :

Équation 5 :

$$Q_{\text{Maury estimé}} = 0.28 * Q_{\text{Verdoble Tautavel}}$$

⁷ Lors de l'épisode de crue du 09/12/04, le débit de l'Agly n'a pu être évalué en raison d'un dysfonctionnement du capteur du Maury. Cette valeur maximale correspond à la valeur mesurée pour les pertes du Verdoble.

⁸ 1^{er} Quartile = 648 l/s, médiane = 990 l/s, 3^{ème} Quartile = 1370 l/s

Pour le système de l'Agly, les pertes de l'Agly étaient déterminées de la manière suivante :

Équation 6

$$Q_{\text{pertes Agly}} = (Q_{\text{Agly Planèze}} + Q_{\text{Maury estimé}} + Q_{\text{Verdouble confluence}}) - (Q_{\text{Agly Mas Jau}} + Q_{\text{Canal La Tour}})$$

Hypothèse : la capacité maximale d'absorption du karst au niveau des pertes de l'Agly est semblable à celle du Verdouble (3000 l/s).

c) Comparaison des résultats et évaluation de l'erreur commise avec la méthode utilisée dans la phase 1 (BRGM/RP-52919-FR).

Nous présentons l'illustration 47, l'évolution temporelle des débits du Maury déduite des mesures réalisées en 2004 et 2005 ainsi que l'évolution des débits du Maury estimés suivant la procédure utilisée dans la phase 1 du projet (BRGM/RP-52919-FR) et rappelée précédemment (Équation 5).

Sur la période concomitante de comparaison, les débits minimums déduits des mesures apparaissent supérieurs aux débits estimés suivant la procédure utilisée dans la phase 1 du projet, (Illustration 47 et Tableau 12). Les débits maximums déduits des mesures apparaissent inférieurs aux débits estimés suivant la procédure utilisée dans la phase 1 du projet. Les débits moyens (Tableau 12) sont respectivement, de 146 l/s pour les débits déduits des mesures et de 181 l/s pour les débits estimés à partir de l'Équation 5. La différence 35 l/s apparaît inférieure à 25 %, ce qui est acceptable compte tenu des incertitudes qui pèsent sur la mesure des débits (10 %). La procédure utilisée dans la phase 1 pour estimer les débits du Maury n'introduit pas une erreur trop importante dans le calcul des pertes de l'Agly car la contribution relative du Maury à l'écoulement de l'Agly est faible au regard des valeurs de débit mesurés à l'amont des pertes ($Q_{\text{Agly Planèzes}} - Q_{\text{Canal de Latour}}$) en dehors des périodes de crue.

	Débits du Maury déduits des mesures	Débits du Maury déduits de la Procédure BRGM/RP-52919-FR
Débit Moyen (l/s)	146	181
Débit Minimum (l/s)	38	47
Débit 1 ^{er} Quartile (l/s)	112	85
Débit Médian (l/s)	135	117
Débit 3 ^{ème} Quartile (l/s)	170	234
Débit Maximum (l/s)	728	1014

Tableau 12 : Eléments de comparaison statistique des débits du Maury déduits des mesures et estimés suivant la procédure utilisée lors de la phase 1 du projet Corbières (BRGM/RP-52919-FR)

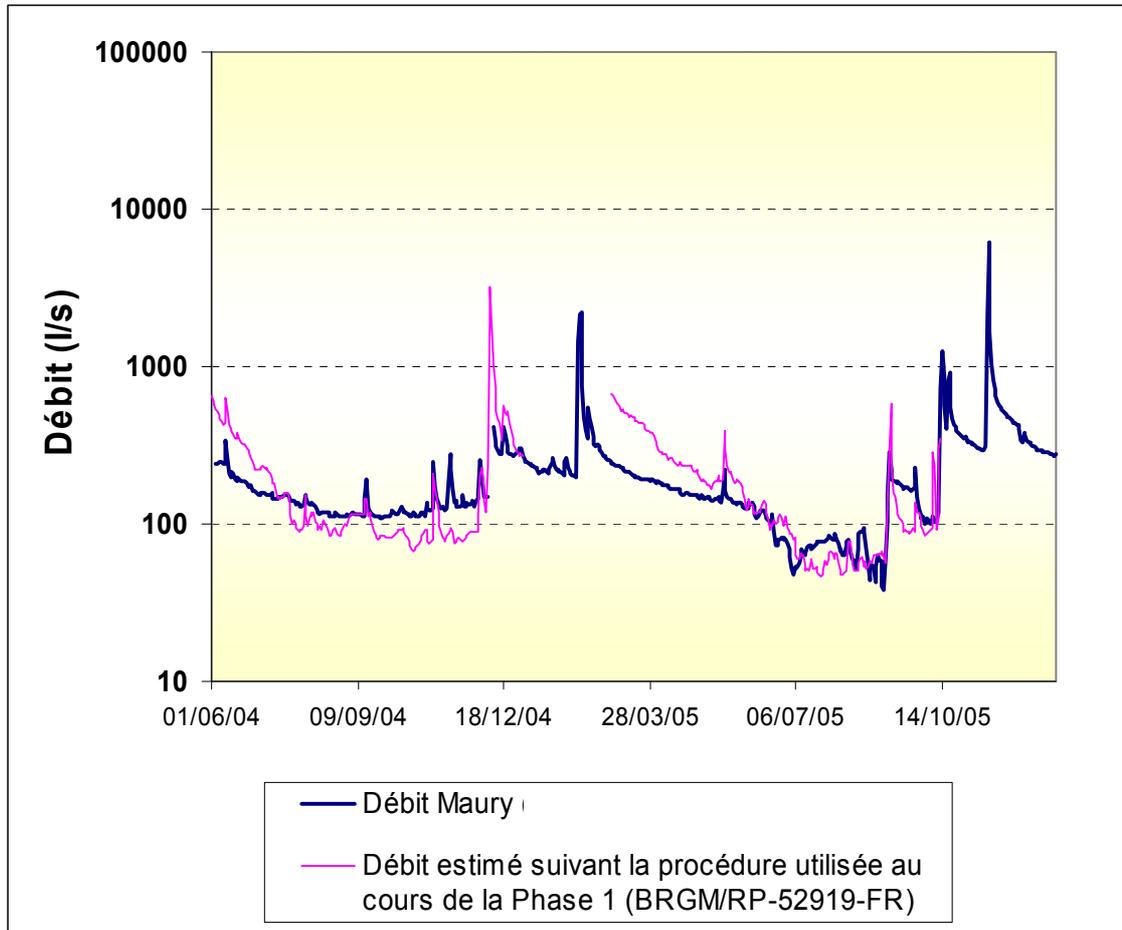


Illustration 47 : Comparaison des débits du Maury déduits des mesures et estimés suivant la procédure utilisée lors de la phase 1 du projet Corbières (BRGM/RP-52919-FR).

Nous présentons en Illustration 48, l'évolution temporelle des débits des pertes du Verdoube déduit des mesures réalisées en 2004 et 2005 ainsi que l'évolution des débits des pertes estimés suivant la procédure utilisée dans la phase 1 du projet (BRGM/RP-52919-FR) et rappeler précédemment (Équation 3).

Sur la période concomitante de comparaison (Illustration 48 et Tableau 13), les débits minimums déduits des mesures apparaissent similaires aux incertitudes de mesure près (10 %) aux débits estimés suivant la procédure utilisée dans la phase 1 du projet. Les débits moyens (Tableau 13) sont respectivement, de 485 l/s pour les débits déduits des mesures et de 556 l/s pour les débits estimés à partir de l'Équation 3. La différence 71 l/s apparaît faible et est dans l'ordre de grandeur des incertitudes qui pèsent sur la mesure des débits (10 %).

La seule différence notable est observée en période de crue (décembre 2004 et février 2005). Le débit maximal des pertes du Verdoube estimé par la procédure de la phase 1 est de 3000 l/s (contre 7800 l/s) et correspond à la capacité maximale d'absorption

des pertes que l'on avait fixée (cf. hypothèses). Lors de la décrue (fin décembre 2004), les débits estimés des pertes du Verdoble apparaissent supérieurs aux débits des pertes déduits des mesures. Cette différence est liée au fait que la méthode de la phase 1 sous estime la capacité maximale d'absorption du karst et sur estime la capacité minimale d'absorption du karst en hautes eaux. En effet, la fonction puissance utilisée (Équation 3) dans l'approche de la phase 1 ne permet pas de prendre en considération le phénomène d'hystérésis mis en évidence à l'aide des mesures effectuées (Illustration 40). Néanmoins, la méthode de la phase 1 est jugée globalement assez robuste car elle reproduit de manière très satisfaisante les évolutions mesurées. L'erreur commise sur la détermination des débits des pertes ne concerne que les périodes de crue et a donc un faible poids sur les bilans globaux que l'on avait établi à l'échelle des cycles hydrologiques. **La valeur du débit moyen des pertes du Verdoble (706 l/s) établies sur la période du 01/01/1997 au 19/08/03 (BRGM/RP-52919-FR) est donc validée a posteriori.**

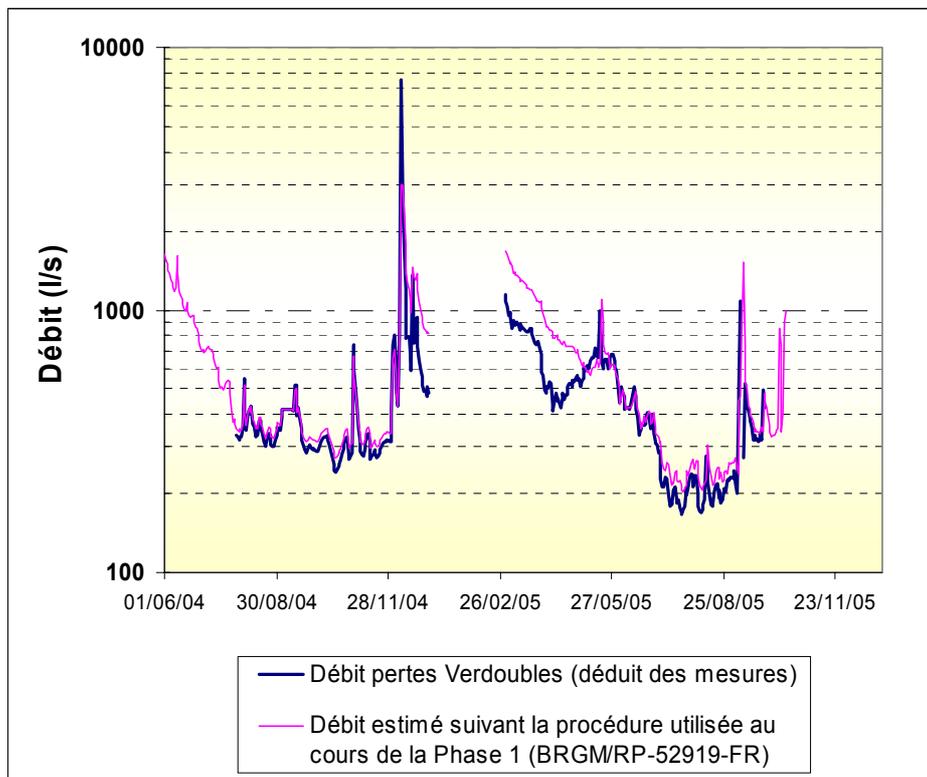


Illustration 48 : Comparaison des débits des pertes du Verdoble déduits des mesures et estimés suivant la procédure utilisée lors de la phase 1 du projet Corbières (BRGM/RP-52919-FR).

	Débits des pertes du Verdoube déduit des mesures	Débits des pertes du Verdoube déduit de la Procédure BRGM/RP-52919-FR
Débit Moyen (l/s)	485	556
Débit Minimum (l/s)	108	204
Débit 1 ^{er} Quartile (l/s)	290	317
Débit Médian (l/s)	378	391
Débit 3 ^{ème} Quartile (l/s)	536	694
Débit Maximum (l/s)	7582	3000

Tableau 13 : Eléments de comparaison statistique des débits des pertes du Verdoube déduits des mesures et estimés suivant la procédure utilisée lors de la phase 1 du projet Corbières(BRGM/RP-52919-FR).

L'évolution temporelle des débits des pertes de l'Agly déduit des mesures réalisées en 2004 ainsi que l'évolution des débits du Maury estimés suivant la procédure utilisée dans la phase 1 du projet (BRGM/RP-52919-FR) et rappelée précédemment (Équation 6) et présentée en Illustration 49.

Sur la période concomitante de comparaison (Illustration 49 et Tableau 14), les débits déduits des mesures apparaissent similaires aux incertitudes aux débits estimés suivant la procédure utilisée dans la phase 1 du projet. Les débits moyens des pertes de l'Agly (Tableau 14) sont respectivement, de 743 l/s pour les débits déduits des mesures et de 659 l/s pour les débits estimés à partir de l'Équation 6 . La différence de 84 l/s apparaît faible et est dans l'ordre de grandeur des incertitudes qui pèsent sur la mesure des débits (10 %) et très nettement inférieure à l'incertitude globale qui pèse sur les pertes de l'Agly (40%⁹).

La seule différence notable en termes de différence de débit est observée à la fin du mois de décembre 2004 et dans une moindre mesure en juin 2005. Le débit des pertes de l'Agly estimé par la procédure de la phase 1 est sous estimé par rapport aux débits déduits des mesures. Cette différence est la conséquence de la surestimation des débits des pertes du Verdoube estimé par la procédure utilisée lors de la phase 1 (Équation 3). Le débit du Verdoube à la confluence étant estimé par l'Équation 4 , une surestimation des débits des pertes du Verdoube revient à sous estimer le débit du Verdoube à la confluence. On montre en Illustration 50 que les erreurs relatives aux estimations des pertes du Verdoube et de l'Agly se compensent globalement, le débit total des pertes des deux approches étant parfaitement comparable sur la période du

⁹ Incertitude sur le débit des Pertes : le débit des pertes étant obtenu par différence (Équation 6), l'erreur sur le débit des pertes cumule les erreurs individuelles de chaque site pris en considération.

29/07/04 au 28/09/05. La valeur du débit moyen des pertes (Agly + Verdoble, 1500 l/s) établi sur la période du 01/01/1997 au 19/08/03 (BRGM/RP-52919-FR) est donc validée a posteriori.

	Débites des pertes Agly déduit des mesures	Débites des pertes de l'Agly déduit de la Procédure BRGM/RP-52919-FR
Débit Moyen (l/s)	743	659
Débit Minimum (l/s)	24	13
Débit 1 ^{er} Quartile (l/s)	352	316
Débit Médian (l/s)	601	514
Débit 3 ^{ème} Quartile (l/s)	992	908
Débit Maximum (l/s)	2800	3000

Tableau 14 : Eléments de comparaison statistique des débits des Pertes de L'Agly déduits des mesures et estimés suivant la procédure utilisée lors de la phase 1 du projet Corbières(BRGM/RP-52919-FR).

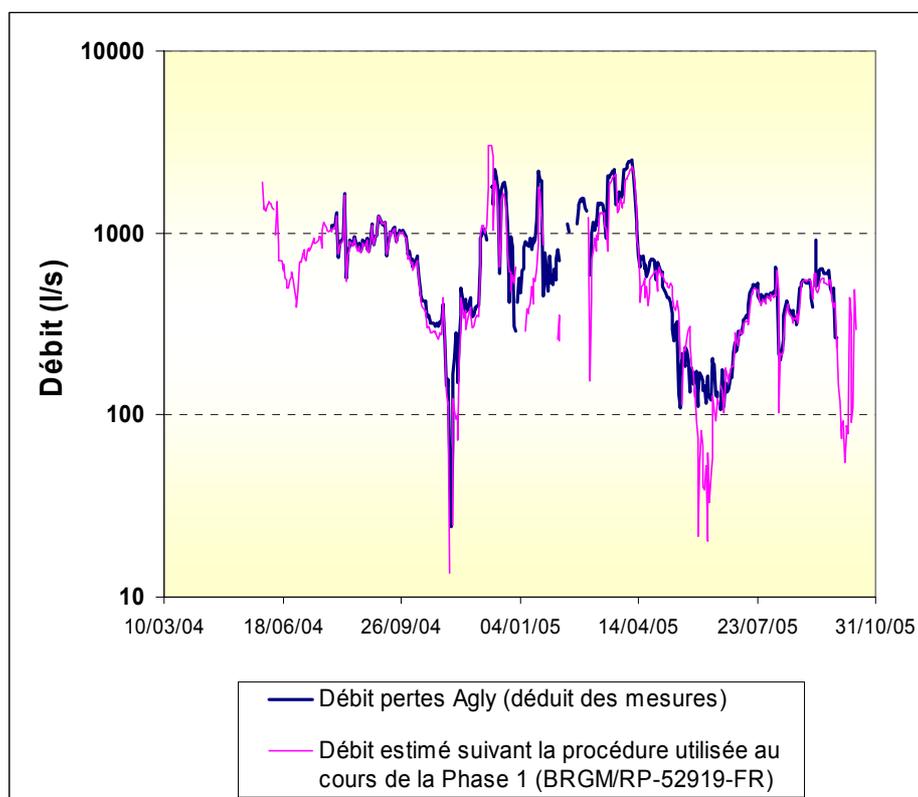


Illustration 49 : Comparaison des débits des pertes de l'Agly déduits des mesures et estimés suivant la procédure utilisée lors de la phase 1 du projet Corbières(BRGM/RP-52919-FR).

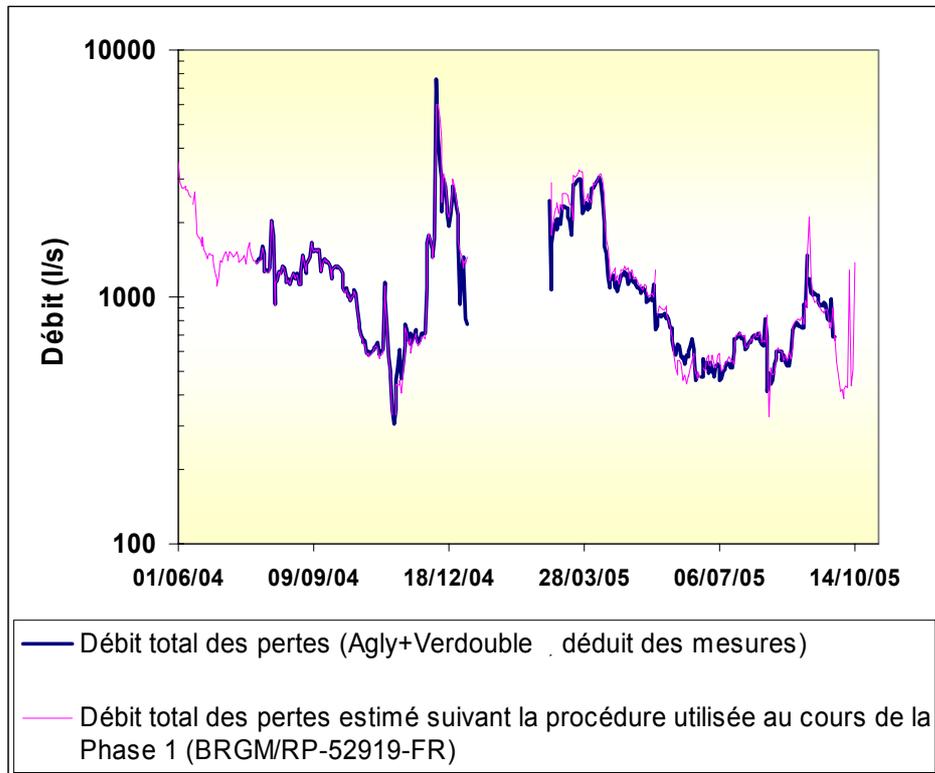


Illustration 50 : Comparaison du débit total des pertes (Agly+Verdouble) déduits des mesures et estimés suivant la procédure utilisée lors de la phase 1 du projet Corbières (BRGM/RP-52919-FR).

	Débites totaux des pertes Agly déduits des mesures*	Débites des pertes de l'Agly déduits de la Procédure BRGM/RP-52919-FR*
Débit Moyen (l/s)	1199	1143
Débit Minimum (l/s)	328	307
Débit 1 ^{er} Quartile (l/s)	635	645
Débit Médian (l/s)	999	987
Débit 3 ^{ème} Quartile (l/s)	1370	1357
Débit Maximum (l/s)	5325	3488

* calcul réalisé sur la période concomitante d'information du 29/07/04 au 28/09/05, soit 359 jours au total.

Tableau 15 : Eléments de comparaison statistique du débit total des Pertes (Agly+Verdouble) déduits des mesures et estimés suivant la procédure utilisée lors de la phase 1 du projet Corbières(BRGM/RP-52919-FR).

La méthodologie utilisée pour déterminer un des signaux d'entrées du modèle de transfert permettant de décomposer l'hydrogramme des sources de Font Estramar – Fontdame est ainsi robuste. Une actualisation de la modélisation à l'aide du modèle TEMPO n'apparaît pas nécessaire.

3.2.4. Présentation des résultats du suivi du piézomètre d'Estagel.

Les évolutions des niveaux piézométriques mesurés à Baixas¹⁰ et du piézomètre récent d'Estagel dont les caractéristiques ont été présentées dans le rapport BRGM/RP-53727-FR, sont présentées en Illustration 51. L'évolution temporelle des débits des pertes (Agly+Verdoble) calculés suivant les deux méthodes présentées précédemment est également reportée sur cette même illustration.

L'instrumentation au piézomètre d'Estagel ne début que le 9 décembre 2004, la comparaison avec les débits des pertes (Agly+Verdoble) ne peut donc être réalisée que pour 2005. Sur l'illustration 51, on remarque que la fin de la période de soutien des débits de l'Agly par le barrage de l'Agly à Caramany se traduit par une importante diminution de la piézométrie mesurée au piézomètre d'Estagel. En quelques jours, le niveau piézométrique enregistré à Estagel diminue de près de 25 m en octobre 2005, puis remonte brusquement suite aux épisodes de crues de mi-octobre. Le niveau piézométrique de Baixas apparaît également influencé, notamment en fin de période estivale par les variations de débits des pertes ; ce résultat confirme donc les interprétations faites au cours de la première phase du projet (BRGM/RP-52290-FR). A Baixas, la diminution relative de la piézométrie au cours des deux premières semaines d'octobre 2005 apparaît bien plus faible, 3 m tout au plus. Le piézomètre d'Estagel apparaît donc bien plus sensible que le piézomètre de Baixas aux modifications des conditions d'entrées qui prévalent dans la zone des pertes de l'Agly et du Verdoble.

La relation qui relie le débit des pertes (Agly+Verdoble) à la piézométrie à Estagel peut être décrite en première approximation par une fonction de type homographique (Illustration 52), l'évolution de la piézométrie à Estagel diminuant lorsque le débit des pertes diminue. Lorsque la piézométrie à Estagel est comprise entre 10 et 15 m de profondeur, le débit des pertes est variable ; il est compris entre 300 l/s et 1000 l/s/. Cette évolution, observée en contexte de moyennes et hautes eaux, est à rattacher au comportement non linéaire de la capacité d'absorption des pertes de l'Agly et du Verdoble. Ce phénomène explicité précédemment (cf. § 3.2.1 et 3.2.3) se manifeste par une hystérésis sur les Illustration 40 et Illustration 45.

¹⁰ L'évolution de la piézométrie mesurée à Baixas sur l'ensemble de la période d'étude (2001-2006) est présentée partiellement aux Illustration 55 et Illustration 56 ; la totalité des données figurent sur le CD Rom de l'Annexe 5.

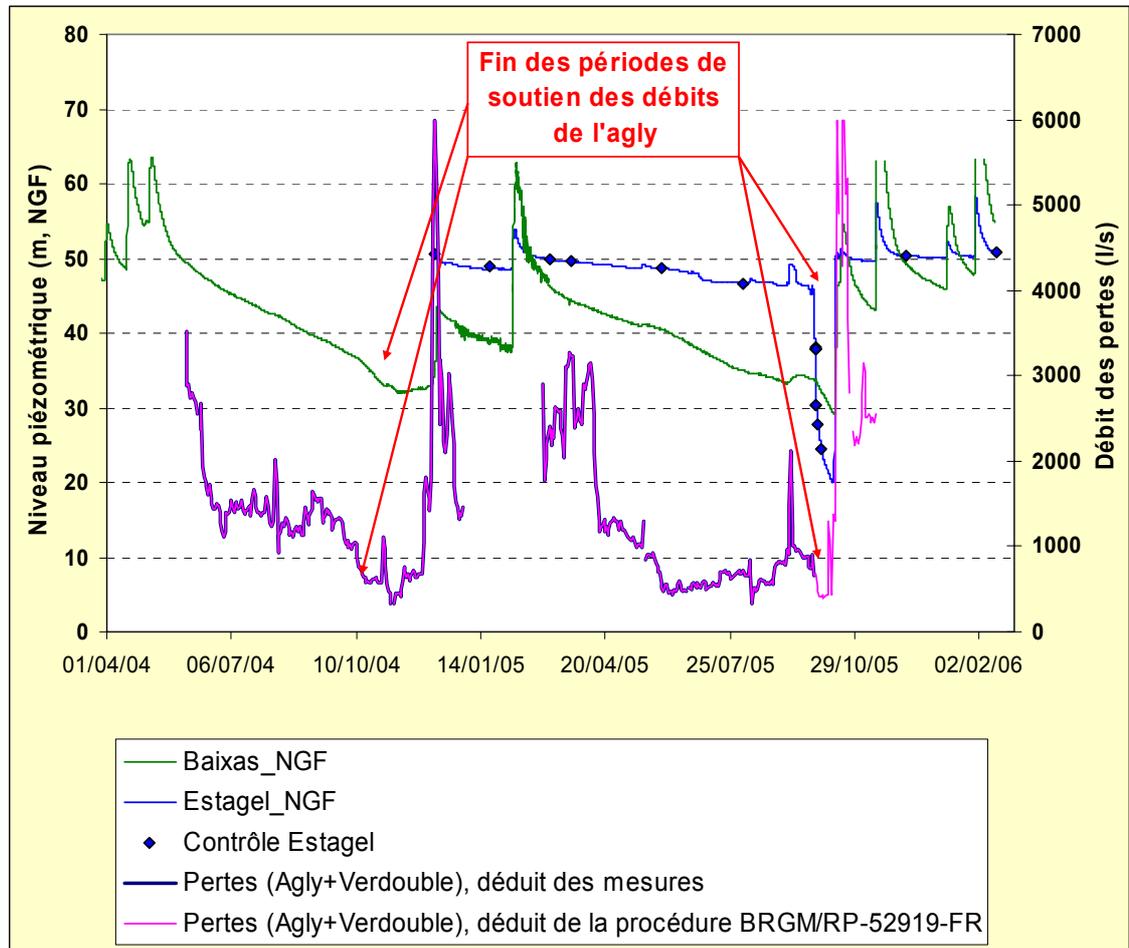


Illustration 51 : Evolution de la piézométrie mesurée aux piézomètres de Baxias et d'Estagel entre le 01/04/04 et le 15/02/2006. L'évolution des pertes (Agly+Verdoble) de l'année 2004 et 2005 est également reportée.

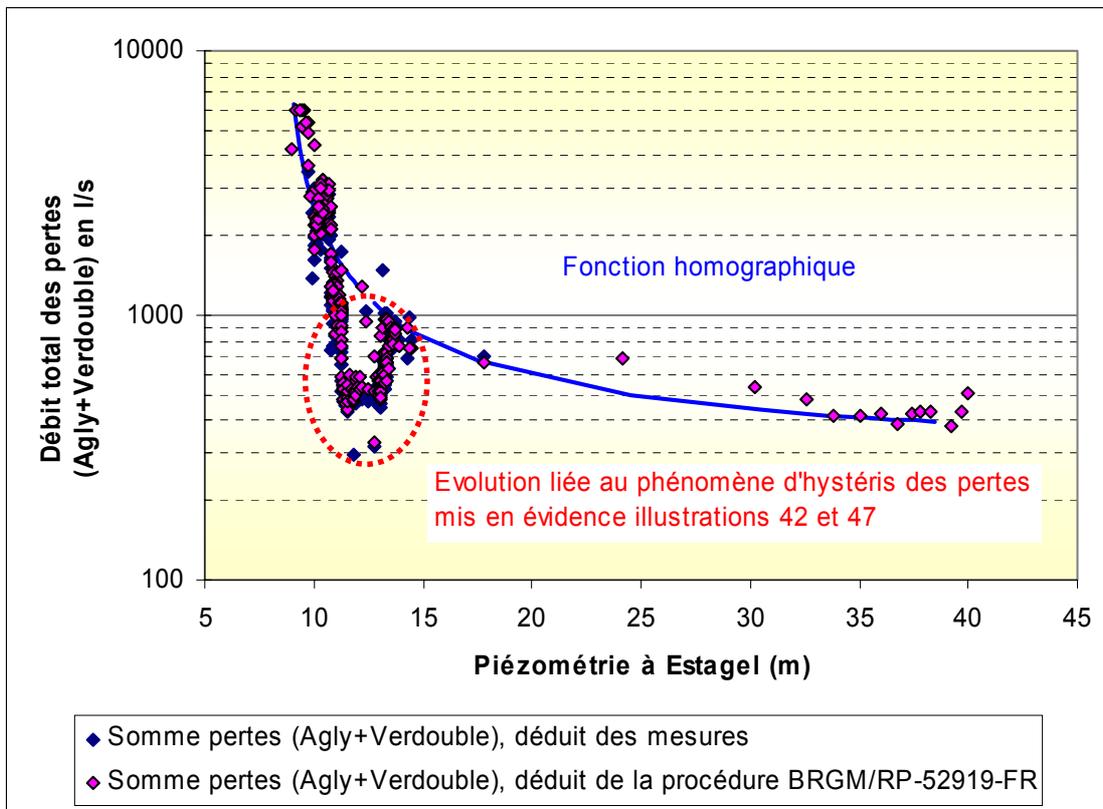


Illustration 52 : Evolution du débit des pertes (Agly + Verdoble) en fonction de la piézométrie mesurée à Estagel.

Dans le but d'établir une relation entre le débit des pertes (Agly+Verdoble) et la piézométrie d'Estagel, différentes classes de piézométrie ont été effectuées. L'ensemble des débits des pertes disponibles est regroupé dans chacune des classes. Des valeurs moyennes de débit et d'écart-type sont ainsi disponibles pour chaque classe. L'objectif de cette procédure est de lisser les effets du phénomène d'hystérésis de la capacité d'absorption du karst dans la zone des pertes. L'illustration 53 présente l'évolution des débits moyens des pertes pour chaque gamme de variation de piézométrie enregistrée à Estagel. L'incertitude sur les débits moyens des pertes est également reportée. Deux fonctions mathématiques peuvent être utilisées pour décrire l'évolution du débit des pertes en fonction de la piézométrie du karst :

- une fonction puissance pour les hauteurs piézométriques comprise entre 8.84 et 11.30 m,
- une fonction polynomiale d'ordre 3 pour les hauteurs piézométriques supérieures à 11.30 m. L'utilisation de ce type de fonction permet de prendre en compte de manière partielle les effets d'hystérésis des pertes.

Pour les hauteurs piézométriques inférieures à 8.84 m, on suppose que la capacité d'absorption du karst est atteinte et que le karst ne peut pas absorber plus de 6000 l/s.

L'évolution du débit des pertes (Agly + Verdoble) calculé en suivant cette procédure est présentée à l'illustration 54. Le débit des pertes déduit des observations d'Estagel permet de reproduire de manière très satisfaisante les débits estimés à l'aide des mesures et de la procédure du rapport BRGM/RP-52919. Le débit moyen des pertes estimé à l'aide du piézomètre d'Estagel pour 2005 (du 03/03/05 au 14/11/05) est de 1272 l/s. Cette valeur est comparable au débit des pertes estimé par la procédure du rapport BRGM/RP-52919-FR sur cette même période (1381 l/s).

Le piézomètre d'Estagel apparaît donc très pertinent pour suivre l'état de saturation du karst dans sa zone de pertes. Il conviendra de maintenir ce site dans le réseau de suivi du karst du Bas-Agly dans le futur, dans le but d'estimer le flux d'eau qui contribue à alimenter le karst par les pertes de l'Agly et du Verdoble.

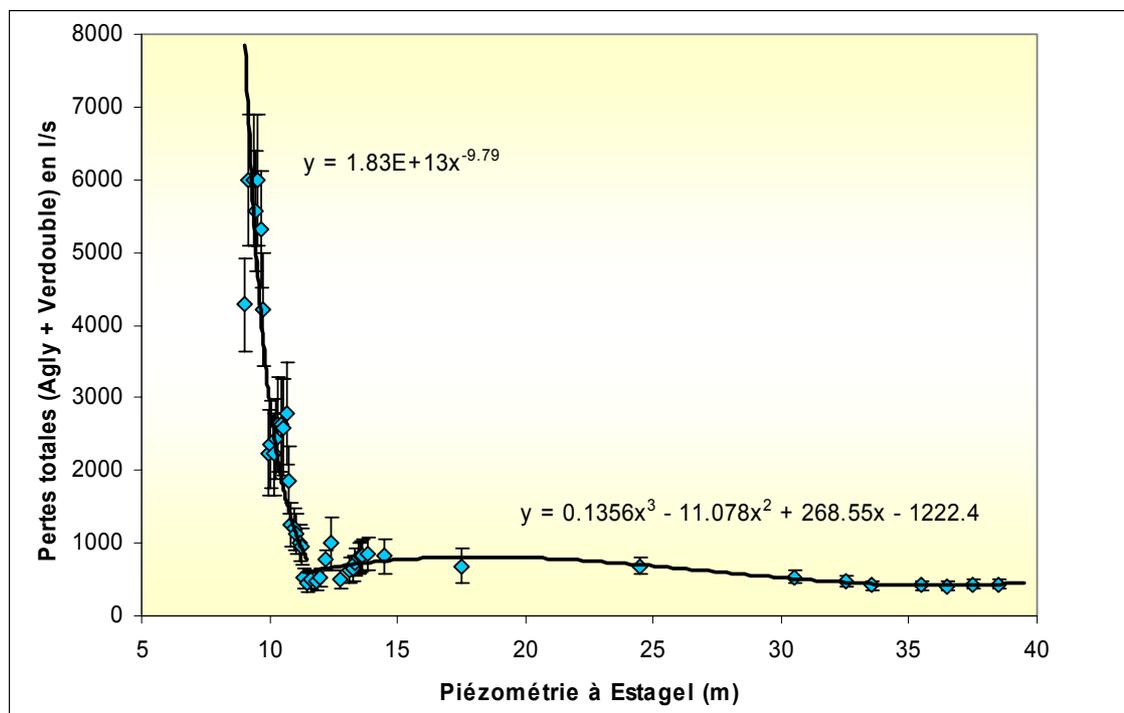


Illustration 53 : Evolution du débit moyen des pertes (Agly + Verdoble) en fonction de la piézométrie mesurée à Estagel.

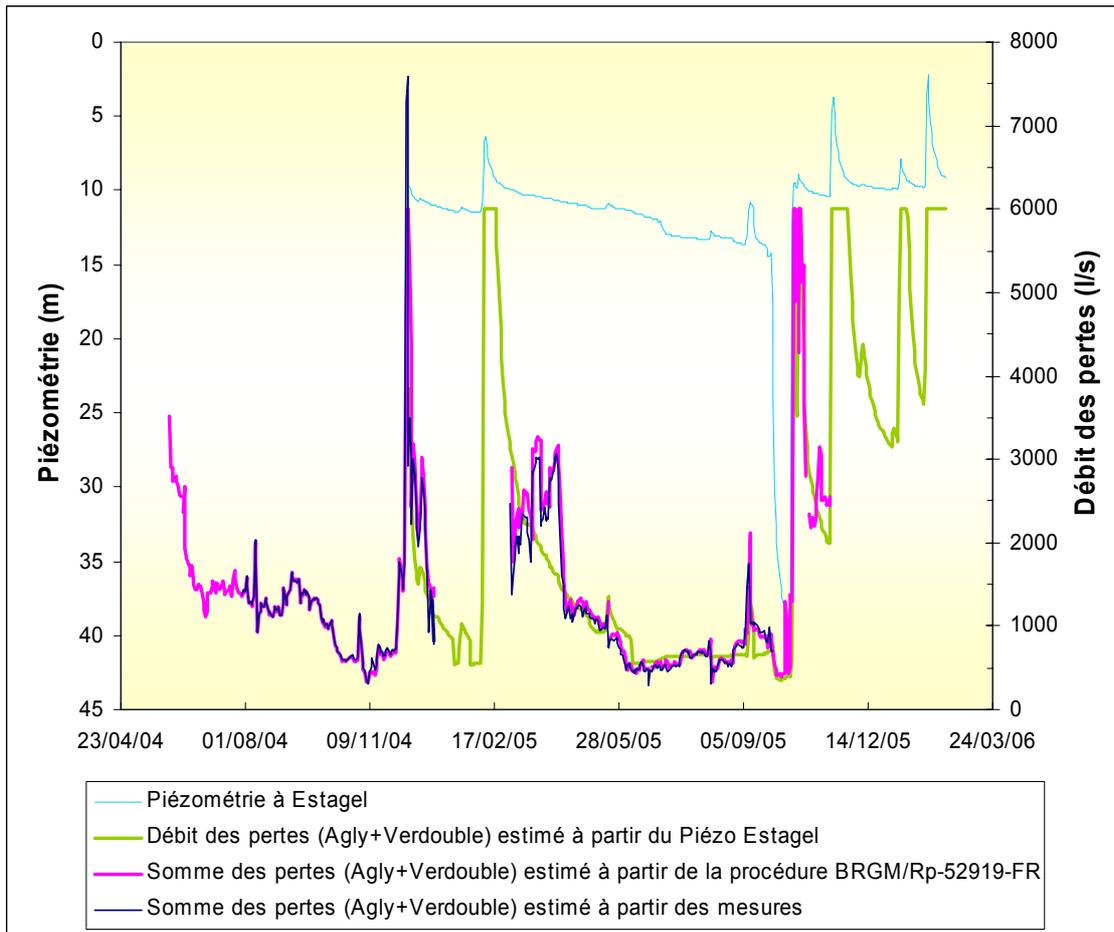


Illustration 54 : Evolution du débit des pertes (Agly + Verdouble) estimé à partir du piézomètre d'Estagel et comparaison aux résultats obtenus par les autres méthodes (mesure et procédure du rapport BRGM/RP-52919-FR).

3.2.5. Confrontation des informations recueillies aux autres piézomètres à l'évolution enregistrée au piézomètre d'Estagel.

Les évolutions piézométriques des différents ouvrages suivis en 2005 dans le karst du Bas-Agly sont présentées ci-après.

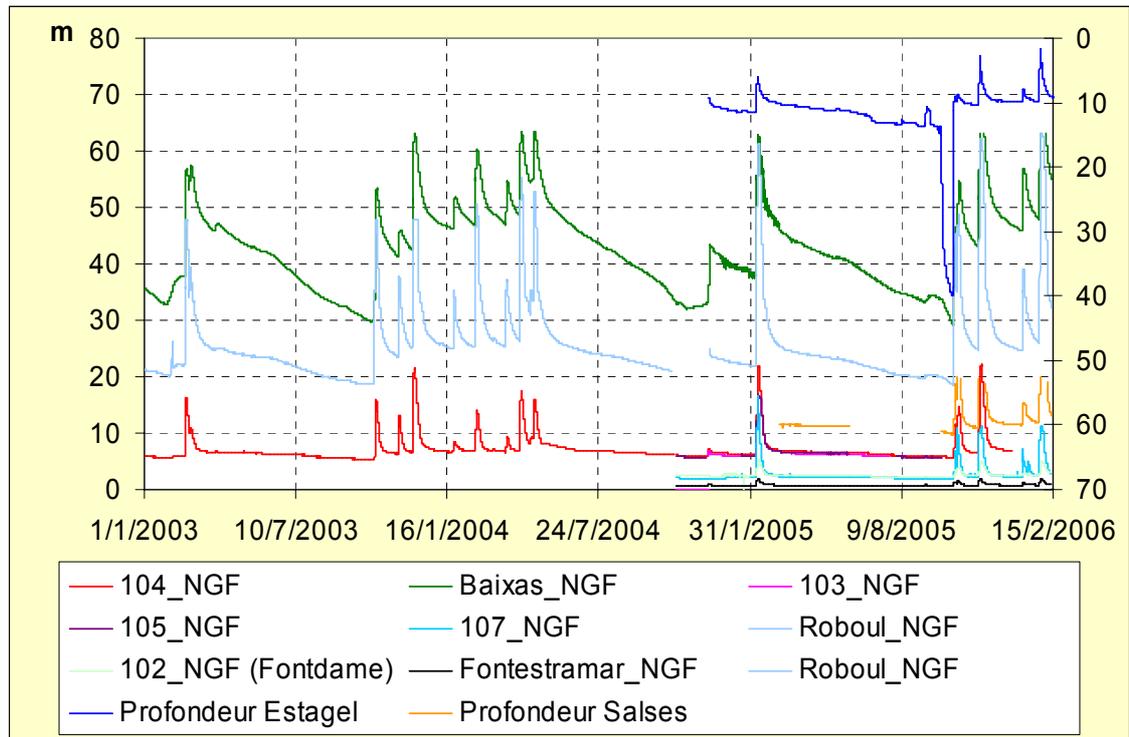


Illustration 55 : Evolution temporelle de la piézométrie du réseau de suivi au niveau du système karstique du synclinal du Bas-Agly.

Les évolutions sont comparées à la piézométrie de l'ouvrage d'Estagel implanté à proximité de la zone des pertes du Verdoble et de l'Agly.

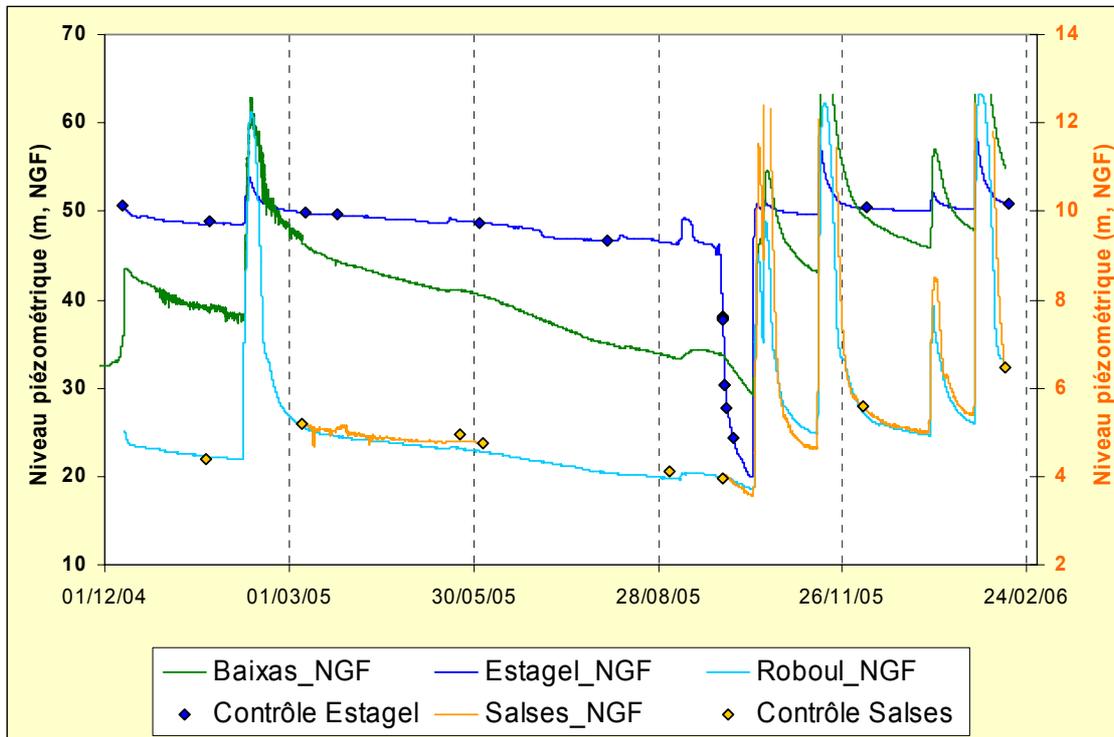


Illustration 56 : Evolution temporelle de la piézométrie aux ouvrages d'Estagel, Baixas, Roboul et Salses (ouvrage nouveau, cf. rapport BRGM/RP-53727-FR)

L'impact des variations de débits de l'Agly et donc des pertes suite à la modification des volumes d'eau relâchés par le barrage de Caramany est nettement perceptible aux ouvrages de Baixas et d'Estagel et dans une moindre mesure au piézomètre Roboul (Illustration 56). L'effet est également visible au piézomètre 104 (Illustration 57) situé à proximité de l'ouvrage de Salses dans la Combe Française et au piézomètre 102 situé à proximité de la source de Fontdame (Illustration 58). Le phénomène n'est pas mis en évidence à la source de Font Estramar et au piézomètre 107. Faute de données disponibles pour les ouvrages 103 et 105, on ne peut pas conclure.

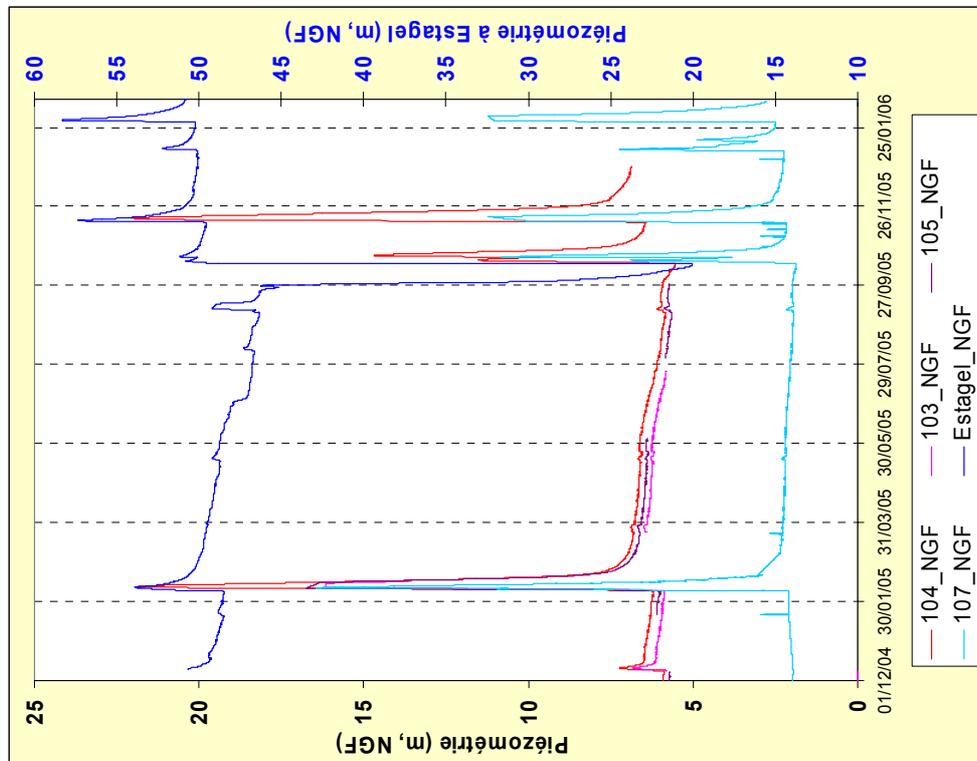


Illustration 57 : Evolution temporelle de la piézométrie aux ouvrages d'Estage1, 103, 104, 105 et 107

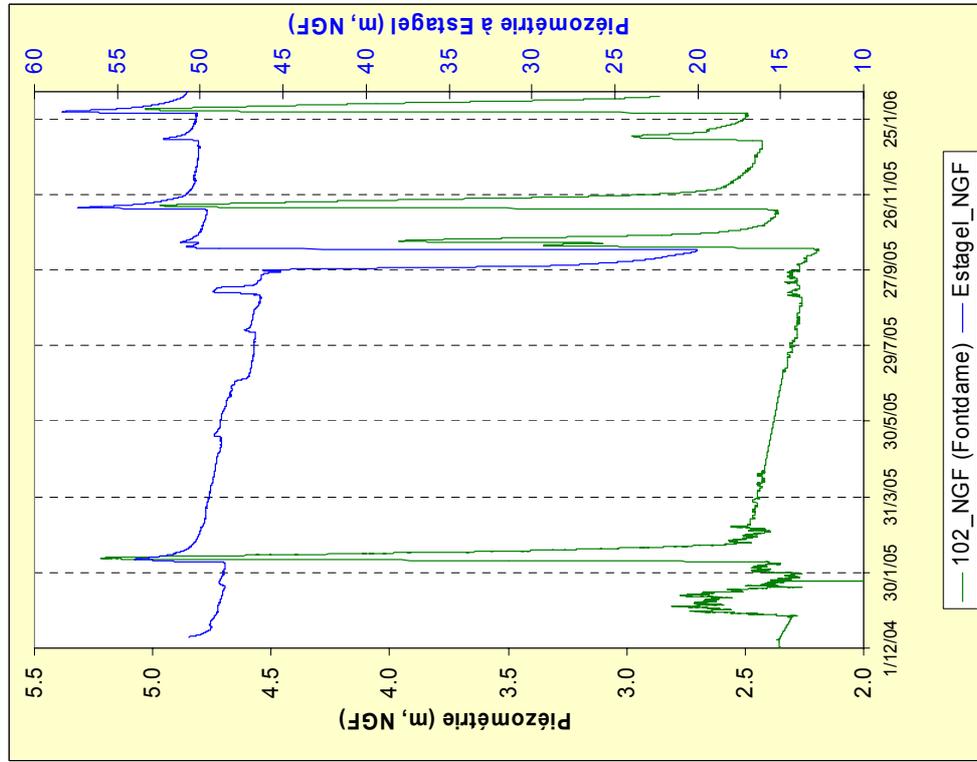


Illustration 58 : Evolution temporelle de la piézométrie aux ouvrages d'Estage1 et 102 (caractéristique du fonctionnement de la source de Fontdame).

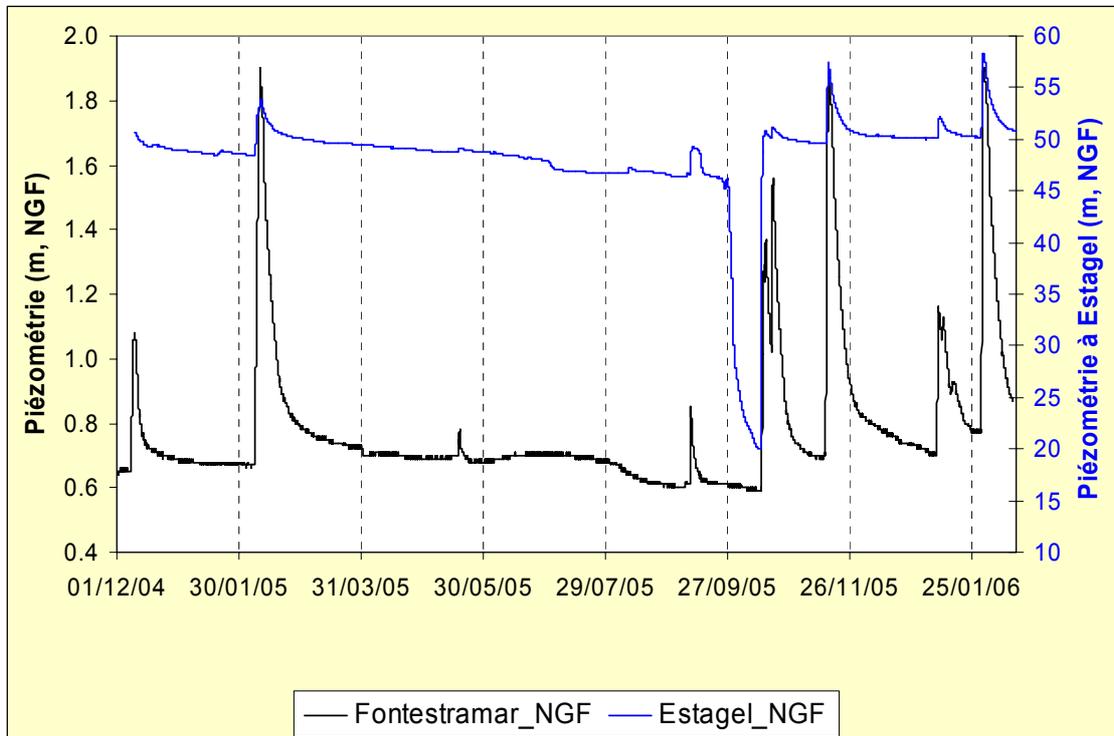


Illustration 59 : Evolution temporelle de la piézométrie à l'ouvrage d'Estagel et du plan d'eau (vasque) de la source de Font Estramar.

Les ouvrages de Baixas, Roboul, Salses situés au sein du système karstique apparaissent donc connectés d'un point de vue hydraulique au système des pertes de l'Agly. La position de ces points n'est pas éloignée des axes de drainage souterrains supposées, mis en évidence soit par les essais de traçage soit par la méthode de caractérisation des plans de drainage (méthode ERASO) ; ils sont donc proches de l'axe de drainage, du ou des conduits du réseau karstique (Illustration 16).

3.3. SYNTHÈSE DES CARACTÉRISTIQUES DU SYSTÈME KARSTIQUE DES CORBIÈRES D'OPOUL ET DU SYNCLINAL DU « BAS-AGLY »

Cette synthèse est basée sur les résultats de la phase I de l'étude ainsi que sur les résultats des calculs des pertes comme signal d'entrée au niveau du modèle de transfert TEMPO et sur les données complémentaires d'observations géologiques.

Les données disponibles aux sources de Font Estramar et de Fontdame en termes d'hauteur d'eau, de débit et de chroniques de température et conductivité sont présentées sur les graphiques suivants, pour la période de janvier 2001 à février 2006. Les données journalières de ces différents paramètres se trouvent en Annexe 5 (CD Rom).

Le débit moyen de Font Estramar pour la période observée est de 2.2 m³/s ; le débit minimum est de 868 l/s, alors que le débit maximal est de plus de 35 m³/s. Pour Fontdame, le débit minimum est de 474 l/s, le débit maximal de plus de 5 m³/s et le débit moyen de 886 l/s. Le débit moyen des deux exutoires est de quelques 2.5 à 3m³/s.

La température des deux exutoires est comprise entre 15 et 19°C pour Font Estramar, et entre 16 et 18°C pour Fontdame. La température de la source de Fontestramar évolue de manière anti-corrélée au débit : lors des crues, la température diminue brutalement, puis tend à augmenter pour atteindre sa température maximale juste avant la fin d'étiage. L'amplitude maximale se situe au moment des crues.

La gamme de variation de la conductivité électrique de l'eau au niveau des deux sources est la suivante : de 8-9 mS/cm à 1 mS/cm pour Fontestramar et de 7 mS/cm à 3 mS/cm pour Fontdame. La conductivité de Fontdame est influencée par celle de l'étang de Salses-Leucate par marnage. L'évolution de la conductivité électrique de l'eau de Font Estramar est globalement anti-corrélée à l'évolution des débits : lors d'une crue, la conductivité électrique diminue rapidement, puis tend à augmenter au cours de la décrue et tarissement.

A noter que les chroniques piézométriques du piézomètre 102 permettent d'explicitier les variations de débit à la source de Fontdame ; ces données ont ainsi permis d'établir une courbe de tarage pour la source de Fontdame.

a) Bassin d'alimentation

Le système karstique « des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly » est un système binaire, alimenté ainsi par les précipitations et par les pertes de cours d'eau, principalement celles de l'Agly et du Verdoble et dans une moindre mesure par les pertes du Roboul.

Suivis à Font Estramar

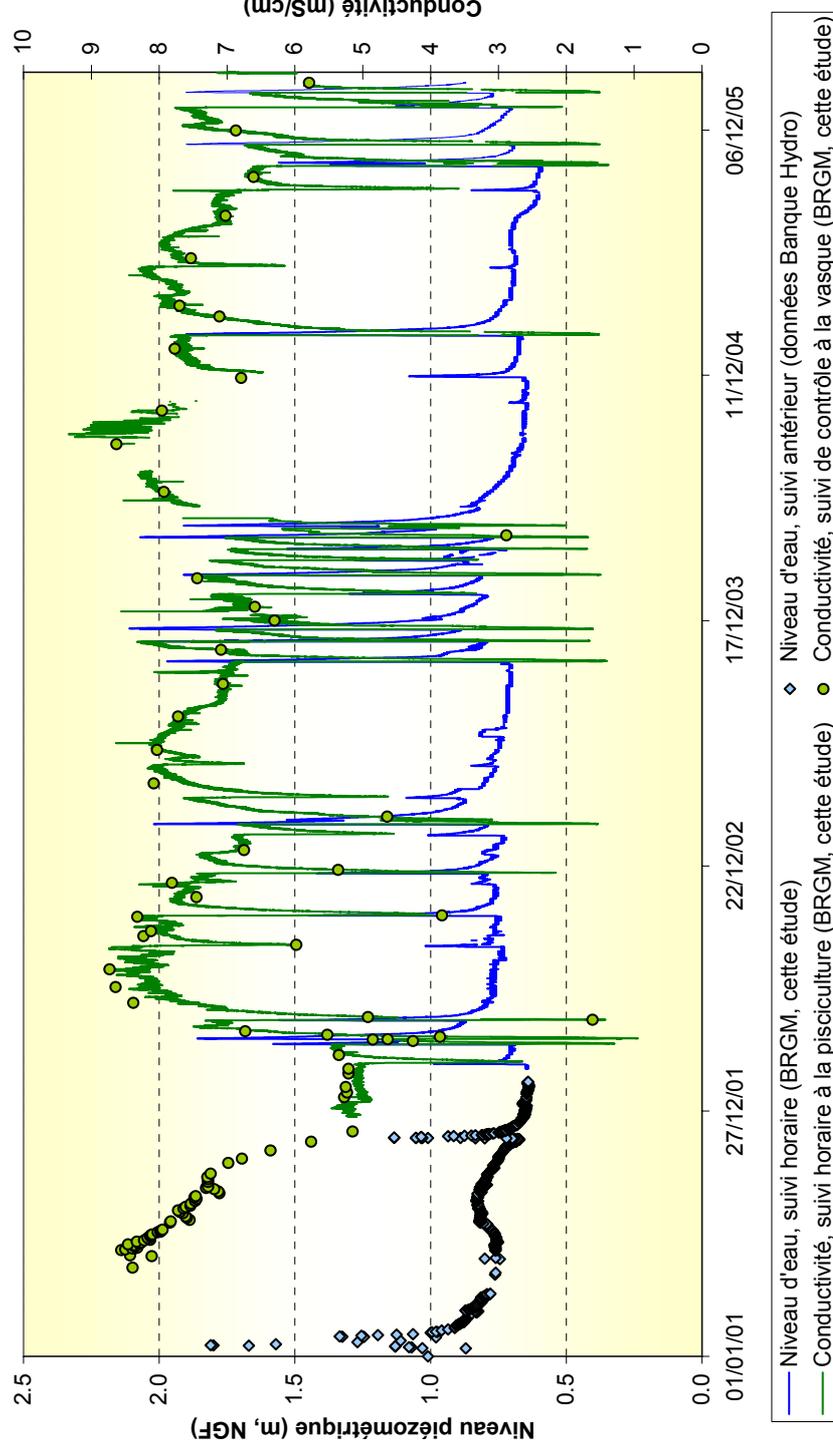


Illustration 60 : Evolution temporelle des hauteurs d'eau de la vasque de Font Estramar et de la conductivité des eaux sur la période du 01/01/2001 au 31/01/2006.

Suivis à Font Estramar

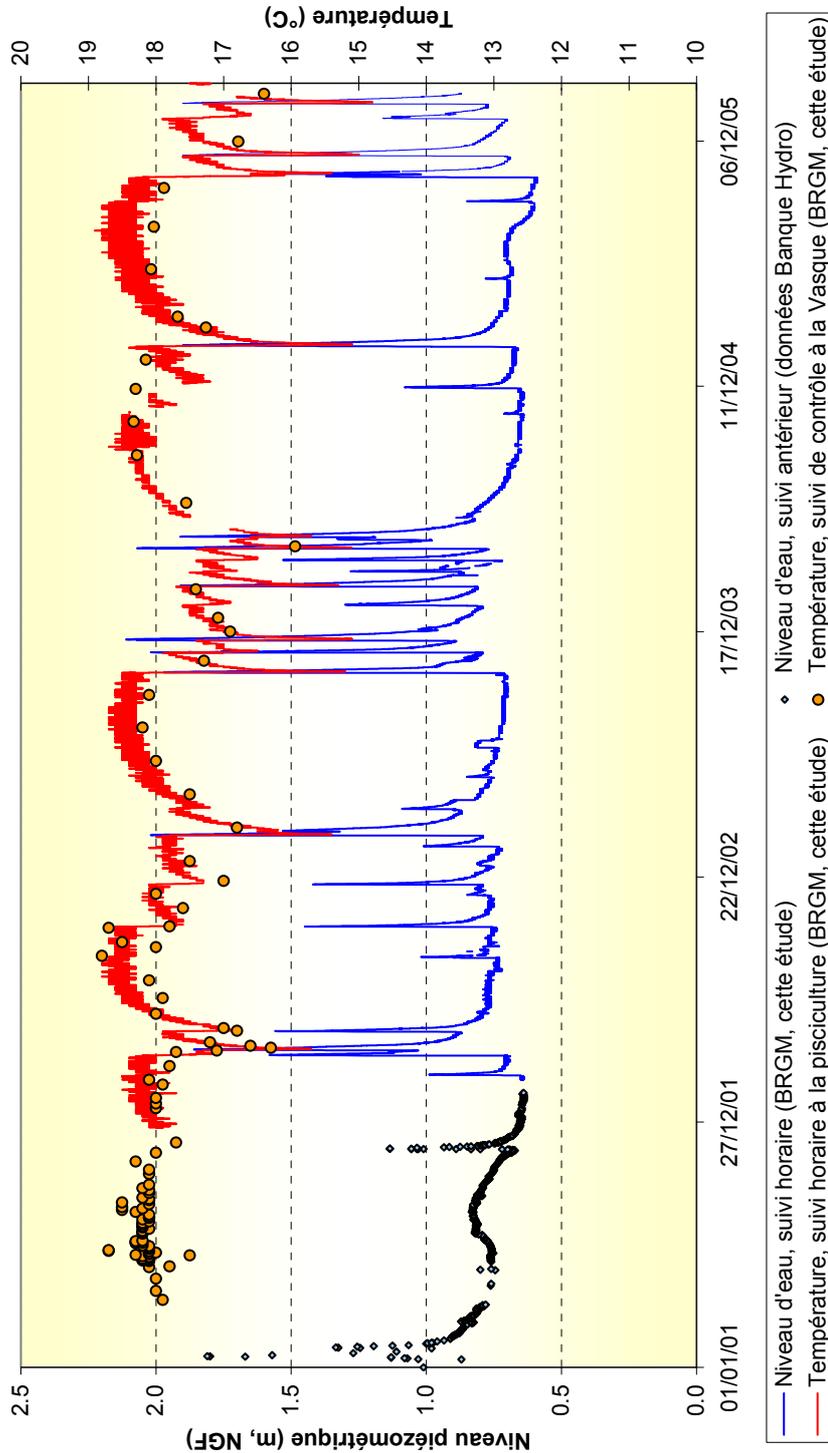


Illustration 61 : Evolution temporelle des hauteurs d'eau de la vasque de Font Estramar et de la température des eaux sur la période du 01/01/2001 au 31/01/2006.

Suivis à Font Estramar

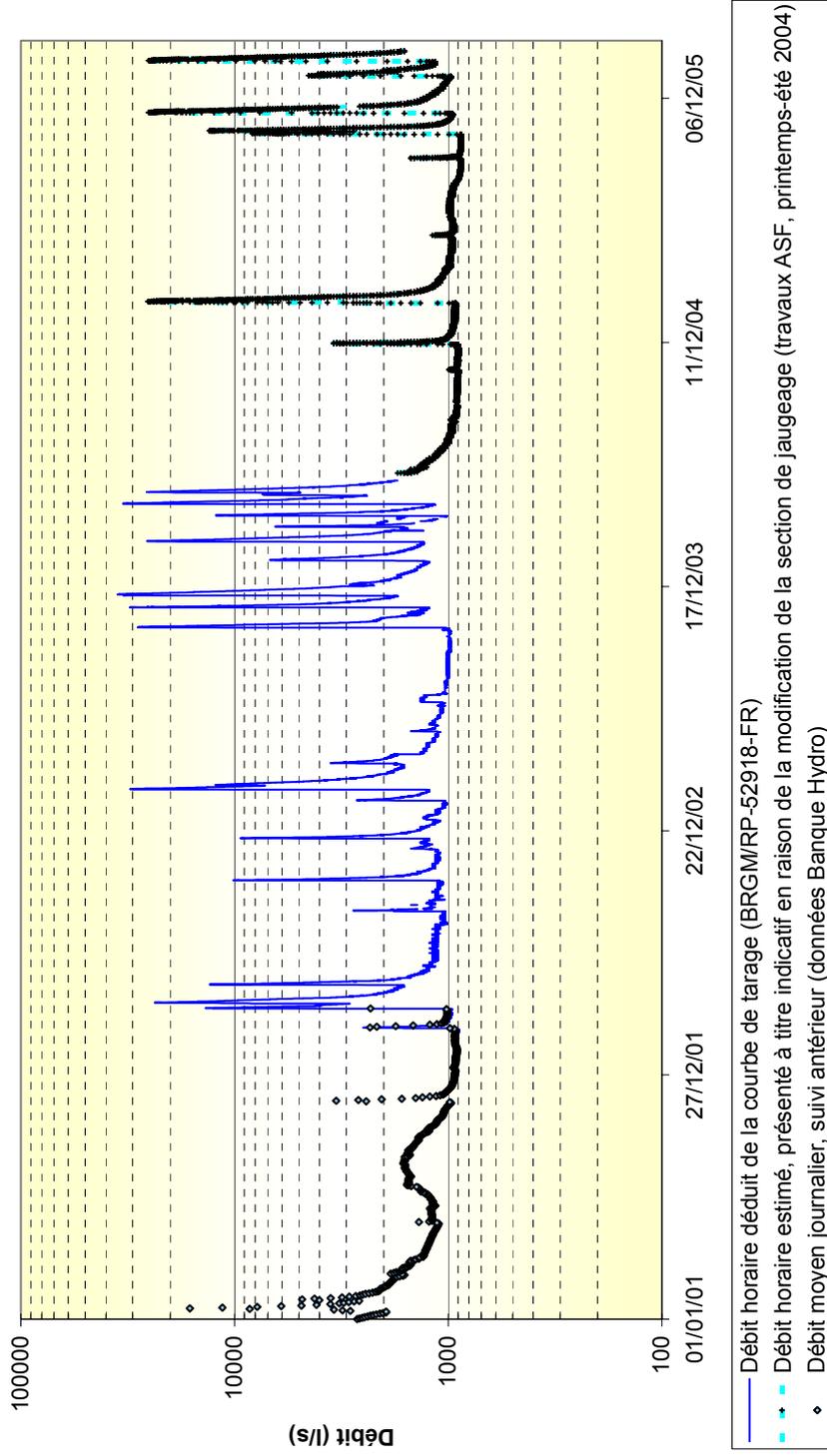


Illustration 62 : Evolution temporelle des debits de la source de Font Estramar sur la période du 01/01/2001 au 31/01/2006.

Suivis au piézomètre 102

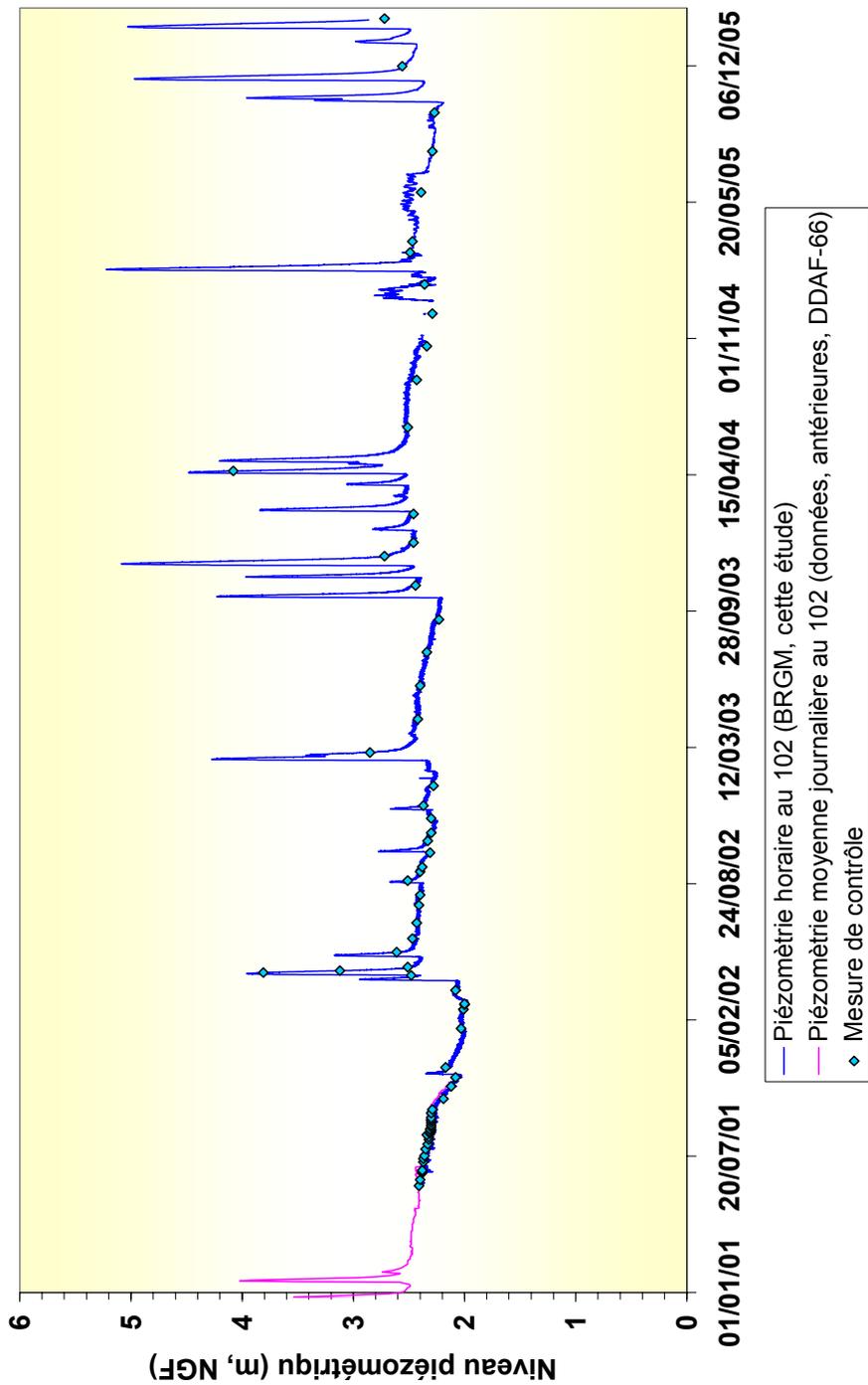


Illustration 63 : Evolution temporelle des hauteurs d'eau du piézomètre 102 (représentatif du fonctionnement de la source de Font Dame) sur la période du 01/01/2001 au 31/01/2006.

Suivis à Font Dame

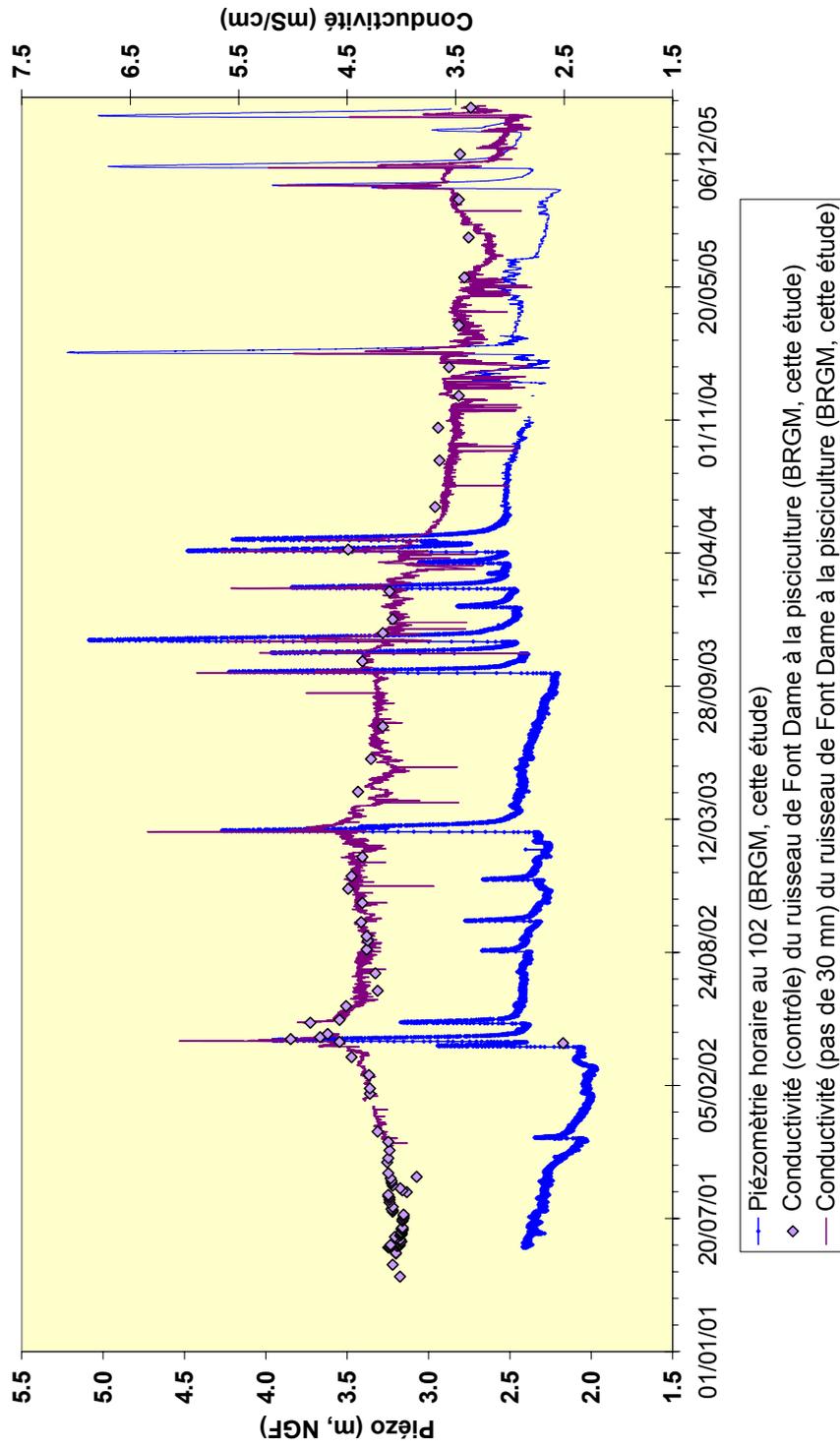


Illustration 64 : Evolution temporelle des hauteurs d'eau du piézomètre 102 et de la conductivité des eaux de la source de Font Dame sur la période du 01/01/2001 au 31/01/2006.

Suivis à Font Dame

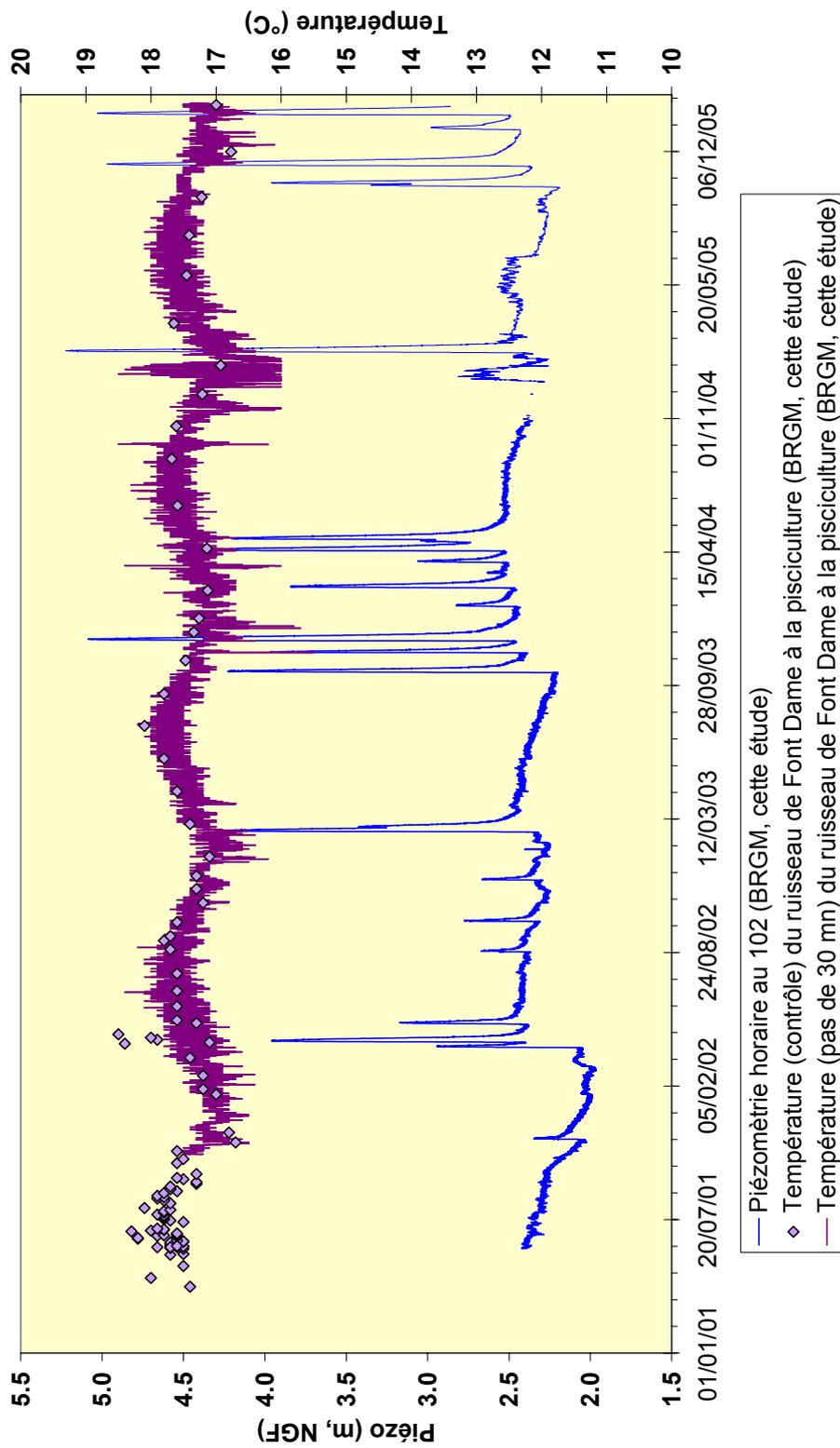


Illustration 65 : Evolution temporelle des hauteurs d'eau du piézomètre 102 et de la température des eaux de la source de Font Dame sur la période du 01/01/2001 au 31/01/2006.

Suivis à Font Dame

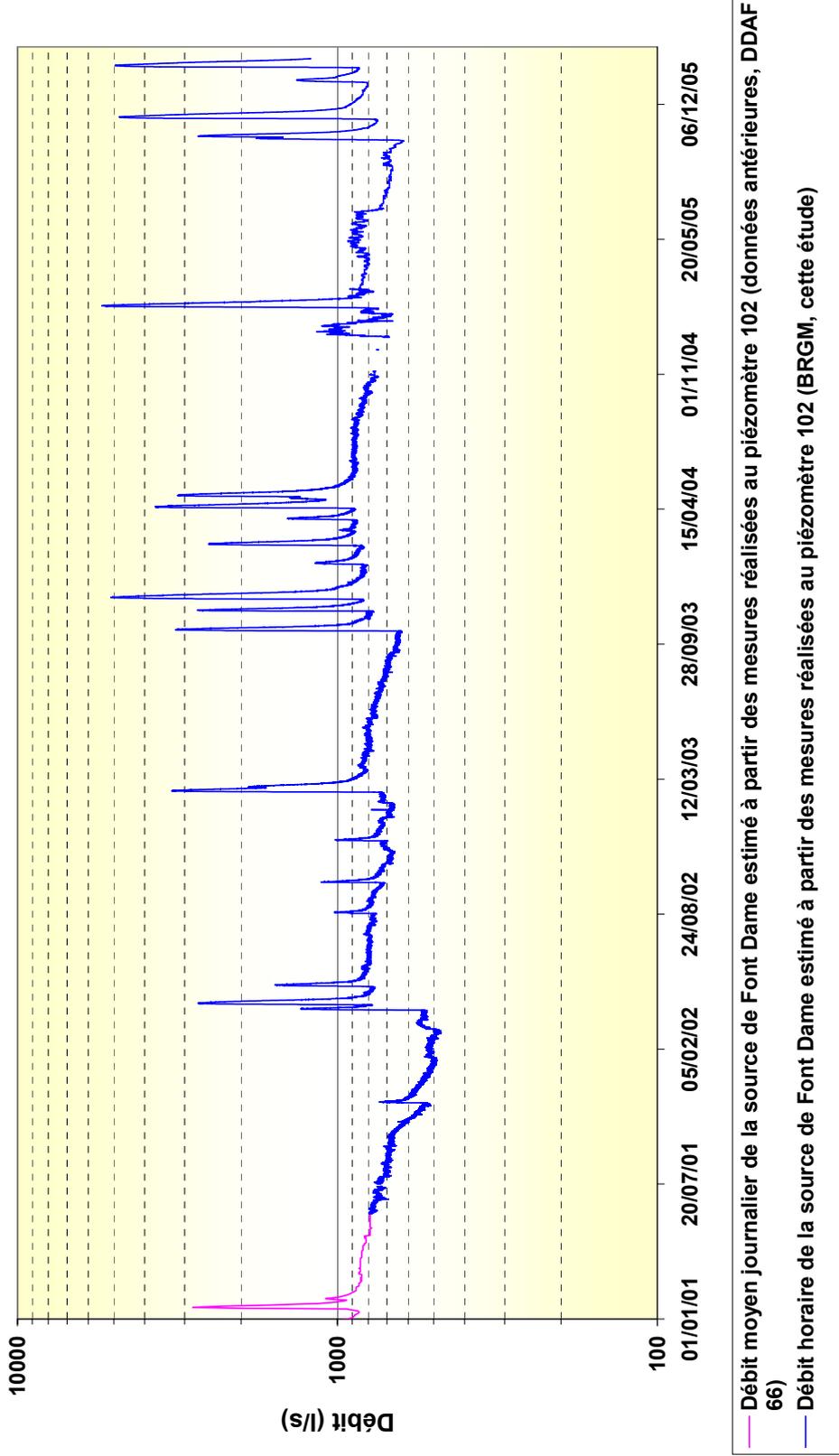


Illustration 66 : Evolution temporelle du débit de la source de Font Dame sur la période du 01/01/2001 au 31/01/2006.

La superficie de l'impluvium des calcaires affleurants permettant la recharge par les précipitations est d'environ 165 km². Ce bassin est délimité à partir des connaissances géologiques et des connexions hydrauliques prouvées ou supposées par essais de traçage artificiels. Les limites de l'impluvium des calcaires affleurant sont les suivantes :

- au Nord-Est, les fenêtres tectoniques sur le Trias ;
- au Nord et Nord-Ouest, la limite a été établie sur le contact des calcaires avec le Lias marneux ;
- à l'Ouest, les calcaires affleurant autour de Paziols sont isolés hydrauliquement par des failles les mettant en contact avec les marnes aptiennes ; le front de chevauchement et le tracé du Verdoubert marquent une limite nord au bassin ;
- au Sud, le flanc sud du synclinal du Bas-Agly est en contact avec les marnes du Lias ;
- et au Sud-Est, le karst s'enfonce sous les matériaux plio-quadernaires du bassin du Roussillon ; en outre la formation carbonatée est cisailée et abaissée par le jeu de la faille de Prades.

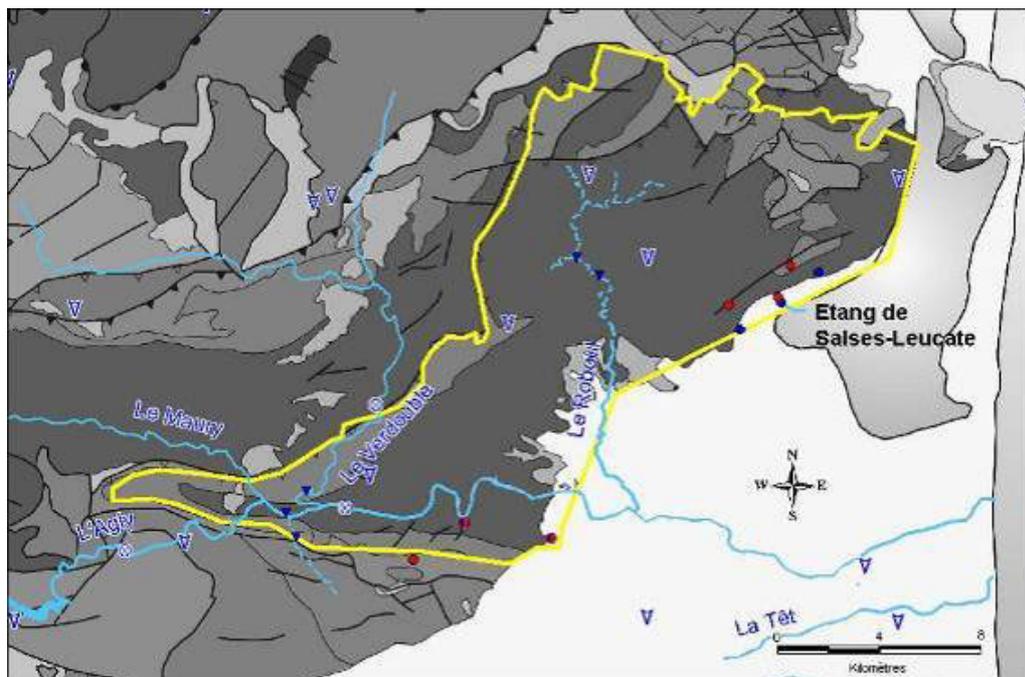


Illustration 67 : Délimitation du bassin d'alimentation du système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly.

Un bilan hydrologique des flux à l'échelle du système karstique avait été réalisé au cours de la phase I ; les principaux éléments sont présentés dans l'illustration 68. La somme des sorties correspond à 3000 l/s, avec 550 l/s d'apport du karst aux formations du Plio-Quaternaire. Au vu des résultats des analyses géochimiques, la contribution des eaux salées de l'étang aux exutoires du système serait équivalente à 210 l/s.

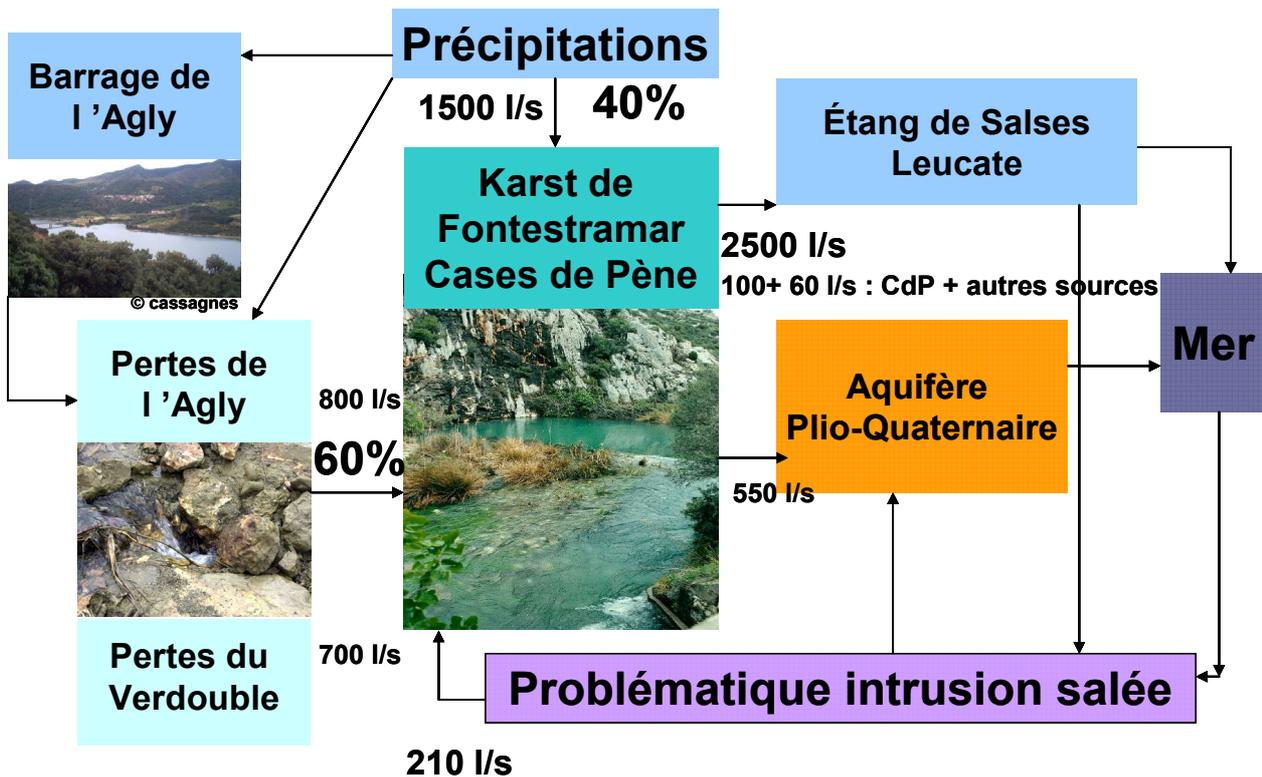


Illustration 68 : Présentation schématique des différents termes du bilan hydrologique du système karstique des « Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly ». La recharge est constituée des précipitations pour 40 % et des pertes pour 60%.

b) Structure de l'aquifère du système karstiques des Corbières d'Opoul – synclinal du Bas-Agly

L'aquifère de ce système karstique est principalement composé d'une puissante barre de calcaires massifs du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. Ces formations sont structurées au sein du synclinal du Bas-Agly qui présente deux flancs dissymétriques :

- le flanc sud est très redressé, avec même des pendages inverses. Il affleure depuis l'Ouest d'Espira-de-l'Agly et s'ennoie sous les formations plio-quaternaires vers Rivesaltes,

- le flanc nord présente un pendage plus faible. Il s'étend depuis Espira-de-l'Agly à l'Ouest (fermeture synclinale à l'affleurement) jusqu'à l'étang de Salses-Leucate à l'Est.

Ces deux flancs synclinaux ont été karstifiés principalement lors des périodes de bas niveaux marins du Messinien. Cette karstification a conduit au développement, à cette époque, de réseaux karstiques orientés vers les deux principales zones d'exutoire des eaux souterraines de l'ensemble carbonaté qui existaient à ce moment là. Ces zones d'exutoire étaient situées au droit de l'intersection de chacun des flancs du synclinal avec la paléotopographie : d'une part dans le secteur de Rivesaltes et, d'autre part, à l'Est et au Nord-Est des sources de Font Dame et Font Estramar. Compte tenu de l'altitude des paléoxutoires cités ci-dessus, la karstification pourrait concerner les calcaires jusqu'à une profondeur d'environ 300 à 400 m sous le niveau actuel de la mer. Il est donc peu probable que les calcaires soient karstifiés au droit de l'axe du synclinal. Ces anciens exutoires étaient très vraisemblablement alimentés par les précipitations d'une part et par les pertes des cours d'eau de l'époque d'autre part. L'Agly n'avait ainsi très probablement pas de cours pérenne en surface, au moins entre la zone des pertes actuelles et Rivesaltes.

L'aquifère karstique comporte donc deux principaux (et anciens) axes de drainage qui coïncideraient respectivement avec les flancs nord et sud du synclinal du Bas Agly. Le forage de Cases-de-Pène et l'aven de Baixas sont très vraisemblablement tous deux situés sur l'axe de drainage du flanc sud ou tout au moins très bien connectés à ce système de conduits. Les variations piézométriques du forage CGE Roboul ainsi que du piézomètre de la Combe Française semblent indiquer une bonne connexion hydraulique avec un axe de drainage à proximité.

Les principaux exutoires de l'aquifère sont :

- sur le flanc nord de l'anticlinal, les sources de Font Dame et Font Estramar, situées à 1-2 m NGF,
- en très hautes eaux, des émergences temporaires apparaissent sur le flanc sud du synclinal, au sein duquel aucune source pérenne n'est connue. Ces sources temporaires existent en particulier au niveau de l'aven de Baixas (72 m NGF environ) ainsi qu'aux alentours du forage de Cases-de-Pène (55 m NGF environ),
- en très hautes eaux, les pertes de l'Agly sembleraient aussi pouvoir fonctionner en exutoire temporaire,

Les écoulements au sein de l'aquifère se font donc essentiellement :

- au sein du flanc nord du synclinal, des pertes de l'Agly, du Verdoble et d'Opoul, et des eaux des précipitations directement infiltrées, (i) d'une part vers les sources de Font Dame, Font Estramar et les autres sources au débit beaucoup plus faible du secteur de Salses (ces sources sont très probablement situées sur des systèmes annexes au principal axe de drainage) et (ii) d'autre part par des apports diffus des formations karstiques aux aquifères sédimentaires du Plio-Quaternaire, à l'Est et surtout au Nord-Est de ces sources,

- au sein du flanc sud du synclinal, des pertes de l'Agly et du Verdoble, et des eaux des précipitations directement infiltrées, vers les sources temporaires de Case de Pène et Baixas et, de manière diffuse, des formations karstiques vers l'aquifère du Plio-Quaternaire dans le secteur de Rivesaltes.

Hors périodes de crues, le rôle de barrage joué par les formations plio-quaternaires limite très significativement les flux au sein du flanc sud du synclinal. L'essentiel des écoulements se dirige donc vers les sources de Font Dame et Font Estramar. En effet, l'ensemble des apports du karst aux formations sédimentaires est évalué à 400 l/s au total - secteurs de Rivesaltes d'une part et de l'étang de Salses d'autre part – avec sans doute au plus quelques dizaines de litres par seconde dans le secteur de Rivesaltes (apports du flanc sud du synclinal). Les vitesses d'écoulement des eaux au sein du flanc sud du synclinal sont donc très probablement beaucoup plus lentes, en étiage, qu'au sein du flanc nord, l'essentiel des flux s'y produisant en hautes eaux lorsque les sources temporaires sont actives. Par ailleurs, il ne peut être exclu que dans certaines conditions hydrologiques (certaines périodes de hautes eaux en particulier, mais peut être aussi en étiage), les écoulements au sein du flanc sud du synclinal se fassent de l'Est vers l'Ouest.

c) Fonctionnement du système des Corbières d'Opoul – synclinal du Bas-Agly

Les caractéristiques fonctionnelles et les réserves mobilisables du système karstique ont pu être évaluées au cours de la phase I du projet. Les principales caractéristiques du système sont ainsi rappelées :

- la zone noyée du système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly apparaît comme étant bien drainée et bien connectée, d'un point de vue hydraulique d'une part, à l'épikarst qui constitue le siège de l'infiltration des pluies et d'autre part à la zone d'alimentation par les pertes. Le transfert des impulsions lors des périodes de crue s'effectue de manière rapide, le pic de crue se produisant en moyenne 35 heures après un épisode pluvieux. Ce faible décalage est en faveur d'écoulements au sein d'un réseau de conduits karstiques noyés, un système en charge. ;
- la réponse du système à la pluie efficace se produit pendant une durée de 20 jours environ (durée de la recharge) pour la source de Font Dame, contre 40 jours environ pour la source de Font Estramar ;
- le comportement hydrodynamique du système karstique est différent en période de crue et d'étiage ; ce changement de comportement est lié à l'alimentation du système par les pertes de l'Agly et du Verdoble. En période de crue, les conditions de sortie des eaux apparaissent favorisées ; ceci peut être expliqué d'une part avec une capacité de stockage du karst qui est proche de la saturation et d'autre part par une mise en charge du karst utilisant un réseau plus transmissif pour évacuer les eaux. De plus, les formations du Plio-Quaternaire au contact avec les calcaires dans la zone d'émergence des sources jouent un rôle important dans la dynamique des écoulements du système karstique. Les formations sédimentaires moins transmissives jouent le rôle d'un bouchon poreux et constituent un frein à

l'écoulement ; les sources de Font Estramar et de Font Dame apparaissent ainsi comme des sources de trop plein pour le système karstique des Corbières d'Opoul et du Bas-Agly ;

- la taille du réservoir par défaut, a été estimée dans le cadre de la phase I, à une valeur de 70 millions de m³ environ. Le volume dynamique (estimateur du volume des réserves par défaut), déduit de l'analyse des courbes de récession est estimé à 25 (±6) millions de m³. Le pouvoir régulateur (rapport des deux volumes) est ainsi de 0.36 ;
- il a été montré la contribution importante des pertes de l'Agly, dont le débit est soutenu lors des périodes estivales par le barrage de l'Agly à Caramany. L'effet du soutien de l'Agly par le barrage se traduit donc par un apport d'eau plus important au système karstique ;
- les modélisations inverses des relations pluie-débit ont permis de quantifier l'importance du rôle joué par les pertes dans le fonctionnement du système karstique. La contribution des pertes apparaît très importante avec une valeur de 60% à l'échelle de la période d'observation et intervient très majoritairement lors des périodes d'étiage ou de récessions. Du fait de l'anomalie thermique observée à la source et de la caractérisation de la composante pré-événementielle (eau chaude et minéralisée) par la modélisation, il est possible de montrer que l'écoulement des eaux à la source est assuré par une contribution de quelques 60% en provenance de circulations profondes (BRGM/RP-52919-FR). Ces résultats suggèrent que l'eau qui s'infiltré au niveau des pertes circule en profondeur au sein du système karstique. L'évolution des flux de chlorure apporte des éléments explicatifs sur le fonctionnement du système ;
- les sources de Font Dame et Font Estramar présentent une salinité significative. Les eaux salées proviennent en grande majorité de l'Étang de Salses. Elles pourraient pénétrer au sein de l'aquifère par des conduits (à dominante verticale), de plusieurs dizaines, voire quelques centaines de mètres de profondeur. Ces conduits seraient similaires à ceux qui sont à l'origine des sources de Font Dame et Font Estramar, situés eux aussi sur le ou les anciens axes de drainage karstique, de direction générale Sud-Ouest – Nord-Est. Ces conduits fonctionneraient principalement en absorption, au lieu de fonctionner en exutoire comme les sources (certains d'entre eux pourraient temporairement fonctionner en exutoires du système karstique étudié ou de systèmes périphériques). Les axes de drainage sont relativement profonds, et d'autant plus profond que l'on se déplace vers l'Est. Il en résulte que les salinités les plus importantes (et la thermalité la plus forte des eaux) sont observées :
 - dans l'espace, de manière prépondérante au niveau des exutoires situés les plus à l'Est (Font Estramar et, dans une moindre mesure Font Dame), les sources et forages du secteur de Salses étant très significativement moins affectés,
 - dans le temps, en période de charges hydrauliques élevées (et, plus précisément, en période d'apports importants au karst par les pertes), qui permettent de générer des lignes de courant plus profondes qu'en périodes de faibles charges hydrauliques, mobilisant des eaux chaudes et salées.

Au terme de la phase II de ce projet, il est possible donc de confirmer le schéma conceptuel schématique évoqué dans le cadre du rapport de la phase I du projet. Deux types d'écoulement prennent place au sein de ce système :

- des écoulements « locaux », qui caractérisent l'eau froide et peu minéralisée infiltrée sur les calcaires affleurant, avec des réponses rapides en moins de deux jours et une décroissance du pic de crue sur une vingtaine de jours,
- des écoulements « régionaux » qui concernent les circulations profondes, chaudes et minéralisées, en raison d'une contamination d'eau en provenance de l'étang de Salses-Leucate. L'alimentation par les pertes du Verdoble et de l'Agly joue un rôle prépondérant sur l'organisation des écoulements profonds du système karstique.

3.4. PROPOSITION DE TROIS SECTEURS POUR IMPLANTATION DE FORAGES DE RECONNAISSANCE DANS LE CADRE D'UNE PHASE 3

Suite à l'analyse des cartes géologiques, des photos-aériennes et des données concernant le profil géophysique et le forage de reconnaissance, il est possible de proposer trois secteurs pour l'implantation de forages de reconnaissance de le cadre d'une phase III du projet.

La sélection des secteurs repose sur la prise en considération de trois critères, ainsi que sur les résultats du sondage de reconnaissance d'Espira d'Agly :

- (i) le style tectonique, la proximité de la flexure du flanc nord du synclinal du Bas-Agly ou d'un axe anticlinal des séries affectées par des plissements au nord de la flexure et de la faille de Salses (faille relais de la faille de Prades),
- (ii) l'épaisseur des séries sédimentaires sus-jacentes aux niveaux carbonatés du Crétacé inférieur (n2-5a),
- (iii) la proximité de l'axe de drainage souterrain et/ou des directions de drainage identifiés par les essais de traçage (pertes du Verdoble et pertes de l'Agly) ainsi que par la méthode ERASO ainsi que par les suivis piézométriques.

Les trois secteurs identifiés sont situés au sein de la zone dont les caractéristiques géologiques et structurales sont rappelées ci-après :

- présence d'une flexure marquée au niveau des reliefs (observation des photos aériennes) qui est déformée par des accidents tels que les deux failles marquées tant sur la carte géologique qu'observables sur les photos aériennes (à l'Ouest de Montpins et plus particulièrement du Mas Magi) dans sa partie occidentale ; cette flexure devient faille-flexure dans la partie nord-orientale de la zone illustrée sur la carte (Illustration 69), étant assimilée à la faille de Salses ;
- présence d'une succession de synclinaux – anticlinaux, dont l'anticlinal du Mas de la Chique au nord de la flexure, dont l'axe est légèrement oblique à la flexure ou faille de Salses ; l'anticlinal du Mas de la Chique viendrait butter sur la faille de Salses ;
- présence des faciès n7 à n2-5a bien exprimés dans la partie SW de la zone ; le faciès n7 est dans la partie centrale de la zone sous couverture Plio-Quaternaire du

Roussillon. Dans la partie située de part et d'autre de l'anticlinal du Mas de la Chique, les formations calcaires et marno-calcaires sont également sous couverture Quaternaire et Oligocène.

Le Tableau 16 résume les principaux arguments pour la sélection et la priorité des trois secteurs (Illustration 69, Illustration 70, Illustration 71) :

Priorité	Dénomination du secteur	Arguments en faveur	Arguments contraires
1	Mas de la Chique	<ul style="list-style-type: none"> - proximité de la flexure et de l'axe anticlinal du Mas de la Chique - affleurement du n2-5a au niveau du Mas de la Chique - proximité de l'axe de drainage avec le comportement identifié comme tel du piézomètre de Roboul notamment et de la Combe Française à Salses le Château 	<ul style="list-style-type: none"> - série sédimentaire carbonatée sous couverture ; - épaisseur de la couverture : environ 100m au vu des 110m au forage du Mas de la Chique ; - présence ou absence du n7 ?
2	Entre Mas Tallairac et Mas Romani	<ul style="list-style-type: none"> - situation structurale entre anticlinal et synclinal - position proche des axes d'écoulement mis en évidence par essais de traçage - proximité failles au niveau de la voûte anticlinale à l'Ouest. 	<ul style="list-style-type: none"> - série sédimentaire carbonatée sous couverture Plio-Quaternaire - quelle épaisseur des marnes n7 ? - absence de la flexure et de la faille de Salses
3	Coma d'en Marens et Mas Roland	<ul style="list-style-type: none"> - doublon de failles, changement de style structural au niveau de la flexure - réduction de l'épaisseur de la série sédimentaire ; calcaires du n2-5a à une profondeur inférieure à 300m selon la géophysique. - possible présence de brèches tectoniques, conductrices du point de vue hydraulique. - présence de la flexure, proximité de l'axe d'écoulements mis en évidence par les essais de traçage. 	<ul style="list-style-type: none"> - faible productivité et turbidité des forages du domaine de Montpins (5 – 2 m³/h)

Tableau 16 : Principaux arguments pour la sélection de sites d'implantation de forages de reconnaissance hydrogéologique au niveau du flanc nord du synclinal du Bas-Agly.

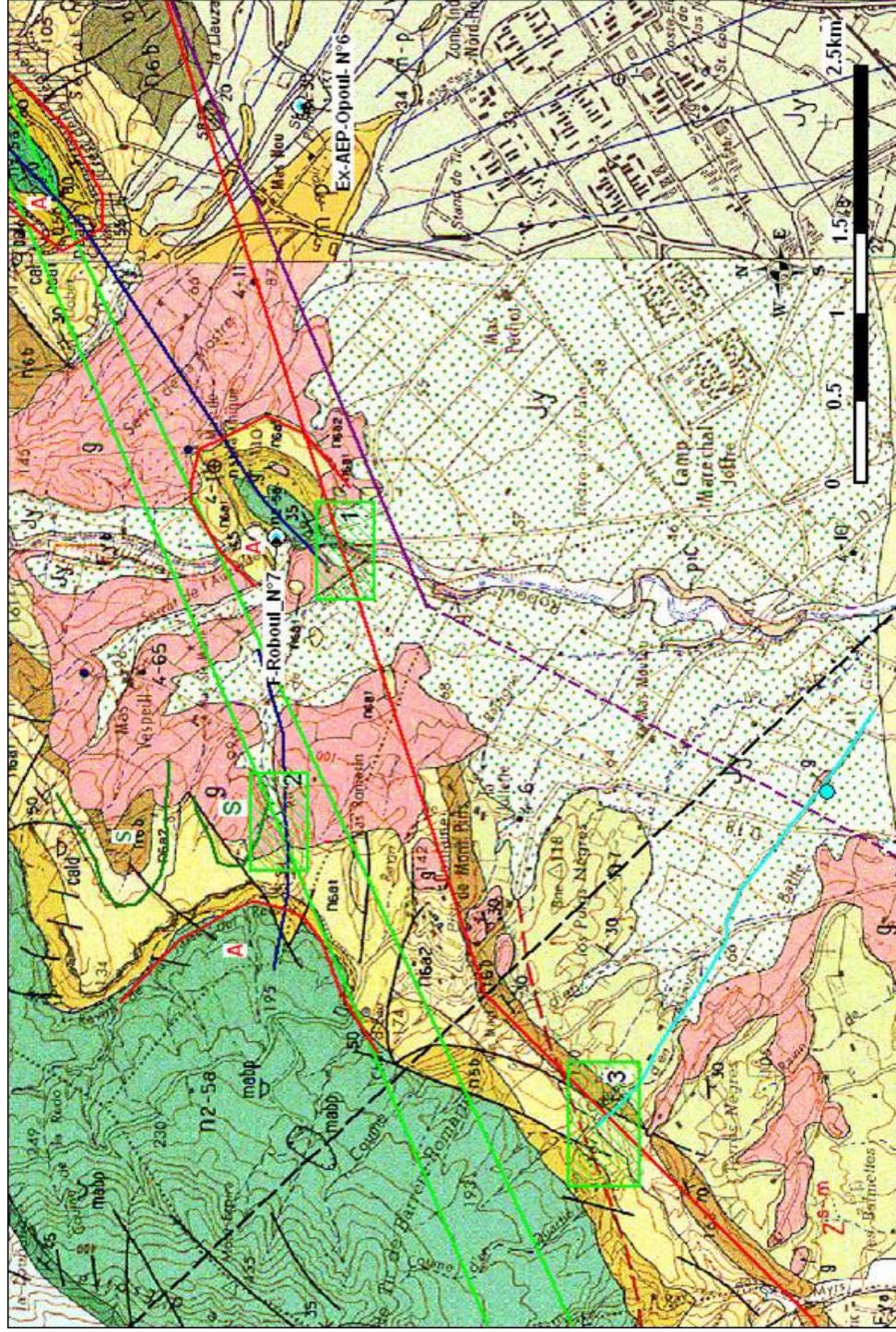


Illustration 69 : Extrait de carte géologique avec trois secteurs pour forages de reconnaissance, au niveau de la flexure du flanc nord et au niveau de l'axe de la voûte anticlinale du Correc del Reco.



Illustration 70 : Localisation du secteur de priorité 3 pour l'implantation d'un forage de reconnaissance (secteur Coma d'en Marens – Mas Rolland)

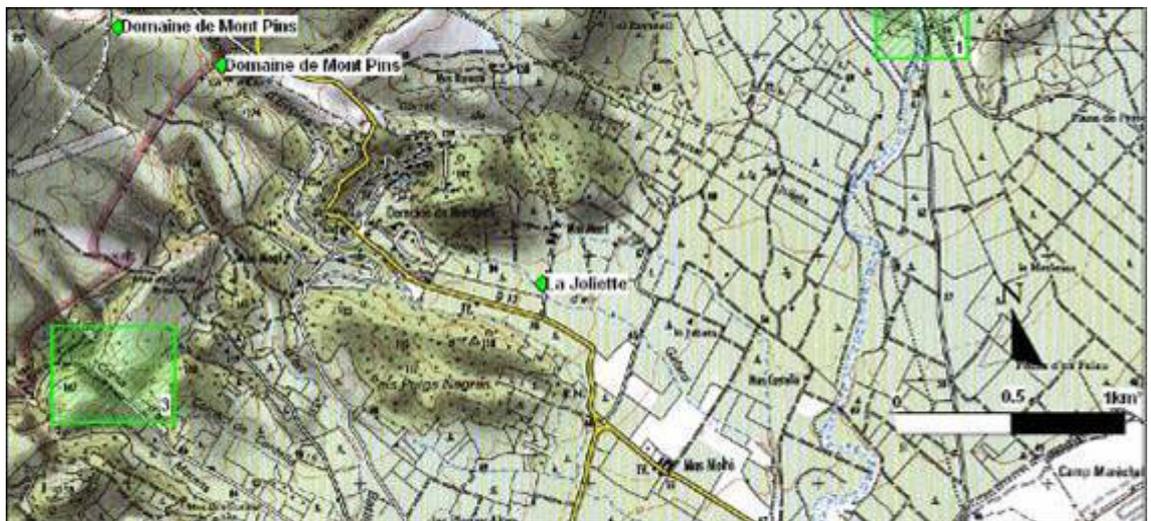


Illustration 71 : Localisation des secteurs de première et deuxième priorité pour l'implantation d'un forage de reconnaissance en hydrogéologie (Mas de la Chique et entre Mas Romani et les ruines du Mas Talairac)

4. Caractéristiques du système karstique des Adoux – Las Bordes

4.1. ETAT INITIAL DES CONNAISSANCES ET DESCRIPTION GENERALE DU SITE D'ETUDE

4.1.1. Etat initial des connaissances

Le système des Adoux appartient à la partie occidentale du synclinal de Boucheville. Malgré les études réalisées par Ravier (1959), Renon (1962), Faillat (1972), Meuisse (1973) les connaissances sur le contexte géologique et le fonctionnement hydrogéologique du système karstique demeurent limitées.

La source des Adoux est immédiatement dominée à l'Ouest par les Pech de Fraissinet (1173 m) et dels Escarabatet (1342 m), recouverts par la forêt domaniale d'Aigues-Bonnes. Ces reliefs vigoureux sont la conséquence d'une déformation complexe, déversée vers le Nord ; ils sont constitués essentiellement de couches calcaires d'âge crétacé inférieur et jurassique, d'une épaisseur de 200 m environ. Ces formations recouvrent le dôme gneissique de Salvezine (Illustration 72). D'importants accidents structuraux (crustaux), i.e. le chevauchement frontal nord pyrénéen et la faille nord pyrénéenne, encadrent vers le Nord et vers le Sud cette structure et expliquent son allongement est-ouest. Ils sont responsables des déformations des Pech.

Les informations hydrogéologiques disponibles sont assez succinctes. Les débits d'étiages semblent avoir été mesurés à quelques reprises :

- 62 l/s (19/09/62, dernière précipitation importantes : 22/04/62) mesuré par le CERH
- 20 à 50 l/s en 1970 cité par Salvayre (1992)

Faillat (1972) estime que le débit moyen doit être compris entre 100 l/s et 200 l/s. Les précipitations sont estimées comprises entre 1000 mm/an et 1200 mm/an. Selon Erre 1992, la superficie du système serait d'environ 7 km² et l'écoulement spécifique est compris entre 10 et 15 l/s/km².

Selon Salvayre, le système karstique des Adoux serait alimenté par des pertes qui se produisent sur la Boulzane. Dans ce contexte, le système karstique serait donc binaire. Des extraits de comptes rendus publiés faisant suite aux expérimentations menées par le groupe spéléologique G.E.R.S en 1966 sont reproduits ci-dessous.

« Pertes de la rivière Boulzane à l'aval de Gincla (environ 1500 m au nord du village, dans les premiers bancs calcaires de l'Aptien (pendage 70° vers le sud). Pertes diffuses sur une plus ou moins longue distance suivant l'époque, ponctuelle à l'étiage sur la rive gauche »

« Injection le 01/10/66 à 17 h de 5 kg de fluorescéine en amont du pont de Montfort. La perte est totale au niveau du pont et d'un débit de 50 l/s/ Le 2 au matin la résurgence de Montfort rive droite (Q=50 l/s) est colorée en vert. La coloration toujours fortement concentrée se propage rapidement dans la vallée et atteint vers 18h00 (02/10/66) les pertes de Gincla (Q=20 l/s). Les fluo-capteurs renouvelés régulièrement à la source des Adoux (Fenouillet), Q=100 l/s donne un premier test positif le 10/10/1966. »

Les conclusions données sont les suivantes : *« une déviation partielle des eaux de la Boulzane vers l'Est et la résurgence de Fenouillet, suivant un parcours de 4900 m et 140 m de dénivellation parallèlement aux bancs calcaires ».*

Selon ces informations, la vitesse moyenne d'écoulement déterminée sur la base du temps écoulé entre l'injection (02/10/66 18h00) et l'apparition du traceur (10/10/66), compte tenu de la distance (4900 m) serait de l'ordre de 610 m/j, soit 25 m/h environ. Cette vitesse apparaît assez élevée, même si on prend en considération le gradient hydraulique potentiel au sein du système (140 m). L'apport de la Boulzane serait de l'ordre de 20% au débit des Adoux (100 l/s), le jour de ce traçage.

Un nouvel essai de traçage a été effectué le 22 octobre 1996. *« Soucieux de déterminer avec plus de précision les caractères techniques de cet écoulement, nous désobstruons la perte de la rive gauche (environ 20 l/s et y jetons 2 kg de fluorescéine dans l'espoir d'une sortie colorée. Les fluo-capteurs disposés à la résurgence donne une recrudescence de test, mais nous n'observons aucune coloration ».*

«L'absence de ressortie colorée à la résurgence de Fenouillet malgré l'injection de 2 kg de fluorescéine dans la perte de Gincla peut s'expliquer de deux façons :

- *par une forte dilution du colorant au niveau de la perte de Gincla et de la résurgence résultant de la présence d'un karst noyé,*
- *Par une dérivation vers la résurgence de St-Georges situés à 8500m à l'WNW sur la rive droite de l'Aude à 400 m d'altitude. Il faudrait reprendre l'expérience avec une très forte quantité de colorant ».*

Ces conclusions sont très différentes des premières et apparaissent mêmes contradictoires. En effet, si l'on retient la première hypothèse, on serait donc en présence d'un karst avec une zone noyée très importante (forte dilution) alors que les résultats du premier test suggèrent au contraire un karst possédant une zone noyée de faible importance où le phénomène de dilution (et/ou dispersion du traceur) est très faible.

La contribution possible ou non des pertes de la Boulzane au fonctionnement du système karstique des Adoux a donc été évaluée à l'aide des approches hydrogéologiques et géochimiques.

4.1.2. Description général des sites sources « Las Bordes » et des « Adoux »

Deux sources captées émergent des calcaires urgoniens crétacés sur la commune de Fenouillet : la source « Las Bordes » et la source « des Adoux ». Ces sources représentent une ressource potentielle, qui n'a pas encore été caractérisée faute de suivi hydrologique et de caractérisation géologique et hydrochimique.

Ces deux sources sont captées par gravité, la première (Les Bordes) pour la commune de Fenouillet, et la seconde, la résurgence des Adoux au lieu-dit « Les Nautes » pour les communes de Caudiès-de-Fenouillèdes, de Prugnanes et de Fenouillet en été. La faisabilité technique d'une installation d'une station hydrométrique en vue de suivre les variations de hauteur d'eau, de la conductivité et de la température a été étudiée, suite à des visites sur le terrain à la fin du premier trimestre 2002 ; il s'agit de pouvoir effectuer un suivi des débits au niveau des trop-pleins.

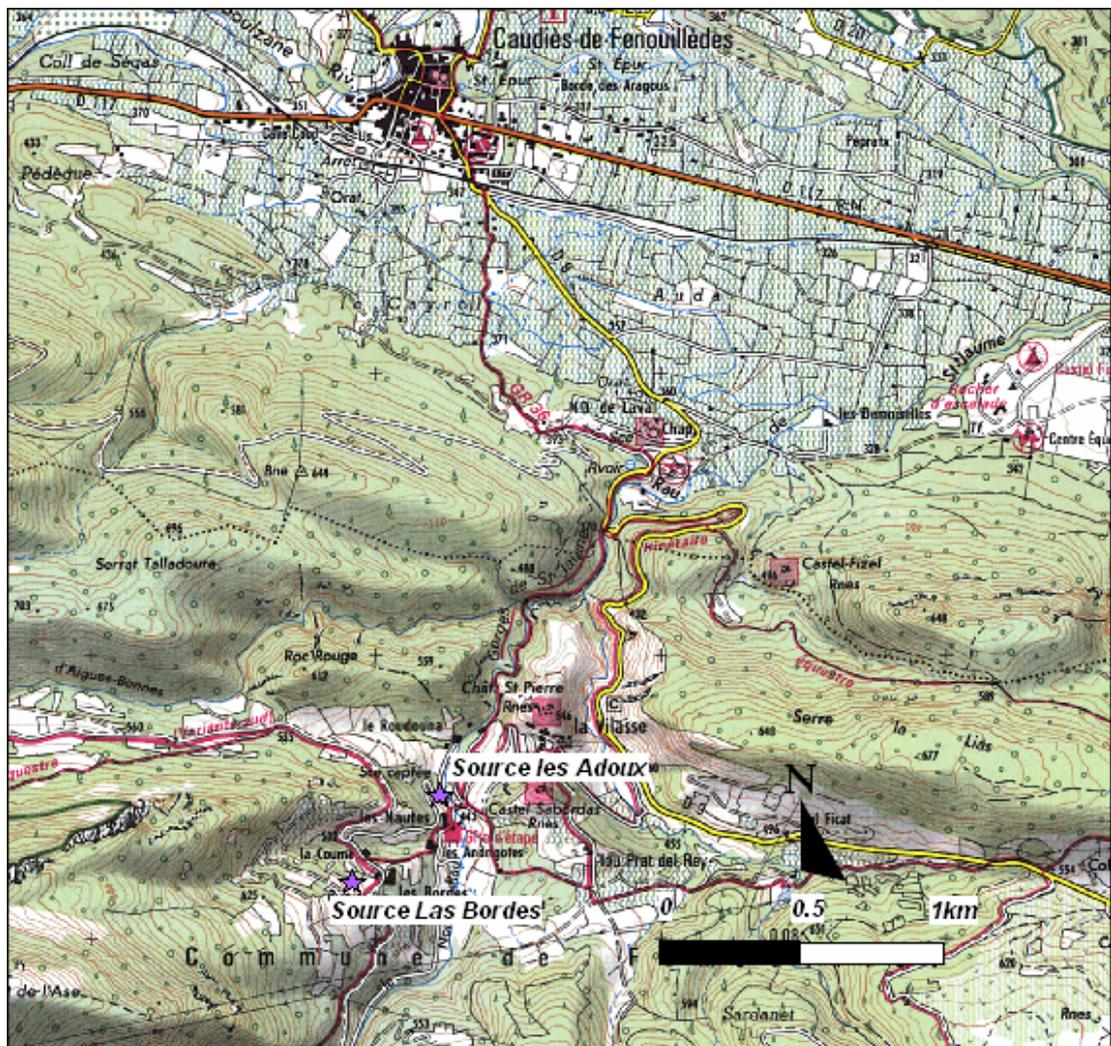


Illustration 72: localisation des sources sur la commune de Fenouillet

La **source « Les Bordes »**. La source « *Las Bordes* » située à 560 m d'altitude est captée à l'aide d'une buse enfoncée dans la roche au niveau du griffon; l'eau captée est envoyée par gravité dans une succession de trois réservoirs. La configuration du site de la source « Les Bordes » ne permet pas la réalisation de jaugeage et ne permet pas l'installation d'un capteur de hauteur d'eau. Seul le suivi de la conductivité et de la température de l'eau est envisageable dans les chambres de captage. La source « *Las Bordes* » constitue vraisemblablement, compte tenu de sa position et de sa conductivité, une source de débordement du système karstique. La ressource captée ne permet pas de subvenir aux besoins de la commune de Fenouillet en été lorsque la source est presque tarie. La commune utilise une partie des eaux de la résurgence des Adoux en été comme ressource d'appoint.

La **résurgence des Adoux au lieu-dit « Les Nautes »**. La source des Adoux est située au niveau du lieu-dit « les Nautes » à proximité immédiate du ruisseau « le Noir Rau » à environ 440m d'altitude. Ses coordonnées sont les suivantes : indice BSS : 10781X0002, X : 615.75 ; Y : 3078.27 Elle constitue l'exutoire principal de ce système karstique. La configuration initiale du site de la résurgence des Adoux ne permettait pas de suivre les débits de cette source.

Dans ce contexte, il est apparu nécessaire de procéder à des aménagements, notamment sur les buses des trop plein, pour mesurer les débits non captés. Il a été envisagé d'installer un débitmètre électromagnétique sur une conduite unique récupérant les eaux des deux trop-pleins. Ces aménagements sont nécessaires pour la caractérisation du système karstique en termes de fonctionnement et de ressource. Par ailleurs, il a été envisagé d'installer des débitmètres sur les conduites de Prugnanes, de Caudiès de Fenouillet et de Fenouillet afin de comptabiliser les prélèvements.

Les travaux d'aménagement de la source des Adoux ont été réalisés dès la fin 2002 et début 2003 par Marc EULRY, Géologue consultant [FREE.CADRE] pour le compte du brgm, maître d'ouvrage du projet, après appels à devis auprès de trois bureaux d'ingénieurs, dont seuls deux ont répondu. L'ensemble des travaux effectués a été réceptionné par le BRGM en tant que maître d'ouvrage en date du 02/04/2003.

a) Description du dispositif de prélèvement de la source des Adoux (avant travaux)

L'eau de la résurgence des Adoux est partiellement captée par gravité, l'eau excédentaire étant rejetée au ruisseau « *Le Noir Rau* » par l'intermédiaire de deux buses (Photo 1). Les buses sont situées approximativement à 3 m au-dessus du lit du ruisseau. L'excédent de la source se jette dans le ruisseau par une petite cascade (photos Annexe 2).

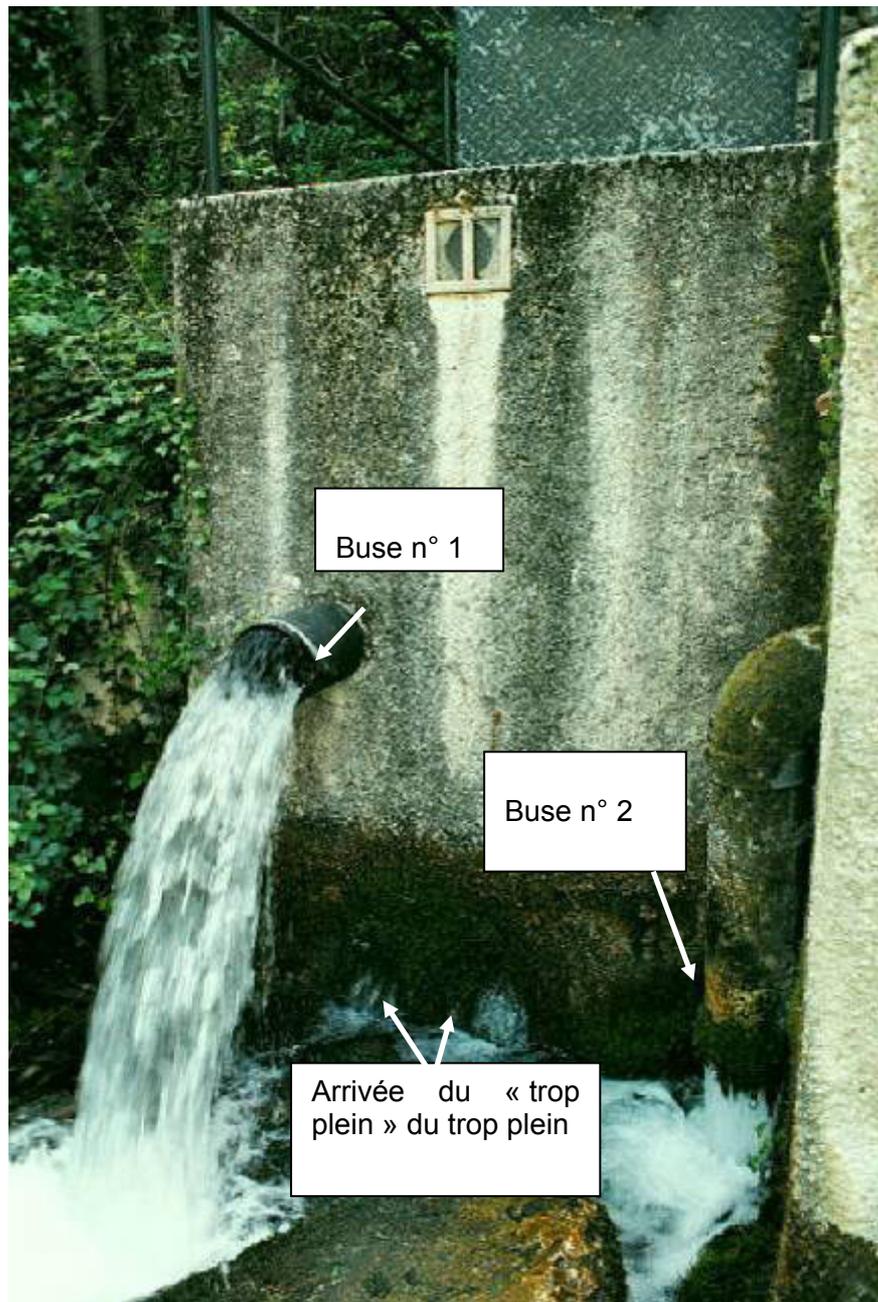


Photo 1 : Vue extérieure du captage de la résurgence des Adoux au lieu-dit "Les Nautes" avant les aménagements réalisés dans le cadre de l'étude

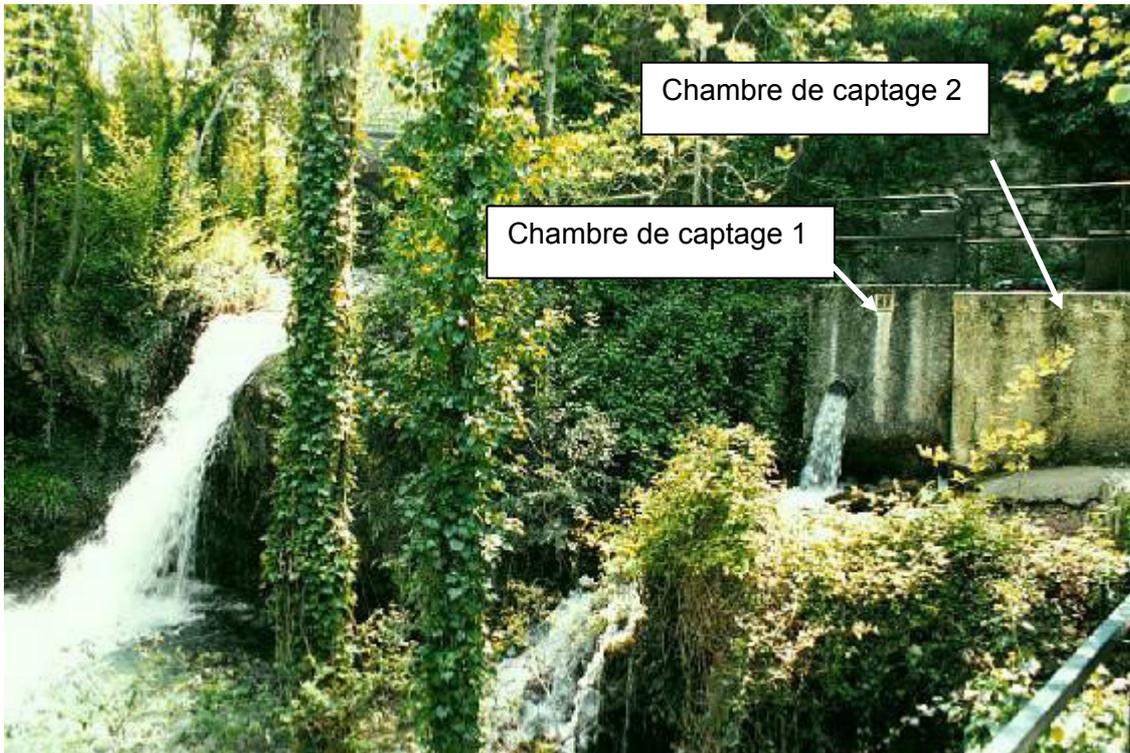


Photo 2 : Vues extérieures du captage de la résurgence des Adoux et du ruisseau "Le Rau Noir" au lieu-dit "Les Nautes" (avant travaux).



Photo 3 : Détail intérieur de la chambre de captage 1 de la source des Adoux

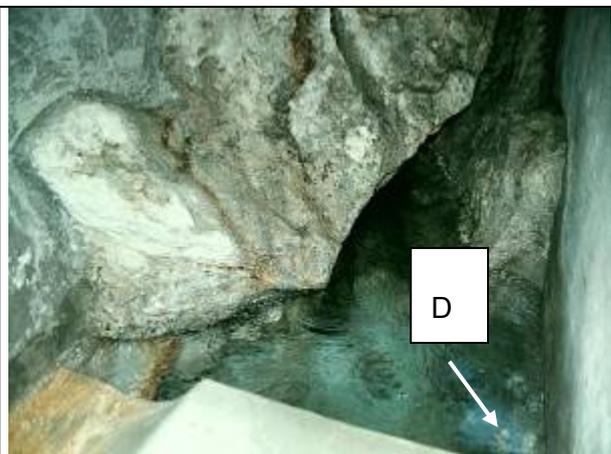


Photo 4 : diatreme par laquelle arrive l'eau de la source dans la chambre de captage n°1

b) Descriptif de la chambre du captage existant

La chambre de captage de la résurgence est en fait composée de deux sous-chambres interconnectées entre elles par une buse (D) (cf. Photo 5 et Photo 6). L'essentiel de l'eau arrive au niveau de la chambre de captage 1 par la diaclase de 0.2 m de largeur environ.

<p><i>Photo 5 : Détail intérieur de la chambre de captage 2 de la source des Adoux</i></p> <p>A : prise d'eau de la commune de Caudiès de Fenouillèdes</p> <p>B : prise d'eau de la commune de Prugnanes</p> <p>E : vanne pour la vidange de la chambre de captage</p>	<p><i>Photo 6 : réservoir de la chambre de captage 2 de la source des Adoux</i></p> <p>C : prise d'eau de la commune de Fenouillet</p> <p>D : buse raccordée à la chambre de captage 1</p>

c) Descriptif du système de mesure mis en place à la source des Adoux.

Les caractéristiques techniques des aménagements réalisés pour suivre les débits de la source des Adoux sont présentées en annexe 2.

Le dispositif mis en place permet de suivre en continu le débit des trop-pleins des chambres de captage de la source des Adoux ainsi que les débits prélevés au niveau des différentes conduites AEP.

4.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE

Le système karstique des Adoux se développe dans la partie occidentale du synclinal de Boucheville. Le synclinal de Boucheville appartient à la zone nord pyrénéenne du point de vue structural. Il est situé au nord de la zone axiale et au sud du synclinal de St-Paul-de-Fenouillet. Les deux synclinaux cités sont séparés par des formations du massif hercynien de l'Agly, avec notamment les granites de Saint-Arnac et d'Ansignan et des gneiss au niveau de la partie centrale et orientale du synclinal de Boucheville.

Au niveau du système karstique des Adoux, le synclinal de Boucheville est limité au nord par un accident au niveau du contact entre les formations calcaires du Crétacé inférieur et les marnes albiennes et au sud par les marnes albiennes métamorphisées. Il est constitué de formations carbonatées du Lias inférieur au Crétacé inférieur formant un pli couché reposant sur le socle hercynien du massif de Salvezines.

La partie occidentale du synclinal de Boucheville comprend des massifs carbonatés karstifiés, soit d'Ouest en Est, le Pic d'Estable, le Pech des Escarbatets, le Pech de Fraissinet, entrecoupés par une fenêtre tectonique avec le massif de Salvezines. Les formations carbonatées sont globalement de direction E-W, de pendage et de puissances variables (300 à 500 m au maximum, Faillat, 1972). Les formations du Crétacé inférieur et du Jurassique (Kimméridgien et Tithonique) sont bien affleurantes. Des phénomènes de karstification sont présents, notamment dans la partie du Pic d'Estable, avec des avens, des lapiéz et de nombreuses dolines.

La structure géologique et structurale au niveau du système karstique des Adoux et de manière plus générale de la partie occidentale du synclinal de Boucheville ne permet pas de prévoir des échanges hydrauliques avec le synclinal de St-Paul-de-Fenouillet.

La source des Adoux est immédiatement dominée à l'Ouest par les Pech de Fraissinet (1173m) et dels Escarbatets (1342m), couverts par la forêt domaniale d'Aigues-Bonnes. La source émerge au niveau d'un contact faille au niveau des calcaires urgoniens et du Jurassique supérieur. Le réservoir est fortement tectonisé (pli couché et accidents) ; il se développe dans les formations du Lias inférieur au Crétacé inférieur. Les principales caractéristiques lithologiques des formations carbonatées sont les suivantes, de bas en haut :

- Lias inférieur (Rhétien, Hettangien, Sinémurien, Charmouthien inférieur) [i2-4] : Le Rhétien est constitué de niveaux d'argiles bariolées lorsque présentes et non éliminées par la tectonique de décollement, surmontés de calcaires jaunes en plaquettes. L'Hettangien est constitué d'un ensemble mal stratifié comprenant des dolomies beiges ou grises, des calcaires et dolomies vacuolaires et des brèches sédimentaires. Le Sinémurien est un ensemble de calcaires fins, bien lités, d'épaisseur très variable, comprenant des calcaires parfois oolithiques, beiges ou rouges ou encore en plaquettes. Son épaisseur est variable, environ 80 mètres ; il constitue le premier niveau karstifiable.
- Lias moyen (Charmouthien supérieur, Toarcien à l'Aalénien) [i5-j0] : il constitue le Lias marneux, caractérisé par des marnes et marno-calcaires d'une épaisseur de 30 à 50 mètres.

- Jurassique supérieur (Kimméridgien à Berriasien) [j1-9 et n1] : le terme du Dogger semble être absent dans la partie occidentale ou tout au moins n'avoir qu'une faible épaisseur (Gelard, 1969). Le Malm est essentiellement calcaire, avec des calcaires à grain fin, contenant fréquemment des brèches. Le Jurassique terminal (n1) est constitué de calcaires roux en plaquettes, marnes et calcaires argileux graveleux ou oolitiques à patine jaune à rousse caractéristique.
- Crétacé inférieur (Néocomien, Urgonien) [n2-5a] : calcaires blancs à rudistes et orbitolines.
- La puissance totale estimée de la formation karstifiable aquifère (Jurassique supérieur et Crétacé inférieur) au niveau de la zone d'étude est de 200 à 250 mètres.
- Albien : n7 (n5b-7) : marnes noires en grande partie affectées par le métamorphisme dans le secteur d'étude, transformation en cornéennes. Elles sont plus ou moins gréseuses et carbonatées et importante épaisseur (plusieurs centaines de mètres) ; elles constituent un niveau imperméable considérable.

Une coupe géologique simplifiée d'orientation S-N a été réalisée à partir des minutes de la carte géologique au 1/50 000 de St-Paul-de-Fenouillet (Illustration 74), entre les Nautes (émergence des Adoux) et le Roc des Escoubitos au Sud. Cette coupe met en évidence dans sa partie centrale le contexte structural et géométrique des formations aquifères présentes constituant le réservoir du système karstique des Adoux (Illustration 73).

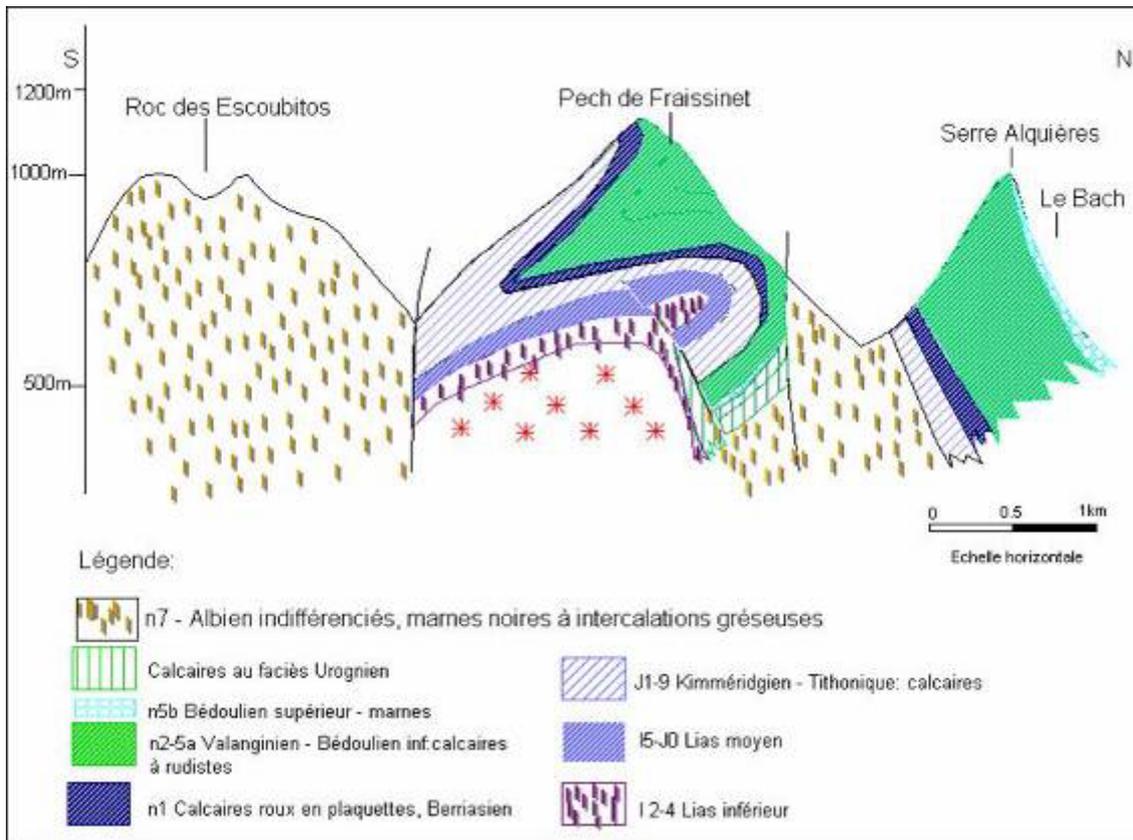


Illustration 73 : Coupe géologique simplifiée d'orientation S-N en amont hydraulique de la source des Adoux et les Bordes, émergeant au niveau d'un accident au contact avec les marnes albiennes ; le socle est figuré avec les astérix rouges.



Illustration 74 : Extrait de la minute géologique de la carte géologique de St-Paul-de-Fenouillet, sur le secteur de Nautès à l'Est, de Salvezines au centre (fenêtre tectonique avec formations de socle) et le Gibradou à l'Ouest. Les formations en vert clair correspondent aux calcaires à rudistes (n2-5a), les formations en bleu aux calcaires du Kimméridgien et Tithonique.

4.3. CARACTERISATION DU FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE

4.3.1. Suivi des débits des Adoux et courbe de tarage

Des mesures de débits différentiels ont été effectuées (Annexe 2) au niveau du Rau Noir en amont et en aval de la source, afin d'une part de contrôler les débits enregistrés par le système de contrôle des trop-pleins et d'autre part, de quantifier les débits de crue qui échappent au système de mesure mis en place.



Photo 5 : Mise en évidence du fonctionnement des trop pleins naturels du système karstique des Adoux

Sur le système des Adoux, la courbe de tarage n'a pas été établie de façon classique (débit en fonction de la hauteur). En effet, la courbe de tarage relie les débits totaux (déterminés par différence à l'aide des jaugeages sur le ruisseau Rau Noir en amont et aval de la source) et les débits mesurés par la conduite mis en place au niveau de la source.

Plusieurs fonctions mathématiques ont été testés, le meilleur ajustement a été obtenu à l'aide d'une fonction puissance de type $Q_{\text{total}} = a \cdot (Q_{\text{conduite}})^b$ (débits exprimés en l/s)

avec $a = 0.000283$ et $b = 3.2$.

Nous présentons sur l'illustration 76 l'évolution temporelle des débits mesurés et calculés à l'aide de la courbe de tarage précédemment définie.

Date	Q Seuil aval source (l/s)	Q Seuil amont source (l/s)	Q Adoux = Q aval-Q amont sans AEP (l/s)	Q AEP Caudies (l/s)	Q AEP Prugnanes (l/s)	Q Total Adoux (l/s)	Q Conduite l/s
21/06/2002	269	69	199	12.4	1.0	212.6	
26/06/2002	205	55	150	12.4	1.0	163.4	
09/10/2002	70	29	41	12.4	1.0	54.4	
07/11/2002	86	39	47	12.4	1.0	60.1	
28/11/2002	82	41	41	12.4	1.0	54.7	
17/12/2002	128	29	99	12.4	1.0	112.1	
15/01/2003	94	18	76	12.4	1.0	89.6	
18/02/2003	165	74	91	12.4	1.0	104.2	
05/03/2003	690	299	392	12.4	1.0	405.0	
02/04/2003	356	148	208	12.4	1.0	221.0	69.9
24/04/2003	213	134	79	12.4	1.0	92.5	55.1
04/06/2003	212	48	164	12.4	1.0	177.4	
11/06/2003	166	39	126	12.4	1.0	139.6	
30/07/2003	85	59	26	12.4	1.0	39.6	
16/09/2003	61	30	31	12.4	1.0	44.7	46.0
18/12/2003	199	56	143	12.4	1.0	156.2	
18/02/2004	248	136	112	12.4	1.0	125.0	60.4
21/04/2004	766	465	301	12.4	1.0	314.6	76.8
24/06/2004	178	78	100	12.4	1.0	113.3	55.9
29/07/2004	116	26	90	12.4	1.0	103.3	52.8
20/01/2005	193	89	104	12.4	1.0	117.4	57.8
24/03/2005	317	122	196	12.4	1.0	209.1	66.9
02/06/2005	201	42	158	12.4	1.0	171.8	60.8
04/08/2005	76	26	50	12.4	1.0	63.6	43.3

Tableau 17 : récapitulatif des jaugeages réalisés au Adoux

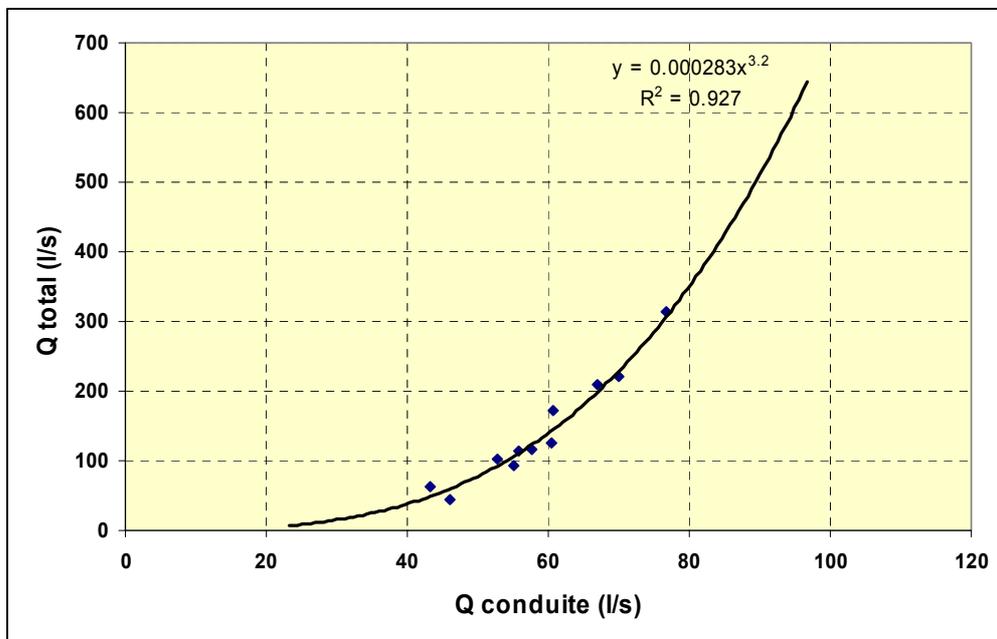


Illustration 75 : Courbe de tarage du système karstique des Adoux. Le débit total des Adoux est exprimé en fonction du débit mesuré dans la conduite

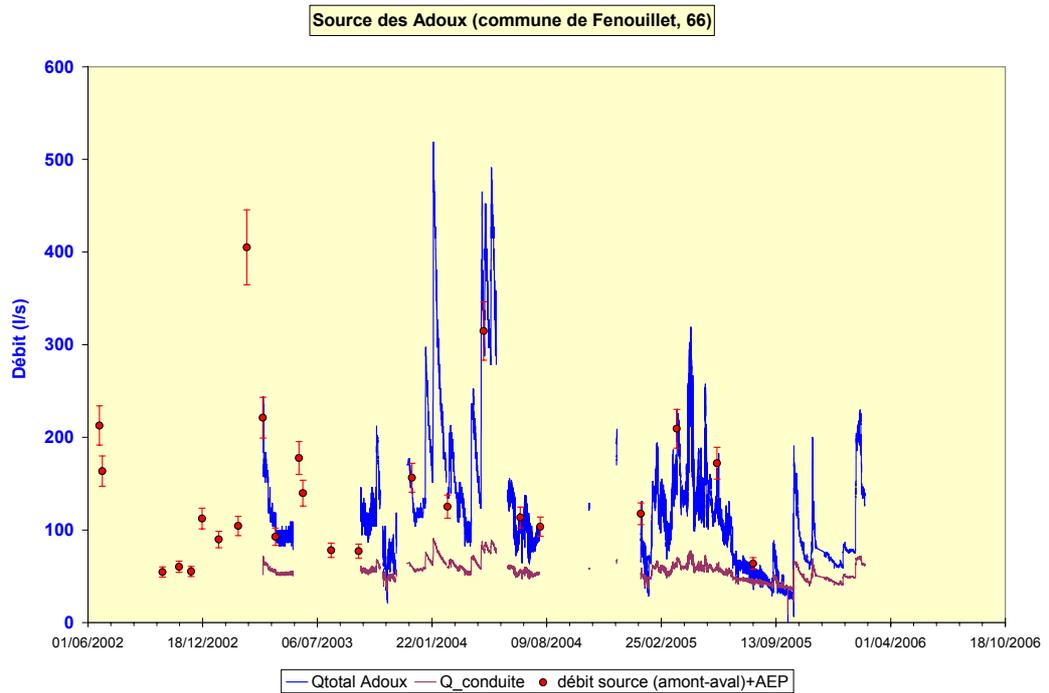


Illustration 76 : Evolution temporelle des débits de la sources des Adoux depuis Avril 2003

4.3.2. Mesures ponctuelles réalisées sur la Boulzane

Trois campagnes de jaugeages différentiels ont été réalisées sur la rivière de la Boulzane en amont et aval de la zone de pertes identifiée par Salvayre en 1966. La localisation des pertes ainsi que les lieux où ont été effectués les jaugeages sont reportés sur l'illustration 77.

La première de ces campagnes a été réalisée en février 2003 dans un contexte de moyennes hautes eaux. Les informations relatives à ces mesures sont reportées dans le Tableau 18.

Date	Seuil amont	Seuil Aval	Interprétation
18/02/2003	Débit Boulzane : 490 ± 50 l/s C=148 µS/cm T=2.9°C	Débit Boulzane : 455 ± 45 l/s C=206 µS/cm T=2.8°C	Compte tenu des incertitudes, la différence (35 l/s) n'est pas jugée significative. Les pertes, si elles existent sont très faibles (quelques litres toutes au plus) en moyenne hautes eaux. Le débit de la source des Adoux à cette date était de 104 l/s.
14/04/04	Débit Boulzane : 686 ± 68 l/s Absence de mesures de conductivité et température	Débit Boulzane : 744± 74 l/s Absence de mesures de conductivité et température	Débit aval supérieur au débit amont, pas de mise en évidence de pertes en raison de la contribution du Rau du Col de Tulla (rive droite). Le débit de la source des Adoux à cette date était de 460 l/s
30/07/04	Débit Boulzane : Absence de mesure Absence de mesures de conductivité et température	Débit Boulzane : 916± 100 l/s C= 342 µS/cm T= /°C	Seul le débit a été mesuré par jaugeage chimique (dilution) à l'aval, pour des raisons de problèmes techniques. Selon des observations visuelles et des mesures ponctuelles de conductivité et température, il n'y avait pas de pertes décelables. Le débit de la source des Adoux à cette date était inférieur à 300 l/s.

Tableau 18. Informations relatives aux campagnes de jaugeages différentiels effectués sur la rivière Boulzane.

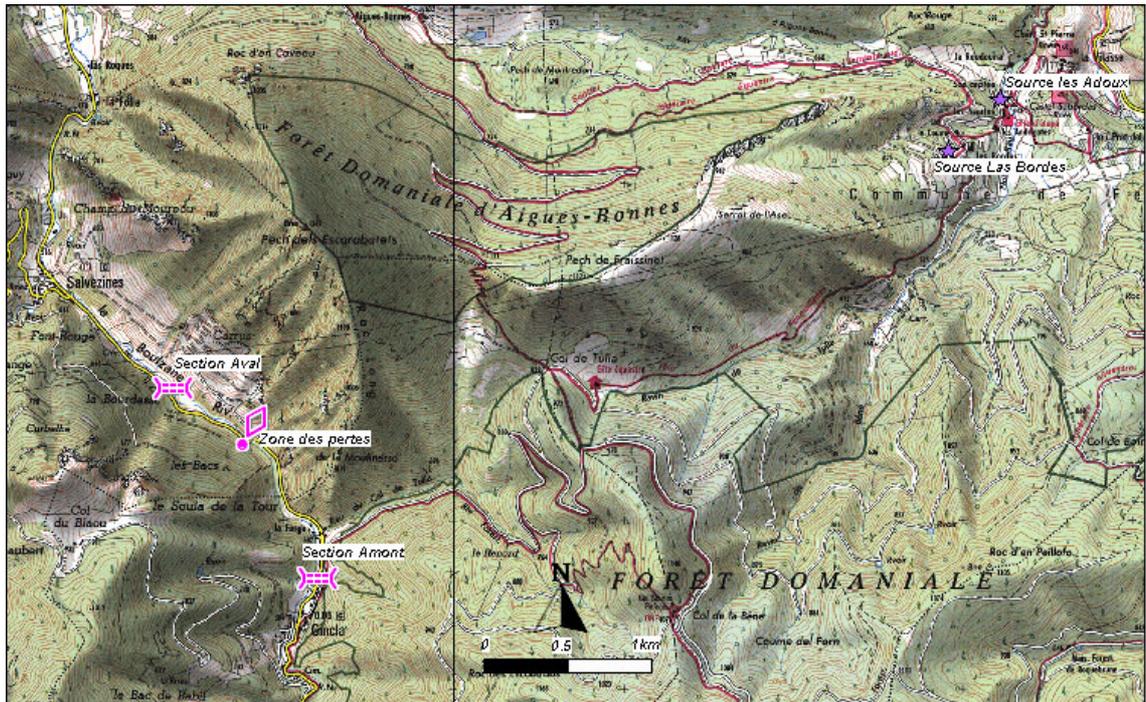


Illustration 77 : Localisation des pertes de la Boulzane (d'après Salvayre) et des sections de jaugeages réalisés dans cette étude.

4.3.3. Statistiques descriptives des débits de la source des Adoux

Les débits de la source des Adoux sont suivis depuis le mois d'avril 2003. Des éléments de statistiques descriptives établis sur la base des 786 valeurs de débit moyen journalier mesurées¹¹ depuis avril 2003 sont présentés dans le Tableau 19. Les valeurs minimales, maximales et moyennes sont reportées ainsi que le premier et troisième quartile et la médiane.

La médiane divise les données en deux ensembles égaux : il y a autant de valeurs qui lui sont inférieures que supérieures. Le premier quartile Q_1 permet de connaître la valeur du milieu du premier ensemble, dans lequel 25 % des valeurs sont inférieures à Q_1 et 75 % lui sont supérieures. Le premier quartile prend la notation Q_1 . Le troisième quartile Q_3 est la valeur du milieu du deuxième ensemble, dans lequel 75 % des valeurs sont inférieures à Q_3 et 25 % lui sont supérieures.

Le débit minimum (53 l/s) a été mesuré au mois d'octobre 2005 et le débit maximum (501 l/s) au mois de janvier 2004. Le premier quartile prend la valeur de 78 l/s, ce qui signifie que le débit de la source est supérieur à 78 l/s dans 75 % des cas. Dans 25 % des cas, le débit de la source est inférieur à 78 l/s (Q_1).

¹¹ **Débit moyen journalier** : Moyenne des débits mesurés sur une période de 24 heures et correspondant à une journée

La valeur du troisième quartile est de 131 l/s (Q_3) et la valeur médiane est de 100 l/s. La médiane est peu différente de la valeur moyenne 121 l/s. L'écart interquartile, qui couvre 50 % d'un ensemble de données, indique que, dans 50% des cas, le débit de la source des Adoux est compris dans l'intervalle [78 l/s – 131 l/s].

Minimum (l/s)	53.3
Maximum (l/s)	501.3
Moyenne (l/s)	121.3
1 ^{er} quartile :Q1 (l/s)	78.0
Médiane (l/s)	100.4
3 ^{ème} quartile Q3 (l/s)	131.3
Q1_Q3 : écart interquartile	78 l/s - 131.3 l/s

Tableau 19 : éléments de statistiques descriptives de la source des Adoux

Le corrélogramme simple¹² des débits de la source des Adoux présente un effet mémoire (valeur du décalage pour $r(k)=0.2$, Mangin 1975) de 31 jours environ (Illustration 78). Le système présente donc une inertie significative, le débit mesuré à un instant t étant fortement dépendant des valeurs de débits mesurés au cours des 31 jours précédents.

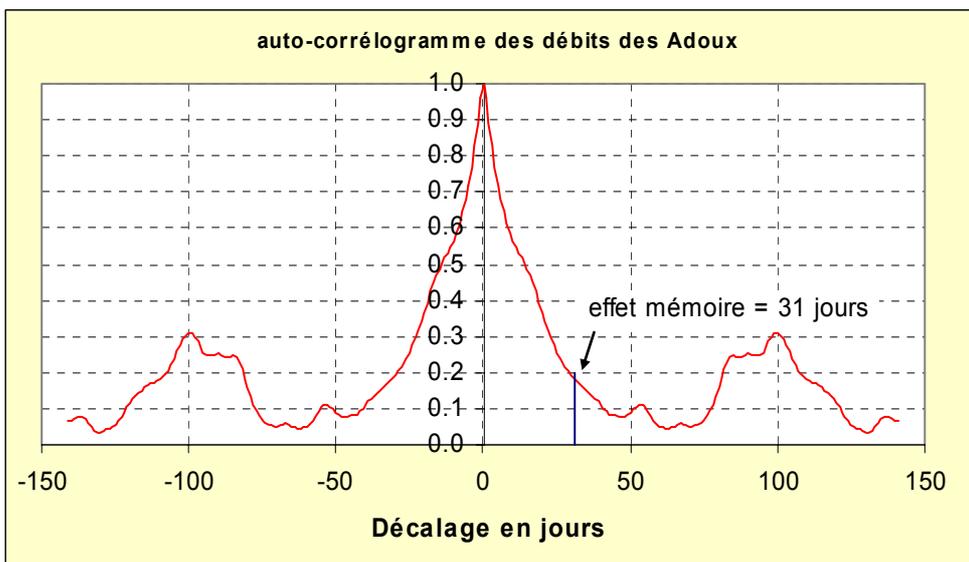


Illustration 78 : Auto-corrélogramme des débits journaliers de la source des Adoux sur l'ensemble.

¹² L'analyse corrélatrice simple cherche à traduire la dépendance dans le temps des événements affectant la chronique, selon des intervalles de temps de plus en plus grands. Elle permet de tester le caractère répétitif des séries temporelles et leurs éventuelles natures cycliques.

4.3.4. Analyses des débits classés de la source des Adoux

Cette méthode a pour objectif de caractériser les régimes d'écoulement observables sur un exutoire. Il s'agit d'identifier des événements particuliers de type mise en réserve, mise en fonctionnement d'un trop plein, fuites vers un autre système, à partir d'une analyse des modifications qu'ils induisent sur les hydrogrammes (Marsaud, 1996). Ces variations sont mises en évidence à partir de l'ajustement d'une loi statistique liant des classes de débit à leurs fréquences d'apparition.

Nous avons cherché à caractériser le comportement hydraulique de la source des Adoux en considérant des classes de débit de 20 l/s. L'analyse a été conduite sur l'ensemble des données journalières (les résultats sont identiques avec les données horaires) disponibles sur la période du 02/04/2003 au 20/03/2006 (786 valeurs de débit journalier). L'analyse n'a pas été réalisée sur les cycles hydrologiques pris individuellement (cycle 2003/2004 et 2004/2005) en raison des lacunes de données trop importantes.

Les ajustements réalisés sur l'ensemble des données disponibles de la chronique sont présentés en Illustration 79.

Sur l'illustration 79, deux ruptures ont été identifiées pour des valeurs de débit proche de 110 l/s (1^{ère} rupture) et pour des débits proches de 400 l/s (2^{nde} rupture). La première rupture se produit en contexte de moyennes et/ou de basses eaux pour une fréquence cumulée de 70 % environ. La seconde rupture (débit proche de 400 l/s) se produit, pour une fréquence cumulée proche de 97 % en contexte de forte crue. En moyennes et basses eaux, on montre que la pente α_2 est inférieure à α_1 . En période de très forte crue ($Q > 400$ l/s), on observe que la pente de la droite α_3 est supérieure à α_2 .

Les caractéristiques de la distribution permettent de mettre en évidence les points suivants (Mangin, 1971, Marsaud, 1996) :

- Lorsque le débit excède 110 l/s, les propriétés hydrauliques du système changent, le système évacue plus facilement les eaux (les débits classés augmentent plus rapidement). Ce changement de comportement peut traduire :
 - une modification des conditions d'entrées (alimentation par les eaux ayant transité par l'épikarst lors des crues par exemple),
 - (et/ou) une modification des conditions de sortie. Dans ce cas, les conditions de sortie des eaux apparaissent favorisées et peuvent également traduire une diminution de la capacité de stockage du milieu.

D'après les observations de terrain réalisées, c'est la seconde hypothèse qui est la plus vraisemblable. En effet, on observe la mise en fonction de trop plein dès que le débit dépasse la valeur de 110 l/s. Sur le terrain, cela se traduit notamment par un écoulement dans les talwegs situé à proximité de l'ancien lavoir (Photo 7).

- Pour les débits inférieurs à 110 l/s, le comportement du système est plus inertiel et traduit globalement la vidange des réserves. Notons que la médiane des débits (probabilité cumulé = 50%) correspond au débit de 90 l/s.

- Lorsque le débit excède 400 l/s, les propriétés hydrauliques du milieu changent de nouveau (changement de la pente), le système semble évacuer moins facilement les eaux. Ce comportement peut également traduire un problème dans la courbe de tarage pour les débits très élevés (débits sous estimés) ou la mise en fonction de trop-plein correspondant à des cavités à proximité de l'exutoire (une part des débits de crue échappe à la station de jaugeage). Cette dernière hypothèse est vraisemblable, une partie des eaux peut être évacuée par le fossé de drainage du chemin départemental qui mène au lieu dit « le Roudana ».

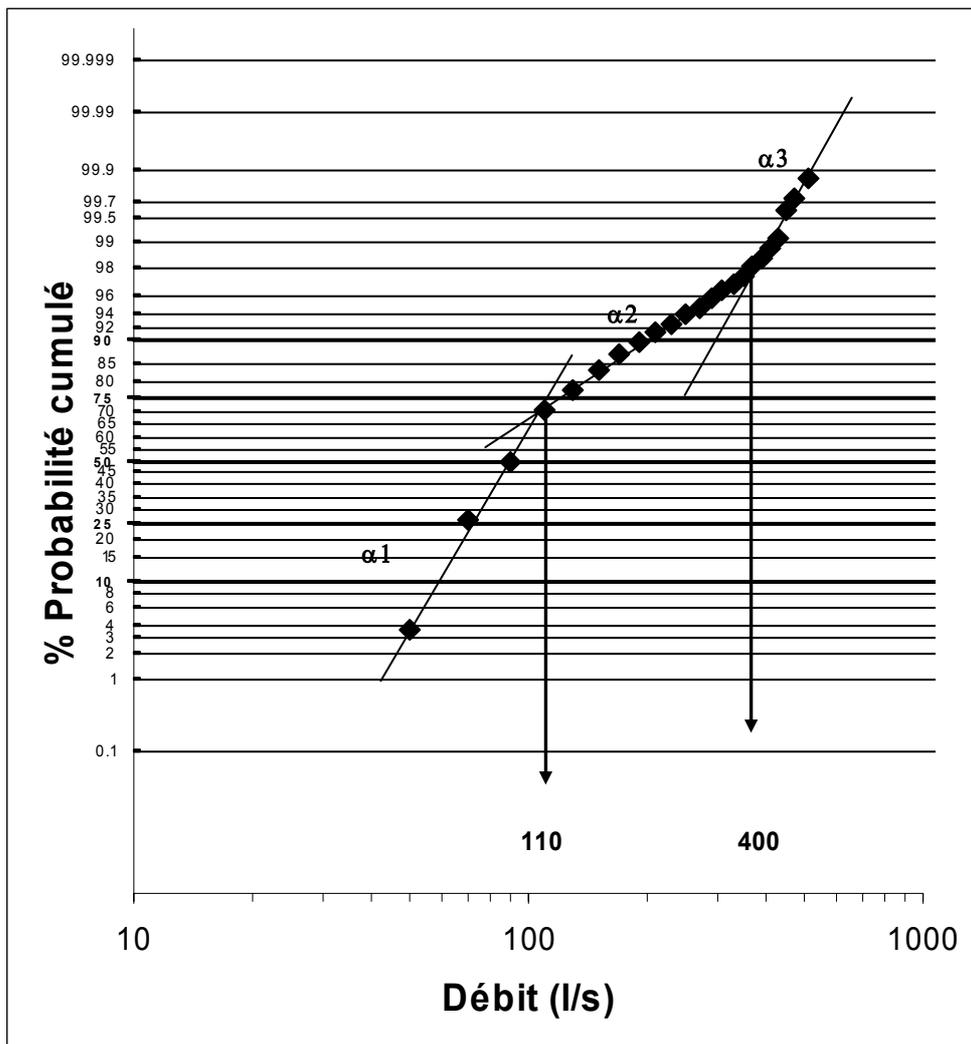


Illustration 79 : Débits classés de la source des Adoux sur l'ensemble des données de la période 2003-2006, (classes de débit de 20 l/s).

Les caractéristiques et la forme de la courbe des débits classés ne permettent pas de mettre en évidence un soutien par les pertes présumées de la Boulzane. Un apport en provenance d'un autre système en période de crue se serait traduit selon Marsaud 1997 par une rupture de pente vers les forts pourcentages avec un $\alpha_3 < \alpha_2$, or dans

notre cas, c'est l'inverse qui est observé. De la même façon, un apport significatif (de l'ordre de 20 % comme suggéré par la littérature) en période de basses eaux des pertes de la Boulzane se serait traduit selon Marsaud par une rupture de pente vers les faibles pourcentages. Or rien de tel n'a été observé dans l'analyse que nous avons effectuée.



Photo 7 : mise en évidence des trop pleins de la source des Adoux

La configuration naturelle de la diaclase qui est située dans la chambre de captage (Photo 8) ne permet pas d'évacuer les débits supérieurs à 110 l/s, ce qui provoque en période de crue une mise en charge rapide du niveau d'eau dans le système karstique. Les trop pleins (qui correspondent vraisemblablement à d'ancien exutoire du système) se mettent alors à fonctionner lors des crues, et évacuent le « surplus » d'eau qui ne peut s'écouler par l'exutoire principal (diaclase de la chambre de captage).



Photo 8 : Vue de la diaclase de la chambre de captage de la source des Adoux.

4.3.5. Analyses des courbes de récession de la source des Adoux

Les traitements mathématiques ont uniquement été réalisés pour la récession du cycle hydrologique 2004-2005, les autres cycles hydrologiques présentant trop de lacune pour être étudiés. La méthode utilisée est celle de Ladouche et al., 2005.

Un exemple d'ajustement pour le cycle 2004-2005 est présenté graphiquement Illustration 80. Le critère d'ajustement de la simulation (critère de Nash = 0.72) est jugé acceptable ce qui permet une exploitation des résultats obtenus.

Le coefficient de tarissement (α) apparaît très faible (0.004) ce qui indique que la zone noyée du système se vidange lentement.

Le temps de fin d'infiltration rapide, relativement court (6 jours) et la vitesse moyenne d'infiltration, relativement élevée (0.167) indique qu'une partie des eaux de pluie infiltrée rejoint rapidement la zone noyée du système via un réseau de fissures connectées à la zone d'infiltration (épikarst). En termes de flux, la composante rapide de l'infiltration pour cette récession ne représente que 10 % (0.01 million de m³) du volume total de l'infiltration par les pluies efficaces (0.1 million de m³). Notons également que l'infiltration rapide ne contribue que pour 10 l/s au débit total de la source 3 jours après le début de la récession.

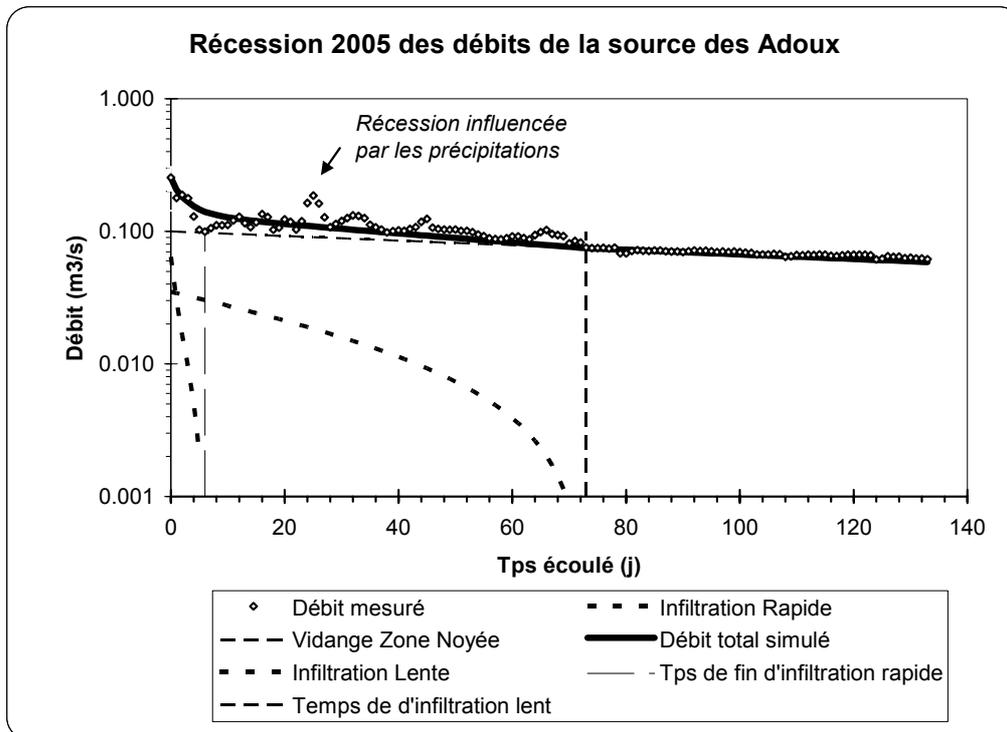
L'essentiel de l'infiltration par les pluies efficaces apparaît assuré par l'infiltration lente (où retardée) au travers d'un réseau de fissures mal connectées à la zone noyée du

système. Le volume d'eau associé à la composante lente de la recharge par les pluies efficaces représente 0.09 million de m³, soit environ 90% du volume d'infiltration. Le temps de fin d'infiltration de la composante lente se situe vers 73 jours, mais la contribution relative commence à devenir très faible (< 10 l/s) entre 45 et 50 jours après le début de la récession. La vitesse d'infiltration moyenne de la composante lente de l'infiltration par les pluies efficaces apparaît donc très faible (0.014).

En résumé, la zone d'infiltration du système karstique des Adoux pris dans sa globalité apparaît assez mal connectée d'un point de vue hydraulique à la zone noyée. Le coefficient de tarissement (α) apparaît également très faible (0.004 j⁻¹) ce qui indique que la zone noyée du système se vidange lentement. Ces résultats sont à l'origine de l'inertie importante (31 jours) qualifiée précédemment à l'aide du corrélogramme simple.

La valeur du volume dynamique (assimilable au réserve du système) apparaît assez importante (2.1 millions de m³) au regard du volume moyen interannuel (3.8 millions de m³) calculé en considérant un débit moyen de 121 l/s. Le pouvoir régulateur du système défini par Mangin est élevé (proche de 0.5), autrement dit, le système semble être en mesure d'accumuler de grande quantité de réserves.

Ces résultats demandent à être corroborés par l'étude d'une des deux récessions supplémentaires. Le report des paramètres I (retard à l'infiltration) et K (pouvoir régulateur) dans le diagramme de classification de Mangin n'a pas été effectué, car l'interprétation ne repose que sur une seule récession, et n'a, à ce titre, peu de signification.



Début Récession	18/04/05
Fin Récession	12/10/05
Débit au début de la récession (m3/s)	0.254
Débit à la fin de la récession (m3/s)	0.055
Coef d'hétérogénéité d'écoulement rapide	0.800
Tps de fin d'infiltration rapide (en jour)	6
Débit d'infiltration (à t=0) en m3/s	0.064
	0.01
	73
	0.035
Coef tarissement Zone Noyée	0.0040
Qo Zone noyée (m3/s)	0.100

vitesse moyenne d'infiltration rapide	0.167
vitesse moyenne d'infiltration lente	0.014
Parametre i (retard à l'infiltration)	0.26
Critère de Nash (qualité de la simulation)	0.73
Volume d'infiltration rapide (million de m3)	0.01
Volume d'infiltration lente (million de m3)	0.09
Volume dynamique (million de m3)	2.16

Illustration 80 : Courbe de récession de la source des Adoux et résultats de l'ajustement (cycle hydrologique 2004-2005).

4.4. CARACTERISATION DU FONCTIONNEMENT HYDROCHIMIQUE

4.4.1. Suivis de la température et de la conductivité des eaux des Adoux.

Les évolutions temporelles mesurées de la température et de conductivité des eaux de la source des Adoux sont présentées aux **Erreur ! Source du renvoi introuvable.** et Illustration 82.

Sur la période de suivi, la température moyenne de la source des Adoux est de 11,17°C. La valeur de la température moyenne de l'eau de la source des Adoux apparaît en accord avec la température moyenne de l'air de la zone d'étude (11°C) d'après les annales climatologiques des Pyrénées Orientales (Météo France). Aucune anomalie thermique n'est mise en évidence pour ce système karstique.

La température des eaux de la source des Adoux présentent peu de variation, de l'ordre de 0.3°C au maximum. On montre néanmoins, que la température diminue lors des périodes de hautes eaux (T diminue lorsque le débit augmente) pour atteindre un minimum de l'ordre de 11°C. Lors des décrues et des tarissements la température augmente lentement pour atteindre en fin d'étiage son maximum de l'ordre de 11.3°C. L'évolution générale de la température indique la participation d'une eau plus froide (pluie ou fonte de neige) lors des périodes de crue. La faible amplitude de variation observée (0.3°C) suggère une faible contribution de ces eaux plus froides lors des crues. L'inertie importante constatée pour la température permet de suggérer que ce paramètre « trace » l'évolution de la zone noyée de l'aquifère des Adoux.

Sur la période de suivi, la conductivité électrique moyenne de l'eau de la source des Adoux est de 333 µS/cm. De manière similaire à la température, la conductivité des eaux des Adoux présentent globalement peu d'évolution au cours du temps (50 µS/cm de variation au maximum). On montre que la conductivité augmente lors des périodes de hautes eaux (C diminue lorsque le débit augmente) pour atteindre un maximum de l'ordre de 370 µS/cm. L'évolution de la conductivité n'est pas synchrone au débit, le pic de conductivité étant observée après le pic de crue. Lors des décrues, la conductivité des eaux des Adoux évolue rapidement pour atteindre une valeur proche de la conductivité moyenne (333 µS/cm). L'évolution générale de la conductivité indique la participation d'une eau plus minéralisée et froide lors des périodes de crue. La faible amplitude de variation observée (50µS/cm) suggère que la contribution de ces eaux est relativement faible et dure une dizaine de jour tout au plus. La dynamique rapide d'évolution de la conductivité lors des crues permet de suggérer que ce paramètre « trace » l'évolution de l'infiltration rapide des eaux de recharge de l'aquifère des Adoux.

Les suivis géochimiques réalisés au cours de cette étude vont permettre de confirmer ou non ces premières interprétations.

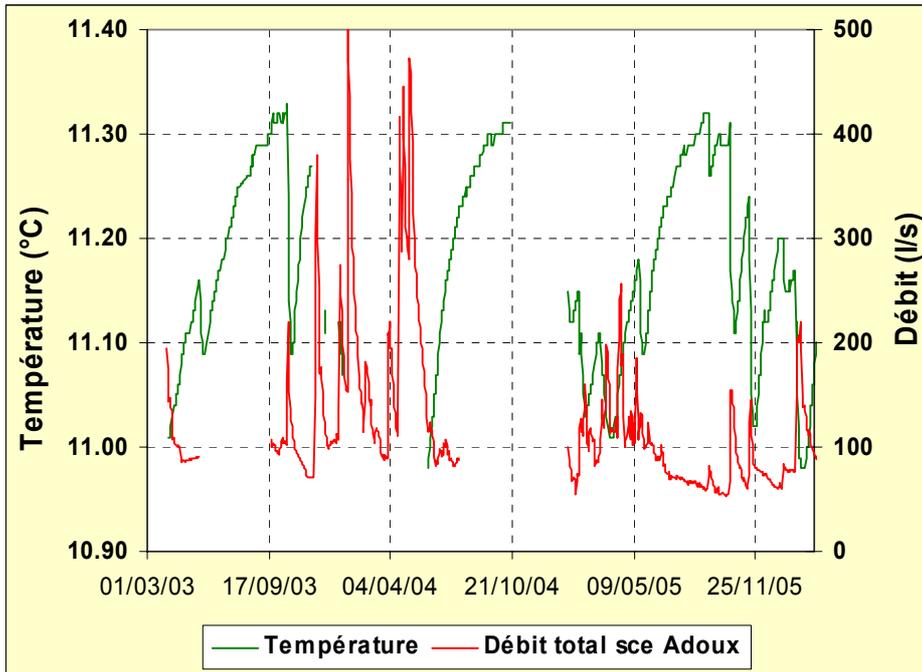


Illustration 81 : Evolution temporelle du débit et de la température moyenne journalière de l'eau de la source des Adoux.

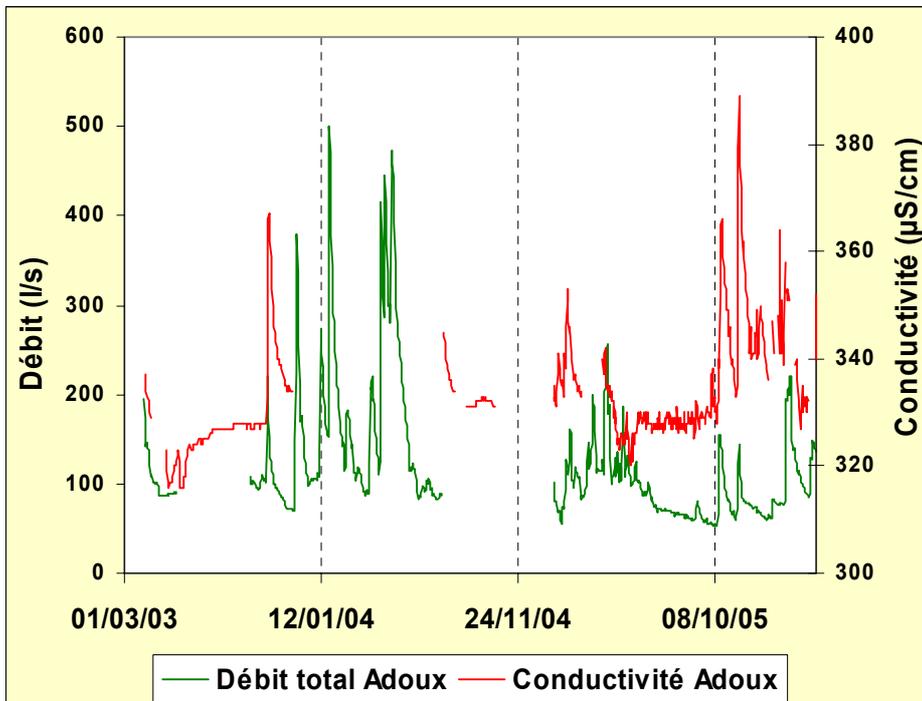


Illustration 82 : Evolution temporelle du débit et de la conductivité moyenne journalière de l'eau de la source des Adoux.

4.4.2. Suivis géochimiques des eaux des Adoux et de la rivière Boulzane.

a) Prélèvements d'eau à la source des Adoux et à la source Las Bordes

Les prélèvements d'eau de la source des Adoux en vue d'analyse hydrogéochimique ont été réalisés en sortie du dispositif de mesure mis en place dans cette étude. Au total entre 2002 et fin 2005, 31 prélèvements ont été effectués en vue d'analyses hydrochimiques et isotopiques. Sur ces 31 prélèvements, 12 échantillons ont été sélectionnés en vue d'une analyse chimique. Les analyses systématiquement effectuées, outre les paramètres physico-chimiques effectués in situ (pH, Température, conductivité, potentiel Redox, oxygène dissous), sont les suivants :

- Cations : Calcium (Ca^{2+}), Magnésium (Mg^{2+}), Sodium (Na^+), Potassium (K^+), Ammonium (NH_4^+),
- Anions : Bicarbonate (HCO_3^-), Chlorure (Cl^-), sulfate (SO_4^{2-}), Nitrate (NO_3^-),
- Silice,
- Eléments traces : Strontium (Sr^{2+}), Brome (Br^-) et Bore (B^-).

Sur ces 12 échantillons retenus, la détermination des rapports isotopiques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) a été réalisée sur 10 échantillons. Sur cinq échantillons, nous avons analysé les teneurs en oxygène 18 et en deutérium des eaux. Les résultats des analyses sont reportés en annexe 3.

La source Las bordes a été échantillonnée à quatre reprises. Sur ces 4 prélèvements, 2 échantillons ont été sélectionnés en vue d'une analyse chimique. Les analyses effectuées sont les mêmes que pour les Adoux (majeurs, traces et rapports isotopiques du strontium). Une seule détermination des teneurs en oxygène 18 et en deutérium a été réalisée. Les résultats des analyses sont également reportés en annexe 3.

b) Prélèvements d'eau sur le cours d'eau de la Boulzane.

Trois campagnes d'échantillonnages ont été réalisées sur la rivière de la Boulzane. Chaque campagne d'échantillonnage a consisté en un prélèvement en plusieurs endroits le long du cours d'eau de la Boulzane. Les points de prélèvements sont reportés sur l'illustration 83. Les analyses effectuées sont les mêmes que pour les Adoux (majeurs, traces et rapports isotopiques du strontium). Une seule détermination des teneurs en oxygène 18 et en deutérium a été réalisée. Les résultats des analyses sont également reportés en annexe 3.

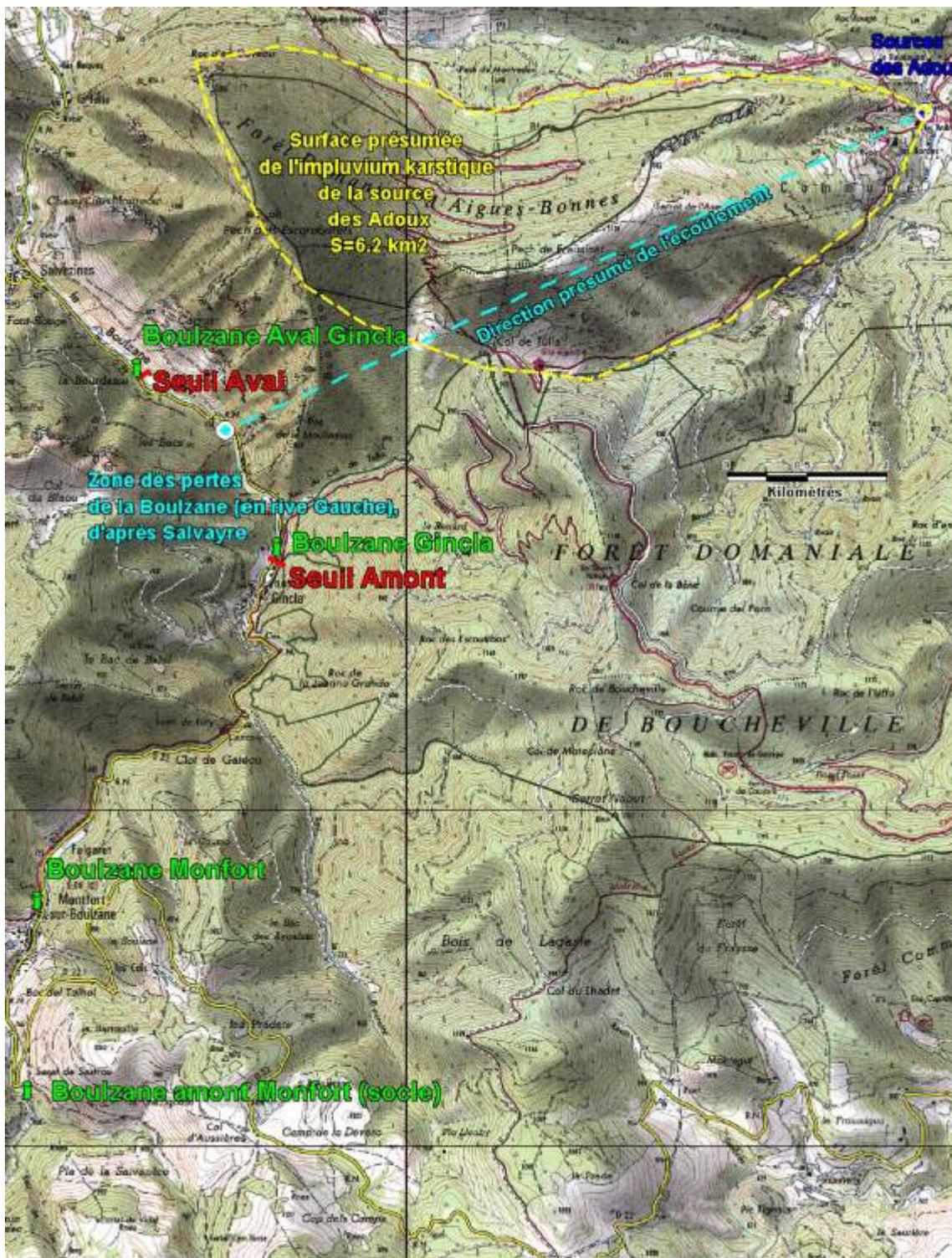


Illustration 83 : Localisation des points de prélèvement d'eau effectués sur la rivière Boulzane et délimitation de la surface de l'impluvium de la source des Adoux..

4.4.3. Faciès géochimiques des eaux des Adoux et de la rivière Boulzane.

L'analyse globale du faciès chimique des eaux peut être réalisée à partir d'un diagramme de Piper (Illustration 84). Dans cette représentation, on constate que les eaux des sources (Adoux et Las Bordes) et de la Boulzane sont globalement de type bicarbonaté calcique.

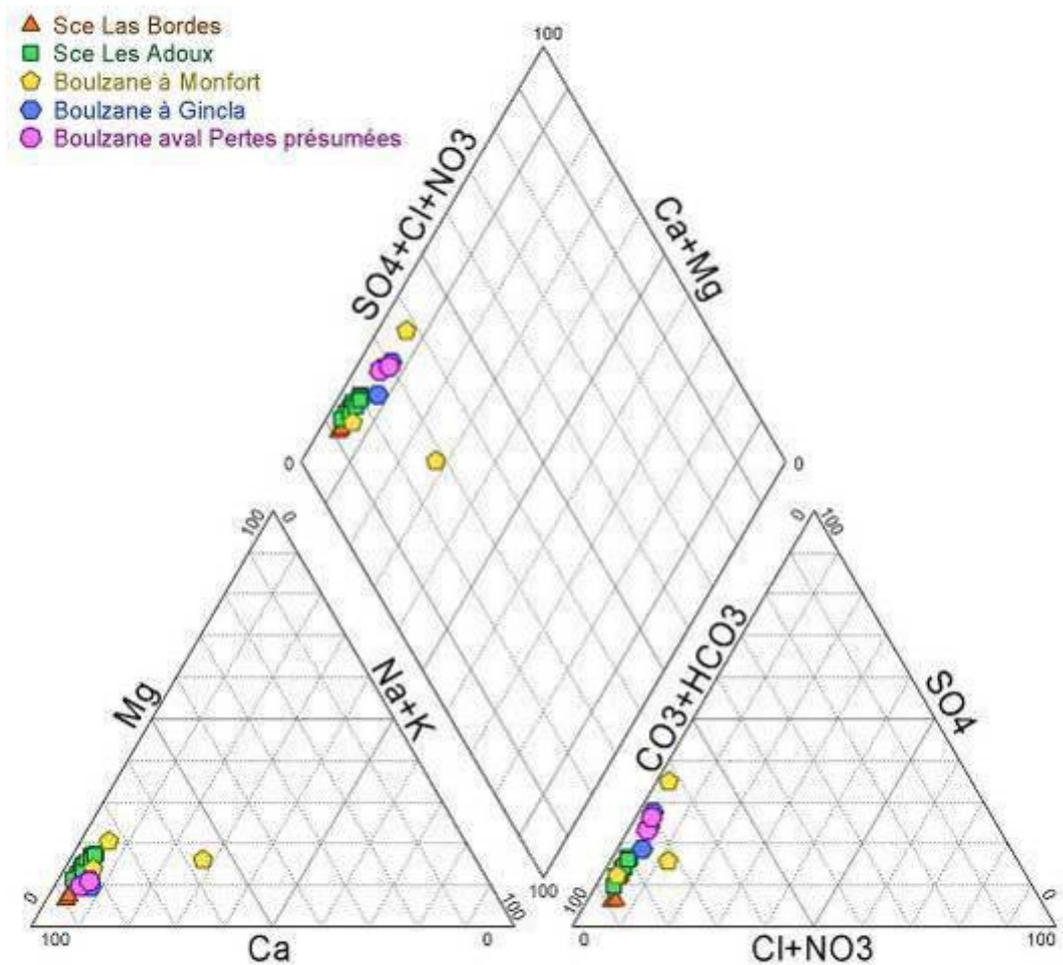


Illustration 84 : Diagramme de Piper de la source des Adoux. Les eaux de la Boulzane et de la source Las Bordes sont également représentés.

La différenciation des différentes eaux en présence à l'aide du diagramme de Piper, et notamment les eaux des Adoux et de la Boulzane (en amont et aval de la zone des pertes présumées) n'est pas évidente. Il apparaît néanmoins que les eaux des Adoux sont globalement plus concentrées en bicarbonate (HCO_3^-) et magnésium (Mg) et

dans une moindre mesure en calcium (Ca). Les teneurs en chlorure (Cl), bore (B) et nitrate (NO₃) sont comparables. Les eaux de la Boulzane en amont et aval de la zone des pertes présumées présentent globalement des teneurs en sulfate plus élevée (de l'ordre de 37 mg/l en moyenne) de celles mesurées aux Adoux (de l'ordre de 24 mg/l en moyenne). De la même façon, les eaux de la Boulzane en amont et aval de la zone des pertes présumées présentent des teneurs en sodium et potassium plus importantes de celles mesurées au Adoux, respectivement 3.8 mg/l contre 2.7 mg/l pour le sodium et de 2.7 mg/l contre 0.75 mg/l pour le potassium. De la même façon, on constate (cf. tableau en annexe 3) que les eaux de la Boulzane en amont et aval de la zone des pertes présentent des concentrations en silice et en strontium plus importantes que celles mesurées au Adoux. L'origine de ces teneurs plus élevées est à attribuer à la part d'eau de la Boulzane issue du socle (partie amont de son bassin versant).

D'une manière générale, on observe une modification du chimisme des eaux de la Boulzane entre Montfort (partie amont du bassin versant) et Gincla (situé plus en aval dans le bassin versant). Les eaux se minéralisent d'amont en aval en raison d'une part, des différents apports d'eau à la rivière et d'autre part, en raison des interactions géochimiques que subit l'eau du lit de la rivière avec l'encaissant géologique. Par ailleurs, la minéralisation et par conséquent la signature géochimique de la Boulzane évolue au cours du cycle hydrologique. Ces phénomènes sont particulièrement bien mis en évidence à l'aide des isotopes du strontium, les rapports isotopiques ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr diminuent d'amont en aval tandis que les concentrations en strontium augmentent d'amont en aval (Illustration 85). Cette illustration permet en outre de montrer que la signature géochimique des Adoux diffère de celle de la Boulzane dans la zone des pertes. La différenciation se fait à la fois par les teneurs en strontium et également par les rapports isotopiques ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr des eaux (Adoux, les Bordes et Boulzane entre amont et aval des pertes), l'incertitude sur la détermination des rapports isotopiques étant très inférieure à la largeur du symbole utilisé dans le graphique. Un agrandissement de cette figure est présenté sur l'illustration 86. De cette dernière représentation on montre que :

- La signature géochimique de la Boulzane en amont et en aval de la zone présumée ne permet pas d'expliquer l'évolution de la signature de la source des Adoux en période de hautes eaux. Les eaux des Adoux en période de Hautes eaux évoluent vers un pôle géochimique très peu radiogénique (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr plus faible que le rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de la source mesurée en basses eaux). La signature des eaux de la Boulzane en amont et en aval de la zone présumée en période de hautes eaux présente des rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr supérieurs (plus radiogénique) à ceux de la source des Adoux mesurée en période de basses eaux (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.708860). Le pôle géochimique vers lequel évoluent les eaux lors des crues n'est pas identifié avec précision. On suggère que la diminution des rapports isotopiques est à attribuer à une contribution plus importante d'eau en provenance des calcaires du Valanginien lors des crues. C'est en effet dans cette formation que des phénomènes karstiques ont été observés ce qui dénote une bonne aptitude à l'infiltration des eaux de pluie.
- En période de basses eaux, les eaux de la Boulzane à Gincla présentent des rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr plus faibles (moins radiogéniques) que ceux mesurés à l'aval des pertes présumées. La signature géochimique de la Boulzane à Gincla est

fortement influencée par les interactions que l'eau du lit de la rivière a subi avec l'encaissant géologique depuis Montfort (formation de l'Albien méthamorphisée). De la même façon, lorsque la Boulzane traverse les formations de l'Aptien (calcaires urgoniens marmorisés), l'eau du lit de la rivière acquiert peu à peu la signature de cette formation. On constate que la signature des eaux de la Boulzane à l'aval des pertes présente une signature isotopique en strontium qui tend vers celle de la source Las Bordes, sans toutefois l'atteindre. On suppose ici que la source Las Bordes permet de caractériser la signature isotopique en strontium des formations des calcaires du Kimméridgien. Les pertes présumées de la Boulzane qui pourraient contribuer à l'alimentation de la source des Adoux devraient présenter une signature isotopique en strontium intermédiaire aux signatures strontium mesurées en amont et en aval de la zone des pertes. Le rapport isotopique des eaux qui s'infiltrent dans le système devrait donc être compris entre 0.708774 (amont) et 0.708906 (aval).

Les eaux de la source des Adoux se répartissent suivant des droites de mélange dans les différentes représentations graphiques présentées (Illustration 87 et Illustration 88). Si l'on suppose que l'un des pôles de mélange est défini par les pertes présumées de la Boulzane, l'extrapolation de la droite de mélange permettrait d'accéder à la signature géochimique du pôle Boulzane qui contribue à alimenter le système en période de basses eaux. Les extrapolations réalisées conduisent à des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ proches de 0.708990 pour l'eau de la Boulzane qui est supposée contribuer à l'alimentation de la source des Adoux. Ces rapports sont très nettement supérieurs aux rapports isotopiques mesurés dans cette étude en période de basses eaux : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compris entre 0.708774 (amont des pertes présumées) et 0.708906 (aval des pertes présumées). Les résultats géochimiques obtenus dans cette étude permettent donc d'exclure la participation des pertes présumées de la Boulzane au fonctionnement de la source des Adoux. Ces résultats géochimiques corroborent par ailleurs les résultats de l'analyse des débits classés effectuée précédemment (cf. § 4.3.4) et quelques mesures de jaugeage différentiel effectuées sur le cours de la Boulzane. Le système karstique des Adoux est unaire et non pas binaire (alimenté par des pertes).

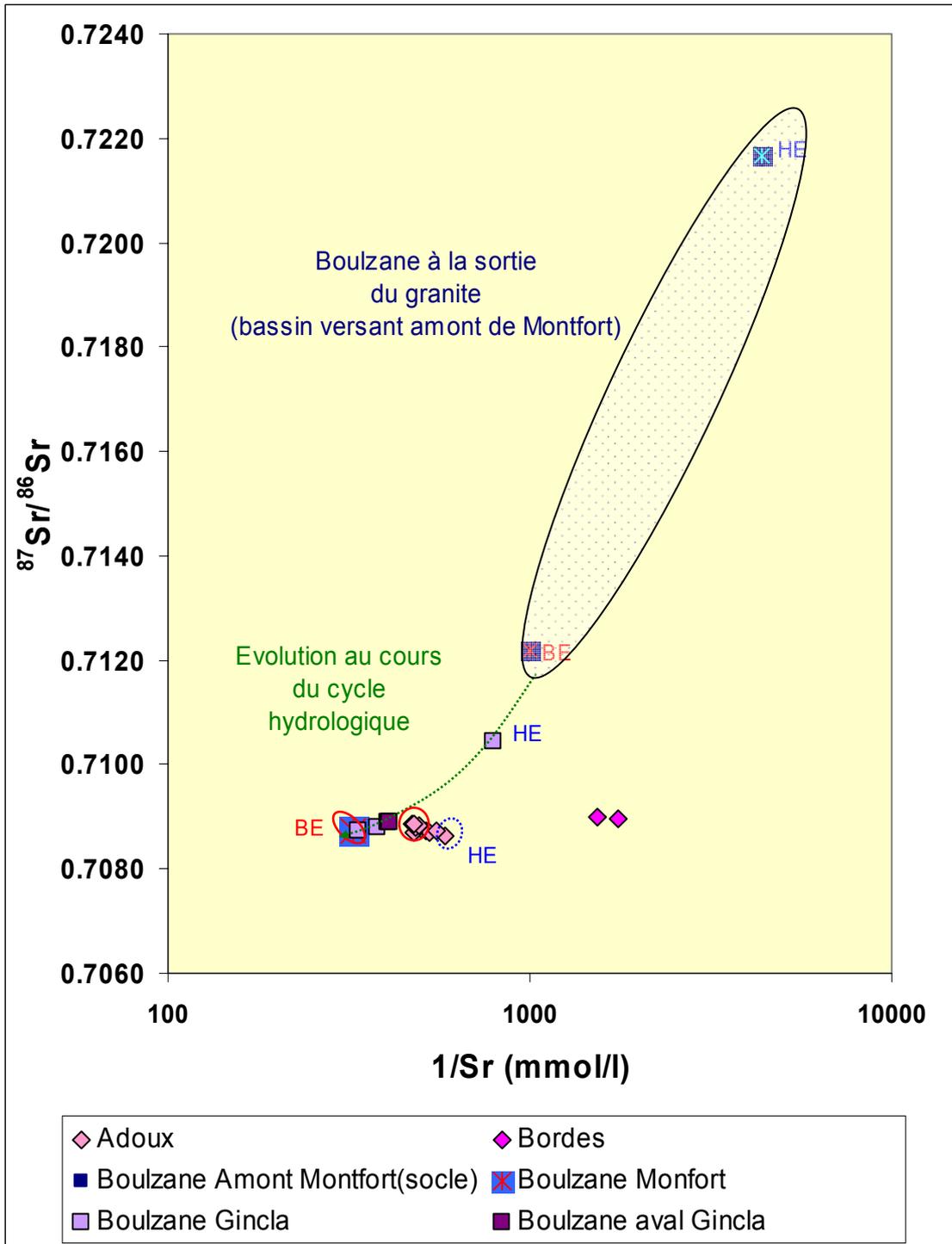


Illustration 85 : Evolution du Rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux échantillonnées en fonction de l'inverse des teneurs en strontium.

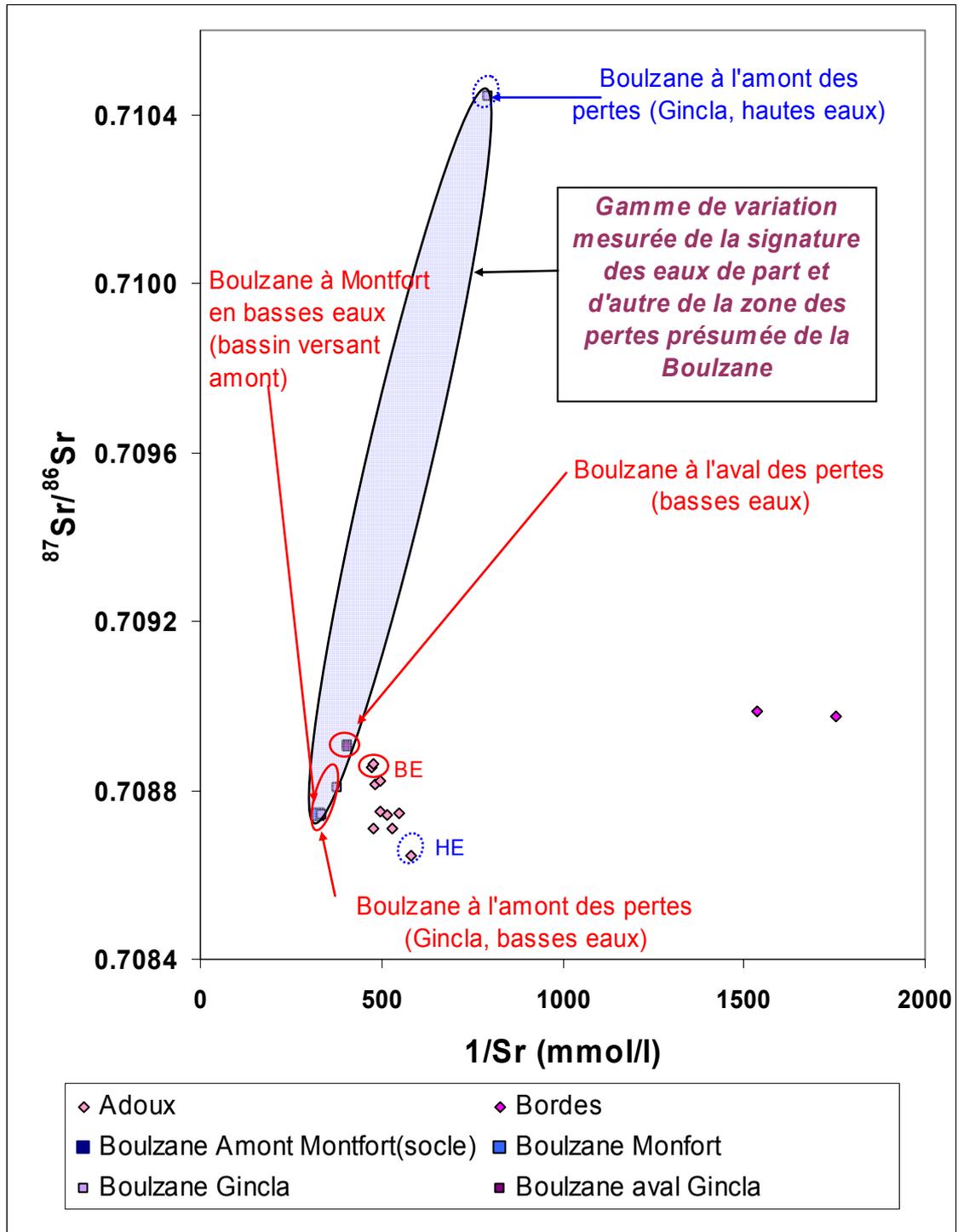


Illustration 86 : Vue agrandie du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux échantillonnées en fonction de l'inverse des teneurs en strontium. L'incertitude sur la détermination des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est égale à la taille des points.

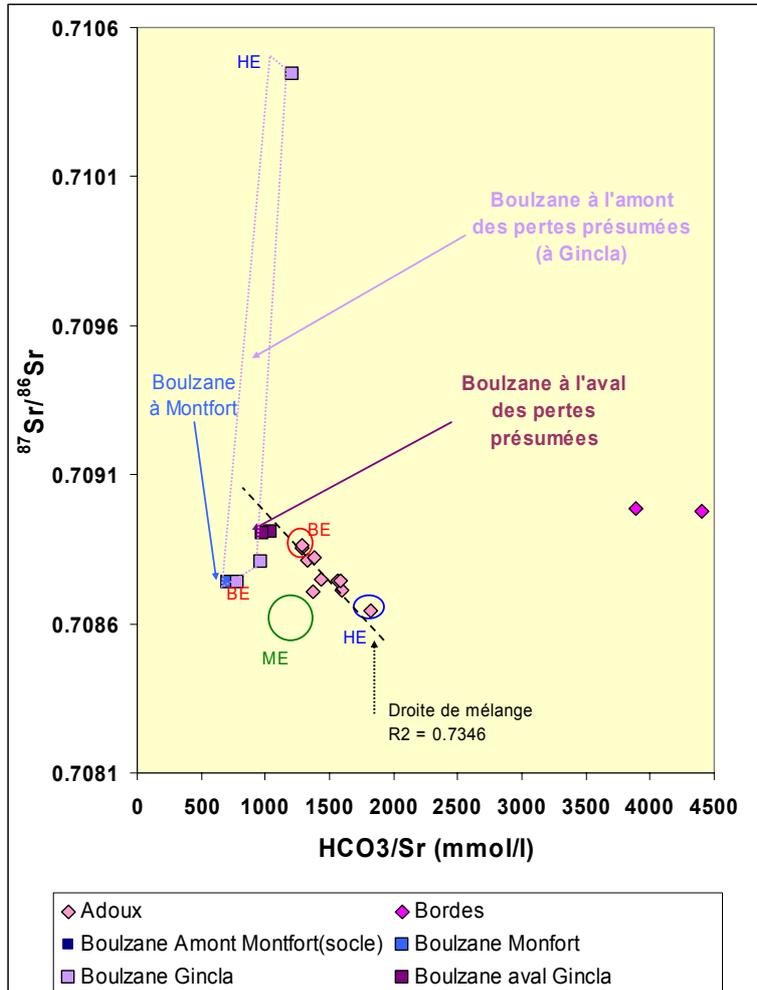


Illustration 87 : Rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux échantillonnées en fonction du rapport HCO_3/Sr .

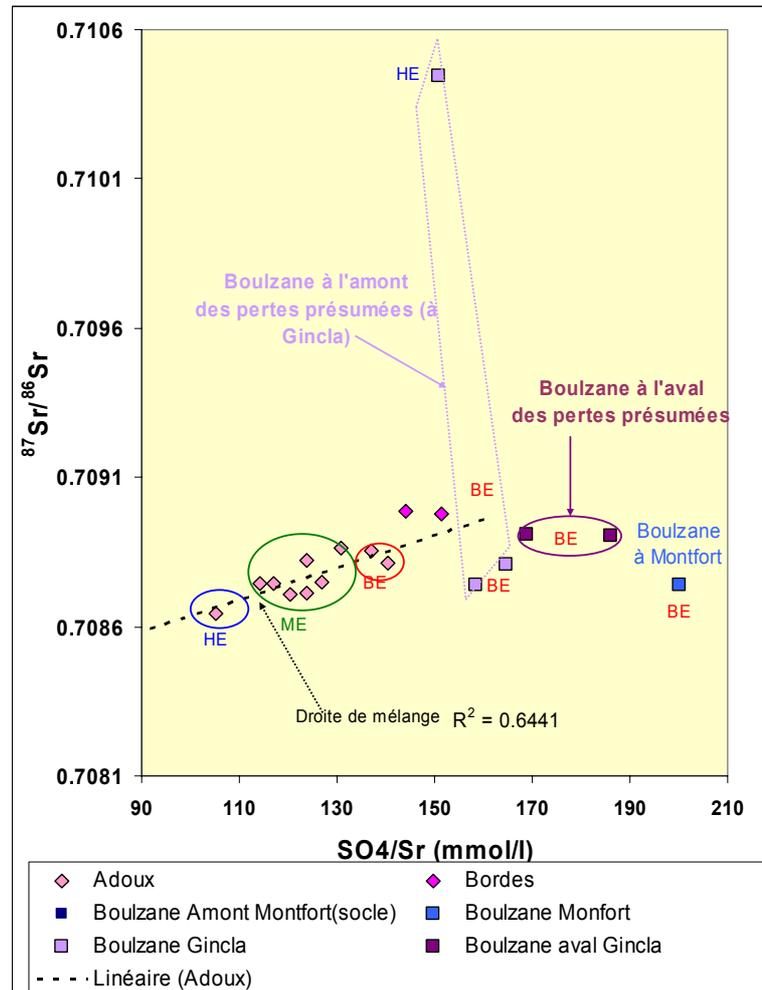


Illustration 88 : Rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux échantillonnées en fonction du rapport SO_4/Sr .

4.4.4. Informations sur les conditions d'écoulements au sein du système karstique des Adoux (périodes des basses et hautes eaux)

La signature chimique des eaux au cours des périodes d'étiages permet d'accéder aux conditions d'écoulement des eaux au sein des systèmes karstique (Bakalowicz 1979 ; Plagnes 1997). D'une manière générale, les informations apportées par les paramètres du système calco-carbonique permettent de distinguer :

- les systèmes pour lesquels l'écoulement des eaux dans la zone noyée se produit en partie à surface libre,
- les systèmes pour lesquels l'écoulement des eaux dans la zone noyée se produit en charge.

Dans le premier groupe (1), les eaux présentent des indices de saturation élevés vis-à-vis de la calcite ($\text{IS} \gg 0$) et des pressions partielles en CO_2 (pCO_2) qui diminuent

lorsque l'indice de saturation de la calcite augmente. Ce phénomène indique que les phénomènes de dégazage sont favorisés, car l'eau commence à perdre une partie du CO₂ dissous avant l'émergence. De façon simultanée, le carbonate de calcium peut commencer à précipiter (concrétion calcaire, travertin par exemple). Ce phénomène se produit lorsque l'écoulement des eaux se fait en partie à surface libre dans des conduits potentiellement pénétrables.

Dans le second groupe, les eaux apparaissent sous saturées ou à l'équilibre vis-à-vis de la calcite ($IS < 0$; $IS = 0$) et l'évolution des pressions partielles en CO₂ (pCO_2) n'apparaît pas corrélée à l'évolution de l'indice de saturation de la calcite. Les phénomènes de dégazage ne sont pas favorisés, ce qui indique que l'écoulement des eaux se produit dans des réseaux en charge (non pénétrables, exceptés par des plongeurs lorsque des vides de grandes tailles sont présents dans le système).

Nous présentons dans le Tableau 20 les indices de saturation (IS^{13}) des eaux des sources des Adoux et de Las Bordes.

Les indices de saturation des eaux vis-à-vis de la calcite et de l'aragonite en étiage apparaissent proches de l'équilibre ($IS = 0$) ou correspondant à des eaux très légèrement sous saturées ($IS < 0$). Ce résultat indique que l'écoulement des eaux du système des Adoux au sein de sa zone noyée, se fait dans des drains en charge. Aucun écoulement à surface libre n'est mis en évidence.

La relative stabilité des teneurs en carbone organique dissous (CMTD) des eaux indique que le système karstique des Adoux n'est pas affecté par une source de CO₂ (gazeux) d'origine profonde. La faiblesse des pressions partielles de CO₂ (pCO_2) renforce cette interprétation. Un apport de CO₂ profond se traduirait par une nette élévation du CMTD et des pCO_2 , notamment en étiage.

Les indices de saturation vis-à-vis des phases minérales contenant de la silice (quartz, calcédoine) apparaissent très légèrement sous saturés pour la calcédoine et sont très légèrement sur saturés pour le quartz. Les eaux apparaissent globalement proches de l'équilibre vis-à-vis de ces phases minérales. Ce résultat suggère donc que les eaux ont résidé plusieurs semaines dans le système afin que les réactions thermodynamiques puissent avoir lieu.

¹³ IS : indice de saturation calculé à l'aide du logiciel PhreeqcV2, Parkhurst and Appelo, 1999

Nom	Date	pH	CMTD mmol/kg	pCO ₂ (%)	Calcite	Aragonite	Dolomite	Quartz	Chalcedoine
Sce Las Bordes	11/06/2002	8.11	3.1	1.05	-0.53	-0.69	-2.26	0.10	-0.37
Sce Las Bordes	05/11/2003	8.22	2.9	0.59	-0.36	-0.51	-1.88	0.12	-0.35
Sce Adoux	18/02/2003	7.52	3.3	0.46	-0.01	-0.16	-0.92	0.32	-0.16
Sce Adoux (BE, Q=60 l/s)	05/11/2003		5.4					0.32	-0.15
Sce Adoux (ME, Q=156 l/s)	18/12/2003		3.9					0.30	-0.17
Sce Adoux (ME, Q=125 l/s)	18/02/2004	7.60	3.1	0.36	-0.02	-0.17	-0.87	0.32	-0.15
Sce Adoux (HE, Q=315 l/s)	21/04/2004	7.18	3.7	1.07	-0.35	-0.51	-1.65	0.21	-0.26
Sce Adoux (BE, Q=78 l/s)	29/07/2004		3.4				-1.44	0.15	-0.28
Sce Adoux (BE, Q=77 l/s)	21/10/2004	7.77	2.9	0.24	0.1	-0.05	-0.51	0.33	-0.14
Sce Adoux (ME, Q=117 l/s)	20/01/2005	7.64	3.1	0.33	0	-0.16	-0.8	0.29	-0.19
Sce Adoux (ME, Q=210 l/s)	24/03/2005	6.89	3.9	1.91	-0.74	-0.89	-2.36	0.22	-0.26
Sce Adoux (ME, Q=171 l/s)	02/06/2005	7.20	3.3	0.89	-0.47	-0.62	-1.73	0.30	-0.18
Sce Adoux (BE, Q=64 l/s)	04/08/2005	7.67	2.9	0.30	-0.01	-0.17	-0.74	0.32	-0.15
Sce Adoux (BE, Q=54 l/s)	29/09/2005	7.48	3.0	0.46	-0.19	-0.35	-1.11	0.30	-0.17

Tableau 20 : Paramètres du système calco-carbonique et indices de saturation vis-à-vis des phases minérales de la silice.

En période de crue ($Q > 150$ l/s), les eaux de la source des Adoux présentent des indices de saturation vis-à-vis de la calcite inférieur à -0.3 (les eaux apparaissent donc de manière significative sous saturées vis-à-vis de ce minéral). Ce phénomène va de pair avec l'augmentation des pressions partielles de CO₂ (pCO₂) et des teneurs en bicarbonate (HCO₃) et calcium (Ca). Au cours de ces périodes, on observe une augmentation de la conductivité des eaux de la source des Adoux. Ces phénomènes sont à rattacher à un écoulement en milieu triphasique (eau-roche-air). Les évolutions observées traduisent le phénomène de dissolution des carbonates sous l'action du CO₂ biogénique entré dans le système lors de l'infiltration des eaux de pluie. L'évolution de ces différents paramètres renseigne donc sur le fonctionnement du système karstique en période de crue. La genèse des crues ne provient pas directement de la pluie, mais est produite par les eaux de pluie qui se sont infiltrées et qui ont transité par l'épikarst, réservoir tampon situé près de la surface du sol où le phénomène de dissolution des carbonates peut se produire. La faible ampleur des variations des teneurs en calcium (augmentation d'une dizaine de mg/l tout au plus lors des crues) semble indiquer que la contribution relative des eaux d'infiltration ayant transité par l'épikarst est faible. L'écoulement en période de crue apparaît majoritairement constitué d'eau issue de la zone noyée du système.

4.4.5. Informations apportées par les isotopes stables

Les informations apportées par les isotopes stables de l'eau ne permettent pas d'étudier de manière détaillée le fonctionnement de la source des Adoux. Les teneurs en oxygène 18 et en deutérium n'évolue pratiquement pas dans le temps, ce qui permet seulement de souligner de nouveau le caractère intégrateur et donc inertiel de ce système karstique. Les teneurs en oxygène 18 et en deutérium sont de -9 ‰ et -58 ‰ respectivement.

Sur la base d'une part, du gradient altitudinal de variation des teneurs en oxygène 18 des pluies généralement mesuré par les auteurs dans la littérature (-0.2 ‰/100 m à -0.25 ‰/100 m) et d'autre part, des teneurs en oxygène 18 des eaux des formations quaternaires de la plaine du Roussillon (-6.4 ‰, altitude < 20 m), l'altitude moyenne de

recharge de ce système par les précipitations, a été estimée. Les teneurs en oxygène 18 de la source des Adoux (altitude de la source 440 m) étant de -9 ‰, nous estimons que l'altitude moyenne de recharge par les précipitations est comprise entre 1000 et 1150 m d'altitude. Ces valeurs d'altitudes sont compatibles avec les altitudes rencontrées dans les Pech de Fraissinet (1173 m) et dels Escarabatet (1342 m).

La source Las Bordes (altitude de la source 560 m) semble présenter des valeurs plus enrichies en isotopes lourds ($\delta^{18}\text{O} = -8.1 \text{ ‰}$, $\delta^2\text{H} = -52 \text{ ‰}$) par rapport à la source des Adoux. Ce résultat suggère donc que l'altitude moyenne de recharge du petit système de Las Bordes est plus faible (comprise entre 650 et 800 m) que celui des Adoux.

4.5. ANALYSE QUANTITATIVE DU FONCTIONNEMENT DU SYSTEME KARSTIQUE DES ADOUX PAR L'APPROCHE DE MODELISATION GLOBALE (LOGICIEL TEMPO14)

4.5.1. Objectif

Le suivi en continu d'un débit, d'un niveau piézométrique ou de paramètres physico-chimiques tels que la conductivité et la température de l'eau, renseigne sur les processus de transfert responsables des variations observées et, ce faisant, sur les mécanismes régissant le fonctionnement d'un hydrosystème. Ces mécanismes font intervenir en outre la recharge par les pluies efficaces, les modalités de vidange des réservoirs, mais également la contribution des différentes connexions hydrauliques lorsqu'elles existent.

Le traitement numérique des chroniques fait appel à des techniques d'inversion. On parle alors de modélisation inverse des phénomènes. Contrairement à la modélisation directe qui consiste à simuler le fonctionnement d'un hydrosystème à partir de concepts reposant à la fois sur la description de l'hydrosystème et l'application de lois de la physique, la modélisation inverse décrit le fonctionnement d'un hydrosystème à partir de réponses impulsionnelles (ruissellement, écoulement souterrain, transfert de masse). Ces réponses impulsionnelles (appelées également fonctions de transfert) sont estimées à partir de séries chronologiques : pluie, débit, niveau piézométrique, concentration de divers solutés, propriétés physico-chimiques du milieu.

4.5.2. Démarche adoptée et données utilisées

L'étude du fonctionnement du système karstique s'est uniquement focalisée sur les données acquises à l'exutoire du système (source des Adoux) sur la base des données de débits mesurées depuis avril 2003.

¹⁴Logiciel développé par J. L. Pinault (@brgm)

Le schéma de principe de la modélisation inverse des écoulements est présenté en Illustration 89. La technique d'inversion consiste à calculer la ou les réponses impulsionnelles et une fonction « seuil » Oméga de pluie efficace de telle sorte que le modèle soit le plus proche possible du débit observé. Ce seuil Oméga est estimé par inversion à partir de la précipitation et d'une variable climatique de telle façon que seule la hauteur de pluie située au-dessus de ce seuil génère un débit à l'exutoire.

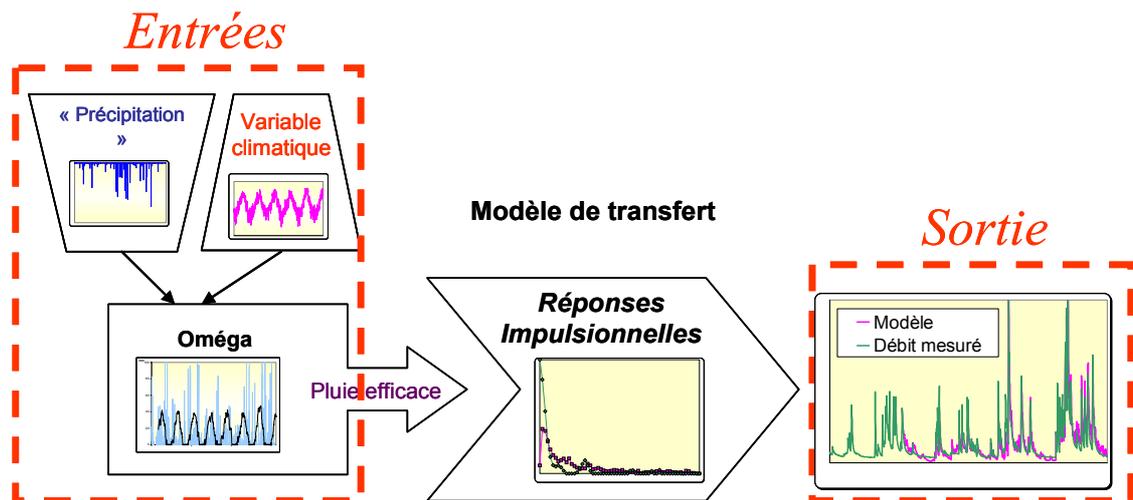


Illustration 89 : Schéma de principe du modèle de transfert de la source des Adoux

Dans l'approche de modélisation, le choix du type des réponses impulsionnelles est fixé par l'utilisateur. Les réponses impulsionnelles peuvent être de type paramétrique (fonction mathématique connue, fonction exponentielle par exemple) ou non paramétrique. Dans ce dernier cas, c'est le logiciel qui détermine la fonction mathématique appropriée qui permet de décrire au mieux la variable de sortie à modéliser.

L'étude du fonctionnement du système karstique des Adoux a été abordée à l'aide des deux types d'approches possibles (réponses impulsionnelles paramétrique et non paramétrique) afin d'une part, de confronter les informations obtenues sur le fonctionnement du système.

Au préalable à l'étude du fonctionnement hydrogéologique du système karstique par l'approche de modélisation inverse à l'aide du logiciel Tempo, il a été nécessaire de déterminer « la chronique de pluie représentative » du fonctionnement du karst, c'est à dire la chronique de pluie du bassin d'alimentation. Cette étude a été menée à l'aide de l'option « pondération des chroniques de pluie » du logiciel « Tempo » qui équivaut à établir le corrélogramme croisé « pluie-débit » à partir d'une optimisation d'une combinaison linéaire des poids associés à chaque chronique de pluie.

Les postes pluviométriques utilisés pour cette analyse sont les postes Météo France suivants :

Numéro du poste	Nom du poste	Lambert X (m)	Lambert Y (m)	Z (m)
66187004 puis 66187006 ¹⁵	ST-PAUL-DE FENOUILLET	618100 612100	1756100 1757500	205 300
66198001	SOURNIA	609000	1747000	515
66119002	MOSSET	598600	741500	750
11155001	FOURTOU	607700	1767300	666
11352001	ST-LOUIS-ET- PARAHOU	600400	1760800	680
11260002	MOUTHOMET	615800	1773000	538

La localisation des sites pluviométriques utilisés et du secteur d'étude sont reportés sur l'illustration 90. On peut constater sur cette illustration que les postes pluviométriques sont globalement assez éloignés du secteur d'étude (> 10 km) et que la gamme de variation des altitudes du système karstique des Adoux (580 m et >1100 m) est bien supérieure à celle des pluviomètres.

L'optimum de la fonction de pondération a été obtenu à partir de la combinaison linéaire suivante :

$$0,34 * \text{MOSSET} + 0,66 * \text{ST-LOUIS-ET-PARAHOU} \quad (1)$$

La pluviométrie mesurée aux stations Météo France de Sournia, St-Paul-de Fenouillet, Fourtou et Mouthomet ne permet pas d'expliquer les variations de débit mesurées à la source des Adoux.

En raison de l'altitude du bassin d'alimentation du système des Adoux, il est probable que la quantité de précipitation estimée à l'aide de la formulation précédente soit sous estimée en raison du gradient altitudinal de pluie du secteur d'étude. Dans la suite de l'étude, un facteur correctif de 1.25 a été apporté aux précipitations calculées afin de prendre en compte le gradient altitudinal de précipitation. Cela revient à considérer que la pluie de la fonction de pondération est sous estimée de 25 %.

La variable climatique utilisée dans les calculs est la température moyenne journalière de l'air (sous abri) mesuré par Météo-France à la station de St-Paul de Fenouillet. Les valeurs de température de l'air à St-Paul de Fenouillet sont surestimées de quelques degrés (de l'ordre de 5°C) par rapport aux températures de l'air qui règnent sur le bassin d'alimentation des Adoux situé en altitude (>> 580 m). Cette différence n'est pas préjudiciable dans l'approche de modélisation utilisée car seules les variations

¹⁵ A partir du 01/07/05

relatives sont prises en compte dans les calculs (les variables d'entrées et de sorties sont dites « centrées réduites »).



Illustration 90 : Localisation des sites pluviométriques Météo France et du secteur d'étude.

Plusieurs tentatives de simulation ont été réalisées dans un premier temps en utilisant en entrée pour les précipitations la variable déterminée à l'aide de la formulation de pondération précédente. Ces tentatives ont toutes conduit à des échecs (résultats non

montrés) car une partie des précipitations du bassin d'alimentation tombe sous forme de neige, en particulier lors de la période hivernale. Les précipitations neigeuses contribuent au fonctionnement du système karstique uniquement lors de la fonte des neiges. Le processus de fontes des neiges est étroitement corrélé aux températures de l'air et dans une moindre mesure au phénomène de pluie qui a tendance à accélérer le phénomène de fontes.

Afin de prendre en compte le phénomène de fonte des neiges, nous avons cherché à identifier les périodes de fontes de neiges en confrontant les informations de la variable pluie déterminée par la fonction de pondération et les informations de la variable température de l'air de St-Paul-de-Fenouillet corrigé du gradient altitudinal de température (une correction de 4 °C a été apportée). Il est supposé dans cette approche que lorsque la température de l'air est inférieure à 0°C, les précipitations sont sous forme de neige et que la fonte de la neige ne peut se produire que lorsque la température de l'air devient supérieur à 1°C où lorsque survient un épisode de pluie qui se produit lorsque la température de l'air est supérieur à 1°C.

Toutes les précipitations qui se produisent au cours des périodes où la température de l'air est < 0°C sont cumulées au fur et à mesure. Lorsque le phénomène de fonte peut se produire, on suppose que le cumul de neige précédemment constitué se met à fondre en une journée.

Le cumul des précipitations des différents cycles hydrologiques étudiés¹⁶ est présenté dans le tableau suivant (Tableau 21):

	Cumul Pluie Bassin d'alimentation du Karst des Adoux (mm)
Cycle 2002-2003	1169
Cycle 2003-2004	1519
Cycle 2004-2005	1038

Tableau 21 : Cumuls des précipitations du bassin d'alimentation de la source des Adoux déduit par l'option de pondération des précipitations du logiciel Tempo

Les cumuls de précipitation obtenus sont compatibles avec les informations sur la pluviométrie annuelle (isohyètes) tirées des annales climatologiques des Pyrénées Orientales dans le secteur d'étude.

¹⁶ Cycle hydrologique : défini entre le 01 septembre et le 31 août de l'année suivante

4.5.3. Modélisation inverse des relations pluie-débit pour le système karstique des Adoux

L'objectif principal de cette étude est de caractériser les processus qui contrôlent l'évolution des débits à l'exutoire du système karstique des Adoux.

L'option « modèle paramétrique » de Tempo a été utilisée. La fonction « non paramétrique » a également été testée sans succès, nécessitant un plus grand nombre de données de débit. Dans l'approche paramétrique, la recharge par les précipitations est décrite par une réponse impulsionnelle qui convolue une fonction exponentielle par une fonction gaussienne. La vidange de la zone noyée est décrite par une fonction exponentielle décroissante.

L'analyse et l'interprétation des résultats portent sur les données de débit disponibles de la source des Adoux entre avril 2003 et janvier 2006. L'évolution temporelle des différents paramètres est reportée sur l'illustration 91.

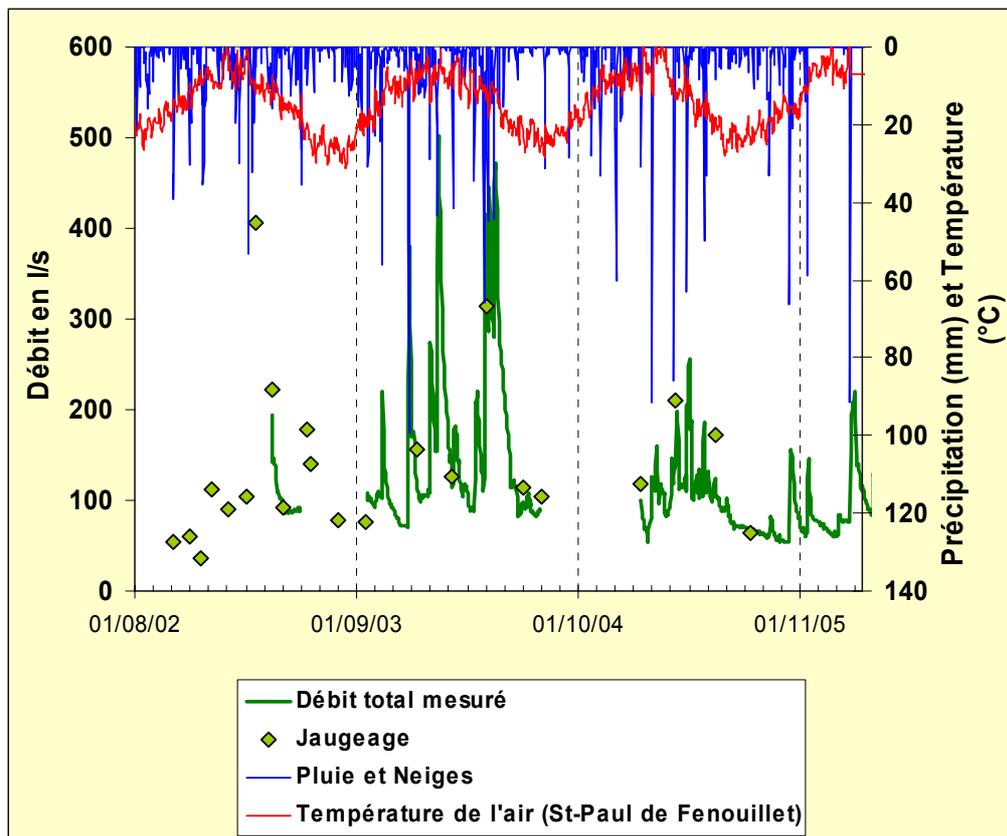


Illustration 91 : Evolution temporelle des débits de la source des Adoux, des précipitations et de la température de l'air (sous abri) mesurés à St-Paul-de-Fenouillet.

La technique d'inversion par l'approche de modélisation Tempo consiste à calculer l'hydrogramme unitaire (Illustration 92) et le seuil Oméga de pluie efficace (Illustration

93) de telle sorte que le modèle soit le plus proche possible du débit des pertes observé (Illustration 94). Ce seuil Oméga est estimé à partir de la pluie et d'une variable climatique (température de l'air à St-Paul-de-Fenouillet) de façon que seule la hauteur de pluie située au-dessus de ce seuil génère un débit à l'exutoire. Il est calculé à partir d'une réponse impulsionnelle à la pluie et à la température de l'air (Illustration 95), également obtenue par inversion.

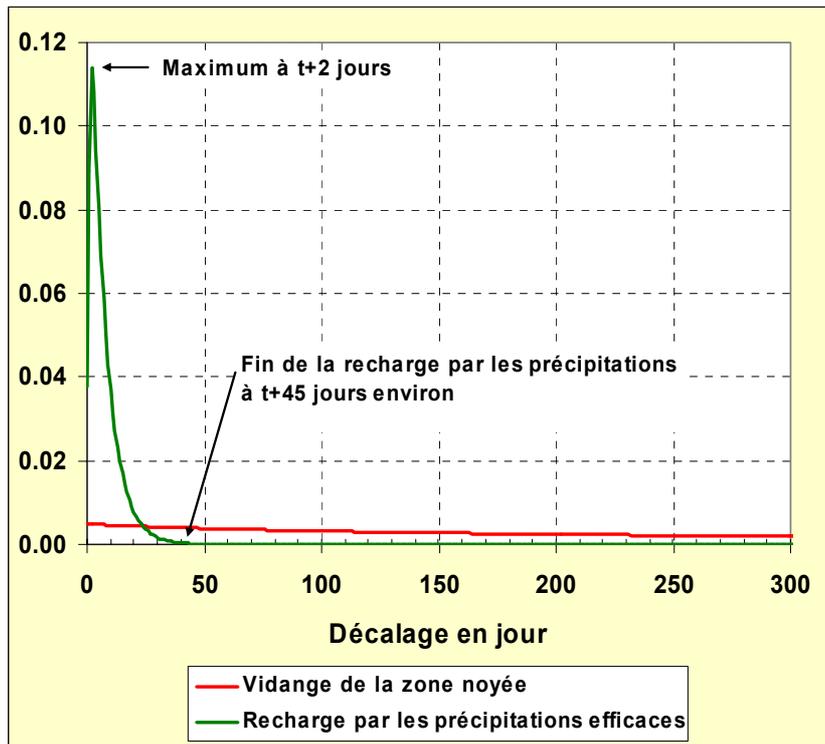


Illustration 92 : Calcul de l'hydrogramme unitaire normalisé de la source des Adoux (réponses impulsionnelles globales du système).

Les résultats de la modélisation sont présentés à l'illustration 94. Le modèle permet de reproduire assez fidèlement l'évolution observée. Les pics de crues et le tarissement sont globalement bien reproduits. Le modèle permet d'expliquer 89 % de la variance totale observée ce qui constitue un bon résultat (critère de Nash = 0.79). La réponse impulsionnelle de la recharge (Illustration 92) montre un maximum très prononcé le 2^e jour, puis décroît progressivement jusqu'à ce que le décalage atteigne 45 jours environ. A cette date, la recharge par les pluies efficaces devient nulle. Le temps de transit moyen de la recharge (barycentre de la réponse impulsionnelle) est de 7 jours. Le temps de fin d'infiltration (45 jours) est compatible avec celui déterminé par l'analyse de la courbe de récession du cycle 2004-2005. Rappelons que lorsque que le décalage atteint 45 jours, la contribution de la recharge déterminée par cette méthode devient très faible (< 10 l/s).

La vidange de la zone noyée est très lente, le coefficient de tarissement est de 0.0035 j^{-1} , valeur comparable à celui obtenu (0.004 j^{-1}) lors de l'étude de la courbe de

récession du cycle 2004-2005 (cf. § 4.3.5). Le temps de transit moyen est de 151 jours ce qui permet de souligner la nature inertielle de ce système karstique.

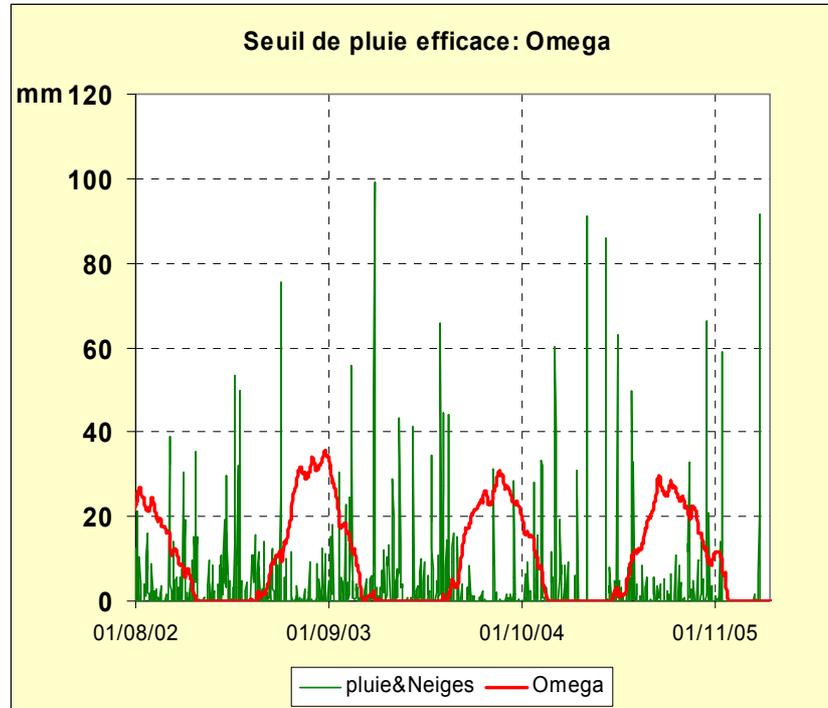


Illustration 93 : Évolution du seuil de pluie efficace Oméga et de la pluviométrie

Les informations complémentaires qui sont tirées du modèle de transfert sont les suivantes :

- la superficie du bassin d'alimentation est de 6.2 km²,
- la contribution moyenne de la pluie à la pluie efficace initialement fixée à 50 % a été ajustée par le modèle à 65%. Cette valeur un peu forte (en général dans les systèmes karstiques, la contribution est de l'ordre de 50 %) permet de mettre en évidence une sous estimation des précipitations du bassin d'alimentation du système karstique (de l'ordre de 15 %).

L'estimation de la surface du bassin d'alimentation est donc entachée d'une certaine erreur en raison d'une part, de l'incertitude sur les précipitations (15 %) et d'autre part, de l'incertitude sur les débits (10%). Ces erreurs se cumulant, l'incertitude sur la surface du bassin d'alimentation est donc de 25% : $S = 6.2 \pm 1.5 \text{ km}^2$.

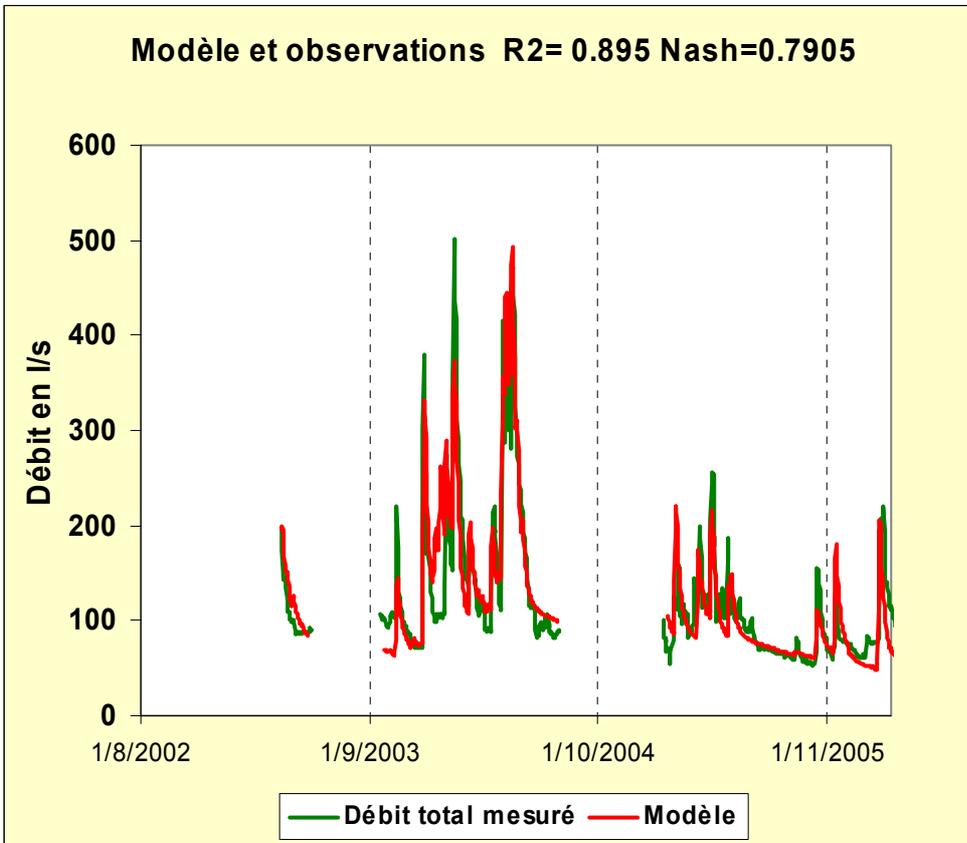


Illustration 94 : Comparaison du débit modélisé au débit mesuré à la source des Adoux : (89 % de la variance totale expliquée, critère de Nash = 0.79).

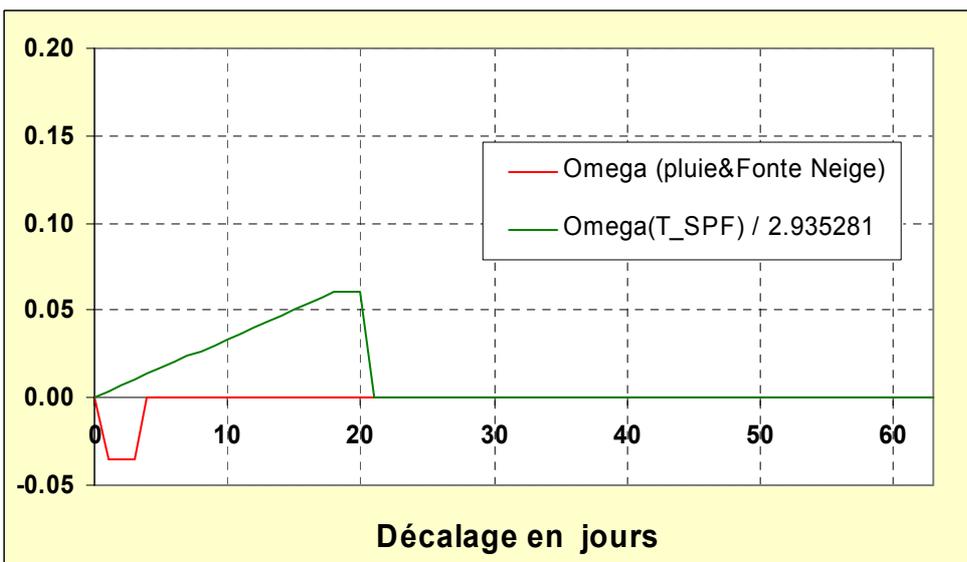


Illustration 95 : Réponse impulsionnelle d'Oméga à la pluie et à l'ETP.

Le modèle de transfert précédemment établi permet d'assez bien reproduire le fonctionnement du système karstique des Adoux.

Dans cette étude, nous avons utilisé le modèle de transfert des Adoux afin d'une part, de reconstituer les débits mesurés à la source à cause des lacunes d'enregistrement et d'autre part, de simuler les débits de manière rétroactive sur la période antérieure à avril 2003, date de mise en fonctionnement du système de mesure aux Adoux. Les résultats sont présentés en Illustration 96.

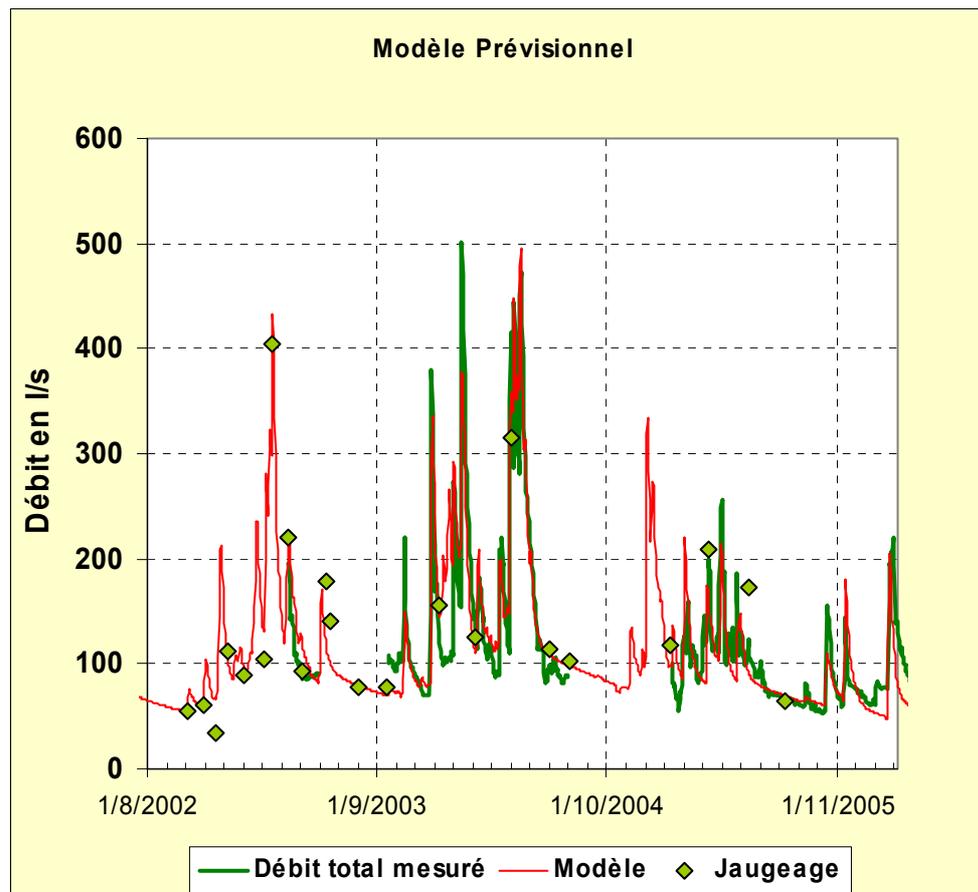


Illustration 96 : Simulation des débits de la source des Adoux sur la période 2002-2005.

Le modèle de transfert des Adoux permet de reproduire de manière satisfaisante les jaugeages ponctuels réalisés tout au long de l'étude. Ce modèle apparaît donc assez robuste, les résultats obtenus peuvent être dorénavant utilisés pour étudier son fonctionnement plus dans le détail.

L'hydrogramme modélisé a été décomposé en ces deux composantes : recharge par les précipitations et vidange de la zone noyée (Illustration 97). Sur l'ensemble de la période de calcul, le volume total écoulé est estimé à 7.9 millions de m³, la part de l'eau issue de la recharge est estimée à 2.4 millions de m³ (30%), le volume restant

(5.5 millions de m³) étant issue de la vidange des réserves de la zone saturée. Ce volume représente près de 70 % de l'écoulement total.

En moyenne, sur une année le volume total écoulé (modélisé) est estimé à 3.8 millions de m³, la part de l'eau issue de la recharge est estimée à 1.2 millions de m³, le volume restant (2.6 millions de m³) étant issu de la vidange des réserves de la zone saturée. Ces premières estimations sont vraisemblablement surestimées car le cycle hydrologique 2003-2004 apparaît fortement excédentaire en précipitation. Si l'on suppose que le débit moyen en contexte hydrologique « normal » est plus faible (de l'ordre de 100 l/s, soit 3.1 millions de m³), le volume d'eau issue des réserves de la zone noyée serait alors de l'ordre de 2.2 millions de m³ (soit 70 l/s).

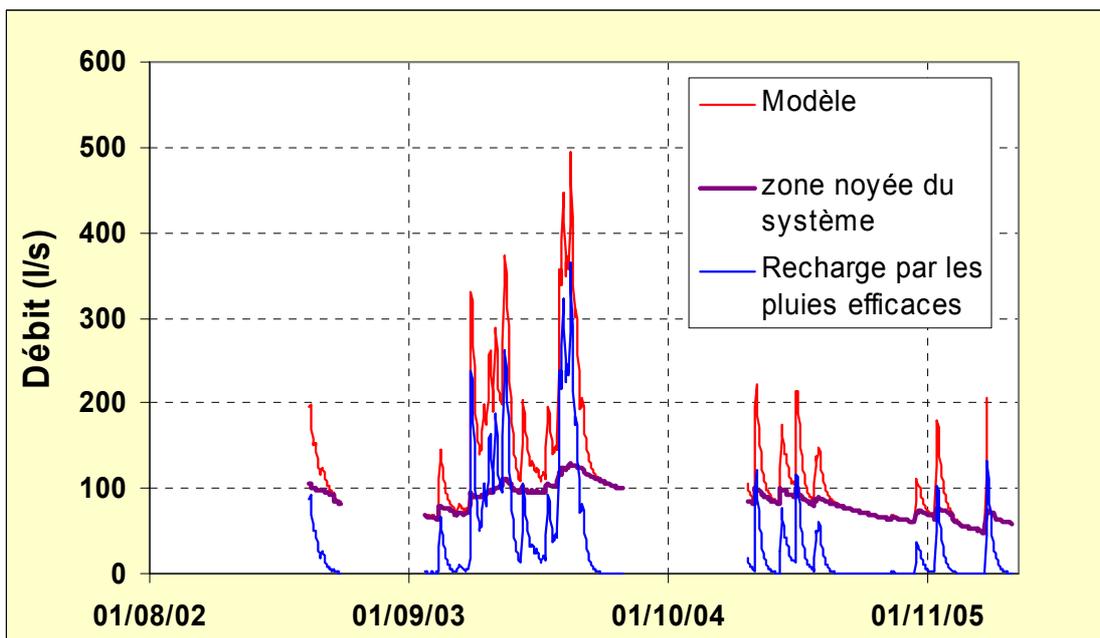


Illustration 97 : Evolution temporelle des débits issus de la recharge et de la vidange de la zone noyée

4.6. SYNTHÈSE DES PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES DU SYSTÈME, PERSPECTIVES EN TERME D'EXPLOITATION ET DE GESTION DE LA RESSOURCE

Le système karstique des Adoux est un système dont l'impluvium d'une superficie modeste (6 km² ± 1.5 km²) se développe dans la partie occidentale du synclinal de Boucheville, là où les calcaires urgoniens sont affleurants (versant méridional du Pech de Fraissinet). Le système est un système unaire, l'existence des pertes de la Boulzane n'étant pas prouvée (non prouvée ni par des jaugeages ni par la géochimie des eaux). L'analyse des isotopes stables de l'eau (oxygène 18) permet de déterminer l'altitude du bassin d'alimentation, comprise entre 1000 et 1150m.

Le débit moyen de la source est de 120 l/s, avec un débit maximal atteignant 0.5 m³/s et le débit minimal 50 l/s. Dans 75% des cas, le débit de la source est supérieur à 78 l/s.

A partir des analyses effectuées sur les débits de la source des Adoux (débits classés, analyse des courbes de récession et modélisation à l'aide de TEMPO), le système karstique des Adoux a les caractéristiques suivantes :

- le système présente une inertie significative, le temps de transit moyen pour la vidange étant de 151 jours ; la zone noyée du système se vidange ainsi lentement (coefficient de tarissement très faible). Ces résultats confirment l'inertie importante du système (31 jours) ;
- l'infiltration de la pluie est maximale après 2 jours, puis décroît progressivement jusqu'à 45 jours. A partir de cette dernière date, la recharge par les pluies efficaces devient nulle. Le temps de transit moyen de la recharge est de 7 jours ;
- la zone d'infiltration du système pris dans sa globalité apparaît mal connectée d'un point de vue hydraulique à la zone noyée ;
- le système possède des sources de trop-plein qui fonctionnent dès lors que le débit de la source des Adoux est supérieur à 110 l/s ;
- le volume dynamique (assimilable au réserve du système) apparaît comme important, avec 2.1 millions de m³ au regard du volume interannuel (3.8 millions de m³) calculé sur la base d'un débit moyen de 121 l/s. Le pouvoir régulateur, proche de 0.5 (rapport des deux volumes), indique que le système est en mesure d'accumuler une grande quantité d'eau en tant que réserve (2.1 millions de m³).

Ce système présente ainsi des potentialités intéressantes en vu d'une exploitation à un débit très nettement supérieur à celui prélevé actuellement (13 l/s) par débordement. L'importance du pouvoir régulateur du système indique par ailleurs que le système pourra aisément reconstituer ses réserves lors des périodes pluvieuses. Une gestion active¹⁷ de la ressource peut donc être envisagée sur ce système.

Compte tenu des caractéristiques du système karstique, on peut raisonnablement penser qu'une exploitation de la ressource à une valeur d'au moins 40 l/s en continu est envisageable. En période de crise estivale, une sollicitation plus importante pourra être envisagée. Compte tenu de la configuration du site, l'exploitation de la ressource en eau de ce système devra être envisagée par forage. Celui-ci devra être implanté à l'amont immédiat des exutoires naturels du système et devra recouper le réseau de drainage principal du système. Le débit et les modalités d'exploitation de la ressource

¹⁷ La gestion active suit les règles suivantes:

- prélever à certains moments un débit supérieur au débit naturel instantané en sollicitant les réserves du système,
- prélever à l'échelle annuelle ou interannuelle moins que la ressource (recharge du système) pour ne pas affaiblir les réserves (surexploitation) et préserver leur pérennité (gestion durable),

si le prélèvement a un impact sur la source (diminution ou tarissement du débit d'étiage par exemple), compenser cet effet en rejetant une partie du débit prélevé au sein du milieu naturel (débit réservé).

devront être déterminés à l'issu d'un essai de pompage longue durée qu'il conviendra d'effectuer lors de la période estivale.

5. Caractéristiques des systèmes karstiques de la Mouillère, du Verdouble et de la Tirounère

5.1. INTRODUCTION

Ce chapitre est consacré aux caractéristiques hydrogéologiques des systèmes karstiques de la Mouillère, du Verdouble et de la Tirounère. Ces systèmes ayant fait l'objet d'une interprétation et d'une première caractérisation dans le cadre de la phase I, nous ne reviendrons pas en détail sur l'ensemble des interprétations. Nous mettrons l'accent sur les mises à jour des données et les nouvelles interprétations lorsque celles-ci apportent des éléments nouveaux dans la caractérisation en termes de fonctionnement et structure des systèmes. L'interprétation hydrochimique détaillée n'ayant pas été réalisée dans le cadre de la phase I pour le système karstique du Verdouble, faute de données suffisantes, elle sera présentée dans le cadre du paragraphe 6.3.

Enfin, les caractéristiques des différents systèmes seront présentées de manière synthétique sur la base des résultats de l'ensemble de l'étude (phase I et phase II).

5.2. SYSTEME KARSTIQUE DE LA MOUILLERE

5.2.1. Acquisition des données

Les données de température, conductivité électrique et de débits ont été acquises pour la période comprise entre le 24/01/2002 et le 08/12/2005 au niveau de la source de la Mouillère. Les équipements ont été décrits dans le rapport (BRGM-RP-52919-FR) de la phase I. Au total ce sont 40 visites de suivi qui ont été effectuées, au cours desquelles des prélèvements ont été effectués ainsi que des jaugeages (14) pour établir une courbe de tarage. Un pluviomètre a été installé en juin 2002 pour assurer un suivi des précipitations au niveau local.

Le débit moyen (journalier) de la source de la Mouillère est de 45 l/s ; son débit minimum et maximum pour la période d'observation est respectivement de 5 l/s et 354 l/s (Illustration 98). Les paramètres physico-chimiques de l'eau de la source, traduisent une eau minéralisée et dont l'origine est associée à des circulations en profondeur : la conductivité électrique moyenne de l'eau est de 1460 mS/cm (minimum 1100 et maximum 1618 mS/cm), la température moyenne de la source est de 24,3°C (minimum 23,8 et maximum 24,4°C) (Illustration 99). Le pH des eaux de la source a une valeur de 7.1 ± 0.2 .

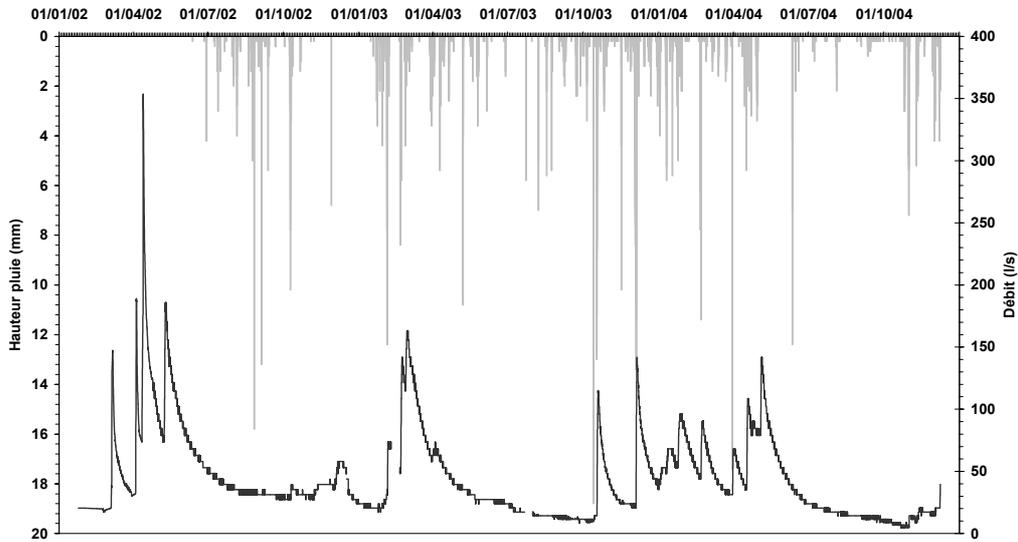


Illustration 98 : Evolution du débit journalier de la source de la Mouillère pour les années 2002 à 2004

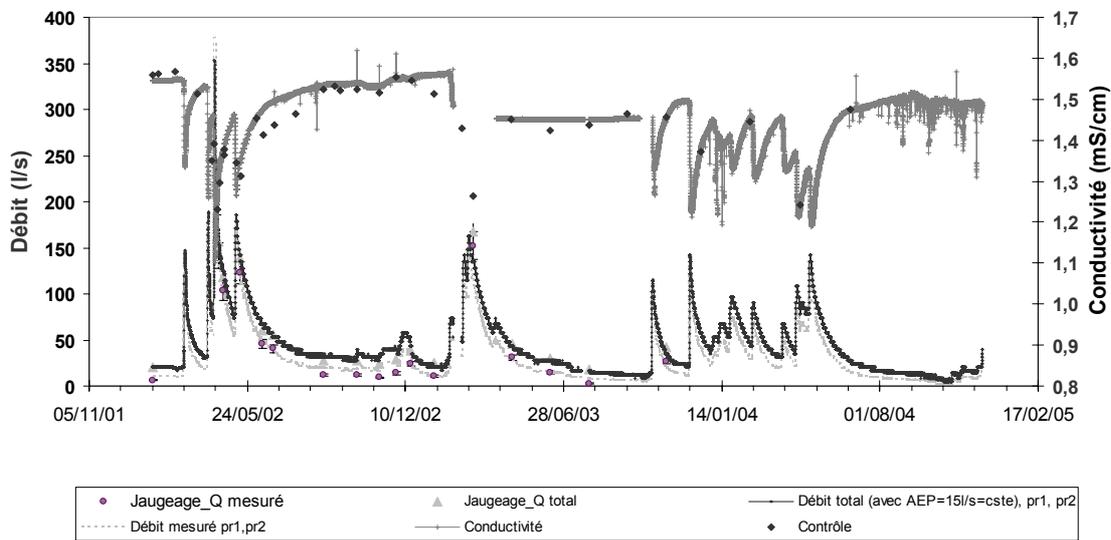


Illustration 99 : Evolution des débits journaliers et de la conductivité pour les années 2002-2004 à la source de la Mouillère

5.2.2. Traitement des données et interprétation

Les analyses de débits classés, l'analyse corrélatoire spectrale et la décomposition de l'hydrogramme à l'aide de TEMPO ont été réalisées dans le cadre de la phase I. L'analyse des courbes de récession a été mise à jour, en considérant la récession du cycle hydrologique 2003-2004. Les résultats restent inchangés par rapport à ceux exposés dans le rapport de la phase I (BRGM/RP-52921-FR).

Au cours des cycles hydrologiques 2002-2004, trois périodes ont été retenues pour l'analyse des récessions : période du 10 mai au 09 octobre 2002, du 1^{er} mars au 14 octobre 2003 et du 5 mai au 31 octobre 2004.

L'ajustement des courbes de récession suivant la méthode de Mangin (1970) a été ainsi réalisée sur ces trois périodes jugées significatives. Les principaux résultats de l'ensemble des analyses des courbes de récession sont donnés au sein du Tableau 22.

Début Récession	05/05/2004	01/03/2003	10/05/2002		
Fin Récession	31/10/2004	14/10/2003	06/10/2002		
Débit de début de récession (m3/s)	0,139	0,161	0,180		
Débit de fin de récession (m3/s)	0,0090	0,012	0,029		
				Moyenne	écart-type
<i>alpha (coef tarissement)</i>	0,0100	0,0050	0,0075	0,0075	0,003
<i>epsilon (coef d'hétérogénéité d'écoulement)</i>	0,010	0,021	0,065	0,032	0,029
QRo	0,070	0,033	0,070	0,058	0,021
<i>ti (tps fin d'infiltration)</i>	30	45	50	42	10
Q0 (débit de crue debut recession)	0,139	0,161	0,180	0,160	0,021
qo (débit d'infiltration à t=0)	0,069	0,128	0,110	0,102	0,031
<i>eta (vitesse moyenne d'infiltration)</i>	0,033	0,022	0,020	0,025	0,007
Parametre i (retard à l'infiltration)	0,915	0,917	0,850	0,894	0,038
Critère de Nash (qualité de la simulation)	81,39	91,55	99,25	90,73	8,96
<i>Vdyn (Mm3)</i>	0,6	0,6	0,8	0,7	0,1
<i>V'dyn (Mm3)-vol écoulé après ti</i>	0,10	0,18	0,25	0,18	0,08
<i>Vinfil (Mm3)</i>	0,08	0,20	0,14	0,14	0,06
Pouvoir régulateur K	0,41	0,39	0,55	0,45	0,087

Tableau 22 : Paramètres des récessions pour la source de la Mouillère, déterminés par la méthode de Mangin.

Les résultats de l'analyse des courbes de récession permettent d'émettre des hypothèses sur la structure et le fonctionnement du système de la Mouillère :

- les durées d'infiltration relativement longues 42 jours (± 10) et les vitesses moyennes d'infiltration relativement faibles (0,025) indiquent que le système présente une karstification peu développée dans sa zone d'infiltration. Ce résultat apparaît cohérent avec le peu d'objets endo- et exo-karstiques répertoriés dans le chaînon du Quéribus ;
- la vidange naturelle du réservoir présente un coefficient de tarissement assez faible (0,0075) ce qui indique une zone noyée mal drainée. Le réseau karstique du système de la Mouillère apparaît peu karstifié. Le système se vidange assez lentement ;

- le volume dynamique (estimateur par défaut des réserves) est faible de l'ordre de 0,7 millions de m³, ce qui indique la présence d'une zone noyée de volume réduit. Le pouvoir régulateur apparaît néanmoins assez élevé (0,45) ce qui indique que le système peut accumuler des réserves. Les valeurs moyennes du pouvoir régulateur (K) et du retard à l'infiltration (i) positionnent le système karstique de la Mouillère dans le domaine 1 dans la classification de Mangin. Ce résultat indique que le système de la Mouillère est complexe et présente un fort retard à l'infiltration en raison d'une alimentation prépondérante par l'infiltration lente issue de la zone non saturée du karst.

L'analyse fonctionnelle du système avec l'identification et le calcul de la réponse impulsionnelle (pluie-débit) a été effectuée dans le cadre de la phase I. Les réponses impulsionnelles sont estimées à partir de séries chronologiques de pluies et de débit. La fonction d'entrée a été déterminée après avoir caractérisé la pluie précipitée sur le bassin d'alimentation de la source en considérant une combinaison pondérée des stations de Cucugnan, de Saint-Paul-de-Fenouillet et de Fourtou. La pluviométrie annuelle ainsi calculée s'élève à 975 mm. Le modèle de transfert défini à l'aide du logiciel TEMPO a permis de comparer les débits simulés avec les débits mesurés. Une mise à jour du modèle a été effectuée avec la série de données complètes, sans apporter des modifications importante, concernant le fonctionnement du système. Elle ne fait ainsi pas l'objet de descriptions de nouvelles illustrations.

Les résultats de la modélisation de l'hydrogramme de la source de la Mouillère sont présentés à l'illustration 101. Le modèle permet de reproduire de manière relativement fidèle l'évolution observée, les pics de crues et le tarissement sont bien reproduits. Le modèle permet d'expliquer 96 % de la variance totale observée ce qui constitue un très bon résultat.

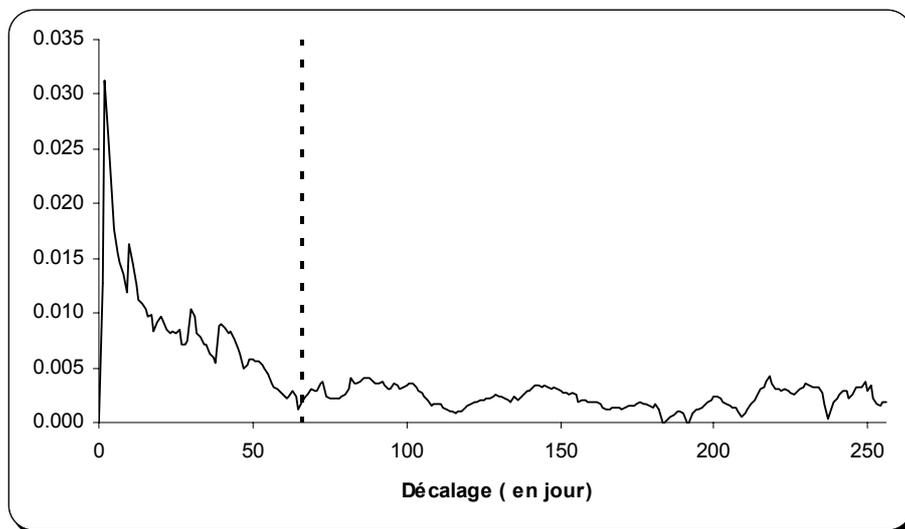


Illustration 100 : Hydrogramme unitaire normalisée de la source de la Mouillère

Le calcul de l'hydrogramme unitaire indique qu'il n'y a pas de composante non linéaire (« effet de chasse ») pour le système de la Mouillère. La réponse impulsionnelle de la recharge montre un maximum très prononcé le 2^e jour, puis décroît lentement jusqu'à ce que le décalage atteigne 65 jours environ, puis faiblement de manière plus ou moins exponentielle pendant plus de 250 jours (Illustration 100). L'allure de l'hydrogramme unitaire de la Mouillère évoque la recharge, puis la vidange de deux réservoirs dont le temps de régulation est de l'ordre de 50-60 jours pour le premier et beaucoup plus important pour le second. L'allure de l'hydrogramme unitaire ne suggère pas la présence d'un réservoir épikarstique ; l'infiltration lente (ou retardée) semble prédominer dans le fonctionnement du système. Le temps de transit moyen de l'eau de l'ensemble de l'hydrogramme est estimé à 82 jours, ce qui permet de qualifier ce système karstique de « très inertiel ».

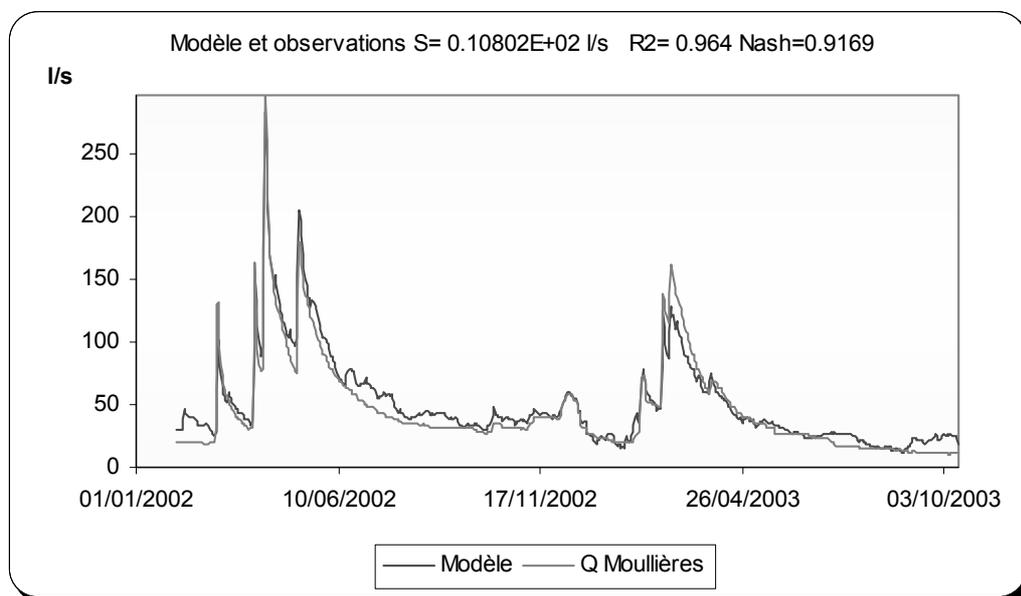


Illustration 101 : Comparaison du débit modélisé au débit mesuré à la source de la Mouillère : écart-type = 108 l/s (96,4 % de la variance totale expliquée, Nash = 0,916).

Les résultats de cette simulation ont été obtenus à l'aide des paramètres suivants :

- contribution de la pluie à la pluie efficace = 48 % ;
- surface de bassin d'alimentation = 3,2 km².

Le ruissellement de surface est considéré comme négligeable à l'échelle de l'impluvium. Compte tenu des incertitudes qui pèsent sur les quantités de pluie précipitées sur le bassin d'alimentation de la Mouillère, on estime que la surface du bassin d'alimentation du système karstique est de l'ordre de 3 km² (± 1), voire un maximum de 5 km².

Une interprétation des analyses hydrochimiques a été effectuée dans le cadre de la phase I ; aucun échantillon supplémentaire n'a été prélevé au cours de la phase II. Les

principaux résultats concernant le faciès hydrochimique et surtout l'origine de la minéralisation des eaux de la Mouillère sont rappelés dans le paragraphe ci-dessous.

5.2.3. Synthèse des connaissances en termes de structure, fonctionnement et ressources

a) Contexte géologique

La source de la Mouillère est une source issue des formations carbonatées du flanc nord du synclinal de St-Paul-de-Fenouillet ; le pendage de ces formations est orienté vers le Sud. Le synclinal de St-Paul-de-Fenouillet appartient à la zone nord pyrénéenne, chevauchant la zone sous pyrénéenne avec le front nord pyrénéen (accident d'importance crustale). Les formations carbonatées s'étendent du Lias au Crétacé inférieur. Leur épaisseur est de l'ordre de 500 mètres. Elles sont limitées à leur toit par les marnes albiennes. La source de la Mouillère émerge au niveau des marnes albiennes. Les eaux circulent dans ces formations considérées généralement comme imperméables à la faveur de failles, sur plusieurs centaines de mètres.

b) Surface du bassin d'alimentation

La surface du bassin d'alimentation a été déterminée en établissant le bilan hydrologique et par modélisation ; celle-ci est estimée à 3 km² (±2).

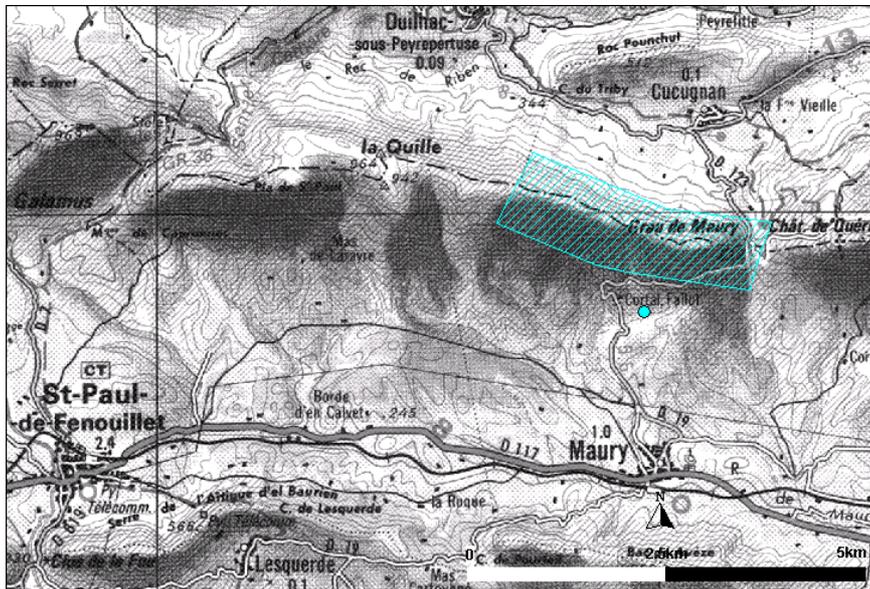


Illustration 102 : Bassin d'alimentation supposé de la source de la Mouillère.

Le bassin d'alimentation s'étend ainsi au Nord de Maury, à l'Ouest du Château de Quéribus et au Sud de Cucugnan ; l'altitude du bassin est comprise entre 850 et 950 m.

c) Caractéristiques en termes de fonctionnement et structure

A partir d'un suivi des débits à la source entre janvier 2002 et décembre 2004 (données complètes sur CD Rom en annexe 2) et de l'interprétation des données à l'aide des méthodes classiquement utilisées (analyse des courbes de récession, des débits classés, analyse corrélatoire spectrale et décomposition de l'hydrogramme), les principales caractéristiques du système karstique de la Mouillère peuvent être résumées comme suit :

- le système possède une petite ressource au vu du débit moyen de 45 l/s (les débits mesurés sont compris entre 5 et 354 l/s) et d'une surface de bassin d'alimentation réduite ;
- le système est caractérisé par une réponse à l'eau d'infiltration rapide, qui est maximale moins de 2 jours après les pluies efficaces. Le transfert de l'eau dure plus de 2 mois, l'écoulement se produisant essentiellement à travers la zone non saturée du karst. Le système ne semble pas posséder de réservoir épikarstique. Le système présente une inertie importante, l'essentiel de l'écoulement semble être assuré par de l'eau ayant transité par la zone noyée de l'aquifère en profondeur, traduit par une température de 24°C et une forte minéralisation ($C=1\ 600\ \mu\text{S/cm}$) ;
- le système de la Mouillère possède une zone noyée peu karstifiée qui se vidange lentement compte tenu des coefficients faibles de tarissement. Le volume dynamique (estimation par défaut des réserves) est inférieur à 1 million de m³, traduisant des réserves modestes. Le système a cependant des capacités à accumuler des réserves.

d) Caractéristiques hydrochimiques

L'eau de la zone noyée est de type sulfaté calcique, les teneurs moyennes en sulfates et calcium sont respectivement de 632 (supérieures à la norme de 250 mg/l) et 293 mg/l. L'origine des sulfates est vraisemblablement à attribuer à la présence des écaillés de Trias visible à l'affleurement au niveau du contrefort nord du chaînon de Quéribus et non à des circulations profondes. En effet le Trias en profondeur se situe à plus de 1500 m, or la profondeur maximale atteinte par les eaux est estimée à 1100m.

e) Perspectives en termes de gestion de la ressource

Compte tenu de l'origine des sulfates mises en évidence lors de cette étude et du mécanisme de minéralisation identifié, la réalisation d'un forage au sein de la zone noyée ne permettrait pas de s'affranchir du problème des sulfates. Une alimentation de la commune de Maury par une autre source est à rechercher.

5.3. SYSTEME KARSTIQUE DE LA SOURCE DU VERDOUBLE

5.3.1. Contexte géologique

La source du Verdoble prend sa source au sein de la zone sous-pyrénéenne. Le synclinal de Soulatgé est un des synclinaux et anticlinaux affectés par l'important chevauchement du front nord-pyrénéen. Il se développe au nord de celui-ci et comprend des terrains mésozoïques du Crétacé supérieur, du Cénomaniens au Maestrichtien. Ces séries sont discordantes et caractérisées par des variations de faciès de dépôts : calcaires, marno-calcaires, grès. Le flanc nord du synclinal de Soulatgé, peu épais est faiblement penté et bien développé, par rapport au flanc sud, mince, présentant un pendage inverse. Le flanc sud dans sa partie orientale peut être même absent à la faveur d'une structure monoclinale. Toute la série est affectée par des accidents de direction moyenne NE. A l'Est de la zone d'étude, la direction des failles est principalement E-NE à E, alors que dans la partie occidentale les directions sont N à N-NE. Les jeux des failles sont plus importants lorsqu'ils sont situés dans la continuation d'accidents antérieurs affectant le massif du Mouthoumet qui est situé au NE du synclinal de Soulatgé.

Les principales caractéristiques des formations présentes au sein du synclinal de Soulatgé sont les suivantes (Note de la carte géologique au 1 :50 000, N° 1077):

- **c2 – Cénomaniens** – dépôts liés à la transgression cénomaniens (rétrogradation littorale): ensemble carbonaté dominé par des calcaires gréseux roux à orbitolines dans la partie inférieure ; puis des calcaires à préalvéolines dans sa partie supérieure : calcaires micritiques blancs à bruns ; et des calcaires récifaux à caprinules ;
- **c3a – Turonien inférieur – moyen** (20 à 30m) : grès, calcaires et marno-calcaires ;
- **c3b – Turonien moyen à supérieur** (env. 30 à 50m): grès et calcaires dans la zone d'étude, correspondant à des dépôts margino-littoraux à infralittoraux internes ;
- **c3c – Turonien sommital** (15 m): il est dominé par une sédimentation silico-clastique avec des grès ainsi que des calcaires bioconstruits renfermant des rudistes ;
- **c4a – Coniacien et c4b-5a Coniacien supérieur à Santonien inférieur** : calcaires ocres graveleux (8-10m) pour le Coniacien passant à des marnes et calcaires-marneux, niveau décrit comme les « marnes et marno-calcaires à Micraster » d'épaisseur variable de 0 à 40 m, due à la discordance des grès du C6 (grès de la Bastide), représentatif d'une importante régression. Les marnes à Micraster sont largement développées au niveau du synclinal de Soulatgé. Elles constituent le site d'émergence de la source du Verdoble ;
- **c6 – Campanien** avec les grès de Labastide et de Camps, complexe terrigène marin à slumps, olistolithes, olistostromes et turbidites. Ces grès ravinent partout leur substratum et reposent en « onlap » turbiditique indifféremment sur des formations dont l'âge varie du Turonien au Santonien inférieur. Dans le synclinal de

Soulatgé, les faciès sont dans l'ensemble plus gréseux et les phénomènes de resédimentation plus modestes.

La lithologie du synclinal de Soulatgé ainsi détaillée, montre une alternance de niveaux de calcaires (i.e. 10 à 15 m des calcaires de Montferrand) au sein de formations non carbonatées (grès, marnes) dont l'épaisseur atteint les 40 à 50 mètres. L'épaisseur totale de la série est de l'ordre de 200 mètres. Ce synclinal est discordant sur des carbonates primaires du massif du Mouthoumet (Unité du Roc de Nétable) (Illustration 103), pouvant contribuer au débit de la source du Verdoble.

La source du Verdoble (dit aussi de la Doux) captée pour l'alimentation en eau potable de la commune de Soulatgé est issue d'un conduit qui chemine au sein des calcaires de Montferrand (Coniacien supérieur à Santonien inférieur), dont la puissance est de 10 à 15 m. Le système possède une autre entrée avec le Gourg de l'Antre, fenêtre ouverte sur la rivière souterraine. Ainsi au centre d'une dépression de 15 à 20 m de profondeurs dans les marno-calcaires à Micraster un couple exurgence-perte existe au sein des calcaires de Montferrand.

Le système karstique du Verdoble (source de la Doux) associé au Gourg de l'Antre serait composé de deux réseaux karstiques actifs avec des caractéristiques différentes : un réseau plus superficiel à développement horizontal (Gourg de l'Antre) avec un coefficient de tarissement important et limité au Crétacé supérieur et un réseau plus profond lié à des accidents ou failles responsable des apports d'eau anormalement chaude, à faible coefficient de tarissement et de zone d'alimentation plus éloignée, s'étendant probablement au Dévonien (Note de la carte géologique au 1/50 000, N° 1077).

Les calcaires du Dévonien sont associés à l'unité du Roc de Nétable (a) et (b) ; cette unité est située au Nord du synclinal de Soulatgé, telle que représentée sur la coupe géologique interprétative N-S. Les calcaires micritiques et dolomitiques du Dévonien inférieur et moyen se développent au-dessus des ampélites noires souvent gréseuses du Silurien et Dévonien basal. Les calcaires micritiques de teinte claire comprennent quelques rares bancs de calcaires à entroques. Une dolomitisation plus ou moins importante peut affecter certaines couches. Ils sont surmontés par des calcaires micritiques, légèrement dolomitisés, souvent argileux et de couleur rouge ou ocre, associés à des pélites rouges. L'épaisseur totale est de l'ordre de la centaine de mètres.

L'unité du Roc de Nétable est pour sa partie (a) constitué par des formations pélitico-gréseuses avec décharges de conglomérats polygéniques à éléments de roches volcaniques et peu ou pas de roches calcaires ; c'est une série de type flysch montrant de bas en haut des turbidites, des grauwackes et des conglomérats. Alors que pour la partie (b) de cette unité, ce sont des termes carbonatés qui dominent avec des nodules de phosphates intercalés dans des calcaires micritiques, au-dessus desquels viennent des carbonates : calcaires à algues et foraminifères et polypiers (épais dépôts de plate-forme) et calcaires turbiditiques et dolomies d'une puissance moins importante traduisant le changement de conditions de dépôts (approfondissement du bassin de dépôts) (Note de la carte géologique au 1/50 000, N° 1077 ; Bessière et al., 1989)

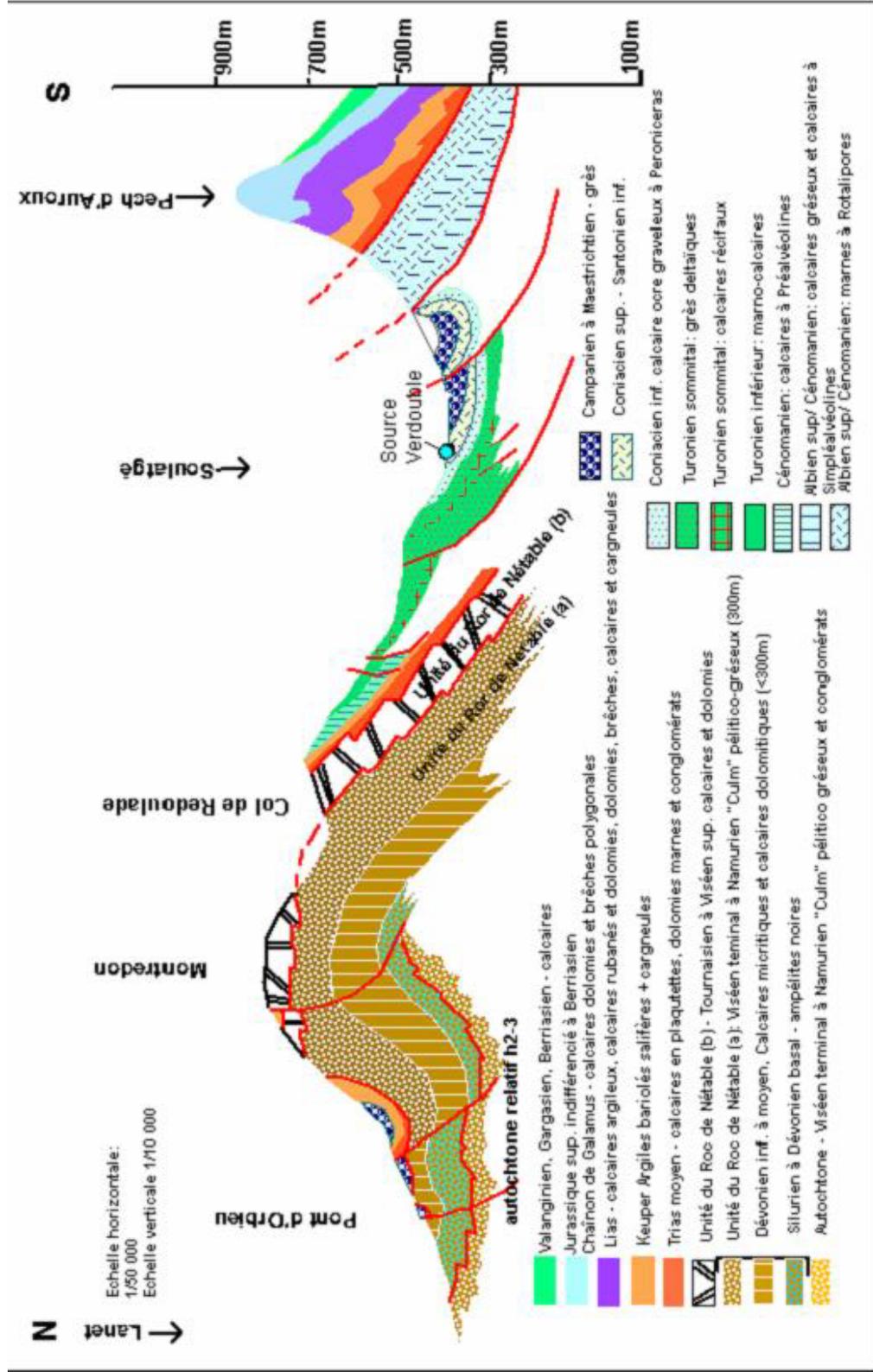


Illustration 103 : Coupe géologique simplifiée interprétative N-S au niveau du synclinal de Soulatgé (PLS SGR-LRO)

5.3.2. Acquisition des données

La chronique des débits s'étend d'août 2002 à fin janvier 2006 (Illustration 104). La conductivité électrique et la température ont été suivies sur la même période (Illustration 104). Les lacunes de mesure ont été estimées par interpolation linéaire lorsque cela a été possible.

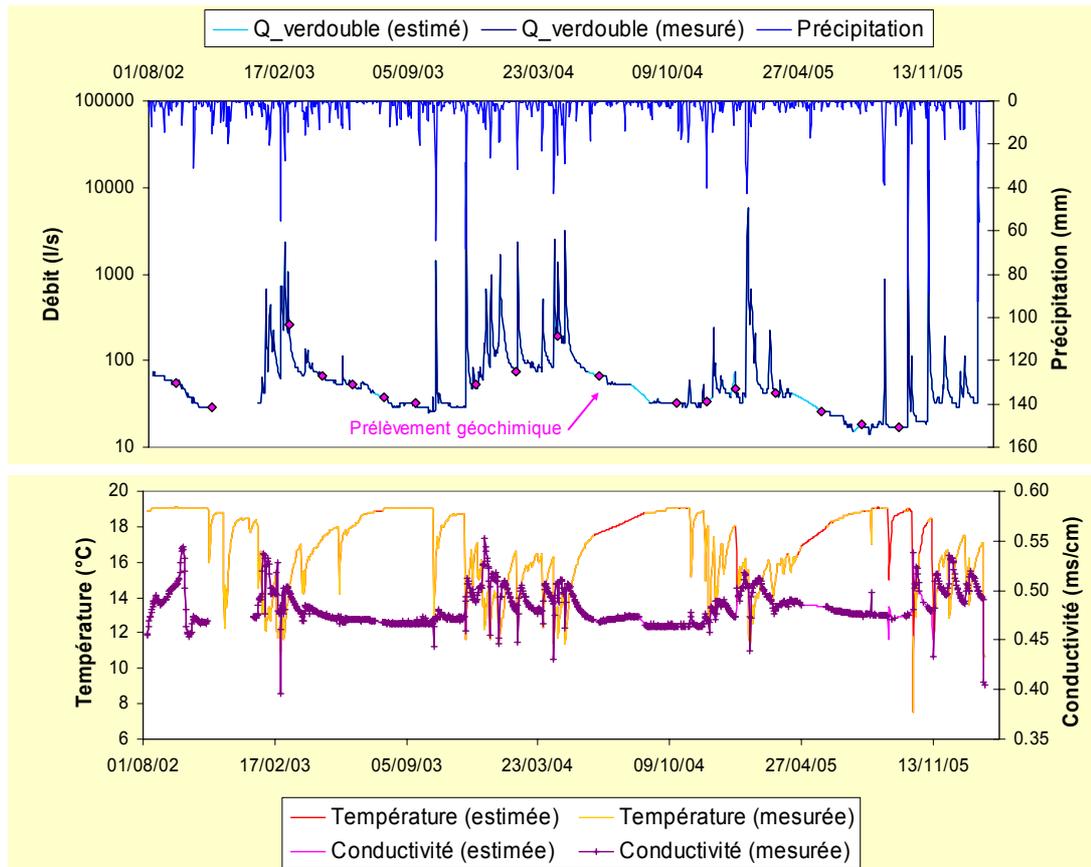


Illustration 104 : Evolution temporelle du débit, de la conductivité et de la température des eaux de la source du Verdoble sur la période d'août 2002 à janvier 2006. L'évolution de la pluviométrie est également reportée.

Au cours de la période d'acquisition, il y a eu un certain nombre d'événements liés à de fortes crues qui ont engendré des problèmes techniques d'acquisition avec notamment une détérioration du matériel et des mises hors service temporaires.

5.3.3. Traitement des données des suivis en continu et interprétation

a) Analyse statistique descriptive des débits mesurés

La chronique des débits journaliers analysée s'étend du 7 août 2002 au 30 janvier 2006¹⁸, soit un total de 1067 valeurs de débit journalier. Pour la période considérée, les débits, minimal et maximal, sont respectivement de 14 et 20500 l/s. La valeur maximale du débit déduite de l'extrapolation de la courbe de tarage apparaît surestimée. La configuration du site ne permet pas d'évacuer de tel débit de crue. En faisant abstraction des 3 valeurs de débit journalier supérieures à 6 m³/s (valeur vraisemblable de débit de pointe de crue qui peut s'évacuer en période de crue), la moyenne des débits est estimée à 105 l/s.

Les autres éléments de l'analyse descriptive sont reportés dans le Tableau 23. La médiane divise les données en deux ensembles égaux : il y a autant de valeurs qui lui sont inférieures que supérieures. Le premier quartile Q_1 permet de connaître la valeur du milieu du premier ensemble, dans lequel 25 % des valeurs sont inférieures à Q_1 et 75 % lui sont supérieures. Le premier quartile prend la notation Q_1 . Le troisième quartile Q_3 est la valeur du milieu du deuxième ensemble, dans lequel 75 % des valeurs sont inférieures à Q_3 et 25 % lui sont supérieures.

Le débit minimum (14 l/s) a été mesuré au mois d'octobre 2005 et le débit maximum (5752 l/s) au mois de janvier 2004. Le premier quartile prend la valeur de 33 l/s, ce qui signifie que le débit de la source est supérieur à 33 l/s dans 75 % des cas. Dans 25 % des cas, le débit de la source est inférieur à 33 l/s (Q_1).

La valeur du troisième quartile est de 74 l/s (Q_3) et la valeur médiane est de 47 l/s. La médiane est significativement plus faible que la valeur moyenne 105 l/s. L'écart interquartile, qui couvre 50 % d'un ensemble de données, indique que, dans 50% du temps, le débit de la source du Verdoble est compris dans l'intervalle [33 l/s – 74 l/s].

Nbr. de valeurs utilisées	1067
Nbr. de valeurs ignorées	3
Nbr. de val. min.	2
Minimum (l/s)	14
1er quartile (l/s)	33
Médiane (l/s)	47
3ème quartile (l/s)	74
Maximum (l/s)	5752
Moyenne (l/s)	105

Tableau 23 : Eléments de statistique descriptive de la source du Verdoble

¹⁸ La crue du 31 janvier 2006 a détruit le dispositif de suivi des hauteurs d'eau et de la conductivité et de la température des eaux. Le site a été définitivement déséquipé en février 2006.

b) Analyse des débits classés

L'illustration 105 représente le pourcentage de probabilité observée cumulée en fonction du logarithme du débit. On observe que la population se répartit selon 3 droites de pente différente, pour les gammes de débits compris entre 0 et 50 l/s, 50 et 200 l/s et supérieur à 200 l/s.

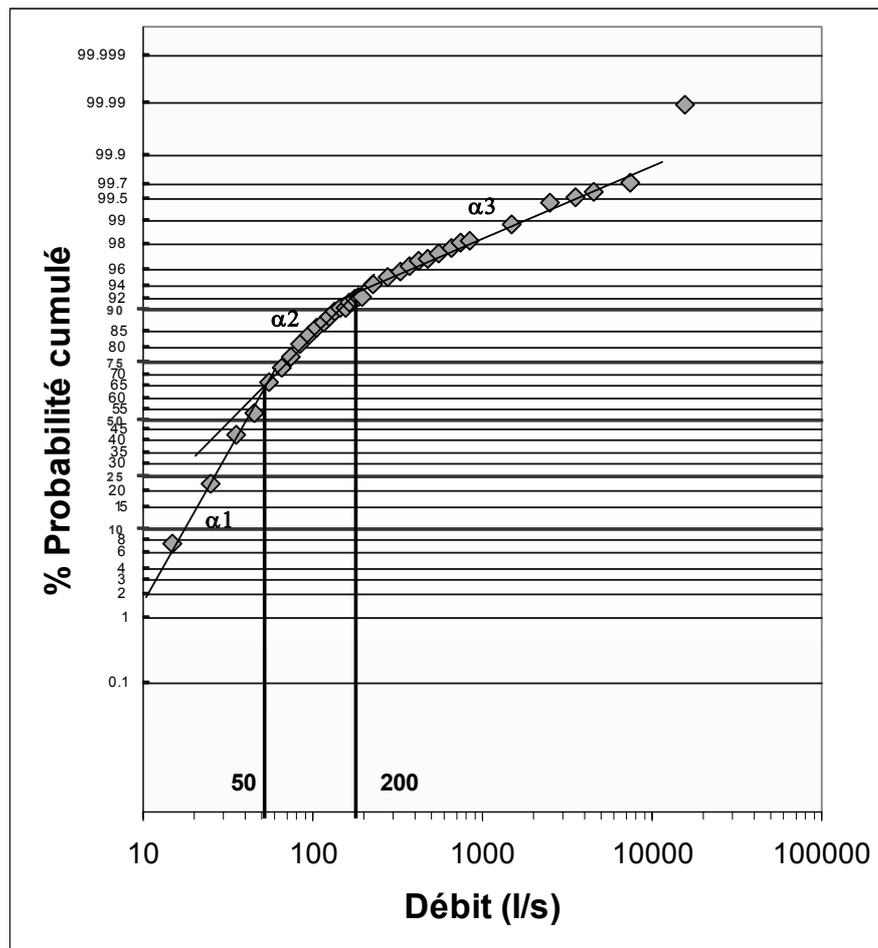


Illustration 105 : Droite représentative des débits classés pour la source du Verdoble.

On observe que la pente α_1 est supérieure à la pente α_2 au niveau des droites représentative ; la rupture est située au niveau de 60 % de probabilité cumulée pour un débit de l'ordre de 50 l/s. La pente α_3 est inférieure à la pente α_2 , la rupture est située au niveau des forts pourcentages (90% de probabilité cumulée) pour un débit de l'ordre de 200 l/s. Cette situation n'a pas été décrite par Marsaud (1997).

La première rupture située autour de 50 l/s environ avec $\alpha_2 < \alpha_1$ traduit l'existence d'apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur. La seconde rupture située autour de 200 l/s avec $\alpha_3 < \alpha_2$ est caractéristique d'un piégeage d'une réserve lors des périodes

de crue et restitution au cours du tarissement (pour les débits compris entre 200 l/s et 50 l/s).

c) Analyse des courbes de récession

Au cours des cycles hydrologiques 2002 à 2005, trois périodes ont été retenues pour l'analyse des récessions : période du 04/03/2003 au 10/09/2003, du 04/05/2004 au 09/11/2004 et du 02/08/05 au 04/09/05. L'ajustement des courbes de récessions a été effectué selon la méthode de Mangin modifiée par Ladouche (2005) pour tenir compte de la différence de dynamique des infiltrations (lente et rapide) (Illustration 106, Illustration 107 et Illustration 108).

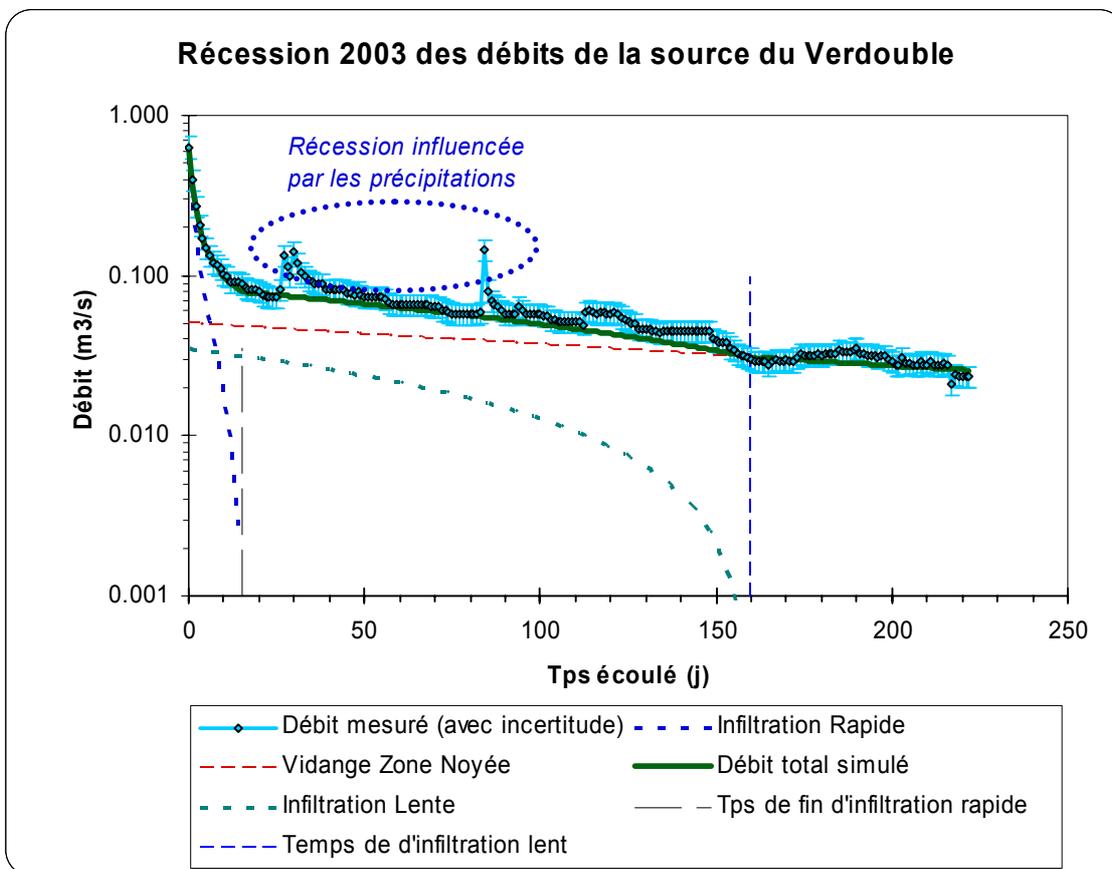


Illustration 106 : Analyse de courbe de récession pour l'année 2003 pour la source du Verdoble.

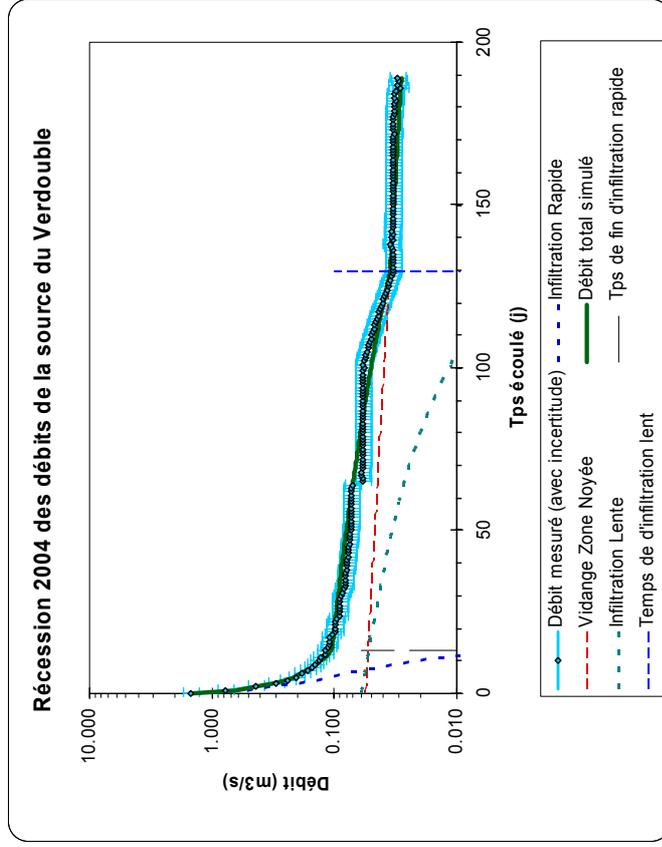


Illustration 107 : Analyse de courbe de récession pour l'année 2004 pour la source du Verdoubie

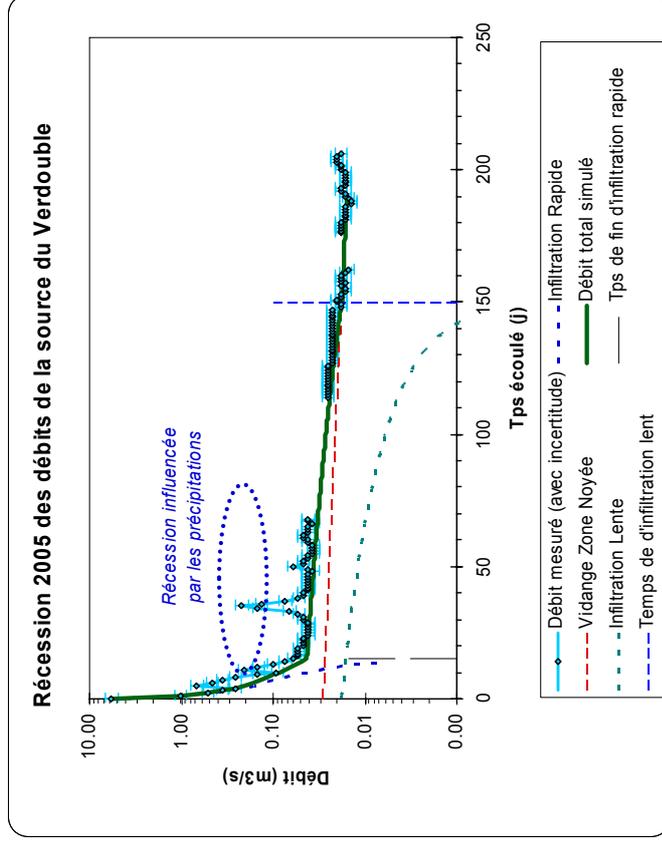


Illustration 108 : Analyse de courbe de récession pour l'année 2005 pour la source du Verdoubie

Les principaux résultats de l'ensemble des analyses des courbes de récession sont présentés au sein du Tableau 24.

Début récession	04/03/03	04/05/04	08/02/05		
Fin récession	10/09/03	09/11/04	04/09/05	moyenne	écart type
Durée récession (en jour)	190	189	208		
Coef d'hétérogénéité d'écoulement rapide	0.9	1.4	4.5	2.3	2.0
Tps de fin d'infiltration rapide (en jour)	15	13	15	14	1.2
Débit d'infiltration rapide (à t=0)	0.55	1.39	5.71	2.5	2.8
Coef d'hétérogénéité d'écoulement lent	0.0003	0.002	0.0001	0.0008	0.0010
Tps de fin d'infiltration Lent (en jour)	160	130	150	147	15
Débit d'infiltration lent (à t=0)	0.035	0.06	0.018	0.038	0.021
Coef tarissement Zone Noyée	0.0030	0.0035	0.0030	0.0032	0.0003
Qo Zone noyée (m3/s)	0.050	0.055	0.028	0.044	0.014
Critère de Nash (qualité de la simulation)	85.524	98.268	75.462		
Vitesse moyenne d'infiltration rapide	0.067	0.077	0.067	0.070	0.006
Vitesse moyenne d'infiltration lente	0.006	0.008	0.007	0.007	0.001
Parametre i (retard à l'infiltration)	0.31	0.15	0.06	0.17	0.13
Volume d'infiltration rapide (million de m3)	0.13	0.25	0.72	0.37	0.31
Volume d'infiltration lente (million de m3)	0.24	0.30	0.12	0.22	0.10
Volume de la recharge (rapide + lent) million de m3	0.37	0.56	0.84	0.59	0.24
Volume vidange zone noyé (million de m3)	0.70	0.66	0.42	0.60	0.15
Volume total écoulé pendant la récession (million de m3)	1.07	1.23	1.26	1.19	0.10
Volume dynamique (million de m3)	1.44	1.36	0.81	1.20	0.34
Pouvoir régulateur K	0.43	0.41	0.24	0.36	0.10

Tableau 24 : Paramètres des récessions pour la source du Verdoble.

Cette analyse fournit trois types d'informations :

- les modalités de transfert entre la zone non saturée et la zone noyée,
- la faculté de la zone noyée à solliciter ses réserves en étiage,
- le volume total obtenu par la vidange de la zone noyée (volume dynamique).

Les durées d'infiltration rapide relativement courtes (14 jours \pm 1) et les vitesses moyennes d'infiltration rapide relativement élevées (0.070 \pm 0.006) indiquent qu'une partie de l'eau de pluie infiltrée rejoint rapidement la zone noyée du système via un réseau de fissures connecté à la zone d'infiltration (épikarst). Le volume d'eau issue de l'infiltration rapide représente de 12% à 57% (environ 31 % en moyenne) du volume d'eau total écoulé (1.20 \pm 0.10 millions de m³) en moyenne lors des 200 jours que durent en moyenne les récessions étudiées.

Pour les trois périodes de récession étudiées, le temps de fin d'infiltration de la composante lente se situe vers 147 jours (\pm 15 jours), mais la contribution relative commence à devenir très faible (< 5 l/s) vers 120 jours (en moyenne) après le début de la récession. La vitesse d'infiltration moyenne de la composante lente de l'infiltration par les pluies efficaces apparaît donc très faible (0.007 \pm 0.001), soit environ 10 fois plus faible que l'infiltration lente. Une part notable de l'infiltration par les pluies efficaces

apparaît assurée par l'infiltration lente au travers d'un réseau de fissures mal connectées à la zone noyée du système. Le volume d'eau associé à la composante lente de la recharge par les pluies efficaces représente en moyenne 0.22 million de m³, soit environ 19 % du volume total écoulé lors des récessions. Le volume d'eau issue de l'infiltration lente représente entre 14 % et 65 % (environ 38 % en moyenne) du volume d'eau de la recharge.

Le coefficient de tarissement (α) apparaît très faible (0.0032 ± 0.0003) ce qui indique que la zone noyée du système se vidange très lentement. Le volume d'eau issue de la vidange de la zone noyée du système représente entre 34 % et 66 % (environ 50 % en moyenne) du volume d'eau total écoulé (1.25 ± 0.15 millions de m³) en moyenne lors des récessions.

La valeur du volume dynamique (assimilable au réserve du système) n'est pas très importante ; elle est modeste avec une valeur moyenne de 1.2 million de m³ (± 0.3) au regard du volume moyen interannuel (3.3 Millions de m³) calculé en considérant un débit moyen de 105 l/s.

Le pouvoir régulateur du système défini par Mangin ($K = V_{\text{dynamique}}/V_{\text{moyen interannuel}}$) est de 0.36 (± 0.10). Le pouvoir régulateur de ce système apparaît donc moyen, il est en mesure d'accumuler un peu de réserve. Le paramètre i caractérisant le retard à l'infiltration est relativement faible avec une valeur moyenne de 0.17 (± 0.13), traduisant un transit assez rapide des eaux de pluie infiltrée vers la zone noyée du système.

d) Analyse fonctionnelle du système karstique du Verdoble

L'étude du fonctionnement du système karstique du Verdoble a été abordée par l'approche de modélisation inverse à l'aide du logiciel Tempo. Cette approche dont le principe générale a déjà été présenté (cf. notamment § 5.5) permet de caractériser les réponses impulsionnelles (ou fonction de transfert) des composantes de l'écoulement du système.

Au préalable à l'étude du fonctionnement hydrogéologique du système karstique par cette approche de modélisation, il a été nécessaire de déterminer « la chronique de pluie représentative » du fonctionnement du karst, c'est à dire la chronique de pluie du bassin d'alimentation. Cette étude a été menée à l'aide de l'option « pondération des chroniques de pluie » du logiciel « Tempo » qui équivaut à établir le corrélogramme croisé « pluie-débit » à partir d'une optimisation d'une combinaison linéaire des poids associés à chaque chronique de pluie

Les postes pluviométriques utilisées pour cette analyse sont les postes Météo France du Tableau 25. La localisation des sites pluviométriques utilisés est reportée sur l'illustration 90. On peut constater que les postes pluviométriques sont globalement assez éloignés du secteur d'étude (> 10 km) et que la gamme de variation des altitudes du système karstique du Verdoble (400 m à 800 m) est globalement couverte par celle des pluviomètres.

L'optimum de la fonction de pondération a été obtenu à partir de la combinaison linéaire suivante :

$$0,18* \text{MOSSET} + 0.12* \text{FOURTOU} + 0.37* \text{MOUTHOMET} + 0.33* \text{ST-PAUL}$$

Numéro du poste	Nom du poste	Lambert X (m)	Lambert Y (m)	Z (m)
66187004 puis 66187006 ¹⁹	ST-PAUL-DE FENOUILLET	618100 612100	1756100 1757500	205 300
66198001	SOURNIA	609000	1747000	515
66119002	MOSSET	598600	741500	750
11155001	FOURTOU	607700	1767300	666
11352001	ST-LOUIS-ET- PARAHOU	600400	1760800	680
11260002	MOUTHOMET	615800	1773000	538

Tableau 25 : liste et caractéristiques des pluviomètres considérée dans cette étude

La pluviométrie mesurée aux stations Météo France de Sournia, St-Louis-et-Parahou, ne permet pas d'expliquer les variations de débit mesurées à la source du Verdoble.

La variable climatique utilisée dans les calculs est la température moyenne journalière de l'air (sous abri) mesuré par Météo-France à la station de St-Paul de Fenouillet.

Nous présentons dans le tableau suivant (Tableau 26) le cumul des précipitations des différents cycles hydrologiques étudiés²⁰ :

	Cumul Pluie Bassin d'alimentation du Karst de la source du Verdoble (mm)
Cycle 2002-2003	770
Cycle 2003-2004	1087
Cycle 2004-2005	732

Tableau 26 : Cumuls des précipitations du bassin d'alimentation de la source du Verdoble déduit par l'option de pondération des précipitations du logiciel Tempo

¹⁹ A partir du 01/07/05

²⁰ Cycle hydrologique : défini entre le 01 septembre et le 31 août de l'année suivante

Les cumuls de précipitation obtenus sont compatibles avec les informations sur la pluviométrie annuelle (isohyètes) tirées des annales climatologiques de l'Aude et des Pyrénées Orientales dans le secteur d'étude.

Pour caractériser les processus qui contrôlent l'évolution des débits à l'exutoire du système karstique du Verdoble, nous avons travaillé à l'aide de l'option « nom modèle paramétrique » de Tempo.

L'analyse et l'interprétation des résultats portent sur les données de débit disponibles de la source de Verdoble mesurés entre août 2002 et janvier 2006.

La technique d'inversion par l'approche de modélisation Tempo consiste à calculer l'hydrogramme unitaire (Illustration 109) et le seuil Oméga de pluie efficace (Illustration 110) de telle sorte que le modèle soit le plus proche possible du débit observé de la source (Illustration 111). Ce seuil Oméga est estimé à partir de la pluie et d'une variable climatique (température de l'air à St-Paul-de-Fenouillet) de telle façon que seule la hauteur de pluie située au-dessus de ce seuil génère un débit à l'exutoire. Il est calculé à partir d'une réponse impulsionnelle à la pluie et à la température de l'air (Illustration 112), également obtenue par inversion.

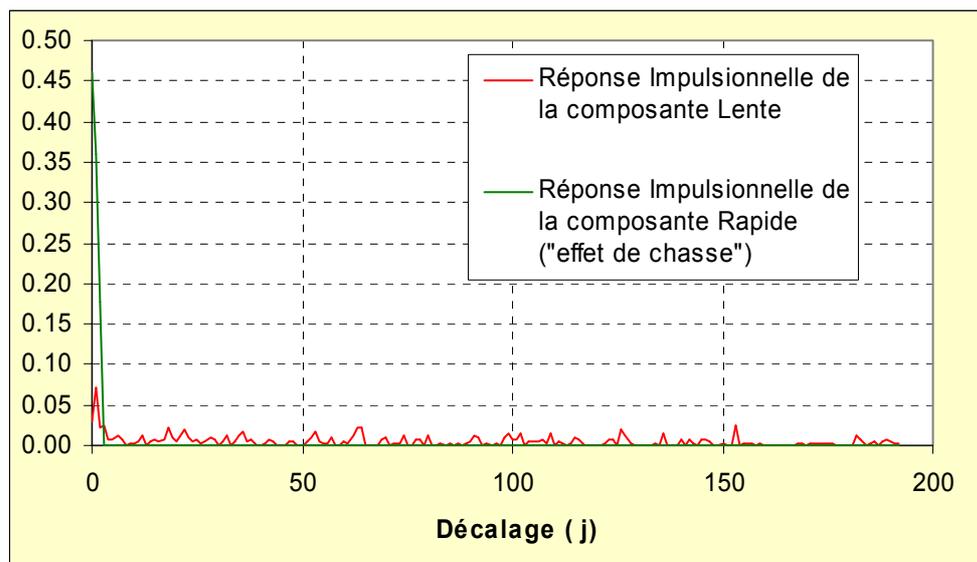


Illustration 109 : Calcul de l'hydrogramme unitaire normalisé de la source du Verdoble (réponses impulsionnelles globale du système).

Les résultats de la modélisation sont présentés sur l'illustration 111. Le modèle permet de reproduire assez fidèlement l'évolution observée ; il permet d'expliquer 78 % de la variance totale observée ce qui constitue un résultat acceptable (critère de Nash = 0.65). Les valeurs des pics de crues modélisés apparaissent significativement plus faibles que celles estimées à l'aide de l'extrapolation de la courbe de tarage. Les débits extrêmes de pointes de crue calculés par le modèle nous apparaissent plus

vraisemblables que ceux estimés par la courbe de tarage. Les tarissements modélisés sont globalement bien reproduits.

Le calcul des hydrogrammes unitaires (réponses impulsionnelle) indique, comme lors de la première étude (BRGM/RP-52921-FR), qu'il y a deux composantes (l'une rapide de type non linéaire et l'autre lente de type linéaire). La composante rapide (écoulement non linéaire) pour le système karstique de la source du Verdoble intervient dès le début des précipitations (décalage = 0, (Illustration 109) et dure 3 jours environ (temps de transit moyen de l'écoulement rapide = 0.72 jour). En terme de flux, l'écoulement rapide assure une part très importante de l'écoulement total en période de crue (jusqu'à 95%). Cette composante rapide permet de caractériser la vidange gravitaire des eaux de pluie infiltrée dans la zone épikarstique par « effet de chasse », c'est à dire après que se soit établie une continuité hydraulique entre la zone épikarstique et la zone noyée du karst.

La réponse impulsionnelle de la composante lente (Illustration 109) montre un maximum prononcé le 1^{er} jour après les pluies, puis décroît rapidement jusqu'à ce que le décalage atteigne 5 jours environ, puis faiblement de manière plus ou moins exponentielle pour les décalages supérieurs à 5 jours pendant 150 jours environs. Ce comportement évoque la recharge, puis la vidange d'un réservoir alimenté par les précipitations. Le temps de transit moyen de l'écoulement lent est estimé à 69 jours.

Au-delà de 150 jours de décalage, l'effet de la pluie sur l'hydrogramme unitaire ne se fait plus sentir. Cette valeur déterminée sur l'hydrogramme unitaire est à rapprocher aux informations de l'analyse des courbes de récession : on a précédemment montré que l'infiltration lente cesse 147 jours (± 15 jours) après le pic de crue. Les résultats obtenus par les deux méthodes différentes apparaissent donc en bon accord.

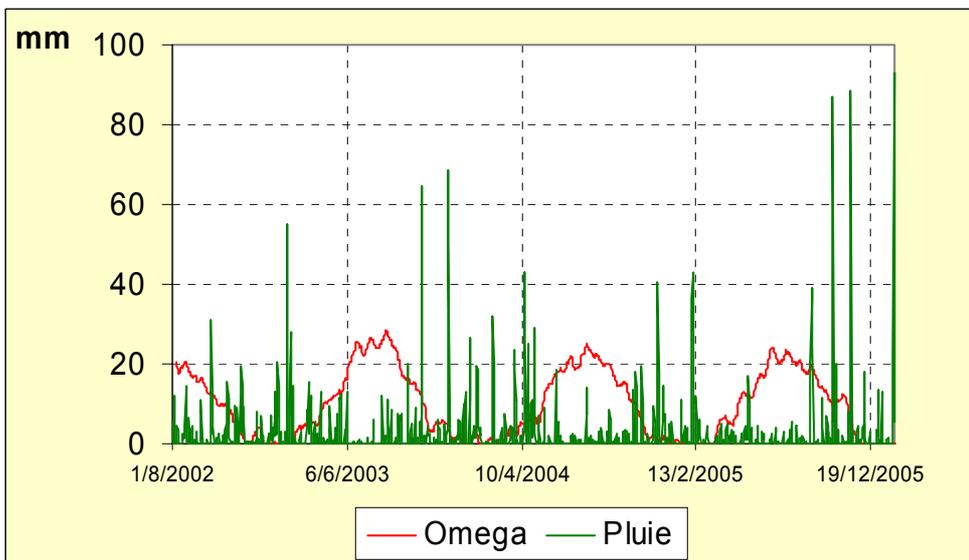


Illustration 110 : Évolution du seuil de pluie efficace Oméga et de la pluviométrie

Les informations complémentaires qui sont tirés du modèle de transfert sont les suivants :

- la superficie du bassin d'alimentation est estimée à 6.9 km^2
- la contribution moyenne de la pluie à la pluie efficace initialement fixée à 50 % a été ajustée par le modèle à 56%. Cette valeur un peu plus élevée qu'ordinaire (50 %) suggère une sous estimation des précipitations du bassin d'alimentation du système karstique (de l'ordre de 10%)

Le calcul de bilan est fait en considérant un ruissellement nul à l'échelle de l'impluvium ou négligeable. L'estimation de la surface du bassin d'alimentation est donc entachée d'une certaine erreur en raison d'une part, de l'incertitude sur les précipitations (10 %) et d'autre part, de l'incertitude sur les débits (10%). Ces erreurs se cumulant, l'incertitude sur la surface du bassin d'alimentation est donc de 20 % : $S = 6.9 \pm 1.4 \text{ km}^2$.

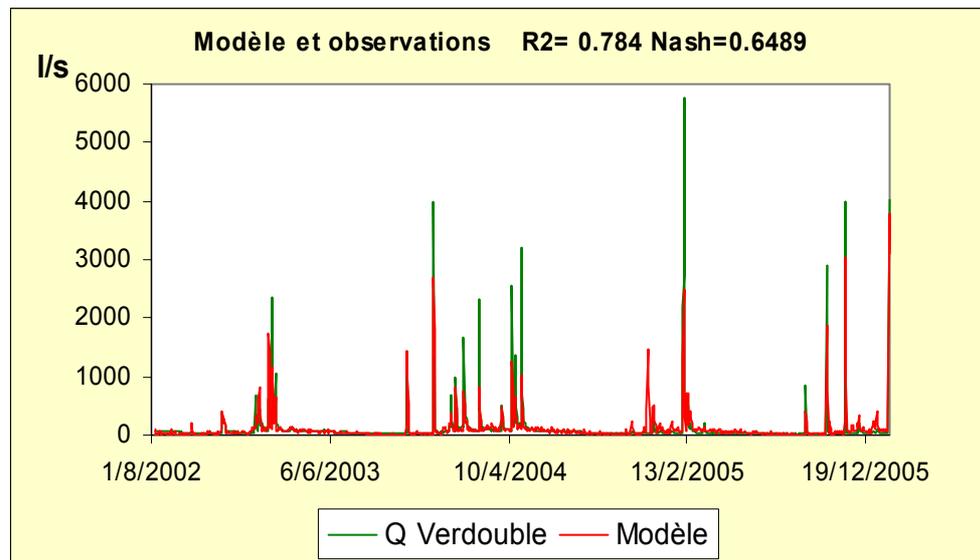


Illustration 111 : Comparaison du débit modélisé au débit mesuré à la source du Verdoube²¹ : (78 % de la variance totale expliquée, critère de Nash = 0.65).

²¹ Les valeurs extrêmes ($>6 \text{ m}^3/\text{s}$) de débits déduits de la courbe de tarage ont été enlevé de la chronique étudiée

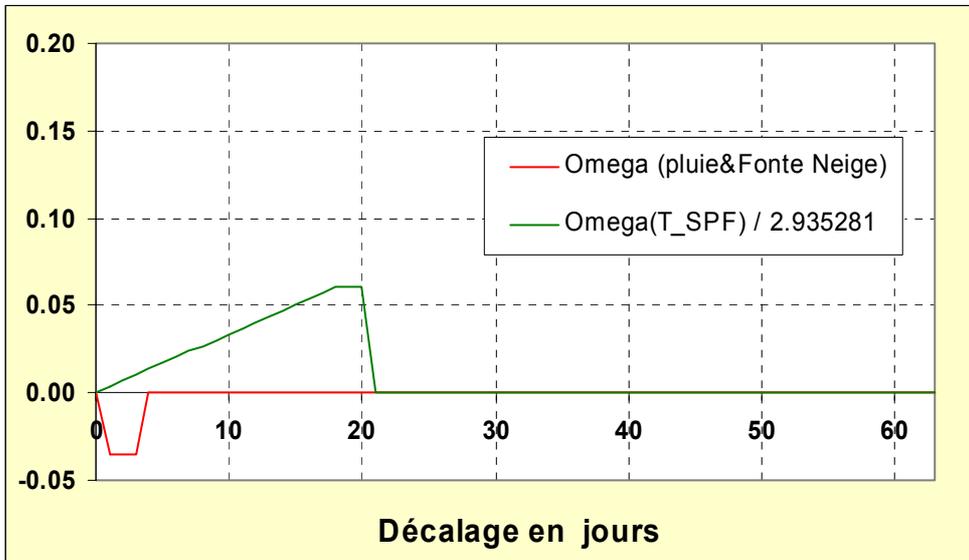


Illustration 112 : Réponse impulsionnelle d'Oméga à la pluie et à la variable climatique (T).

L'observation des séries chronologiques de conductivité et de température des eaux de la source du Verdoube permet de mettre en évidence des caractéristiques d'infiltration et d'écoulement liées à la structure du système. En effet, les variations de la conductivité sont singulières (Illustration 113) : on observe au moment de la montée du pic de crues, des diminutions significatives (jusqu'à 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Ce phénomène doit être rattaché au phénomène de dilution par une infiltration direct d'eau de pluie. La conductivité, suite à ces diminutions importantes en début de crue, augmente dès le début de la décrue et atteint un maximum après le pic de crue en début de décrue. L'évolution de la conductivité est par la suite similaire à celle des débits. Les eaux retrouvent une conductivité proche des valeurs d'étiage (480 $\mu\text{S}/\text{cm}$) en moyenne 3 à 4 semaines après les crues.

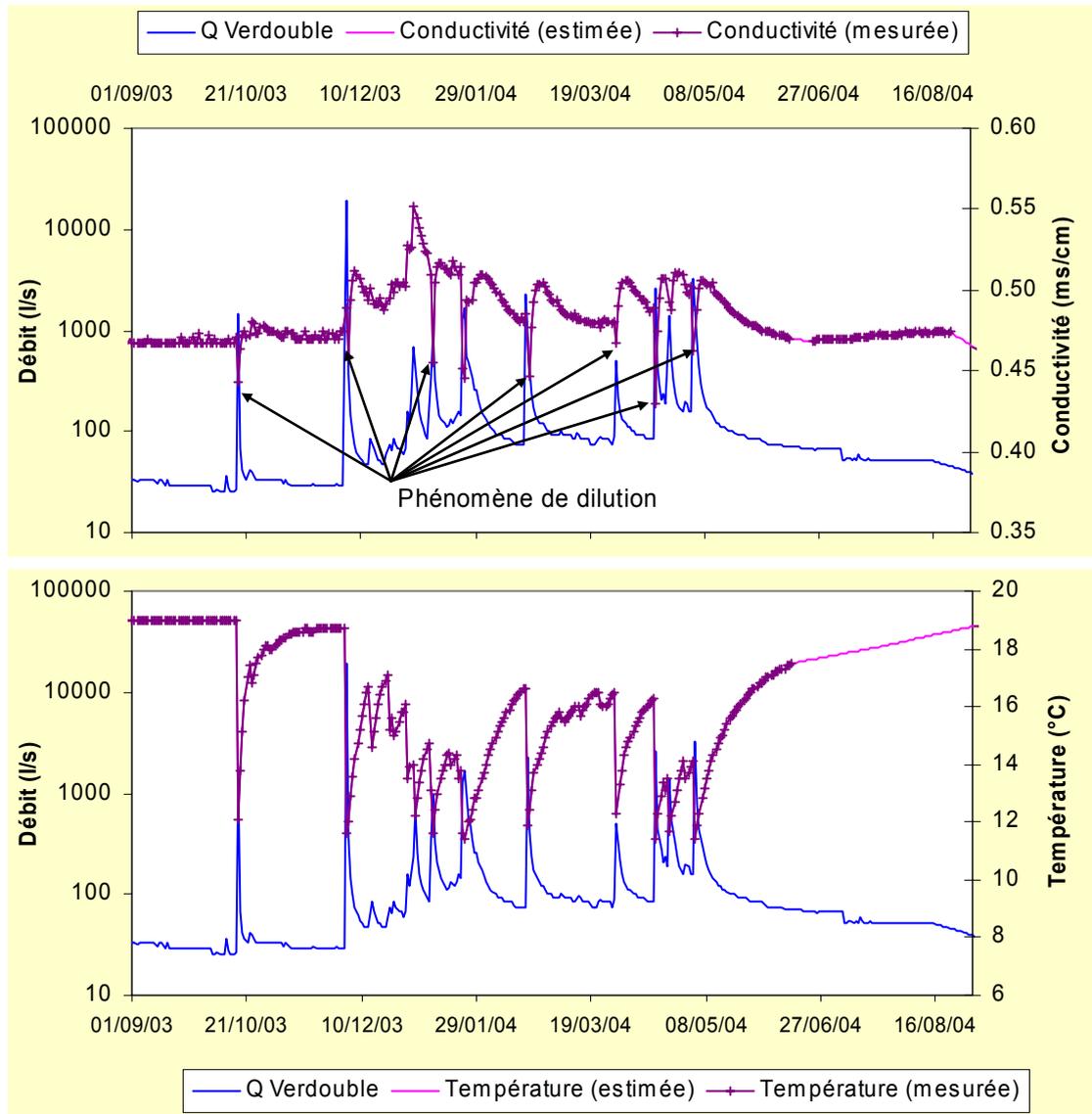


Illustration 113 : évolution du débit, de la conductivité et de la température des eaux de la source du verdoubles au cours du cycle hydrologique 2003-2004.

Quant à l'évolution de la température au cours du temps, celle-ci est également marquée par une forte diminution en début de montée de crue (la température passe ainsi en moyenne de 19°C à 11 °C), de manière synchrone à l'augmentation des débits. Dès le début de la décrue, la température se met à augmenter suivant une dynamique assez lente. La source peut mettre plusieurs semaines pour retrouver une température élevée de 19°C après de forts épisodes de crues. Les valeurs élevées de température en fin d'étiage (19°C) sont à rattacher à une contribution d'eaux de circulations profondes.

Les eaux du système karstique de la source du Verdoble sont caractérisées par d'importantes variations de minéralisation et de température comme on l'a vu précédemment. Nous allons utiliser ces propriétés pour séparer les composantes de l'écoulement à l'aide du logiciel Tempo à partir des chroniques de température et de conductivité.

Dans l'approche utilisée, la température des eaux a été utilisée pour caractériser la composante chaude et profonde de l'écoulement, c'est à dire la composante pré-événementielle de la zone noyée du système. La conductivité électrique a été utilisée pour caractériser la composante événementielle c'est à dire la composante liée à l'infiltration par les pluies efficaces.

La technique de modélisation inverse utilisée permet de reconstruire l'hydrogramme unitaire à partir des réponses impulsionnelles des composantes événementielle et pré-événementielle, ces réponses impulsionnelles étant utilisées dans leur intégralité, ce qui confère à cette technique de décomposition de l'hydrogramme tant son originalité que sa robustesse.

Pour décomposer l'hydrogramme, on calcule dans un premier temps les flux associés à chacune des composantes, puis on détermine leurs réponses impulsionnelles par inversion afin de reproduire au mieux les évolutions mesurées. Les résultats pour les composantes événementielle et pré-événementielle sont présentés respectivement en Illustration 114 et en Illustration 115.

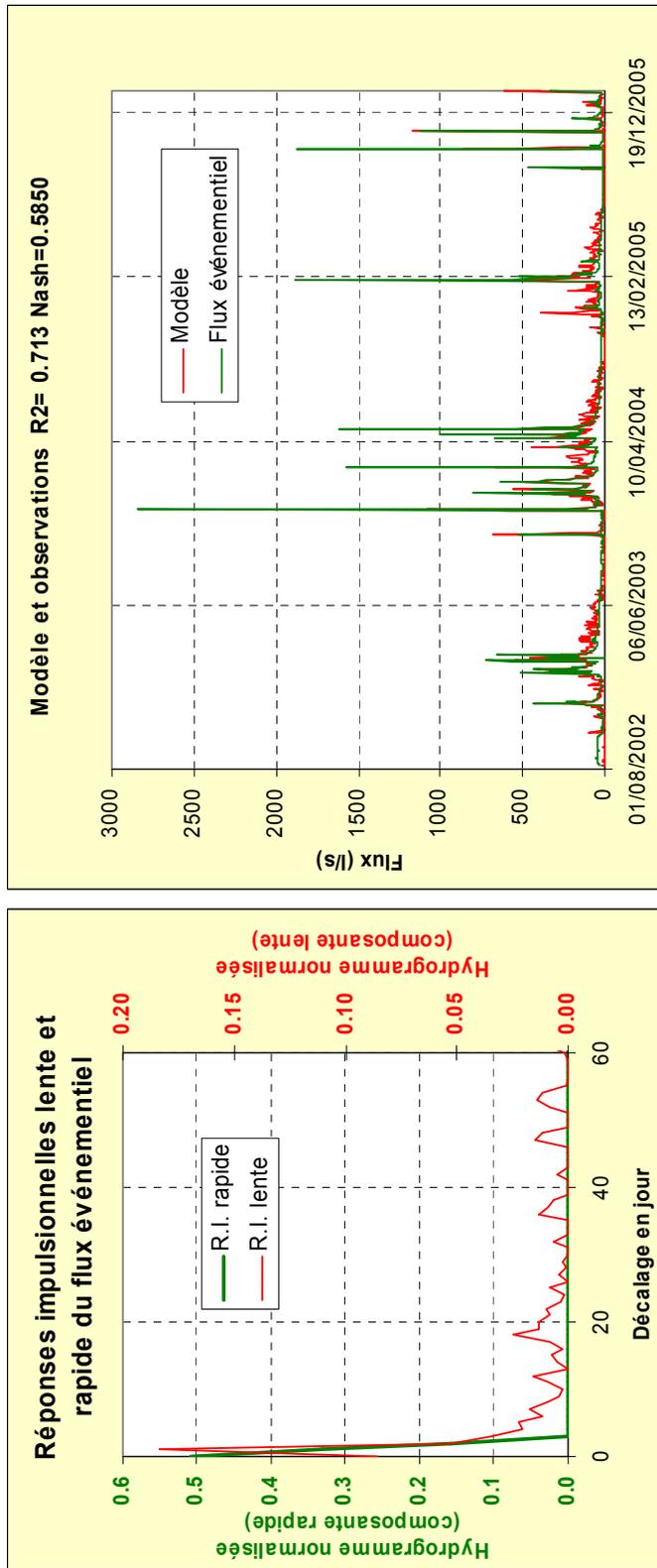


Illustration 114 : Réponses impulsionnelles de la composante événementielle (estimée à partir de la chronique de conductivité) et comparaison du flux modélisé au flux mesuré.

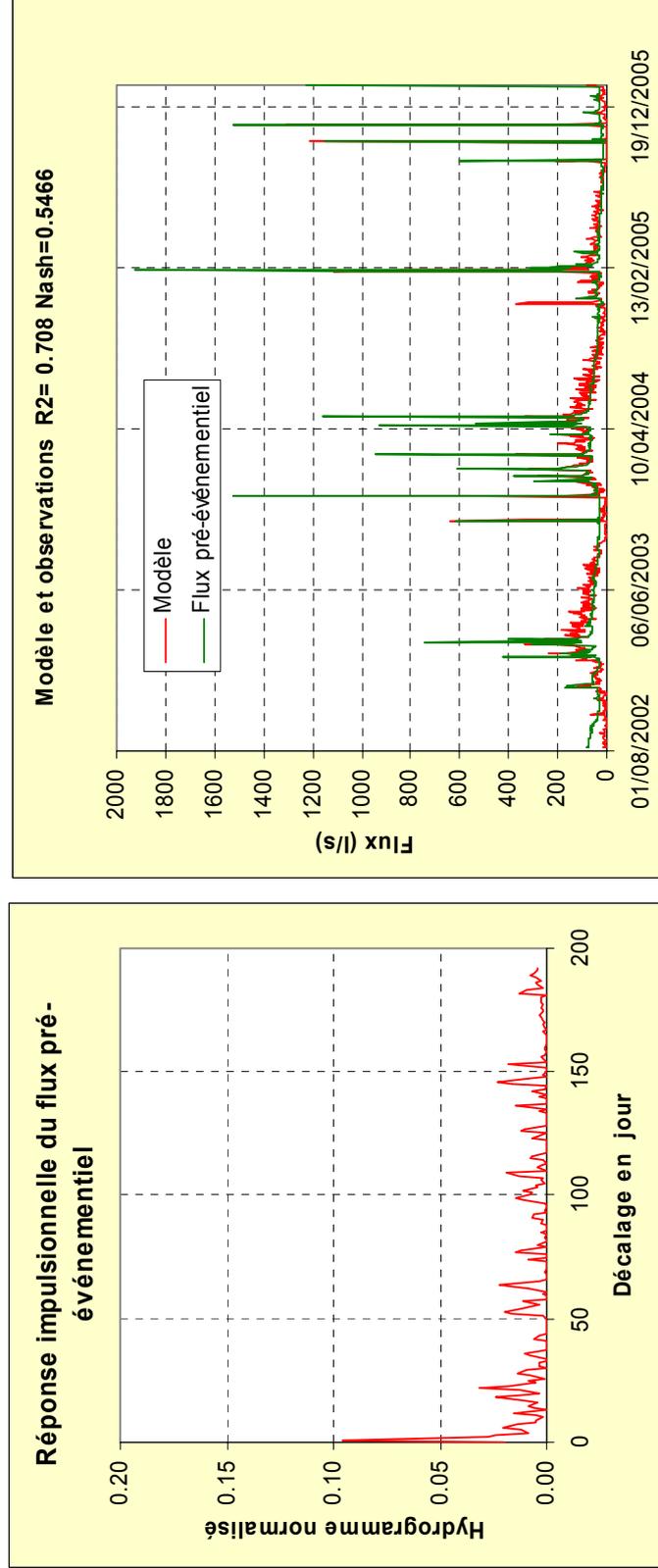


Illustration 115 : Réponse impulsionnelle de la composante pré-événementielle (estimée à partir de la chronique de température) et comparaison du flux modélisé au flux mesuré.

Dans un second temps, on cherche à reconstruire l'hydrogramme unitaire (déterminé précédemment à l'aide de la chronique Pluie-Débit) à partir d'une combinaison linéaire des réponses impulsionnelles des flux pré-événementiel et événementiel.

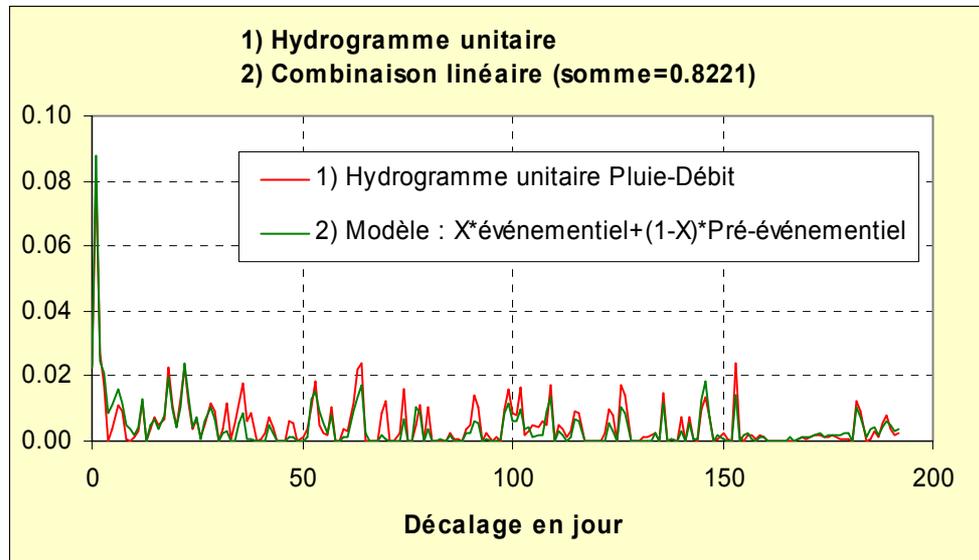


Illustration 116 : Reconstruction de l'hydrogramme unitaire à partir d'une combinaison linéaire des réponses impulsionnelles événementielle (Température) et pré-événementielle (conductivité) : somme = 0.822.

La reconstruction de l'hydrogramme unitaire (Illustration 116) à partir d'une combinaison linéaire des deux composantes ne permet pas de reproduire de manière complètement satisfaisante l'hydrogramme unitaire Pluie-Débit calculé précédemment, la somme étant de 0.82 au lieu de 1. Aussi, nous avons été amenés à considérer une composante complémentaire (estimé par le modèle) sans que l'on puisse la rattacher de manière explicite à un traceur. L'allure de la réponse impulsionnelle complémentaire présente une allure similaire à celle de la composante pré-événementielle. Ceci suggère que la composante complémentaire permet également de caractériser des eaux anciennes c'est-à-dire préexistantes dans le système avant les phénomènes de crue. Le poids respectif des différentes composantes individualisées de l'hydrogramme de crue de la source du Verdoble est le suivant :

- composante rapide (processus non linéaire) événementielle déterminée à l'aide de la conductivité : poids moyen = 39.7 %,
- composante lente événementielle déterminée à l'aide de la conductivité : poids moyen = 5.4 %,
- composante pré-événementielle déterminée à l'aide de la température : poids moyen = 40.3 %,
- composante complémentaire (de type pré-événementielle) : poids moyen = 14.6 %.

Ces poids représentent la contribution moyenne des différentes composantes du débit de la source du Verdoble. D'un point de vue conceptuel, les différentes composantes de l'écoulement individualisées par décomposition peuvent être rattachées de la manière suivante au schéma de fonctionnement du karst :

- les composantes événementielles (rapide et lente) déterminées à partir de l'évolution de la conductivité peuvent être assimilées aux eaux en provenance de la zone épikarstique située sous la surface du sol,
- la composante pré-événementielle déterminée à partir de l'évolution de la température est assimilée aux eaux en provenance de la zone noyée du système,
- la composante complémentaire déterminée par le modèle peut être assimilée aux eaux d'infiltration lente peu ou mal connectées au réseau de drainage du système du Verdoble.

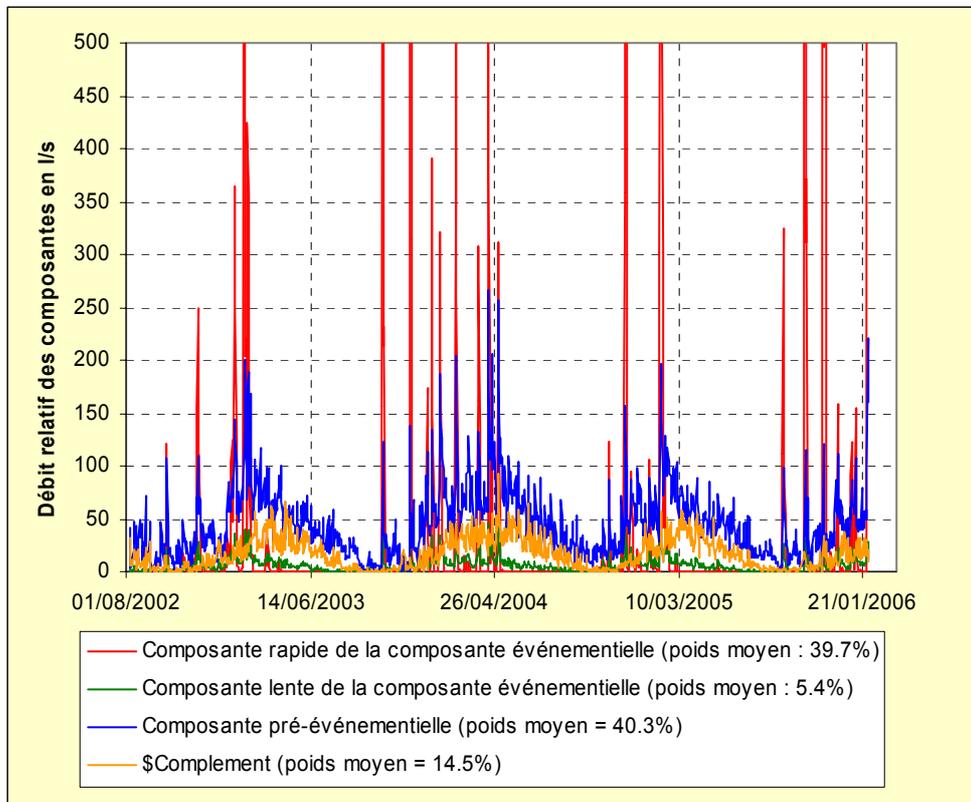


Illustration 117 : Décomposition des composantes d'écoulement de l'hydrogramme de la source du Verdoble (période août 2002-janvier 2006).

A titre de comparaison avec les résultats des analyses des courbes de récession, nous avons évalué les volumes d'eau associés à chacune des composantes de l'hydrogramme de la source du Verdoble. Les données obtenues pour les récessions 2003, 2004 et 2005 sont présentées au sein du Tableau 27. Les volumes d'eau individualisés par décomposition à l'aide de Tempo sont très comparables aux volumes d'eau déduits par l'analyse des courbes de récession. Ces résultats obtenus par deux

approches complètement différentes renforcent donc le schéma conceptuel de fonctionnement du système karstique de la source du Verdoble.

Résultat obtenus par modélisation Tempo

Début récession	04/03/03	04/05/04	08/02/05	
Fin récession	12/10/03	09/11/04	04/09/05	
Durée récession (en jour)	222	189	208	
Volume total écoulé pendant la récession en million de m3	1.17	1.32	1.44	
Volume d'infiltration rapide (écoulement non linéaire) en million de m3	0.13	0.28	0.76	
Volume d'infiltration rapide (écoulement linéaire) en million de m3	0.08	0.07	0.06	
Somme volume d'infiltration rapide en million de m3	0.21	0.35	0.82	A
Volume d'infiltration lente (écoulement linéaire) en million de m3	0.25	0.25	0.18	B
Volume de vidange de la zone noyée (écoulement linéaire) en million de m3	0.71	0.73	0.45	C

Rappel des résultats obtenus par l'analyse des courbes de récession

Début récession	04/03/03	04/05/04	08/02/05	
Fin récession	12/10/03	09/11/04	04/09/05	
Durée récession (en jour)	222	189	208	
Volume total écoulé pendant la récession (million de m3)	1.07	1.23	1.26	
Volume d'infiltration rapide (million de m3)	0.13	0.25	0.72	A'
Volume d'infiltration lente (million de m3)	0.24	0.30	0.12	B'
Volume vidange zone noyée (million de m3)	0.70	0.66	0.42	C'

Tableau 27 : comparaison des résultats obtenus par l'approche de décomposition des hydrogrammes et par l'analyse des courbes de récession

5.3.4. Synthèse sur le fonctionnement hydrogéologique du karst de la source du Verdoble déduit par l'approche de modélisation inverse (TEMPO).

Les modélisations inverses des relations pluie-débit et les décompositions des hydrogrammes à l'aide des mesures physico-chimique ont apporté de précieux renseignements sur le fonctionnement hydrogéologique du système karstique de la source du Verdoble. Les résultats obtenus permettent à la fois de mieux contraindre le schéma conceptuel de fonctionnement et de déduire des informations sur la dynamique de ce système.

L'étude du système karstique par l'approche de modélisation utilisée met en évidence les principaux points suivants :

- la surface du bassin d'alimentation est estimée à $6.9 \pm 1.4 \text{ km}^2$;
- l'hydrogramme unitaire du système karstique est complexe. On montre que :
 1. le régime d'écoulement est non linéaire en période de crue (« effet de chasse »²²) pour le système karstique pris dans sa globalité (étude effectuée à l'exutoire). La part de cet écoulement rapide se fait sentir dès le début des précipitations et dure 3 jours environ. Lors des crues, l'écoulement à la source apparaît principalement assuré (jusqu'à 95 %) par ce type d'écoulement;
 2. le comportement du système karstique pris dans sa globalité est assez inertiel, bien que la réponse à l'infiltration de la pluie efficace présente un pic marqué en un jour environ, puis décroît rapidement jusqu'à ce que le décalage atteigne 5 jours environ. Cette décroissance rapide des débits est suivie par une dynamique très faible de diminution des débits jusqu'à ce que le décalage atteigne 150 jours. Au-delà de ce décalage, l'effet de la pluie efficace sur l'hydrogramme unitaire ne se fait plus sentir.
 3. La part de l'infiltration rapide qui englobe à la fois, le régime d'écoulement non linéaire observé en période de crue (« effet de chasse ») et les pluies efficaces qui ont transité dans la zone épikarstique du système, est évaluée en moyenne à 45.5 % ce qui correspond à environ 1.49 millions de m^3 sur les 3.3 millions de m^3 qui s'écoule en moyenne à l'exutoire au cours d'un cycle hydrologique
 4. La part de l'infiltration lente ou retardée apparaît significative dans le fonctionnement de ce système karstique. Elle contribue en moyenne pour près de 14.5 % au fonctionnement global du système ce qui correspond à environ 0.48 millions de m^3 sur les 3.3 millions de m^3 qui s'écoule en moyenne à l'exutoire. La durée de fin de contribution de l'infiltration lente déterminée par l'analyse des courbes de récession est importante (150 jours environ) ce qui indique que les eaux contenues dans les blocs fissurés des systèmes karstiques sont difficilement sollicités par le réseau de drainage de la source du Verdoble.
 5. La part des eaux issue de la vidange de la zone noyée est importante (40 %) au fonctionnement global du système ce qui correspond à environ 1.33 millions de m^3 sur les 3.3 millions de m^3 qui s'écoule en moyenne à l'exutoire au cours d'un cycle hydrologique. Ces résultats ne permettent pas de conclure quant au développement de la karstification de la zone noyée en profondeur. Les anomalies de température constatées sont à rattacher au flux d'eau en provenance de la zone noyée sans que l'on puisse dire s'il s'agit d'un transfert par des drains ou par des fissures. L'importante inertie de la composante de la

²² L'effet de chasse est une connexion directe, en charge, entre l'épikarst et le réseau karstique.

zone noyée suggère que le flux d'eau chaude proviendrait des calcaires dévoniens sous jacents et migrerait au travers de réseaux de fissures.

5.3.5. Traitement des données hydrochimiques et isotopiques et interprétation

a) *Prélèvements d'eau à la source du Verdoble et au Gourg de l'Antre*

Les prélèvements d'eau de la source du Verdoble en vue d'analyse hydrogéochimique ont été réalisés en sortie de la chambre de captage dans le canal au sein duquel les jaugeages ont également été effectués (cf. Illustration 61, BRGM/RP-52918-FR). Sur la période d'avril 2002 à janvier 2006, 22 prélèvements d'eau ont été sélectionnés (sur les 32 échantillons prélevés) à la source du Verdoble en vue d'analyse géochimique (cf. Illustration 104). Au cours de cette période, le Gourg de l'Antre a été prélevé de manière concomitante à la source du Verdoble à 7 reprises. La source de Soulatgé (dans le village) a également été prélevée à 3 reprises au cours de l'étude. La source de Théron (n°BSS 10772X0006) et la source thermale d'Alet-les-Bains ont également été prélevées afin de caractériser respectivement la signature géochimique des eaux du pôle dévonien « froid » et « chaud » du secteur d'étude.

Les données géochimiques relatives à l'ensemble de ces prélèvements sont présentées dans les tableaux 1 et 2 en Annexe 4.

Les analyses systématiquement effectuées, outre les paramètres physico-chimiques effectués in situ (pH, Température, conductivité, potentiel Redox, oxygène dissous), sont les suivants :

- Cations : Calcium (Ca^{2+}), Magnésium (Mg^{2+}), Sodium (Na^+), Potassium (K^+), Ammonium (NH_4^+),
- Anions : Bicarbonate (HCO_3^-), Chlorure (Cl^-), sulfate (SO_4^{2-}), Nitrate (NO_3^-),
- Silice,
- Eléments traces : Strontium (Sr^{2+}), Brome (Br^-) et Bore (B^-).

La détermination des rapports isotopiques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ont été réalisés sur 13 échantillons de la source du Verdoble, 5 échantillons du Gourg de l'Antre, 3 échantillons de la source de Soulatgé et sur l'échantillon de la source de Théron et de la source thermale d'Alet-les-Bains.

La détermination des teneurs en oxygène 18 et en deutérium des eaux de la source du Verdoble a été réalisée sur 7 échantillons à la source du Verdoble, 3 échantillons au Gourg de l'Antre et sur 2 échantillons à la source de Soulatgé. La détermination des teneurs en tritium a été réalisée en contexte de basses eaux sur un échantillon de la source du Verdoble (16/09/2003).

Les informations de la source de Théron issues de la base de données de l'Agence de l'Eau RMC ont également été utilisées. Les données utilisées sont présentés en annexe 4.

b) Faciès géochimiques et évolutions temporelles des signatures des eaux

L'analyse globale du faciès chimique des eaux peut être réalisée à partir d'un diagramme de Piper (Illustration 118). Dans cette représentation, on constate que les eaux de la source du Verdoble, du Gourg de l'Antre, de la source de Soulatgé et de la source Théron sont de types bicarbonatés calciques.

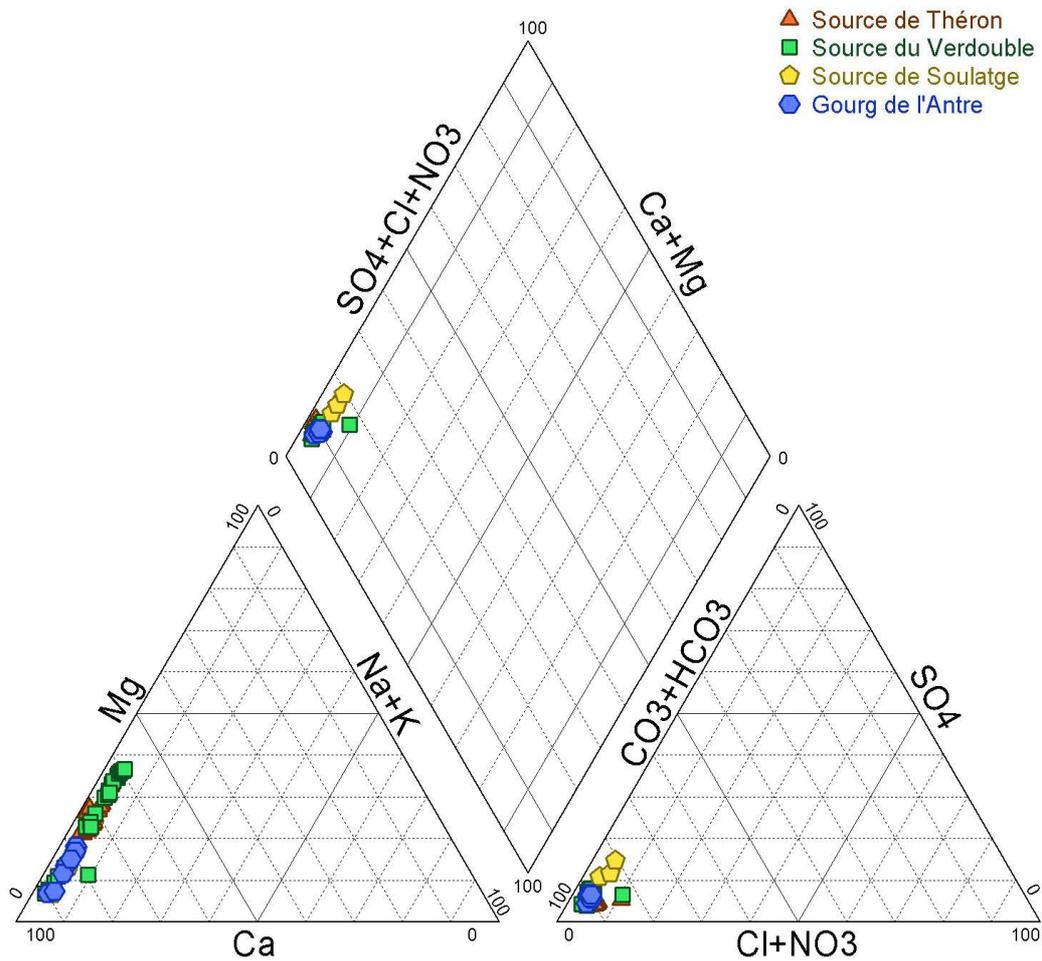


Illustration 118 : Diagramme de Piper des eaux de la source du Verdoble, de l'eau du Gourg de l'Antre, de la source de de Soulatgé et de la source de Théron .

La différenciation des différents types d'eaux en présence à l'aide du diagramme de Piper n'est pas évidente. Il apparaît néanmoins que les eaux semblent pouvoir se distinguer les unes des autres par leurs teneurs en magnésium.

Les eaux de la source du Verdoble présentent des teneurs en bicarbonate (HCO_3^-) comparables à celles des eaux du Gourg de l'Antre. Les teneurs moyennes apparaissent plus élevées que celles mesurées aux sources de Théron et de Soulatgé.

Les eaux de la source du Verdoble présentent des teneurs en sodium, potassium, chlorure, sulfate et nitrates semblables aux eaux prélevées au Gourg de l'Antre (Tableau 28). Les eaux de la source du Verdoble présentent des teneurs en magnésium et silice significativement supérieures aux eaux du Gourg de l'Antre (Tableau 28). À l'inverse, les teneurs en calcium de la source du Verdoble apparaissent significativement inférieures aux teneurs en calcium des eaux du Gourg de l'Antre.

Les teneurs en calcium et en magnésium présentent une évolution inverse au cours du cycle hydrologique. Les teneurs maximales en calcium sont observées lors des périodes de hautes eaux et les teneurs minimales sont observées lors des périodes de basses eaux. Pour le magnésium, c'est l'inverse qui est observé, les valeurs maximales sont observées lors des étiages et les valeurs minimales lors des périodes de hautes eaux.

L'évolution des teneurs en silice suit l'évolution des teneurs en magnésium. Les valeurs maximales sont observées lors des étiages et les valeurs minimales lors des périodes de hautes eaux (Illustration 119 et Illustration 120). Ces évolutions sont à rattacher au fonctionnement du système karstique. Les teneurs élevées en calcium lors des périodes de hautes eaux associées à de faibles teneurs en magnésium et silice sont à attribuer à la contribution d'eau en provenance de la zone épikarstique. L'augmentation des teneurs en calcium va de pair avec l'augmentation des teneurs en bicarbonate, ces augmentations de concentration en Ca et HCO_3^- conduisent à une augmentation de la conductivité des eaux en période de hautes eaux. Ces évolutions traduisent le phénomène de dissolution des carbonates sous l'action du CO_2 biogénique entré dans le système lors de l'infiltration des eaux de pluie dans la zone épikarstique.

La différence de concentration que l'on observe entre les eaux du Gourg de l'Antre et la source du Verdoble s'observe également pour la température des eaux (Illustration 121) mais n'est pas ou peu perceptible pour la conductivité (Illustration 122). Les eaux de la source du Verdoble apparaissent bien plus chaudes que celles du Gourg de l'Antre, la différence notamment en étiage peut atteindre près de 5°C . Les teneurs plus élevées en magnésium et en silice que l'on observe à la source du Verdoble sont vraisemblablement à attribuer à une contribution plus importante de la composante « chaude » et profonde du système. Sur la base des points de suivis de la source de Soulatgé, on ne peut pas exclure la présence d'une petite contribution d'eau « chaude » et profonde au niveau du Gourg de l'Antre. Les températures des eaux du Gourg de l'Antre apparaissent en effet légèrement supérieures (1°C environ) aux températures mesurées à la source de Soulatgé. Il est supposé ici que les

températures des eaux de la source de Soulatgé en étiage permettent de caractériser la température moyenne des eaux du secteur d'étude non influencées par les circulations profondes. Ces résultats semblent donc corroborer les observations réalisées par les spéléologues qui indiquent des venues d'eau « chaude » en amont et en aval du Gourg de l'Antre, les venues les plus importantes se trouvant en aval du Gourg de l'Antre.

		Ca	Mg	Na	K	HCO ₃ ⁻	Cl	NO ₃	SO ₄	SiO ₂
		mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Sce du Verdoble (22 analyses)	moyenne	75.0	16.2	4.3	0.7	283.8	6.4	1.2	16.8	6.7
	2σ	13.6	6.8	1.9	0.2	9.3	3.4	0.7	3.1	1.1
	min	59.5	4.5	3	0.5	264	5.1	0.4	9.6	4.4
	max	115	23.8	12.8	1.1	304	21.3	3.3	20.4	8.3
Gourg de l'Antre (7 analyses)	moyenne	84.6	7.86	3.94	0.71	283.14	6.26	1.47	14.69	5.57
	2σ	4.6	2.69	0.46	0.13	8.2952	0.69	0.55	1.968	0.73
	min	77.7	4	3.3	0.5	276	5.5	0.7	10.7	4.5
	max	90	10.8	4.6	0.9	298	7.5	1.9	16.6	6.4
Sce Soultage (3 analyses)	moyenne	83.1	7.4	4.2	1.1	244.7	6.9	1.5	28.4	6.7
	2σ	7.8	3.1	0.3	0.2	20.6	1.2	0.8	3.1	0.4
	min	75.9	4.1	3.8	1	221	5.8	0.8	25.4	6.4
	max	91.3	10.2	4.4	1.3	259	8.2	2.3	31.6	7.1
Sce Théron (16 analyses)	moyenne	61.5	12.8	2.8	1.0	226.4	4.6	6.9	8.8	6.1
	2σ	2.8	1.3	0.8	0.2	6.9	0.7	3.0	0.8	2.3
	min	57	11	1	0.6	218	3	4.7	7.7	2.8
	max	67	15	3.8	1.2	245	6	18	11	12.8

Tableau 28 : Concentrations minimale, moyenne et maximale en Ca, Mg, Na, K, HCO₃, Cl, NO₃, SO₄ et SiO₂ des eaux de la source du Verdoble, du gourg de l'Antre, de la source de Soulatgé et de la source de Théron à Alet-les-Bains.

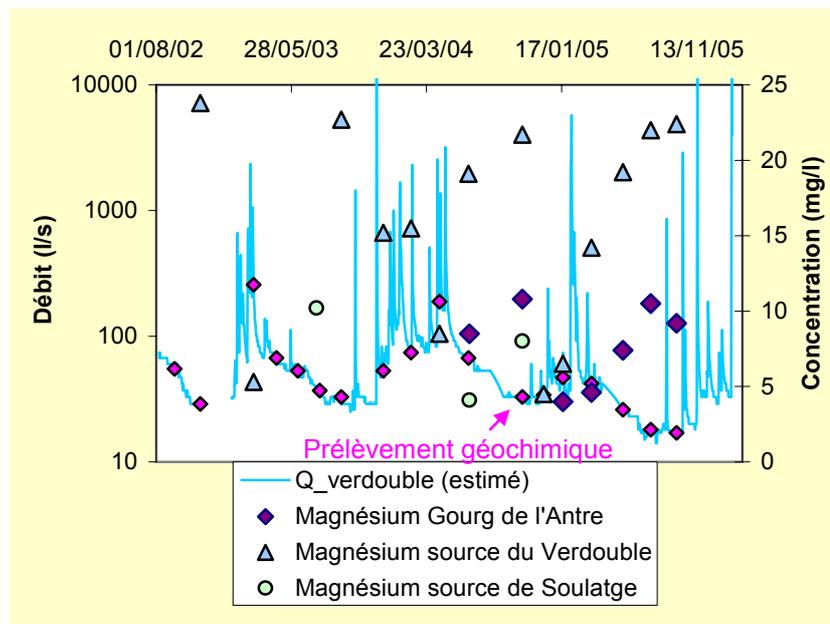
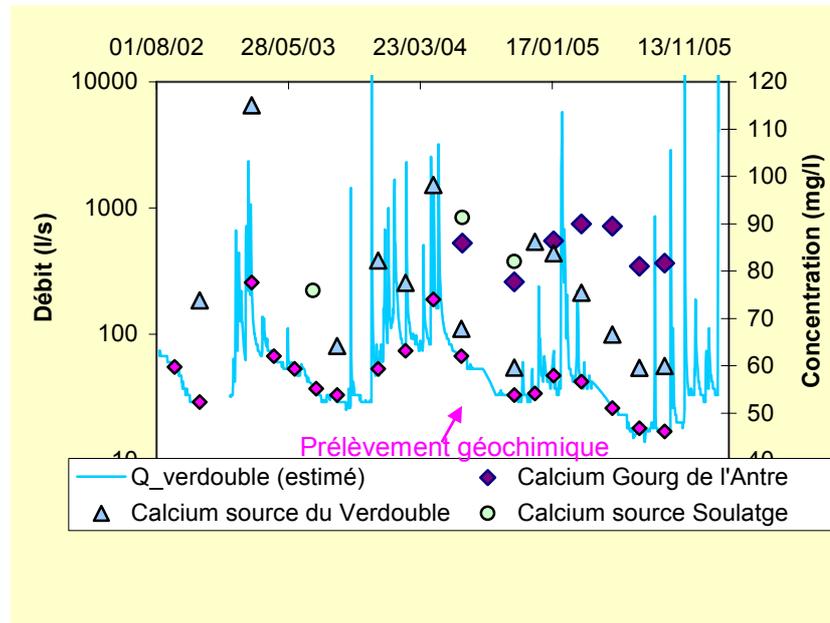


Illustration 119 : Evolution temporelle des teneurs en calcium, magnésium des eaux de la source du Verdoble, du Gour de l'Antre et de la source de Soulatgé. L'évolution du débit de la source du Verdoble est également reportée.

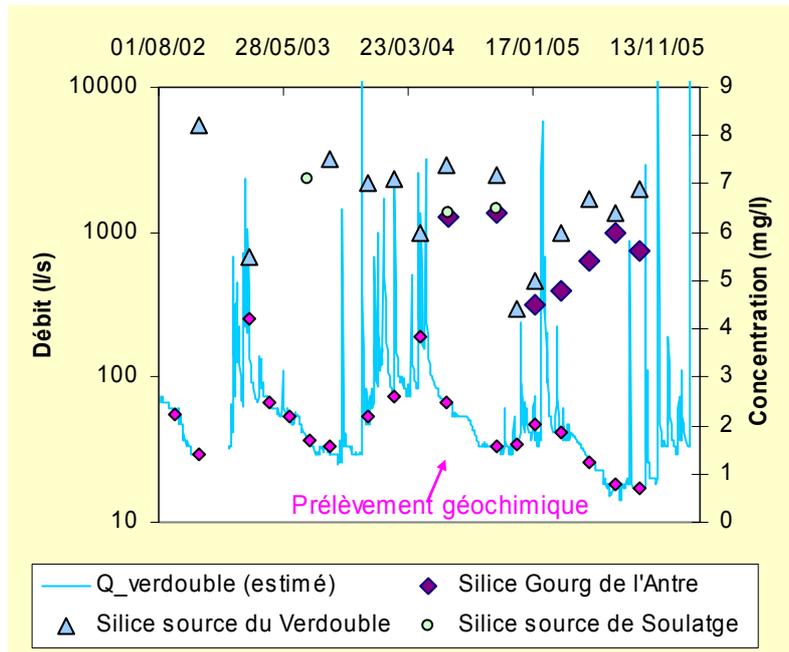


Illustration 120 : Evolution temporelle des teneurs en silice des eaux de la source du Verdouble, du gourg de l'Antre et de la source de Soulatgé. L'évolution du débit de la source du Verdouble est également reportée.

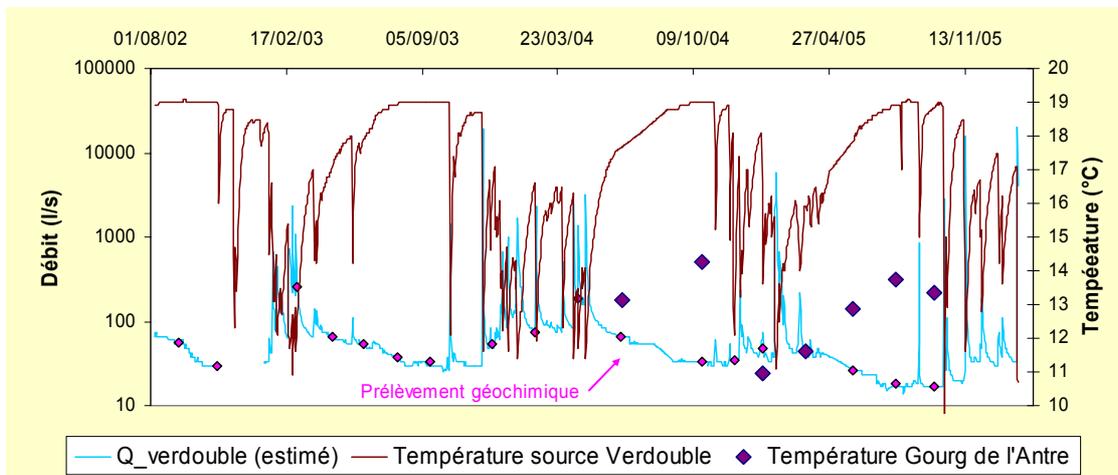


Illustration 121 : Evolution temporelle de la température des eaux du Gourg de l'Antre et de la source du Verdouble. L'évolution du débit de la source du Verdouble est également reportée.

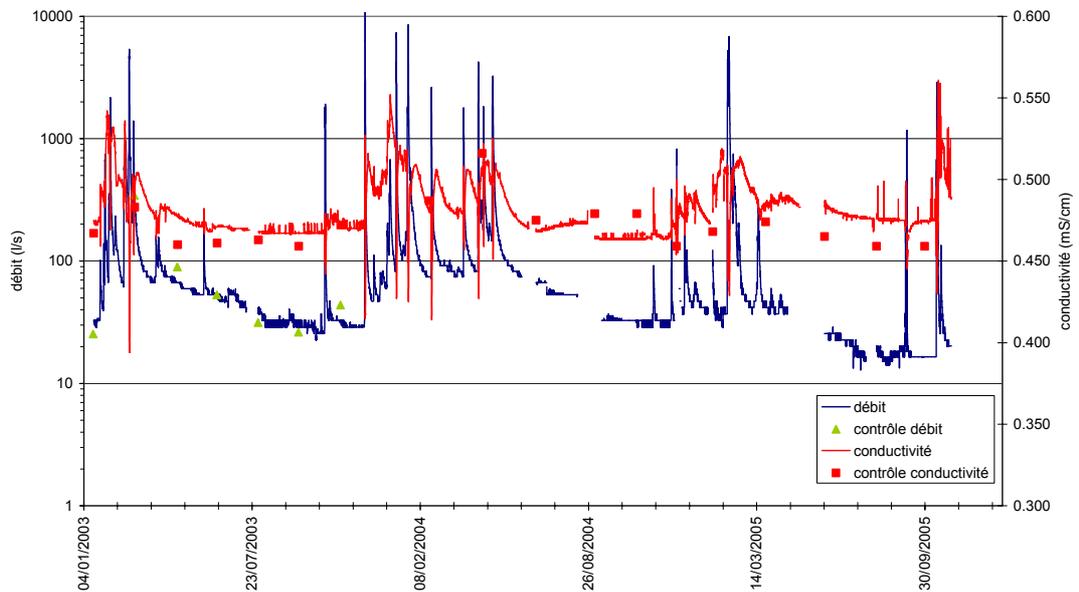


Illustration 122 : Evolution temporelle de la conductivité des eaux de la source du Verdoble. L'évolution du débit de la source du Verdoble est également reportée.

c) Essais de caractérisation de la signature géochimique de la composante « chaude » et profonde du système karstique de la source du Verdoble

Le Synclinal de Soulatgé est discordant sur les formations primaires du Dévonien et du Carbonifère. Il a été suggéré que les eaux issues des aquifères carbonatés développés au sein du Dévono-Carbonifère pouvaient contribuer au fonctionnement du système karstique du Verdoble (Faillat, 1975 ; Kuhfuss, 1981). Ne disposant pas de point d'eau représentatif de ces formations au sein de l'unité du Roc de Nétable, nous avons considéré les informations disponibles à la source de Théron (n°BSS 10772X0006) et de la source thermique d'Alet-les-Bains. Il est rappelé que la zone noyée de ces sources sont développés au sein des calcaires et dolomies dévono-carbonifères. Les eaux de la source de Théron permettent de caractériser la composante « froide » du Dévono-Carbonifère tandis que les informations de la source thermique d'Alet-les-Bains permettent de caractériser la composante « chaude ». Les caractéristiques chimiques de ces sources ont donc été utilisées pour appréhender la signature géochimique de la composante chaude et profonde du système karstique de la source du Verdoble.

La comparaison des résultats porte principalement sur les marqueurs des interactions lentes avec les minéraux contenus au sein des formations (magnésium, silice et sulfate). Seules les informations en basses eaux sont considérées dans la mesure où c'est à cette période que la contribution de la composante « chaude » et profonde est maximale. De la confrontation des résultats de la source de Théron et d'Alet (source thermique) aux résultats des suivis de la source du Verdoble, il ressort les points suivants :

- les teneurs maximales en magnésium mesurées à la source du Verdoble en période de basses eaux (de l'ordre de 23 mg/l) apparaissent bien supérieures aux valeurs maximales (de l'ordre de 15 mg/l) enregistrées à la source de Théron. La teneur en magnésium de la source thermale d'Alet apparaît comparable aux valeurs maximales mesurées en étiage à la source du Verdoble (de l'ordre de 23 mg/l) ;
- les teneurs maximales en silice mesurées à la source du Verdoble (de l'ordre de 7 mg/l) sont comparables aux valeurs mesurées à la source de Théron en période de basses eaux (de l'ordre de 6.6 mg/l) et apparaissent nettement plus faibles que la teneur en silice mesurée à la source thermale d'Alet (11.8 mg/l). Elles sont comparables aux valeurs maximales mesurées en étiage à la source du Verdoble (de l'ordre de 23 mg/l) ;
- les teneurs en sulfate mesurées à la source du Verdoble en étiage (de l'ordre de 19 mg/l) apparaissent supérieures aux valeurs mesurées à la source de Théron (de l'ordre de 10 mg/l) ou à la source thermale d'Alet (15.5 mg/l).

Sur la base de ces seules informations chimiques, il est difficile de conclure quant à la contribution des eaux en provenance des formations du Dévono-Carbonifère au fonctionnement de la source du Verdoble. Nous signalons néanmoins que les eaux de la source thermale d'Alet-les-Bains présentent plus de similitudes avec les eaux de la source du Verdoble en étiage que l'eau de la source de Théron. Nous allons confronter les informations chimiques précédentes aux informations apportées par le strontium (concentration et rapport isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).

Les teneurs en strontium de la source du Verdoble en étiage sont de l'ordre de 145 $\mu\text{g/l}$, les teneurs de la source de Théron et de la source thermale d'Alet-les-bains étant respectivement de 60 $\mu\text{g/l}$ et 150 $\mu\text{g/l}$ (mesures effectuées sur les échantillons prélevés le 23/07/2003). Les teneurs en strontium de la source du Verdoble en étiage apparaissent donc comparables à la valeur de la source thermale d'Alet. Nous présentons les évolutions du rapport isotopique des eaux en fonction des rapports chimiques Mg/Sr, Si/Sr et SO_4/Sr (Illustration 123 ; Illustration 124 et Illustration 125).

Il apparaît sur la base des informations de l'illustration 123 et de l'illustration 124 que les rapports Mg/Sr et SO_4/Sr des sources d'Alet-les-Bains et Théron ne permettent pas de mettre en évidence le phénomène de mélange entre les eaux du Crétacé supérieur (caractérisées à l'aide des échantillons de la source de Soulatgé et du Gourg de l'Antre) et les eaux plus profondes du Dévono-Carbonifère. La signature isotopique des eaux du Verdoble en étiage présente globalement peu de variation autour de la valeur 0.70845 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). Les rapports molaires Mg/Sr et SO_4/Sr en étiage des eaux de la source du Verdoble présentent également peu de variation, respectivement autour des valeurs 550 (Mg/Sr) et 115 (SO_4/Sr). En période de crue, la signature géochimique des eaux de la source du Verdoble évolue vers la signature du pôle carbonaté du Crétacé supérieur.

Les informations de l'illustration 125 permettraient de mettre en évidence le phénomène de mélange entre les eaux du Crétacé supérieur et les eaux profondes du Dévono-Carbonifère. Les échantillons de la source du Verdoble apparaissent en effet globalement alignés sur les droites de mélange théoriques définies à partir des pôles

« froid » et « chaud » du Dévono-Carbonifère. Sur la base de ces résultats donnés à titre indicatif, il est suggéré que les eaux « chaudes » et profondes du Dévono-Carbonifère pourraient contribuer pour 20 % au fonctionnement du système karstique du Verdoble en période de basses eaux. Compte tenu de l'incertitude qui pèse sur la définition géochimique du pôle dévono-carbonifère de l'unité du Roc de Nétable, le pourcentage calculé dans cette étude (20%) constitue réellement une valeur indicative.

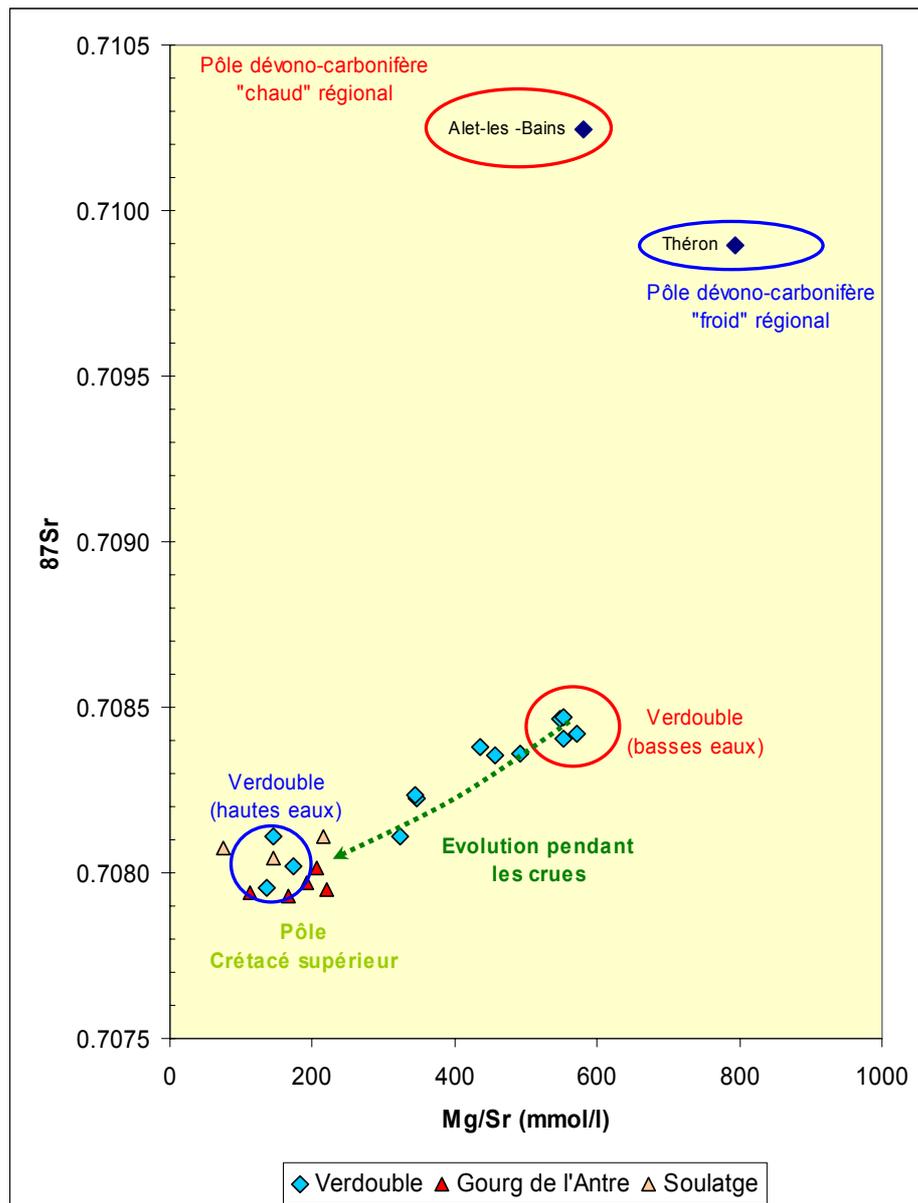


Illustration 123 : Evolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux du Verdoble, du Gourg de l'Antre, de la source de Soulatgé, de la source de Théron et de la source thermique d'Alet les Bains en fonction du rapport molaire Mg/Sr .

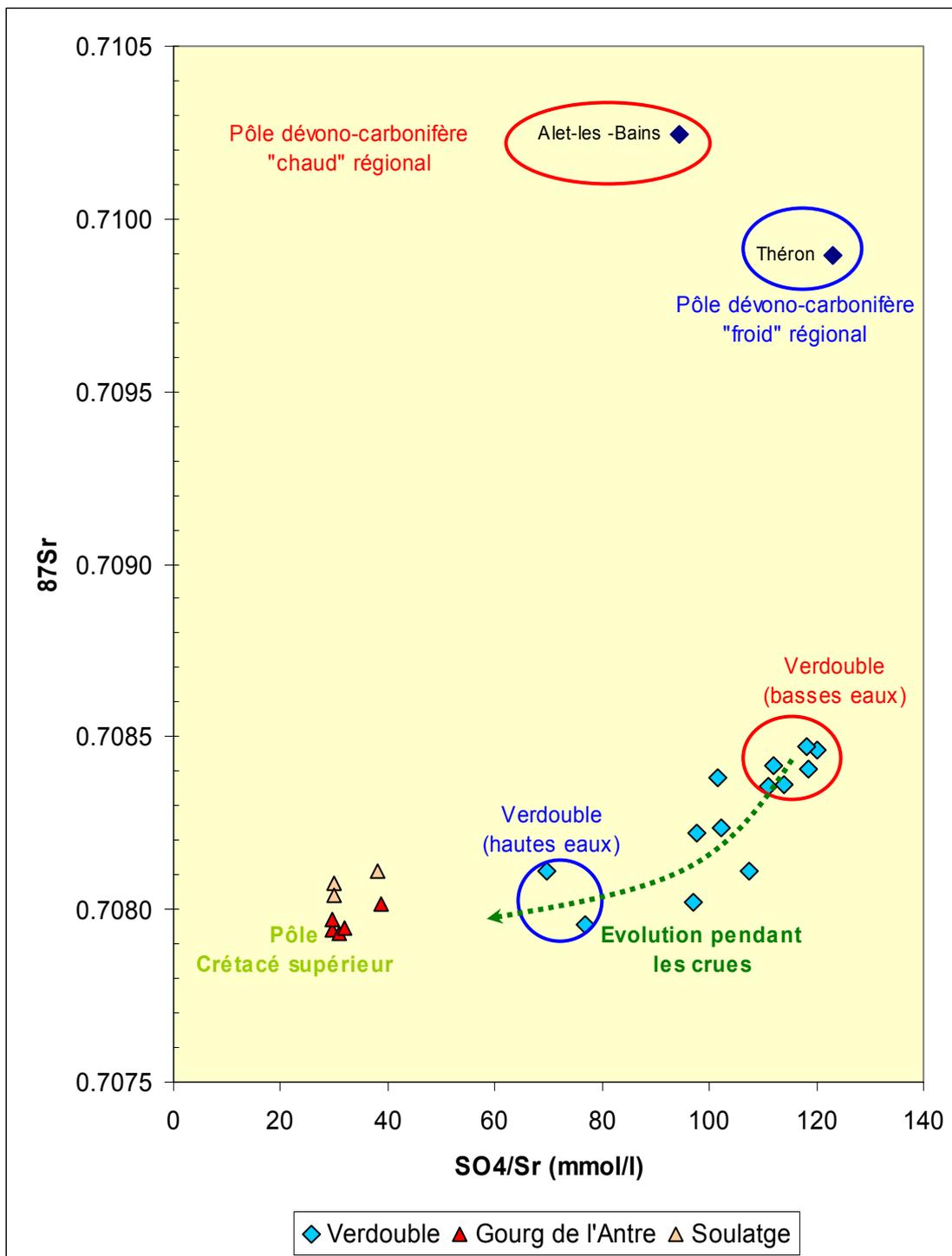


Illustration 124 : Evolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux du Verdoube, du Gourg de l'Antre, de la source de Soulatgé, de la source de Théron et de la source thermique d'Alet les Bains en fonction du rapport molaire SO_4/Sr .

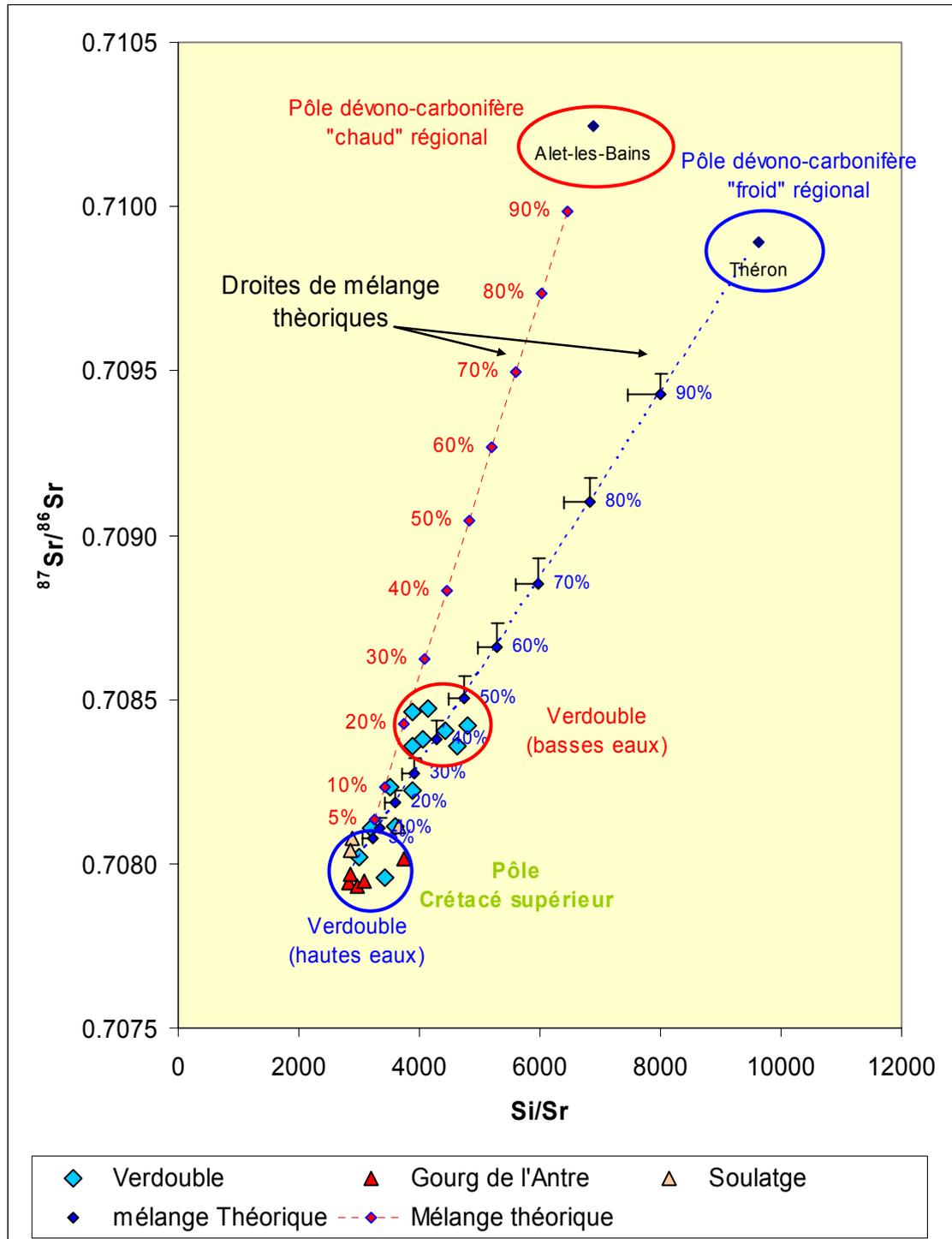


Illustration 125 : Evolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux du Verdoble, du Gourg de l'Antre, de la source de Soulatgé, de la source de Théron et de la source thermique d'Alet les Bains en fonction du rapport molaire Si/Sr .

d) informations apportées par les isotopes de l'eau (^{18}O , ^2H et Tritium)

Le pas de temps adopté pour les suivis isotopiques (^{18}O , ^2H) de la source du Verdoble ne permet pas d'étudier de manière détaillée le fonctionnement du système karstique lors des crues.

Les teneurs en oxygène 18 et en deutérium des échantillons analysés (globalement tous représentatifs de la période de basses eaux) ne présentent pas ou peu de variations. Les teneurs en oxygène 18 et en deutérium sont de -8 ‰ et -50 ‰ respectivement. Dans le diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$, les eaux du Verdoble se positionnent sur la droite des pluies locales ($\delta^2\text{H} = 8 * \delta^{18}\text{O} + 14$, Ladouche et al, 1998).

Sur la base d'une part, du gradient altitudinal de variation des teneurs en oxygène 18 des pluies généralement mesuré par les auteurs dans la littérature (-0.2 ‰/100 m à -0.25‰/100 m) et d'autre part, des teneurs en oxygène 18 des eaux des formations quaternaires de la plaine du Roussillon (-6.4 ‰, altitude < 20 m), nous avons tenté d'estimer l'altitude moyenne de recharge de ce système par les précipitations. Les teneurs en oxygène 18 de la source du Verdoble (altitude de la source 440 m) étant de -8 ‰, nous estimons que l'altitude moyenne de recharge par les précipitations est compris entre 620 et 820 m d'altitude. Ces valeurs d'altitudes sont compatibles avec les altitudes rencontrées sur les formations du Crétacé supérieur de la forêt Domaniale de l'Orme [420 m-800 m] et sur les formations dévono-carbonifères du roc de Nétable entre le col de Reboulade et le Montrodon [700 m-800 m].

Les eaux du Verdoble, prélevées le 16/09/03 dans un contexte de très basses eaux (Q = 33 l/s) présentent une activité tritium de 3 UT (± 1 UT). Les teneurs en tritium des pluies actuelles sont très faibles et globalement comprises entre 2 et 7 UT, les valeurs les plus élevées étant observées en hiver et au printemps. L'activité Tritium des eaux de la source du Verdoble semble donc assurée par des eaux infiltrées récemment dans le système, tout au plus quelques années. La composante profonde chaude du système apparaît donc également constituée d'eau d'infiltration récente (quelques années voire une dizaine d'année tout au plus). Une autre hypothèse serait de considérer que l'on a à faire à un mélange entre une eau ancienne (antérieure à 1950) et d'une eau d'infiltration récente. Cette hypothèse conduirait à des vitesses d'écoulement très faibles de l'eau en provenance des formations dévono-carbonifères sous jacentes et/ou à une très mauvaise connexion hydraulique entre l'aquifère profond et l'aquifère superficiel développé dans les calcaires du Crétacé inférieur. Sur la base des seuls résultats du tritium, il est difficile de conclure. La première hypothèse nous apparaît néanmoins plus plausible que la seconde.

e) Informations sur les conditions d'écoulements au sein du système karstique du Verdoble (périodes des basses et hautes eaux)

La signature chimique des eaux au cours des périodes d'étiage permet d'accéder aux conditions d'écoulement des eaux au sein des systèmes karstiques (Bakalowicz 1979 ; Plagnes 1997). D'une manière générale, les informations apportées par les paramètres du système calco-carbonique permettent de distinguer :

- les systèmes pour lesquels l'écoulement des eaux dans la zone noyée se produit en partie à surface libre,
- les systèmes pour lesquels l'écoulement des eaux dans la zone noyée se produit en charge.

Dans le premier groupe (1), les eaux présentent des indices de saturation élevés vis-à-vis de la calcite ($IS \gg 0$) et des pressions partielles en CO_2 (pCO_2) qui diminuent lorsque l'indice de saturation de la calcite augmente. Ce phénomène indique que les phénomènes de dégazage sont favorisés car l'eau commence à perdre une partie de son CO_2 dissous avant l'émergence. De façon simultanée, le carbonate de calcium peut commencer à précipiter (concrétion calcaire, travertin par exemple). Ce phénomène se produit lorsque l'écoulement des eaux se fait en partie à surface libre dans des conduits potentiellement pénétrables.

Dans le second groupe, les eaux apparaissent sous saturées ou à l'équilibre vis-à-vis de la calcite ($IS < 0$; $IS = 0$) et l'évolution des pressions partielles en CO_2 (pCO_2) n'apparaît pas corrélée à l'évolution de l'indice de saturation de la calcite. Les phénomènes de dégazage ne sont pas favorisés ce qui indique que l'écoulement des eaux se produit dans des réseaux en charge (non pénétrables, exceptés par des plongeurs lorsque des vides de grandes tailles sont présents dans le système).

Nous présentons dans le Tableau 29 les indices de saturation (IS^{23}) des eaux de la source du Verdoble et du Gourg de l'Antre.

Les indices de saturation des eaux de la source du Verdoble vis-à-vis de la calcite et de l'aragonite en étiage apparaissent proches de l'équilibre ($IS = 0$) ou très légèrement sur saturées ($IS > 0$). Les pCO_2 présentent une tendance à la diminution lorsque les indices de saturation vis-à-vis de la Calcite augmentent. Un phénomène comparable est mis en évidence pour les eaux du Gourg de l'Antre. Ces résultats indiquent que l'écoulement des eaux du système karstique du Verdoble au sein de sa zone noyée se fait globalement à surface libre. L'écoulement des eaux dans des drains en charge n'est donc pas mis en évidence.

La relative stabilité des teneurs en carbone organique dissous (CMTD) des eaux indique que le système karstique du Verdoble n'est pas affecté par une source de CO_2 (gazeux) d'origine profonde. La faiblesse des pressions partielles de CO_2 (pCO_2) renforce cette interprétation. Un apport de CO_2 profond se serait traduit par une nette élévation du CMTD et des pCO_2 notamment en étiage.

Les indices de saturation vis-à-vis des phases minérales contenant de la silice (quartz, calcédoine) apparaissent très légèrement sous saturés pour la calcédoine et sont globalement proche de l'équilibre où très légèrement sur saturés pour le quartz. Ce résultat suggère donc que les eaux ont résidé plusieurs semaines dans le système afin que les réactions thermodynamiques puissent avoir lieu.

²³ IS : indice de saturation calculé à l'aide du logiciel PhreeqcV2, Parkhurst and Appelo, 1999

		Date	Débit (l/s)	pH	CMTD (mmol/kg)	pCO ₂ (%)	IS Calcite	IS Aragonite	IS Dolomite	IS Quartz	IS Chalcedoine
Sce Verdoble	HE	21/03/02	177	7.83	4.818	0.37	0.53	0.38	0.79	0.18	-0.28
Sce Verdoble	HE	09/04/02	200	7.25	5.235	1.35	-0.01	-0.16	-0.84	0.09	-0.37
Sce Verdoble	HE	10/05/02	100	7.07	5.824	2.09	-0.16	-0.31	-1.34	0.1	-0.37
Sce Verdoble	ME	24/07/02	85	7.67	4.846	0.54	0.35	0.2	0.49	0.17	-0.28
Sce Verdoble	ME	11/09/02	55	7.26	4.834	1.29	0	-0.14	-0.22	0.21	-0.24
Sce Verdoble	BE	07/11/02	29	7.27	5.189	1.35	0.03	-0.12	-0.16	0.21	-0.24
Sce Verdoble	HE	05/03/03	257	7.1	5.934	1.95	-0.02	-0.17	-1.22	0.14	-0.33
Sce Verdoble	ME	25/04/03	67	7.23	5.322	1.45	-0.01	-0.16	-0.44	0.16	-0.3
Sce Verdoble	ME	11/06/03	53	6.95	5.857	2.82	-0.3	-0.45	-0.92	0.17	-0.28
Sce Verdoble	BE	30/07/03	37	7.43	4.981	0.93	0.14	-0.01	0.09	0.17	-0.27
Sce Verdoble	BE	16/09/03	33	7.39	5.002	1.02	0.09	-0.05	0.01	0.17	-0.28
Sce Verdoble	ME	18/12/03	53	8.13??						0.18	-0.28
Sce Verdoble	ME	18/02/04	74	7.12	5.456	1.86	-0.13	-0.28	-0.72	0.18	-0.27
Sce Verdoble	HE	21/04/04	189	6.69	7.449	5.13	-0.48	-0.63	-1.85	0.16	-0.3
Sce Verdoble	ME	24/06/04	67	6.99	5.696	2.57	-0.29	-0.44	-0.88	0.18	-0.27
Sce Verdoble	BE	22/10/04	33	7.45	4.878	0.87	0.12	-0.03	0.07	0.15	-0.3
Sce Verdoble	ME	08/12/04	34	7.14	5.382	1.66	-0.13	-0.28	-1.38	0.05	-0.42
Sce Verdoble	ME	20/01/05	47	6.21??						0.09	-0.38
Sce Verdoble	ME	24/03/05	42	6.82	6.157	3.63	-0.45	-0.6	-1.41	0.12	-0.34
Sce Verdoble	BE	02/06/05	26	7.83	4.702	0.35	0.52	0.37	0.76	0.14	-0.31
Sce Verdoble	BE	03/08/05	18	7.78	4.570	0.40	0.43	0.28	0.69	0.1	-0.35
Sce Verdoble	BE	29/09/05	17	7.83	4.582	0.35	0.48	0.33	0.8	0.14	-0.31
Gourg de L'Antre	ME	26/06/04		6.88	6.28	3.16	-0.36	-0.51	-1.54	0.18	-0.28
Gourg de L'Antre	BE	22/10/04		7	5.64	2.34	-0.28	-0.43	-1.22	0.17	-0.29
Gourg de L'Antre	ME	20/01/05		6.25??						0.07	-0.4
Gourg de L'Antre	ME	24/03/05		7.26	5.31	1.26	0.01	-0.14	-1.11	0.09	-0.38
Gourg de L'Antre	BE	02/06/05		8.51	4.75	0.07	1.25	1.1	1.6	0.11	-0.36
Gourg de L'Antre	BE	03/08/05		8.83	4.26	0.03	1.47	1.32	2.26	0.12	-0.34
Gourg de L'Antre	BE	29/09/05		7.7	4.72	0.46	0.42	0.27	0.07	0.13	-0.34

Tableau 29 : Paramètres du système calco-carbonique et indices de saturation vis-à-vis des phases minérales de la silice pour les eaux du système karsique du Verdoble..

En période de crue, les eaux de la source du Verdoble présentent globalement des indices de saturation vis-à-vis de la calcite inférieure à zéro. Ce phénomène va de pair avec l'augmentation des pressions partielles de CO₂ (pCO₂) et des teneurs en bicarbonate (HCO₃) et calcium (Ca). Au cours de ces périodes, on observe une augmentation de la conductivité des eaux de la source du Verdoble. Ces phénomènes sont à rattacher à un écoulement en milieu triphasique (eau-roche-air). Les évolutions observées traduisent le phénomène de dissolution des carbonates sous l'action du CO₂ biogénique entré dans le système lors de l'infiltration des eaux de pluie. L'évolution de ces différents paramètres renseigne donc sur le fonctionnement du système karstique en période de crue. La genèse des crues ne provient pas directement de la pluie mais est produit par les eaux de pluie qui se sont infiltrées et qui ont transité par l'épikarst, réservoir tampon situé près de la surface du sol où le phénomène de dissolution des carbonates peut se produire. L'ampleur significative des variations des teneurs en calcium (augmentation qui peut atteindre une trentaine de mg/l lors des crues) semble indiquer que la contribution relative des eaux d'infiltrations ayant transité par l'épikarst est importante. L'écoulement en période de crue apparaît majoritairement constitué d'eau issue de la zone épikarstique. Ce résultat est en cohérence avec les résultats de l'approche de décomposition des hydrogrammes réalisée à l'aide du logiciel Tempo.

5.3.6. Synthèse des connaissances en termes de structure, fonctionnement et ressources

a) Contexte géologique

La source du Verdoube prend sa source au sein de la zone sous-pyrénéenne. Le synclinal de Soulatgé est un des synclinaux et anticlinaux affectés par l'important chevauchement du front nord-pyrénéen. Il se développe au nord de celui-ci et comprend des terrains mésozoïques du Crétacé supérieur, du Cénomaniens au Maestrichtien. Ces séries sont discordantes et caractérisées par des variations de faciès de dépôts : calcaires, marno-calcaires, grès. Le flanc nord du synclinal de Soulatgé, peu épais est faiblement penté et bien développé, par rapport au flanc sud, mince, présentant un pendage inverse. Le flanc sud dans sa partie orientale peut être même absent à la faveur d'une structure monoclinale. Toute la série est affectée par des accidents de direction moyenne NE. A l'Est de la zone d'étude, la direction des failles est principalement E-NE à E, alors que dans la partie occidentale les directions sont N à N-NE. Les jeux des failles sont plus importants lorsqu'ils sont situés dans la continuation d'accidents antérieurs affectant le massif du Mouthoumet qui est situé au NE du synclinal de Soulatgé.

La lithologie du synclinal de Soulatgé montre une alternance de niveaux calcaires (i.e. 10 à 15 m de calcaires de Montferrand) au sein de formations non carbonatées (grès, marnes) dont l'épaisseur atteint les 40 à 50 mètres. L'épaisseur totale de la série est de l'ordre de 200 mètres. Ce synclinal est discordant sur des carbonates primaires du massif du Mouthoumet (Unité du Roc de Nétable), pouvant contribuer au débit de la source du Verdoube.

La source du Verdoube (dit aussi de la Doux) captée pour l'alimentation en eau potable de la commune de Soulatgé est issue d'un conduit qui chemine au sein des calcaires de Montferrand (Coniacien supérieur à Santonien inférieur), dont la puissance est de 10 à 15 m. Le système possède une autre entrée avec le Gourg de l'Antre, fenêtre ouverte sur la rivière souterraine. Ainsi au centre d'une dépression de 15 à 20 m de profondeur dans les marno-calcaires à Micraster un couple exurgence-perte existe au sein des calcaires de Montferrand.

Le système karstique du Verdoube (source de la Doux) associé au Gourg de l'Antre serait composé de deux réseaux karstiques actifs avec des caractéristiques différentes : un réseau plus superficiel à développement horizontal (Gourg de l'Antre) avec un coefficient de tarissement important et limité au Crétacé supérieur et un réseau plus profond lié à des accidents ou failles responsables des apports d'eau anormalement chaude, à faible coefficient de tarissement et de zone d'alimentation plus éloignée, s'étendant probablement au Dévonien (Note de la carte géologique au 1/50 000, N° 1077).

Les calcaires du Dévonien sont associés à l'unité du Roc de Nétable (a) et (b) ; cette unité est située au Nord du synclinal de Soulatgé, telle que représentée sur la coupe géologique interprétative N-S (Illustration 103). Les calcaires micritiques et dolomitiques du Dévonien inférieur et moyen se développent au-dessus des ampélites noires souvent gréseuses du Silurien et Dévonien basal. Les calcaires micritiques de teinte claire comprennent quelques rares bancs de calcaires à entroques. Une

dolomitisation plus ou moins importante peut affecter certaines couches. Ils sont surmontés par des calcaires micritiques, légèrement dolomités, souvent argileux et de couleur rouge ou ocre, associés à des pélites rouges. L'épaisseur totale est inférieure à 300 m, de l'ordre de la centaine de mètres.

L'unité du Roc de Nétable est pour sa partie (a) constitué par des formations pélitico-gréseuses avec décharges de conglomérats polygéniques à éléments de roches volcaniques et peu ou pas de roches calcaires ; c'est une série de type flysch montrant de bas en haut des turbidites, des grauwackes et des conglomérats. Alors que pour la partie (b) de cette unité, ce sont des termes carbonatés qui dominent avec des nodules de phosphates intercalés dans des calcaires micritiques, au-dessus desquels viennent des carbonates : calcaires à algues et foraminifères et polypiers (épais dépôts de plate-forme) et calcaires turbiditiques et dolomies d'une puissance moins importante traduisant le changement de conditions de dépôts (approfondissement du bassin de dépôts) (Note de la carte géologique au 1/50 000, N° 1077 ; Bessière et al., 1989).

b) Surface du bassin d'alimentation

La surface du bassin d'alimentation a été déterminée en établissant le bilan hydrologique et par modélisation ; celle-ci est estimée à 7 km² (±2).

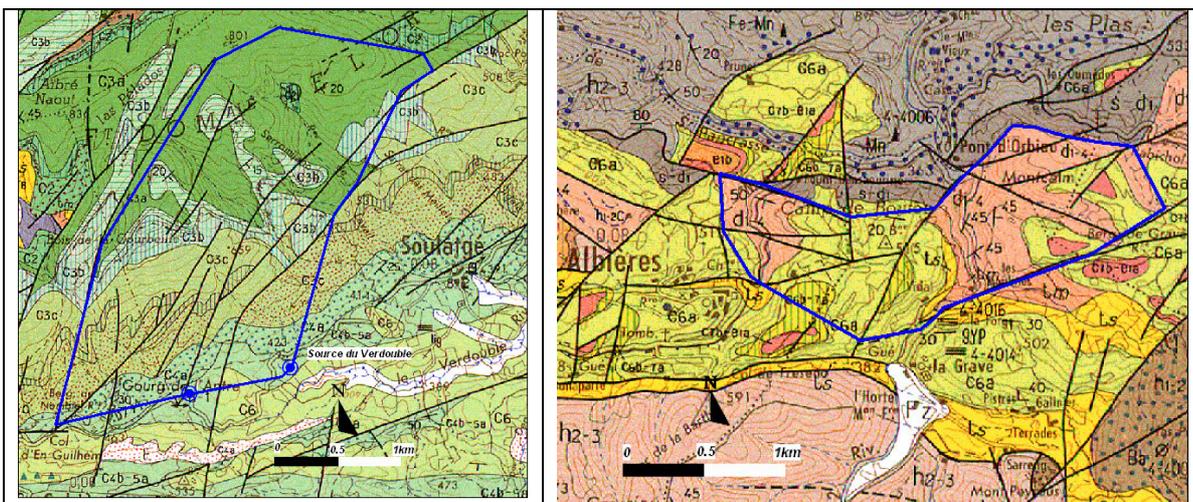


Illustration 126 : Délimitation du bassin d'alimentation de la source du Verdoubte sur fonds géologique (à gauche, partie principale du bassin et à droite, partie amont du bassin d'alimentation au niveau des calcaires du Dévonien dissocié du reste)

L'altitude du bassin est ainsi comprise entre 800 et 420 m au niveau de la source du Verdoubte. Le bassin comprend une partie dissociée du bassin d'alimentation générale, qui se situe au Sud du lieu-dit du Pont d'Orbieu, au niveau des affleurements des calcaires du Dévonien inférieur et moyen de l'autochtone relatif. Cette zone couvrirait une superficie inférieure à 2 km² probablement ; elle est délimitée de manière très schématique et simplifiée.

c) Caractéristiques en termes de fonctionnement et structure

A partir d'un suivi des débits à la source entre août 2002 et janvier 2006 (données complètes sur un CD Rom en annexe 5) et de l'interprétation des données à l'aide des méthodes classiquement utilisées en hydrogéologie karstique, les principales caractéristiques du système karstique de la source du Verdoble sont résumées ci-après.

La superficie du bassin d'alimentation est de l'ordre de $7 \text{ km}^2 \pm 1.5 \text{ km}^2$ (valeur calculée sur un peu plus de 3 cycles hydrologiques entre août 2002 et janvier 2006). Le volume moyen interannuel écoulé sur cette période est estimé à 3.3 millions de m^3 , ce qui correspond à un débit moyen de 105 l/s. La gamme des débits journaliers est comprise entre 20 l/s et 5700 l/s. Les débits de crue sont entachés d'une incertitude élevée (au moins 20 %) en raison des difficultés techniques de jaugeage en crue liées à la configuration du site. Ils sont certainement surestimés au-delà de 2000 l/s.

L'analyse des hydrogrammes par les différentes méthodes mis en œuvre renseigne sur les caractéristiques fonctionnelles du système et permet également d'évaluer les réserves mobilisables.

Lors des crues, il a été montré que le système du Verdoble répond très rapidement aux pluies efficaces, les pics de crue étant observés environ à 1 jour après les pluies efficaces. Les durées d'infiltration de la composante rapide de la recharge par les pluies efficaces sont assez courtes (14 jours). La part des eaux issue de la vidange de la zone noyée est importante (40 %) au fonctionnement global du système ce qui correspond à environ 1.33 millions de m^3 sur les 3.3 millions de m^3 qui s'écoule en moyenne à l'exutoire au cours d'un cycle hydrologique. Ces résultats ne permettent pas de conclure quant au développement de la karstification de la zone noyée en profondeur. Les anomalies de température constatée sont à rattacher au flux d'eau en provenance de la zone noyée sans que l'on puisse dire s'il s'agit d'un transfert par des drains ou par des fissures. L'importante inertie de la composante de la zone noyée suggère que le flux d'eau chaude en provenance des calcaires dévonien sous jacent pourrait s'effectuer au travers de réseaux de fissure). En période de crue, l'écoulement à la source apparaît principalement assuré par le régime d'écoulement de type non linéaire de type « effet de chasse ». La connexion hydraulique directe, en charge, entre l'épikarst et la zone noyée se fait sentir dès le début des crues et cesse au bout de 3 jours environ. Les durées d'infiltration de la composante rapide de la recharge (qui englobe à la fois, le régime d'écoulement linéaire et non linéaire observé en période de crue (« effet de chasse »)) sont assez courtes ($14 \text{ jours} \pm 1 \text{ jour}$). Au cours d'un cycle hydrologique, la part de l'infiltration rapide contribue en moyenne pour 45 % environ au fonctionnement global du système, ce qui correspond à environ 1.49 millions de m^3 sur les 3.3 millions de m^3 qui s'écoulent en moyenne à l'exutoire.

En dehors des périodes de crue, le comportement du système karstique présente globalement une inertie importante. Cette inertie est liée aux caractéristiques fonctionnelles de la recharge lente par les pluies efficace et aux modalités d'écoulement de la zone noyée :

- les vitesses moyennes d'infiltration de la composante lente de la recharge apparaissent 10 fois plus faibles que les vitesses moyennes d'infiltration de la composante rapide de la recharge. Les durées d'infiltrations de la composante lentes sont de l'ordre de 150 jours environ. La part de l'infiltration lente ou retardée contribue en moyenne pour près de 15 % au fonctionnement global du système ce qui correspond à environ 0.48 millions de m³ sur les 3.3 millions de m³ qui s'écoulent en moyenne annuelle à l'exutoire.
- Les coefficients de tarissement de la zone noyée sont faibles ($0.0032 \pm 0.0003 \text{ j}^{-1}$) ce qui indique que la zone noyée se vidange lentement. La part des eaux issue de la vidange de la zone noyée est importante (40 %) dans le fonctionnement global du système et correspond à environ 1.33 millions de m³ sur les 3.3 millions de m³ qui s'écoulent en moyenne à l'exutoire au cours d'un cycle hydrologique. Ces résultats ne permettent pas de conclure quant au développement de la karstification de la zone noyée en profondeur. Les anomalies de température constatées sont à rattacher au flux d'eau en provenance de la zone noyée sans que l'on puisse dire s'il s'agit d'un transfert par des drains ou par des fissures. L'importante inertie de la composante de la zone noyée suggère que le flux d'eau chaude en provenance des calcaires du dévono-carbonifère sous jacents pourrait s'effectuer au travers de réseaux de fissures. Les valeurs du volume dynamique (assimilable aux réserves) apparaissent assez modeste ($1,2 \pm 0,3$ millions de m³) et indiquent que le système possède une zone noyée peu importante. Le pouvoir régulateur défini par Mangin apparaît néanmoins moyen (0.36 ± 0.10) ce qui indique que le système a une certaine aptitude à stocker des réserves. Le paramètre i caractérisant le retard à l'infiltration est assez faible (0.17 ± 0.13) ce qui confirme que le transit des eaux de pluie infiltrée vers la zone noyée du système est globalement assez rapide.

d) Caractéristiques hydrochimiques

Les eaux de la source du Verdoble et du Gourg de l'Antre sont de type bicarbonaté calcique. Ces eaux ne présentent pas d'indice de pollution anthropique en NO₃, ni en Cl notamment. Les eaux sont de bonne qualité chimique.

L'altitude moyenne de recharge par les précipitations est comprise entre 620 et 820 m d'altitude. Ces valeurs d'altitudes sont compatibles avec les altitudes rencontrées sur les formations du Crétacé supérieur de la forêt Domaniale de l'Orme [420 m-800 m] et sur les formations dévono-carbonifères du roc de Nétable entre le col de Reboulade et le Montrodon [700 m-800 m].

L'étude des indices de saturation des eaux du Verdoble vis-à-vis de la calcite et de l'aragonite indique que l'écoulement des eaux du système karstique du Verdoble au sein de sa zone noyée se fait globalement à surface libre.

L'évolution des teneurs en éléments chimiques tels que la silice et le magnésium qui suit celle de la silice, ainsi que les variations de la conductivité électrique de l'eau, est à rattacher au fonctionnement du système karstique. Ces variations dépendent du fonctionnement du système lors des périodes de hautes eaux (période de crues) et de basses eaux (période d'étiage).

En période de crue, les eaux de la source du Verdoble présentent globalement des indices de saturation vis-à-vis de la calcite inférieur à zéro. Ce phénomène va de pair avec l'augmentation des pressions partielles de CO₂ (pCO₂) et des teneurs en bicarbonates (HCO₃) et calcium (Ca). Au cours de ces périodes, on observe une augmentation de la conductivité des eaux de la source du Verdoble. Ces phénomènes sont à rattacher à un écoulement en milieu triphasique (eau-roche-air). Les évolutions observées traduisent le phénomène de dissolution des carbonates sous l'action du CO₂ biogénique entré dans le système lors de l'infiltration des eaux de pluie. L'évolution de ces différents paramètres renseigne donc sur le fonctionnement du système karstique en période de crue. La genèse des crues ne provient pas directement de la pluie mais résulte de l'écoulement des eaux de pluie qui se sont infiltrées et qui ont transité par l'épikarst, réservoir tampon situé près de la surface du sol ou le phénomène de dissolution des carbonates peut se produire. L'ampleur significative des variations des teneurs en calcium (augmentation qui peut atteindre une trentaine de mg/l lors des crues) semble indiquer que la contribution relative des eaux d'infiltration ayant transité par l'épikarst est importante. L'écoulement en période de crue apparaît majoritairement constitué d'eau issue de la zone épikarstique.

En période de basses eaux, on observe une augmentation de la température et de la conductivité électrique des eaux. La température à la source du Verdoble augmente de plus de 4°C entre les périodes de crue et de fin d'étiage. La conductivité électrique de l'eau quant à elle suit un comportement inverse, en diminuant au cours de la récession. Un transfert de chaleur et non un transfert de masse, par le réservoir profond du Dévono-Carbonifère peut être envisagé. Une contribution d'eaux profondes issues du réservoir des formations primaires du Dévonien et du Carbonifère a été recherchée, à l'aide de la signature hydrochimique et isotopique (Strontium) de sources caractérisant le pôle « froid » avec la source du Théron et le pôle « chaud » avec la source thermale d'Alet-les-Bains. L'analyse des isotopes du Strontium notamment, semble mettre en évidence une possible contribution des eaux « chaudes » et profondes du Dévono-Carbonifère à hauteur de 20% dans le fonctionnement du système karstique du Verdoble en période de basses eaux.

e) Perspectives en termes de gestion de la ressource

Le système karstique du Verdoble est un système caractérisé par des réserves modestes, avec 1.25 millions de m³, mais non négligeables, cependant. Le volume issu de la vidange de la zone noyée correspond en moyenne à 40% du volume total écoulé. La vidange est lente au vu du coefficient de tarissement très faible. Son pouvoir régulateur (0.36) indique que le système est capable d'accumuler des réserves. Les eaux d'infiltration transitent rapidement à travers la zone épikarstique pour rejoindre l'exutoire.

La source du Verdoble est exploitée à ce jour à un débit de quelques 15 l/s. Le système pourrait être exploité à un débit supérieur au vu des débits minimums et moyens mesurés, à l'aide notamment d'une pompe immergée dans la cavité ou par forage interceptant la cavité. Au vu de la violence des crues, ce matériel doit être solidement fixé afin d'éviter tout dommage.

5.4. SYSTEME KARSTIQUE DE LA TIROUNERE

5.4.1. Acquisition des données

Les données hydrologiques ont été acquises entre le 24 février 2002 et le 14 février 2006 à la source de la Tirounère. Des visites de terrain, au nombre de 32 ont été effectuées afin d'effectuer un suivi, de vérifier les appareils de mesure, de prendre des échantillons pour les analyses hydrochimiques et de réaliser des jaugeages différentiels ou mesures de conductivité à l'amont et à l'aval (entre le 14/06/2002 et le 21/04/2004) sur l'Agly pour établir la courbe de tarage. La courbe de tarage a été effectuée selon la méthodologie décrite dans le rapport de la phase I (BRGM/RP-52918-FR).

Les différentes séries chronologiques – débit, température et conductivité – sont représentées sur les deux graphiques suivants pour la période d'observation (données journalières complètes sur le CD Rom de l'annexe 5) (Illustration 127 et Illustration 128).

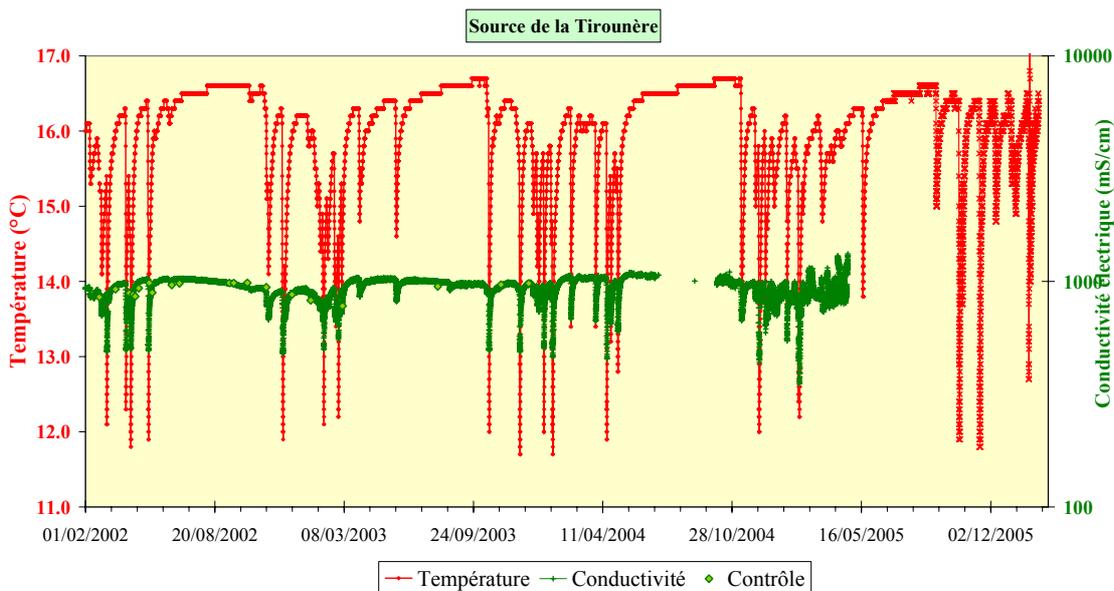


Illustration 127 : Evolution de la température et de la conductivité électrique à la source de la Tirounère

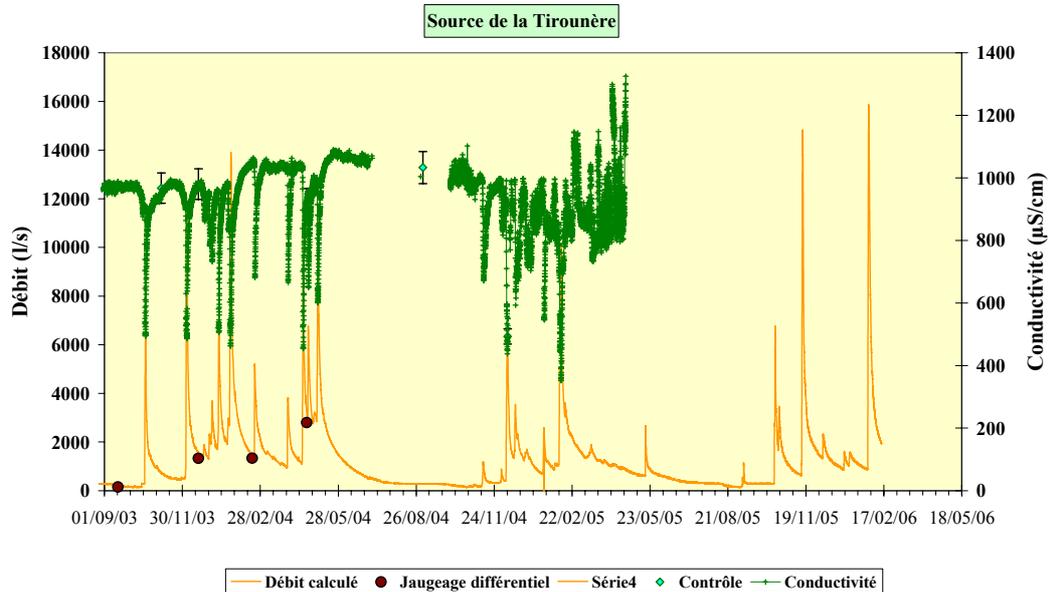


Illustration 128 : Evolution de la conductivité électrique et du débit de la source de la Tirounère

Au niveau de l'hydrogramme, on peut observer un décrochage de débits en fin de périodes d'étiage ; ce décrochage est à associer à un changement de comportement hydraulique en fin de période d'étiage. Ceci est visible aussi bien sur les étiages de l'été 2004 que 2005.

5.4.2. Traitement des données et interprétation

Les traitements des données, analyses des courbes de récession, analyses des données hydrochimiques et isotopiques ainsi que l'analyse fonctionnelle à l'aide du logiciel TEMPO ont été réalisés dans le cadre de la phase I. Des mises à jour du modèle de transfert permettant de reconstituer l'hydrogramme de la source de la Tirounère avec les données de la période complète d'observations ont été effectuées. Les résultats ne sont pas différents de ceux présentés dans le rapport de la phase I. Ils sont utilisés dans la synthèse des résultats, sans une nouvelle présentation détaillée.

a) Analyse des débits classés

La chronique des débits journaliers analysée s'étend du 22/02/2002 au 03/10/2005, soit un total de 1453 valeurs de débit journalier. Pour la période considérée, les débits, minimal et maximal, sont respectivement de 148 et 13392 l/s. La moyenne des débits journaliers est de 1214 l/s.

L'illustration 129 représente le pourcentage de probabilité observée cumulée en fonction du logarithme du débit pour les premiers cycles jusqu'à 2004 respectivement sur la totalité des données avec la nouvelle courbe de tarage. On observe que la

population se répartit selon 3 droites de pente différentes, pour les gammes de débits compris entre 0 et 300 l/s, 300 et 8500 l/s et supérieur à 8500 l/s (Illustration 129).

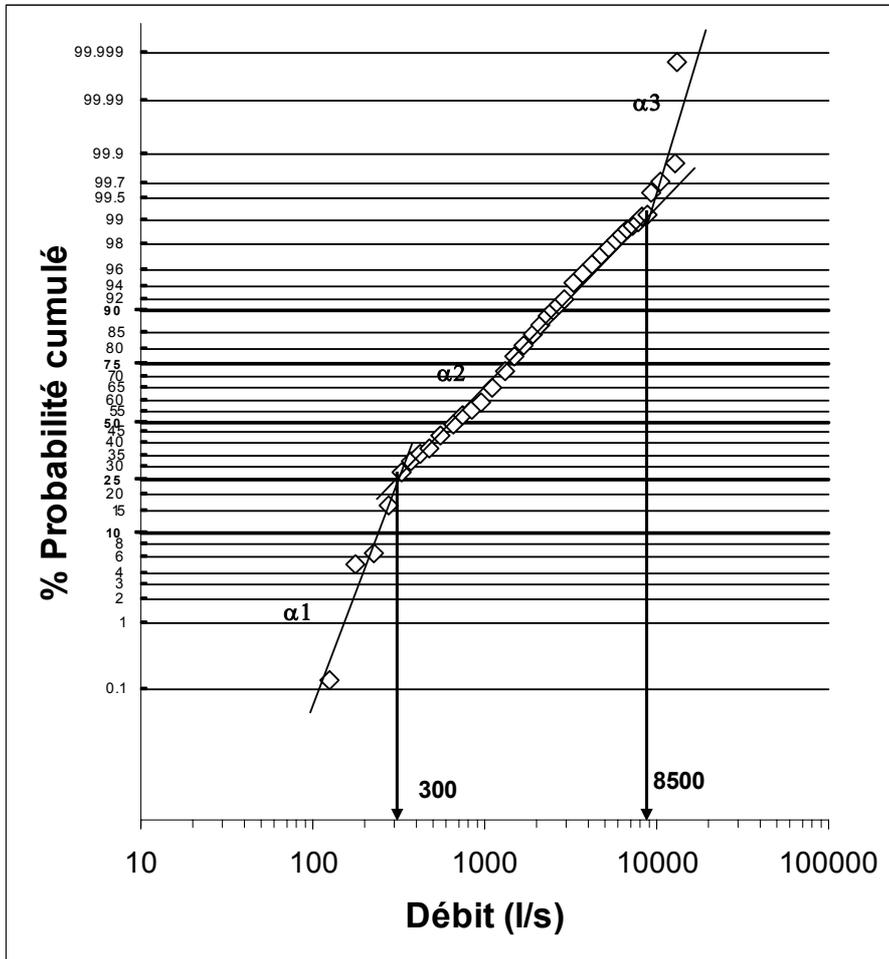


Illustration 129 : Droites représentatives des débits classés pour la source de la Tirounère

L'interprétation des diagrammes de débits classés repose sur l'identification d'anomalies affectant la droite représentative, anomalies représentées par des variations de pente α .

Dans la partie des faibles pourcentages, la droite représentative α_1 de pente plus grande que la droite de pente α_2 traduit des apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur.

Dans la partie des forts pourcentages du diagramme de la droite représentative des débits classés, on peut distinguer deux droites (Illustration 129). La troisième droite est d'une pente plus élevée que la deuxième, ce qui pourrait suggérer une mise en fonctionnement d'un trop plein au niveau du système ou des problèmes d'extrapolation des valeurs au niveau de la courbe de tarage.

5.4.3. Synthèse des connaissances en termes de structure, fonctionnement et ressources

a) Contexte géologique

La source de la Tirounère est issue des formations carbonatées qui forment le flanc nord du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet. Ce synclinal est situé au sein de la zone nord-pyrénéenne, chevauchant la zone sous-pyrénéenne, notamment le synclinal de Soulatgé ; la semelle de glissement est constituée des évaporites du Trias. Ces carbonates sont datés du Lias au Crétacé inférieur, leur épaisseur est de l'ordre de 1000 m. Ils sont limités à leur toit par les marnes albiennes constituant une limite imperméable.

Le massif du Roc Paradet et du Bois du Fanges comprend une grande diversité de formes karstiques : lapiés, dolines, vallées sèches et avens. Près de 600 phénomènes karstiques sont répertoriés avec notamment l'aven du Chtulu Démoniaque dont le réseau souterrain a un développement de galeries de quelques 16 km avec un dénivelé de 300 mètres. L'entrée du réseau fonctionne en source temporaire de débordement avec des débits pouvant atteindre les 6 m³/s (Ournié, 1995).

b) Surface du bassin d'alimentation

Le bassin d'alimentation a été estimé par calcul du bilan hydrologique et par modélisation, la pluie efficace définie comme étant de 515mm (pluviométrie totale de 1025mm) ; la superficie de ce bassin d'alimentation est estimée à 53 km² (±5 km²) (Illustration 130).

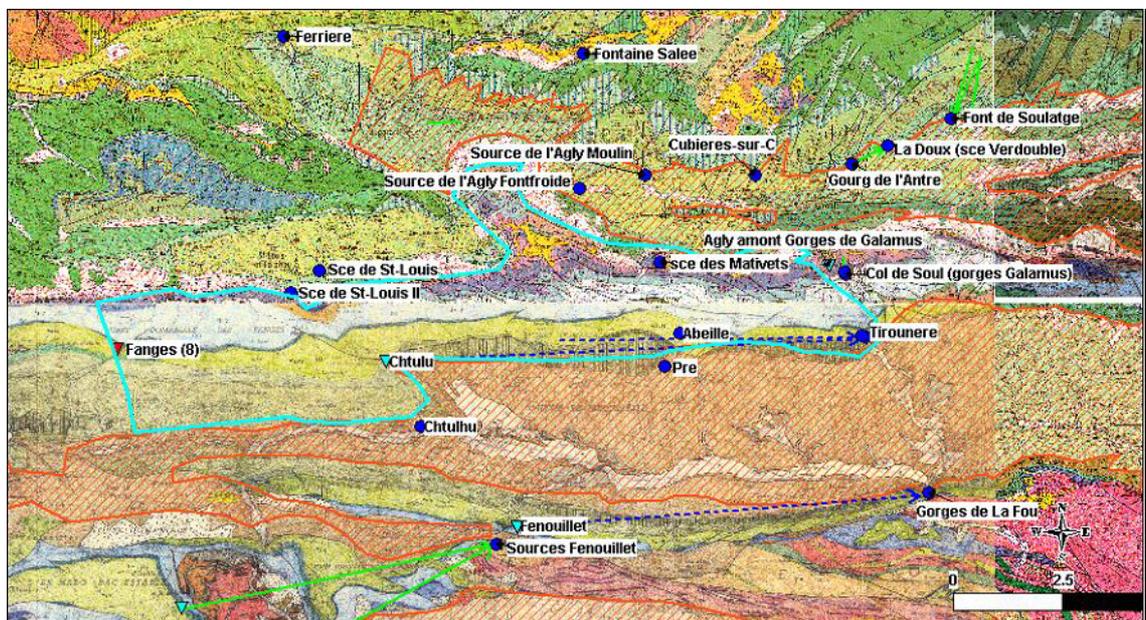


Illustration 130 : Bassin d'alimentation supposée du système karstique de la Tirounère (contour bleu clair) (sur fond de carte géologique au 1/50 000, BRGM).

Le bassin d'alimentation supposé comprend ainsi la forêt domaniale des Fanges et le Roc du Paradet, séparé par le col St-Louis. L'altitude du bassin d'alimentation est comprise entre 1000m et 295m au niveau de la source de la Tirounère, à la sortie des gorges de Galamus.

c) Caractéristiques en termes de fonctionnement et structure

A partir des analyses conduites sur les données hydrologiques et sur les paramètres physico-chimiques mesurées au niveau de la source (conductivité électrique et température), les caractéristiques en termes de fonctionnement et de structure peuvent être résumées comme suit :

- le système de la Tirounère présente une ressource importante avec un débit moyen de 1214 l/s, les débits mesurés étant compris entre 148 et 13 392 l/s ;
- du point de vue de son fonctionnement, le système de la Tirounère possède un réservoir épikarstique bien connecté à la zone noyée assurant un transit rapide des eaux d'infiltration ; lors des crues la réponse est maximale moins de 2 jours après les pluies efficaces et dure une douzaine de jours. L'eau d'infiltration rapide présente une température et une minéralisation plus faible que celles des zones noyées qui assurent le débit lors des périodes d'étiage. La contribution moyenne de la composante rapide à l'ensemble du débit de la source sur la période observée est de 20 à 25% ;
- le système karstique de la Tirounère présente une inertie importante, 75% à 80% de l'écoulement étant assuré par l'eau qui a transité par la zone noyée de l'aquifère. La dynamique de la zone noyée suggère un soutien par l'infiltration lente ou retardée issue de la zone non saturée du système ;
- le système de la Tirounère possède une zone noyée relativement bien karstifiée qui se vidange assez rapidement. Le volume dynamique (estimateur par défaut des réserves) est de l'ordre de 11 millions de m³, indiquant que les réserves sont importantes. Le système a de plus des capacités à accumuler des réserves.

d) Caractéristiques hydrochimiques

L'eau de la zone noyée du système karstique de la Tirounère est de type sulfaté calcique, les teneurs moyennes en sulfates et en calcium sont respectivement de 301 et 180 mg/l. L'origine des sulfates est à attribuer à la présence des écailles de Trias visibles à l'affleurement au niveau du contrefort nord du chaînon de Galamus et non aux circulations profondes des eaux telles que démontrées dans le rapport de la phase I (BRGM/RP-52921-FR). En effet, le Trias en profondeur se situe à plus de 1500m, or la profondeur maximale atteinte par les eaux est estimée à 450m.

e) Perspectives en termes de gestion de la ressource

Au vue des réserves importantes de ce système karstique, l'exploitation de ce système par un pompage permettrait de procéder à une gestion active, afin d'exploiter le système à des débits supérieurs aux débits d'étiage. La réalisation d'un forage interceptant le réseau karstique et au-delà serait nécessaire, ainsi que la réalisation

d'un essai de pompage de longue durée en période d'étiage, pour définir les conditions d'exploitation. Les conditions d'exploitation de ce système devraient prendre en considération les teneurs en sulfates ; un suivi de l'évolution en cours de pompage serait indispensable. En fonction des variations des teneurs en sulfates lors des périodes d'étiage en conditions de pompage, des solutions de dilution avec les eaux de l'Agly et de traitement des eaux devraient être envisagées.

6. Conclusions et perspectives

Au terme de cette deuxième phase du projet « Evaluation des ressources en eau souterraine des systèmes karstiques des Corbières Orientales », cinq systèmes karstiques ont été caractérisés. Les cinq systèmes karstiques des Corbières Orientales étudiés dans le cadre de ce projet sont situés dans des terrains géologiques et des contextes structuraux différents ; deux zones structurales principales sont distinguées : - la zone nord-pyrénéenne située au nord de la faille Nord-pyrénéenne avec le système du synclinal du Bas-Agly avec les sources de Font Estramar et de Fontdame, et les systèmes de la Mouillère, de la Tirounère et des Adoux et – la zone sous-pyrénéenne, située au nord du front nord-pyrénéen, avec le système karstique du Verdoble.

Au vu de l'hétérogénéité des massifs carbonatés constituant les réservoirs aquifères, l'évaluation des ressources, la caractérisation de la structure et du fonctionnement des systèmes karstiques qui s'y développent, ont nécessité la mise en œuvre d'une méthodologie spécifique. Si la méthodologie utilisée repose sur une méthodologie formalisée dans les années fin 1990 (Bakalowicz, 1999), des développements ont été effectués dans les outils de caractérisation utilisés.

6.1. CONCLUSIONS METHODOLOGIQUES

La méthodologie spécifique de caractérisation des systèmes karstiques comprend plusieurs phases, (i) une **phase d'identification** du type de système à partir d'une étude géologique afin de déterminer l'extension du système et l'évaluation des ressources du système à partir notamment de l'analyse des courbes de récession (évaluation par défaut des réserves, de l'aptitude du système à stocker des réserves), (ii) une **phase de caractérisation** avec la définition d'un modèle conceptuel de la structure et du fonctionnement des systèmes karstiques à partir de l'étude des hydrogrammes et de l'hydrochimie, ainsi que des essais de traçage. Les analyses corrélatoires et spectrales permettent de caractériser l'inertie du système, le temps d'infiltration des précipitations. L'ensemble de ces outils permet de caractériser l'importance des réserves, l'importance de la participation du réservoir épikarstique par rapport à la zone noyée aux écoulements souterrains, (iii) une **phase de démonstration** par laquelle il s'agit de définir le mode d'exploitation le mieux adapté à la structure et au fonctionnement du système étudié et (iv) une **phase d'évaluation ou de gestion** : appréhension du fonctionnement du système en condition d'exploitation et proposition d'un mode de gestion et de protection de la ressource. Cette phase s'appuie sur l'interprétation d'essais de pompage de longue durée, déterminant les incidences du pompage sur la source et la ressource.

Dans le cadre de ce projet, les deux premières phases ont été appliquées à l'ensemble des systèmes karstiques. Les deux dernières phases ont été initiées uniquement pour le système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly, avec un essai

de pompage lors de la phase I du projet à Cases de Pène et l'implantation d'un forage de reconnaissance et de piézomètres de suivi.

Dans le cadre de l'application de cette méthodologie, au cours de ce projet, des développements d'outils ont été effectués. On peut citer le développement d'une méthodologie de caractérisation de la mise en place de la karstification des systèmes karstiques méditerranéens (cf § 2.2.3), la caractérisation et la reconstitution des hydrogrammes des sources de système karstique binaire (ex. système karstique du synclinal du Bas-Agly avec la caractérisation des pertes de l'Agly et du Verdoble avec l'établissement d'une relation entre débit infiltré et variation piézométrique d'un piézomètre implanté à la confluence Verdoble-Agly) (cf §2.3.5 et § 3.2 et § 3.2.3.), la reconstitution des hydrogrammes à l'aide des pluies et pertes, mais aussi de paramètres physico-chimiques (température et conductivité électrique) (cf §2.3.5) et la modélisation des flux entre le karst et l'aquifère du Roussillon (cf § 2.3.4.).

6.2. CONCLUSIONS SUR LES RESULTATS

Les cinq systèmes karstiques étudiés montrent des caractéristiques hydrodynamiques très variées en termes, (i) de réserves (volume dynamique et volume écoulé), (ii) de fonctionnement interne lié notamment au degré de karstification et (iii) de surface de bassin d'alimentation.

Le Tableau 30 résume les différences entre les systèmes :

Système	Surface d'impluvium	Volume dynamique	Développement Zone noyée	Epikarst	
				Infiltration rapide	Infiltration lente
Bas-Agly	165 km ²	25 millions m ³	+++	++	+++ (pertes)
Mouillère	3 km ²	1 million m ³	+	+	+
Tirounère	50 km ²	11 millions m ³	+++	++	++
Adoux	6 km ²	2.1 millions m ³	++	++	+
Verdoble	7 km ²	1.25 millions m ³	++	++	-

Tableau 30 : Synthèse des résultats issus de l'étude hydrodynamique des 5 systèmes karstiques

6.2.1. Système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly

Le système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly est un système karstique binaire alimenté par les précipitations sur un impluvium de quelques 165 km² et par une contribution importante des pertes de l'Agly et du Verdoble (à

hauteur de 60% sur un ou plusieurs cycles hydrologiques et à plus de 90% lors des périodes d'étiage). La fonction d'entrée des pertes a été précisée à l'aide d'un piézomètre implanté dans le secteur de la confluence Agly-Verdouble.

Le bassin d'alimentation est délimité à partir des connaissances géologiques et des connexions hydrauliques prouvées ou supposées par essais de traçage artificiels. Les limites de l'impluvium des calcaires affleurant sont les suivantes :

- au Nord-Est, les fenêtres tectoniques sur le Trias ;
- au Nord et Nord-Ouest, la limite a été établie sur le contact des calcaires avec le Lias marneux ;
- à l'Ouest, les calcaires affleurant autour de Paziols sont isolés hydrauliquement par des failles les mettant en contact avec les marnes aptiennes ; le front de chevauchement et le tracé du Verdouble marquent une limite nord au bassin ;
- au Sud, le flanc sud du synclinal du Bas-Agly est en contact avec les marnes du Lias ;
- et au Sud-Est, le karst s'enfonce sous les matériaux plio-quadernaires du bassin du Roussillon ; en outre la formation carbonatée est cisailée et abaissée par le jeu de la faille de Prades.

Les écoulements au sein de l'aquifère se font donc essentiellement :

- **au sein du flanc nord du synclinal**, à partir des pertes de l'Agly, du Verdouble et d'Opoul, et des eaux des précipitations directement infiltrées, (i) d'une part **vers les sources de Font Dame, Fontestramar** et les autres sources au débit beaucoup plus faible du secteur de Salses (ces sources sont très probablement situées sur des systèmes annexes au principal axe de drainage) et (ii) d'autre part par des apports diffus des formations karstiques aux aquifères sédimentaires du Plio-Quaternaire, à l'Est et surtout au Nord-Est de ces sources,
- **au sein du flanc sud du synclinal**, à partir des pertes de l'Agly et du Verdouble, et des eaux des précipitations directement infiltrées, vers les sources temporaires de Cases-de-Pène et Baixas et, de manière diffuse, des formations karstiques vers l'aquifère du Plio-Quaternaire dans le secteur de Rivesaltes.

Les ressources et réserves du système sont importantes, avec un débit moyen de plus de 2.5 m³/s respectivement quelques 25 millions de m³. Le système possède une zone noyée bien drainée et bien connectée, d'un point de vue hydraulique d'une part, à l'épikarst qui constitue le siège de l'infiltration des pluies et d'autre part, à la zone d'alimentation des pertes. Le transfert des impulsions lors des périodes de crue s'effectue de manière rapide, le pic de crue se produisant en moyenne 35 heures après un épisode pluvieux. Ce faible décalage est en faveur d'écoulements au sein d'un réseau de conduits karstiques noyés et d'un système en charge.

Le comportement hydrodynamique du système karstique est différent en période de crue et d'étiage ; ce changement de comportement est lié à l'alimentation du système par les pertes de l'Agly et du Verdouble. En période de crue, les conditions de sortie des eaux apparaissent favorisées ; ceci peut être expliqué d'une part avec une

capacité de stockage du karst qui est proche de la saturation et d'autre part par une mise en charge du karst utilisant un réseau plus transmissif pour évacuer les eaux. De plus, les formations du Plio-Quaternaire au contact avec les calcaires dans la zone d'émergence des sources jouent un rôle important dans la dynamique des écoulements du système karstique. Les formations sédimentaires moins transmissives jouent le rôle d'un bouchon poreux et constituent un frein à l'écoulement ; les **sources de Fontestramar et de Font Dame** apparaissent ainsi comme **des sources de trop plein** pour le système karstique des Corbières d'Opoul et du Bas-Agly.

Les modélisations inverses des relations pluie-débit ont permis de quantifier l'importance du rôle joué par les pertes dans le fonctionnement du système karstique. La contribution des pertes apparaît très importante avec une valeur de 60% à l'échelle de la période d'observation et intervient très majoritairement lors des périodes d'étiage ou de récessions. Du fait de l'anomalie thermique observée à la source et de la caractérisation de la composante pré-événementielle (eau chaude et minéralisée) par la modélisation, il est possible de montrer que l'écoulement des eaux à la source est assuré par une **contribution de quelques 60% en provenance de circulations profondes**. Ces résultats suggèrent que l'eau qui s'infiltré au niveau des pertes circule en profondeur au sein du système karstique.

6.2.2. Systèmes karstiques de la Mouillère et du Verdoble

Le **système karstique de la Mouillère** possède une petite ressource au vu du débit moyen de 45 l/s et d'une surface de bassin d'alimentation réduite (3 km²). Le système est caractérisé par une réponse à l'eau d'infiltration rapide, qui est maximale moins de 2 jours après les pluies efficaces. Le transfert de l'eau dure plus de 2 mois, l'écoulement se produisant essentiellement à travers la zone non saturée du karst. Le système ne semble pas posséder de réservoir épikarstique. Le système présente une inertie importante. L'essentiel de l'écoulement semble être assuré par de l'eau ayant transité par la zone noyée de l'aquifère en profondeur, ce qui se traduit par une température de 24°C et une forte minéralisation (C=1 600 µS/cm). Le système de la Mouillère possède une zone noyée peu karstifiée qui se vidange lentement compte tenu des coefficients faibles de tarissement. Le volume dynamique (estimation par défaut des réserves) est inférieur à 1 million de m³, traduisant des réserves modestes. Le système a cependant des capacités à accumuler des réserves.

L'eau de la zone noyée est de type sulfaté calcique, les teneurs moyennes en sulfates et calcium sont respectivement de 632 (supérieure à la norme de 250 mg/l) et 293 mg/l. L'origine des sulfates est vraisemblablement à attribuer à la présence des écaillés de Trias visible à l'affleurement au niveau du contrefort nord du chaînon de Quéribus et non à des circulations profondes. En effet le Trias en profondeur se situe à plus de 1500 m, or la profondeur maximale atteinte par les eaux est estimée à 1100m.

Le **système karstique du Verdoble** possède des réserves de l'ordre de 1.3 millions de m³. La contribution de la zone noyée est importante. Les résultats ne permettent pas de conclure quant au développement de la karstification de la zone noyée en profondeur. Les anomalies de la température à la source sont à rattacher au flux d'eau en provenance de la zone noyée sans que l'on puisse dire s'il s'agit d'un transfert par

des drains ou par des fissures. L'importante inertie de la composante de la zone noyée suggère que le flux d'eau chaude en provenance des calcaires dévonien sous jacent pourrait s'effectuer au travers de réseaux de fissures. Le système possède un épikarst bien connectée à la zone noyée permettant une infiltration rapide lors des périodes de crue avec des effets de chasse (démontrés par l'hydrochimie et par la modélisation). En dehors des périodes de crues, le système possède une inertie importante.

La surface du bassin d'alimentation du système karstique du Verdoble est de quelques 7 km². Le bassin comprend une partie dissociée du bassin d'alimentation générale, qui se situe au Sud du lieu-dit de Pont d'Orbieu, au niveau des affleurements des calcaires du Dévonien inférieur et moyen de l'autochtone relatif. Cette zone couvrirait une superficie inférieure à 2 km² probablement.

Les eaux de la source du Verdoble et du Gourg de l'Antre sont de type bicarbonaté calcique. Ces eaux ne présentent pas d'indice de pollution anthropique en NO₃, ni en Cl notamment. Les eaux sont de bonne qualité chimique. En période de basse eaux, l'analyse des isotopes du Strontium notamment, permettrait de mettre en évidence une possible contribution des eaux « chaudes » et profondes du Dévono-Carbonifère à hauteur de 20% dans le fonctionnement du système karstique du Verdoble en période de basses eaux.

6.2.3. Systèmes karstiques des Adoux et de la Tirounère

Le **système karstique des Adoux** est un système dont l'impluvium d'une superficie modeste (6 km² ± 1.5 km²) se développe dans la partie occidentale du synclinal de Boucheville, là où les calcaires urgoniens sont affleurants (versant méridional du Pech de Fraissinet). Le système est un **système unaire**, l'existence des pertes de la Boulzane n'étant pas prouvée (non prouvée ni par des jaugeages ni par la géochimie des eaux). L'analyse des isotopes stables de l'eau (oxygène 18) permet de déterminer l'altitude du bassin d'alimentation, comprise entre 1000 et 1150m. Le système possède des réserves non négligeables de l'ordre de 2.1 millions de m³ ; il est en mesure d'accumuler une grande quantité d'eau en tant que réserve.

Le système présente une inertie significative, le temps de transit moyen pour la vidange étant de 151 jours ; la zone noyée du système se vidange ainsi lentement. L'infiltration de la pluie est maximale après 2 jours, puis décroît progressivement jusqu'à 45 jours. La zone d'infiltration du système pris dans sa globalité apparaît mal connectée d'un point de vue hydraulique à la zone noyée. Le système possède des sources de trop-plein qui fonctionnent dès lors que le débit de la source des Adoux est supérieur à 110 l/s. En résumé, la zone d'infiltration du système karstique des Adoux prise dans sa globalité apparaît assez mal connectée d'un point de vue hydraulique à la zone noyée.

Le **système karstique de la Tirounère** présente une ressource importante avec un débit moyen de 1214 l/s. Il possède une zone noyée relativement bien karstifiée qui se vidange assez rapidement. Le volume dynamique (estimateur par défaut des réserves) est de l'ordre de 11 millions de m³, indiquant que les réserves sont importantes. Le système a des capacités à accumuler des réserves. Le système de la Tirounère

possède un réservoir épikarstique bien connecté à la zone noyée assurant un transit rapide des eaux d'infiltration ; lors des crues la réponse est maximale moins de 2 jours après les pluies efficaces et dure une douzaine de jours. Le système karstique de la Tirounère présente une inertie importante, 75% à 80% de l'écoulement étant assuré par l'eau qui a transité par la zone noyée de l'aquifère. La dynamique de la zone noyée suggère un soutien par l'infiltration lente ou retardée issue de la zone non saturée du système.

Son bassin d'alimentation a une surface de quelques 50 km² ; il comprend la forêt domaniale des Fanges et le Roc du Paradet, séparé par le col St-Louis. L'altitude du bassin d'alimentation est comprise entre 1000m et 295m au niveau de la source de la Tirounère, à la sortie des gorges de Galamus.

L'eau de la zone noyée du système karstique de la Tirounère est de type sulfaté calcique, les teneurs moyennes en sulfates et en calcium sont respectivement de 301 et 180 mg/l. L'origine des sulfates est à attribuer à la présence des écailles de Trias visibles à l'affleurement au niveau du contrefort nord du chaînon de Galamus et non aux circulations profondes des eaux telles que démontrées dans le rapport de la phase I (BRGM/RP-52921-FR). En effet, le Trias en profondeur se situe à plus de 1500m, or la profondeur maximale atteinte par les eaux est estimée à 450m.

6.3. PERSPECTIVES POUR L'EXPLOITATION ET LA GESTION DES SYSTEMES KARSTIQUES DES CORBIERES ORIENTALES

6.3.1. Systèmes karstiques de la Mouillère et du Verdoble

Compte tenu de l'origine des sulfates mises en évidence lors de cette étude et du mécanisme de minéralisation identifié, la réalisation d'un forage au sein de la zone noyée du système karstique de la **Mouillère** ne permettrait pas de s'affranchir du problème des sulfates. Une alimentation de la commune de Maury par une autre source est à rechercher.

Le système karstique du **Verdoble** est un système caractérisé par des réserves modestes, avec 1.25 millions de m³, mais non négligeables, cependant, et avec un pouvoir régulateur indiquant que le système est capable d'accumuler des réserves. La source du Verdoble est exploitée à ce jour à un débit de quelques 15 l/s. Le système pourrait être exploité à un débit supérieur au vu des débits minimum et moyen mesurés, à l'aide notamment d'une pompe immergée dans la cavité. Au vu de la violence des crues, ce matériel doit être solidement fixé afin d'éviter tout dommage.

6.3.2. Systèmes karstiques des Adoux et de la Tirounère

Concernant les Adoux, ce système présente des potentialités intéressantes en vu d'une exploitation à un débit très nettement supérieur à celui prélevé actuellement (13 l/s) par débordement. L'importance du pouvoir régulateur du système indique par ailleurs que le système pourra aisément reconstituer ses réserves lors des périodes pluvieuses. Une gestion active de la ressource peut donc être envisagée sur ce

système. Une exploitation de la ressource à une valeur d'au moins 40 l/s en continu est envisageable. En période de crise estivale, une sollicitation plus importante pourra être envisagée. Compte tenu de la configuration du site, l'exploitation de la ressource en eau de ce système devra être envisagée par forage. Celui-ci devra être implanté à l'amont immédiat des exutoires naturels du système et devra recouper le réseau de drainage principal du système. Le débit et les modalités d'exploitation de la ressource devront être déterminés à l'issue d'un essai de pompage de longue durée qu'il conviendra d'effectuer lors de la période estivale.

Concernant la **Tirounère**, au vu des réserves importantes de ce système karstique, l'exploitation de ce système par pompage permettrait de procéder à une gestion active, afin d'exploiter le système à des débits supérieurs aux débits d'étiage. La réalisation d'un forage interceptant le réseau karstique et au-delà serait nécessaire, ainsi que la réalisation d'un essai de pompage de longue durée en période d'étiage, pour définir les conditions d'exploitation. Les conditions d'exploitation de ce système devraient prendre en considération l'évolution des teneurs en sulfates. Une dilution des eaux du forage à l'aide de celle de l'Agly, ainsi qu'un traitement des eaux devrait être étudiée en fonction de l'évolution des teneurs en sulfate lors d'une exploitation par pompage.

6.3.3. Système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly

Le système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly est un système karstique aux réserves importantes, mais affectées par des intrusions salines au niveau des sources. La mobilisation de la ressource doit inévitablement se faire ainsi à l'aide d'un forage de reconnaissance située à l'amont de la zone d'influence de l'intrusion saline, au niveau du flanc nord du synclinal du Bas-Agly et à proximité de l'axe de drainage supposé. L'axe de drainage n'est pas reconnu de manière précise, mais uniquement de façon supposée. Il se développe entre les pertes de l'Agly et du Verdoube et les exutoires, au niveau du flanc nord du synclinal, selon une direction globale N°45-75°. La karstification s'est développée à différentes profondeurs supposées réparties sur trois niveaux : -30 à -50m ; -120m et > -300m sous le niveau de la mer. Ainsi la détermination de la profondeur des forages de reconnaissance devra prendre en considération ces différentes profondeurs, pour au minimum intercepter les deux premiers niveaux.

Selon la méthodologie de caractérisation des systèmes karstiques, classiquement la phase de démonstration est réalisée à l'aide de forages implantés sur un drain ou sur un système annexe au drainage au niveau du secteur de décharge du système (zone de l'exutoire). La localisation du drain pour l'implantation d'un forage est de manière générale effectuée à partir de données topographiques d'un réseau de conduits issues d'exploration spéléologique.

Dans le cas présent de la phase de démonstration de la ressource du système karstique des Corbières d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly, les caractéristiques du système du point de vue de la salinité ne permettent pas de procéder à la réalisation d'un forage au niveau du réseau karstique reconnu. Il est ainsi nécessaire de se placer en amont, au niveau d'un axe de drainage présumé entre la zone des pertes et la zone des exutoires, considérant les résultats dans leur ensemble du projet :

géologiques avec détermination de la géométrie du synclinal du Bas-Algvy et du style tectonique, fonctionnement hydrogéologique de piézomètres d'observation et caractéristiques hydrochimiques. C'est ainsi que trois secteurs ont été sélectionnés pour l'implantation de forages de reconnaissance de quelques 250 mètres de profondeurs : Mas de la Chique et entre Mas Tallairac et Mas Romani. L'implantation précise nécessitera la mise en œuvre de panneaux électriques, afin d'identifier des structures de type faille ou des contrastes de résistivités électriques du sous-sol. Le milieu karstique étant hétérogène, le risque d'échec (forages peu productifs) est néanmoins existant.

7. Principales références bibliographiques

Association de Recherches de Font Estramar (ARFE), correspondant Cyrille Brandt (1997) - Font Estramar : 11 ans de recherche en plongée dans un grand réseau noyé en bord de Méditerranée. 12th International Congress of Speleology, Symposium 4 : Exploration and Speleology. Vol. IV, p. 71-75, La Chaux-de-Fonds, Suisse.

Aunay B. (2003) - Étude hydrodynamique d'un système karstique littoral dans les Corbières orientales (France, mémoire du Master en gestion des ressources en eau, spécialisation hydrogéologie, université de Neuchâtel, Suisse, 83 p.

Aunay B., Le Strat P., Duvail C., Dörfliger N. & Ladouche B. (2003a) – Méthode d'analyse géologique sur la karstification des Corbières orientales et influence des événements néogènes (Tortonno-messiniens). *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions*. IAHS Publ. **278**, 124-129.

Aunay B., Dörfliger N., Le Strat P., Ladouche B. & Bakalowicz M. (2003b) – Évolution géologique, mise en place de la karstification et thermalisme des aquifères karstiques péri-méditerranéens. Exemple du karst des Corbières d'Opoul. 10^{ème} journée technique du Comité Français de l'AIH, Circulations hydrothermales en terrains calcaires, 28 nov. 2003, Carcassonne, 15-30.

Aunay B., Le Strat P., avec la collaboration de Aguilar J.P., Camus H., Clauzon G., Dörfliger N. (2002) - Introduction à la géologie du karst des Corbières. BRGM/RP-51595-FR, 22 fig., 3 tabl., 28 photos, 4 pl. h.t., 80 p.

Aunay B., Le Strat P., Dörfliger N. (2002) - Contribution à l'étude géologique du karst des Corbières (France). BRGM/RP-51595-FR.

Bakalowicz, M. (1999) - Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques. Guide Technique n°3, Lyon, Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse.

Barth S. (1993) - Boron isotope variations in nature : a synthesis [J]. **Geol. Rundsch.** **1993**, **82** : **640-651**.

Bessière G., Bilotte M., Crochet B., Peybernès B., Tambareau Y., Villatte J., avec la participation de Berger G., Marchal J-P., Vautrelle C., Viallard P. (1989) – Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000) feuille Quillan (1077), eds brgm Orléans.

Box G.E.P., Jenkins G.M. (1976) - Time series analysis: forecasting and control. Holden Day, San Fransisco, 2nd Ed. rev. 575 p.

Castany G., Margat J. (1977) - Dictionnaire français d'hydrogéologie – Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans.

Chabart M. (1996) - La recharge de l'aquifère multicouche du Roussillon et les conséquences d'un éventuel changement climatique sur la gestion de la ressource en eau (Pyrénées-Orientales), 1 vol., 160 p., 132 fig., 59 tabl., Document BRGM n° 257.

Courtois N., avec la collaboration de Bakalowicz M., Cubizolles E., Dörfli N., Izac J.L., Ladouche B. (2003) - Corbières : Évaluation de la ressource en eau souterraine des Corbières karstiques. Essai de traçage des pertes du Verdoble. Rapport BRGM/RP-52211-FR, 82 p., 25 fig., 4 ann.

Courtois N., Ladouche B., Dörfli N., Lachassagne P., Petit V., avec la collaboration de Izac J.-L., Cubizolles J., Thomson P. (2004) – Evaluation des ressources en eau des Corbières. Phase I – Synthèse de la caractérisation des systèmes karstiques des Corbières orientales. Rapport final. Volume 3 – Interprétation de l'essai de pompage de Caçses de Pèbne. Rap. BRGM/RP-52920-FR, 84 p., 57 ill.

Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt 66 (1986) - Barrage de Caramany-Ansignan. Étude des pertes de l'Agly.

Dörfli N., Ladouche B. avec la collaboration de Izac J.-L., Cubizolles J. et Du Couëdic C. (2004) – Evaluation des ressources en eau des Corbières. Phase I – Synthèse de la caractérisation des systèmes karstiques des Corbières orientales. Rapport final. Volume 4 – Synthèse hydrogéologique des systèmes karstiques des Corbières orientales : la Mouillère, la Tirounère, le Verdoble. BRGM RP-52921-FR, 109p., 70 ill., 2 ann.

Dörfli N., Ladouche B., Aunay B., Le Strat P. (2006) : De la caractérisation géologique et de la mise en place de la karstification en contexte méditerranéenne à l'étude hydrogéologique. Quel transfert possible pour l'étude des aquifères karstiques de la Craie ? Colloque Rouen, juin 2006

Dörfli N., Ladouche B., Le Strat P., et al. (2004) - Synthèse de la caractérisation des systèmes karstiques des Corbières orientales - Rapport final de la phase I du projet « Évaluation des ressources en eau des Corbières ». Volume 1 - Moyens mis en œuvre et méthodologie de caractérisation. BRGM/RP-52918-FR. 107 p., 85 ill., 2 ann.

Duriez A. (2002) - Étude du fonctionnement hydrogéologique du karst de Font Estramar (Aude et Pyrénées-Orientales), mémoire de DEA Hydrologie-Hydrogéologie, Université Paris Sud XI, 128 p.

Duvail C., Le Strat P., Bourguin B. (2001) – Atlas géologique des formations plioquaternaires de la plaine du Roussillon (Pyrénées-Orientales). Rap. BRGM/RP-51197-FR. 44 p.

U.S. Environmental Protection Agency (EPA). (2003) Tracer-Test Planning Using the Efficient Hydrologic Tracer-Test Design (EHTD) Program. National Center for Environmental Assessment, Washington, DC; EPA/600/R-03/034. Available from: National Technical Information Service, VA; PB2003-103271, and <<http://www.epa.gov/ncea>>.

Eraso A. (1985) - Methodo de prediccion de las direcciones principales de drenaje en el karst. Kobié, *Serie Ciencias Naturales*, Bilbao, N° XV, 1 222 p. **Faillat J.P.** (1972) - Contribution à l'étude des circulations souterraines dans les formations carbonatées du

Haut-Bassin de l'Agly, (ruissellement souterrain et nappes karstiques). Thèse, CERGH Montpellier, USTL, 219 p.

Fritz et Fontes, 1986 - Handbook of environmental isotope geochemistry P. Fritz and J.Ch. Fontes (Editors), Volume 2, The Terrestrial Environment, B, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, New York, 1986, 557 pp., 197 line drawings, Dfl. 260.00, ISBN 0 444 42225 0

Gadel F. (1966) - Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des Corbières orientales (région est) et des plaines de Rivesaltes Lapalme - Caves et Sigean. Thèse de 3^e cycle ; univ. Montpellier. 289 p.

Grasso D.A. (1998) - Interprétation des réponses couplées hydraulique et chimique des sources karstiques (essai d'inférence de la structure des systèmes karstiques). Thèse Univ. Neuchâtel, 120 p.

Jeannin P.-Y., 1996 Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques- Thèse Univ. Neuchâtel.

Jeannin P.-Y. and Maréchal J.-C. 1995. Lois de pertes de charge dans les conduits karstiques: base théorique et observations. Bulletin du Centre d'Hydrogéologie 14, 149-176.

Jenkins G.M., Watts D.G. (1968) - Spectral analysis and its applications. Holden Days, San Fransisco, 525 p.

Kiraly L. and Mueller I. 1979. Hétérogénéité de la perméabilité et de l'alimentation dans le karst: effet sur la variation du chimisme des sources karstiques. Bulletin du Centre d'Hydrogéologie 3, 237-285.

Kloppmann W., Girard J.P., Négrel P. (2002) - Exotic stable isotope compositions of saline waters and brines from the crystalline basement. *Chemical Geology*, n° 184, p. 49-70.

Kuhfuss A. (1981) – Géologie et hydrogeology des Corbières méridionales, region de Bugarach, Rouffiac des Corbières. Thèse, université Paul Sabatier, Toulouse.

Ladouche B., Aquilina L., Bakalowicz M. (2000) - Étude Leucate 98 : « Recherche de l'origine de la contamination bactériologique de l'étang de Salses Leucate ». BRGM/RP-50003-FR.

Ladouche B., Dörfliger N., avec la collaboration de J.L. Izac, J. Cubizolles, C. Du Couëdic, B. Aunay, P. Thomson (2004) - Synthèse de la caractérisation des systèmes karstiques des Corbières orientales - Rapport final de la phase I du projet Évaluation des ressources en eau des Corbières. Volume 2 - Caractérisations géologique et hydrogéologique du système karstique du « synclinal du Bas-Agly » BRGM/RP-52919-FR. 198 p., 109 ill., 5 ann.

Ladouche B., Le Strat P., Duvail C., et al. (2003) - Étude NO₃-Pia : « Détermination de l'origine des nitrates dans l'aquifère du Roussillon par le traçage isotopique des sources d'azote (Commune de Pia, Pyrénées-Orientales) ». BRGM/RP-52745-FR.

Ladouche B., Dörfliker N., Pouget R., Petit V., Thiery D., Golaz C. (2002) – Caractérisation du fonctionnement des systèmes karstiques nord-montpelliérains. Rapport du programme 1999-2001-Buègres. BRGM/RP-51584-FR, 200 p., 111 fig., 9 tabl., 3 photos, 4 ann.

Ladouche B., Maréchal J-C., Dörfliker N., Lachassagne P., Lanini S., Le Strat P., (2005) – Pompage d'essais sur le système karstique des Cent Fonts (Cne de Causse de la Selle, Hérault) Présentation et interprétation des données recueillies, RP-54426-FR, 82 ill., 45tabl., 9 ann., 245 pp.

Leibundgut C., Hadi S. (1997) – A contribution to toxicity of fluorescent tracers. Tracer Hydrology 97, A.A. Balkema, Rotterdam, ISBN 90 5410875 4.

Mandelbrot B., (2000) - Gaussian Self-Affinity and Fractals, Globality, the Earth, 1/F Noise, R/S, Springer edt.

Mangin A. (1971) - Étude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. *Ann. Spéléol.*, 26, 2, p. 283-329.

Mangin A. (1975) - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques, thèse de Doctorat, univ. de Dijon, (*Ann. Spéléol.*, 1974, 3, p. 283-332, 1974, 29, 4, p. 495-601 ; 1975, 30, 1, p. 21-124).

Mangin A. (1981) - Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques. Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Série III, Paris, t. 293, p. 401-404.

Mangin A. (1982) - L'approche systémique du karst, conséquences conceptuelles et méthodologiques. Proc. Réunion Monographica sobre el karst, Larra, p. 144-157.

Mangin A. (1984) - Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *J. hydrol.*, 67, p. 25-43.

Marsaud B. (1996) - Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux, université Paris XI Orsay, thèse de doctorat, 305 p.

Muet P. (1985) - Structure, fonctionnement et évolution de deux systèmes aquifères karstiques du Nord du causse de Martel (Corrèze), thèse 3^e cycle, université Bordeaux I.

Ournié B., (1995) – Un Cthulhu vraiment démonique..., Spéléo n° 23, 5 p.

Padilla A., Pudido-Bosch A. (1995) - Study of hydrographs of karst aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *J. hydrol.*, 168, p. 73-89.

Petit V., Ladouche B., Dörfliger N., avec la collaboration de Izac J.L., Cubizolles J., Giroux H. et Emblanch Ch. (2002) - Projet « Évaluation des ressources en eau des Corbières » - Compte rendu et interprétation du pompage d'essai de puits et de nappe (longue durée) à Cases de Pène. BRGM/RP-51394-FR.

Pinault J.L. (2001) - Manuel d'utilisateur de TEMPO : logiciel de traitement et de modélisation des séries temporelles en hydrogéologie et en hydrogéochimie. Projet Modhydro. BRGM/RP-51459-FR. 221 p.

Plagnes V. (1997) - Structure et fonctionnement des aquifères karstiques, Caractérisation hydrogéochimique des eaux, université de Montpellier II, thèse de 3^e cycle, 376 p.

Ravier J (1959) – le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. Mém. Soc. Géol. XXXVIII, 86.

Smart P.L. (1984) – A review of the toxicity of twelve fluorescent dyes used for water tracing. The NSS Bulletin. October 1984. pp21-33.

Vengosh A. S. Barth A., K. G. Heumann K.G., S. Eisenhut S., (1999) - Boron Isotopic Composition of Freshwater Lakes from Central Europe and Possible Contamination Sources, Acta hydrochimica et hydrobiologica, Vol 27, Issue 6, pp. 416-421.

Annexe 1

Aspects administratifs et financiers du projet

RAPPORT D'ACTIVITES 2005

Le projet est entré dans sa cinquième année de réalisation en 2005. Les principales activités se répartissent comme suit :

1. gestion du projet et communication
2. implantation et suivi d'un forage de reconnaissance à Espira-de-l'Agly
3. poursuite des suivis hydrologiques et hydrochimiques pour les systèmes karstiques du synclinal du Bas-Agly, Verdoube, de la Tirounère et des Adoux-Las Bordes.

Gestion du projet et communication

La gestion du projet a été assurée par N. Dörfliger en qualité de chef de projet ; la gestion a été assurée en partenariat avec B. Ladouche, notamment pour tous les aspects scientifico-techniques.

La tâche de gestion a consisté :

1. au maintien d'un contact régulier avec les maîtres d'ouvrage,
2. au suivi régulier de l'avancement du projet avec l'équipe de projet, afin de respecter au mieux les échéances,
3. à la préparation et à l'animation des réunions de comité de pilotage,
4. et à la rédaction des comptes-rendus de décisions des réunions de comité de pilotage.

Trois réunions de comité de pilotage se sont tenues les 18 janvier, 26 octobre et 19 décembre 2005 à Narbonne. L'ordre du jour a été préparé en collaboration avec les maîtres d'ouvrage du projet. Ces réunions ont été co-animées par N. Dörfliger et P. Le Strat en présence notamment de M. Audibert. Les comptes-rendus ont été diffusés aux membres du comité de pilotage. Les bulletins d'information semestriels initialement prévus, n'ont pas été réalisés, faute de temps et d'investissement pour la réalisation du forage. Un bulletin d'information synthétique de fin de projet sera rédigé pour mai 2006.

Activités techniques et scientifiques conduites en 2005

Les activités techniques et scientifiques réalisées au cours de l'année 2005 ont concernées essentiellement les tâches CORB08 – Caractérisation du fonctionnement hydrogéologique des systèmes karstiques et CORB09 – Faisabilité d'exploitation du système karstique des Corbières d'Opoul – Synclinal du Bas-Agly de la phase II du projet. La rédaction du présent rapport de fin de phase II fait partie intégrante de l'interprétation de l'ensemble des données acquises lors des activités menées en 2005.

CORB08 – Caractérisation du fonctionnement hydrogéologique des systèmes karstiques

- poursuite du suivi hydrologique des systèmes suivants : Tirounère, Verdoube et les Adoux-Las Bordes, réactualisation de la courbe de tarage,

- géologie détaillée du secteur des Adoux-Las Bordes ainsi que du secteur du bassin d'alimentation du Verdoble ; réalisation de deux coupes transversales à partir des cartes géologiques,
- poursuite du suivi hydrologique du système du synclinal du Bas-Agly avec notamment la poursuite du réseau de suivi spatial auquel a été intégré le piézomètre réalisé à la confluence Verdoble-Agly.

CORB09 – Faisabilité d'exploitation du système karstique des Corbières d'Opoul – Synclinal du Bas-Agly

Dans le cadre de cette tâche de la phase II, les actions suivantes ont été réalisées au cours de l'année 2005 et début 2006 :

- préparation d'un CCTP pour appel à proposition d'entreprises de forage pour la réalisation du forage de reconnaissance à Espira-de-l'Agly,
- sélection de l'entreprise de forage avec le service achats du BRGM,
- suivi des travaux de forage réalisés par l'entreprise FORASUD entre la période juillet et août 2005,
- réalisation d'un essai de pompage de 48 heures en octobre avec prélèvements d'échantillons pour analyses hydrochimiques par FORASUD et un suivi par un hydrogéologue du BRGM,
- interprétation de l'essai de pompage,
- rédaction du rapport de fin de travaux de forage et d'essai de pompage (RP54523-FR, février 2006),
- observations complémentaires de terrain sur le flanc nord du synclinal du Bas-Agly, interprétations photos-géologiques du même secteur entre le Mas Méric au SW jusqu'à Salses-le-Château au NE,
- recadrage des interprétations géologiques du profil sismique avec les observations de terrain.

ETAT FINANCIER A FIN DECEMBRE 2005 ET RECAPITULATIF A L'ECHELLE DU PROJET

La répartition des dépenses, dépenses de personnel, dépenses internes (coût des analyses hydrochimiques et isotopiques du Laboratoire du BRGM) et dépenses externes (frais de déplacement, consommables et amortissements) est présentée ci-dessous :

Corbières -phase I

Période :

2001/01

2004/02

Poste et catégorie	Coût direct	Coût Complet
Dépenses de Personnel		
1- Dépenses de personnel - activité	382182,34	491142,53
Total Dépenses de Personnel	382182,34	491142,53
Dépenses internes		
2a - coûts analyses	92177,89	118448,59
2b-location véhicule BRGM	4000,00	5140,00
2c-autres dépenses internes	47,51	61,05
Total Dépenses Internes	96225,40	123649,64
Dépenses externes		
3a-Frais de déplacement	33335,86	35669,37
3b-Dépenses de matières consommables	7462,48	7984,85
3c-Services extérieurs et charge de gestion courante	16799,83	17975,82
3d-Dépenses de sous-traitance	78481,21	83974,89
3e-Amortissements	21146,65	22626,92
3f-Dépenses de personnel - autres -	20444,84	21875,98
Total Dépenses externes	177670,87	190107,83
Total Coût direct	656078,61	
4- Frais généraux et résultats	160821,39	12000,00
Total projet	816900,00	816900,00

Récapitulatif des dépenses de la phase I du projet Corbières pour la période de février 2001 à février 2004.

Le montant total de la phase I était budgété avec un montant de 637 846 €. Le différentiel est ainsi de 179 K€, sans compter le résultat. Ce différentiel explicité dans les rapports d'activités précédents (2002, 2003) est dû essentiellement à un surcoût lié à la mise en œuvre de l'essai de pompage longue durée à Cases-de-Pène et à la mise en œuvre de l'essai de traçage des pertes du Verdoube et de l'Agly dont le suivi de restitution a été conduit sur plusieurs mois.

Récapitulatif des dépenses de la phase II

La récapitulation générale des dépenses de la phase II pour l'année 2005 pour le projet CORBIERES figure dans le tableau ci-dessous :

Projet : Code : 9300018817

Nom : CORBIERES-1

Description : CORBIERES

Période couverte par le relevé de : 2005/01 à 2005/12

Récapitulation générale du projet

Poste et Catégorie	Coût direct	Coût Complet
Dépenses de Personnel		
1 - Dépenses de personnel - activité-	35 251,77	45 651,18
Total Dépenses de Personnel	35 251,77	45 651,18
Dépenses Internes		
2a - Coûts analyses	5 264,20	6 817,16
Total Dépenses Internes	5 264,20	6 817,16
Dépenses externes		
3a - Frais de déplacement	3 743,83	4 043,32
3b - Dépenses de matières consommables	946,85	1 022,59
3c - Services extérieurs et charge de gestion courante	2 383,80	2 574,53
3d - Dépenses de sous-traitance	98 710,33	106 607,16
3e - Amortissements	6 508,44	7 029,09
Total Dépenses externes	112 293,25	121 276,69
Total coût direct	152 809,22	
4 - Frais généraux	20 935,81	
Total projet	173 745,03	173 745,03

Récapitulatif des dépenses de la phase II du projet Corbières pour l'année 2005 (GIPSIE BRGM)

Pour mémoire, les dépenses de l'année 2004 pour la phase II s'élevaient à 221,074 K€.

Corbières -phase II

Période :

2004/03

2005/12

Poste et catégorie	Coût direct	Coût Complet
Dépenses de Personnel		
1- Dépenses de personnel - activité	94678,54	121661,92
Total Dépenses de Personnel	94678,54	121661,92
Dépenses internes		
2a - coûts analyses	15135,90	19449,63
2b-location véhicule BRGM	1240,00	1593,40
2c-autres dépenses internes	6693,34	8600,94
Total Dépenses Internes	23069,24	29643,97
Dépenses externes		
3a-Frais de déplacement	9215,74	9860,84
3b-Dépenses de matières consommables	3842,68	4111,67
3c-Services extérieurs et charge de gestion courante	4368,50	4674,30
3d-Dépenses de sous-traitance	188446,45	201637,70
3e-Amortissements	14859,30	15899,45
3f-Dépenses de personnel - autres -	7540,01	8067,81
Total Dépenses externes	228272,68	244251,77
Total Coût direct	346020,46	
4- Frais généraux et résultats	54537,20	5000
Total projet	400557,66	400557,66

Récapitulatif des dépenses de la phase II du projet Corbières pour la période de mars 2004 à décembre 2005.

Les dépenses de la phase II s'élèvent ainsi au total à 400.56 K€. Le montant budgété de la phase II s'élevait à 579.61 K€. La phase II a été réalisé avec un montant de 394.82 K€, déduction faite du surcoût de la phase I et du résultat ; aucune ressource complémentaire n'est venue abondée le budget initial du projet.

Annexe 2

Caractéristiques des travaux mis en œuvre pour mesurer les débits de la source des Adoux

Description du site de la source des Adoux après aménagements

Défini à partir des caractéristiques géométriques du site (mesurées sur le terrain), des infrastructures et des installations en place pour le captage, le dispositif proposé comprend les éléments suivants (illustration 1 et photos 1, 2 et 3):

- un dispositif de captage avec un tube collecteur, en PVC DN 400, raccordé par un avaloir en maçonnerie et à un petit bassin collectant l'ensemble des trop-pleins ;
- une cheminée de mise en charge et de dégazage sub-verticale comprenant à la base un système siphoné équipé d'un tampon de visite pour le nettoyage et l'extraction des éléments grossiers pouvant être entraînés dans l'ouvrage ;
- un tube de mesure en acier DN 323, qui reçoit le dispositif de mesure (débit mètre électromagnétique DWM 2000 (Khrono)) et qui est rectiligne sur au moins 15 DN (photo 2). Ce tube, installé horizontalement, comporte à la sortie un double coude destiné à assurer le maintien en charge de la conduite calibrée ;
- le griffon latéral est capté par un petit avaloir en maçonnerie et une conduite PVC DN 200 qui se jette dans la cheminée de mise en charge; cette conduite est enterrée.

Le dispositif de collecte et la cheminée de mise en charge ont été réalisés en PVC ; ils sont fixés au massif de béton qui supporte la passerelle et les ouvrages de captage par des colliers et des potences scellés dans ce massif.

Le tube de mesure est posé sur des plots en béton après décaissement et mise à niveau du sol en pied du massif ; la dénivelé ainsi obtenue, pour la mise en charge, étant à priori de l'ordre de 1,50 m

Les travaux réalisés pour la mise en place de ce dispositif sont les suivants :

- la dérivation temporaire des trop-pleins et écoulements pour permettre les travaux de terrassement et de maçonnerie ;
- le terrassement au droit du rejet des trop-pleins (pour la mise en place de l'avaloir et du bassin), le terrassement et le nivellement au pied du massif de béton (pour la pose du tube de mesure et de l'élément de mise en charge) ;
- le creusement d'une tranchée pour la pose de la conduite DN 200 pour le captage du griffon latéral ;
- le creusement d'une tranchée pour la pose de la gaine TPC et la chambre de tirage pour le cheminement des câbles des capteurs entre le local technique et le captage (environ 45m) ;
- la réalisation des avaloirs et bassins de captage en maçonnerie, ainsi que les plots et massifs support du tube de mesure ; scellement des colliers de fixation et des potences ;
- préparation et transports des tubes et raccords PVC et acier ;
- assemblage et montage du dispositif, pose du capteur et de son captage ;

- pose des fourreaux et des regards, mise en place des câbles ; comblement des fouilles et remise en état du sol.

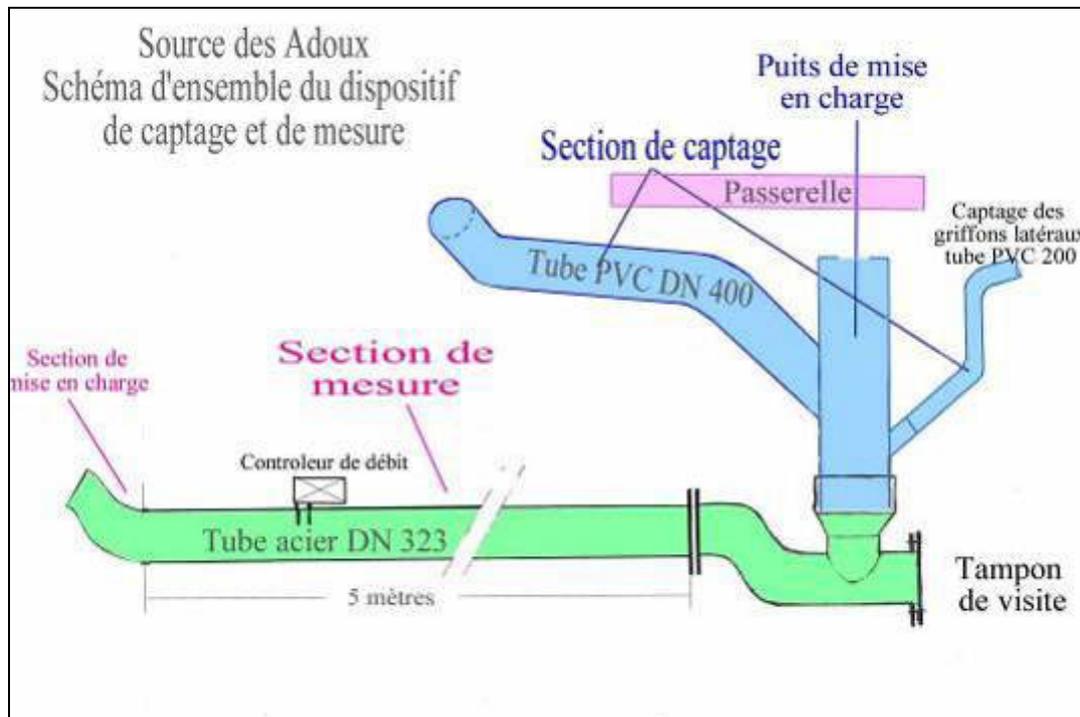
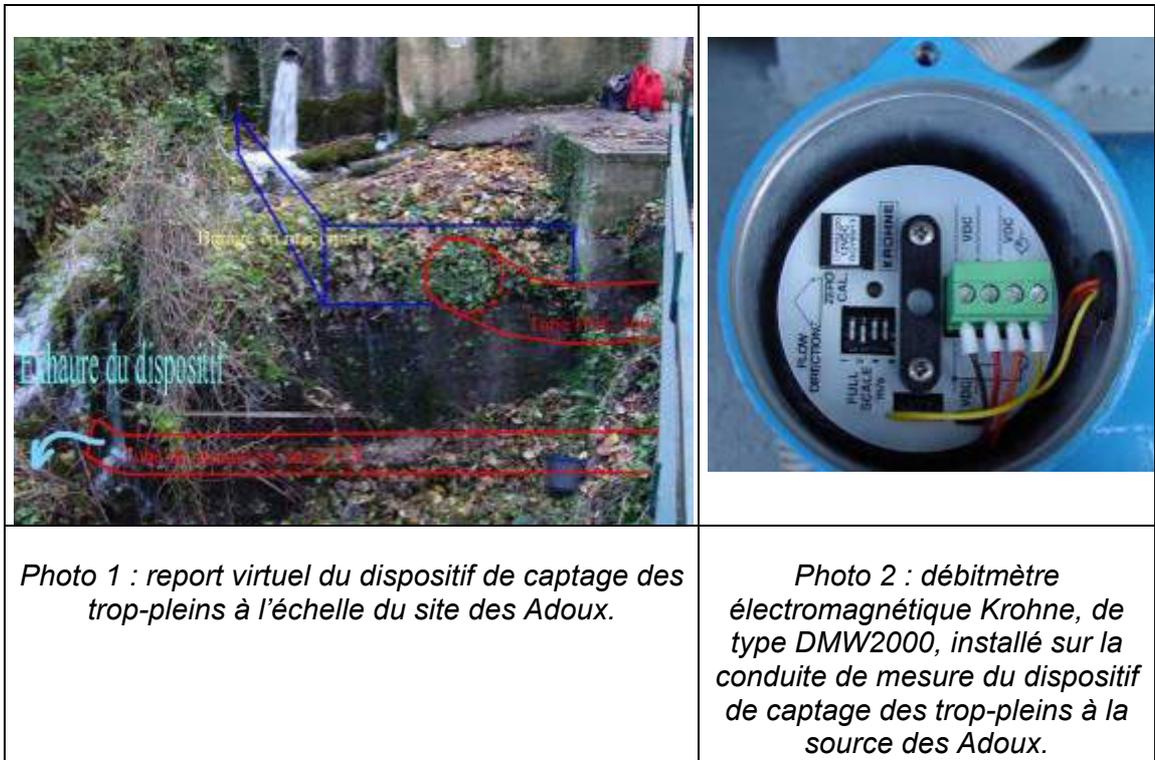


Illustration 1 : schéma d'ensemble du dispositif de captage et de mesure du trop plein de la source des Adoux.



De plus, une sonde température/conductivité a été installée et reliée à une centrale d'acquisition au niveau d'un collecteur après le passage dans les chambres de captage.

Le syndicat d'eau des différentes communes concernées a installé des compteurs sur les buses d'alimentation des différentes communes ainsi que sur le trop plein du réservoir alimenté par gravité.

L'ensemble de ce dispositif, contrôle des trop-pleins, des paramètres physico-chimiques et de l'alimentation des différentes communes, doit permettre de disposer des informations nécessaires à la caractérisation de la ressource de ce système karstique. Néanmoins, le dispositif complexe de contrôle des trop-pleins mis en place, ne permet pas d'assurer le 100% du contrôle des trop-pleins en période de très hautes-eaux (photos 4 et 5). Les débits échappant au contrôle sont au maximum de 70 % du débit des trop-pleins lors des crues importantes.



Photo 6 : mise en fonctionnement de trop-pleins échappant au système de contrôle.

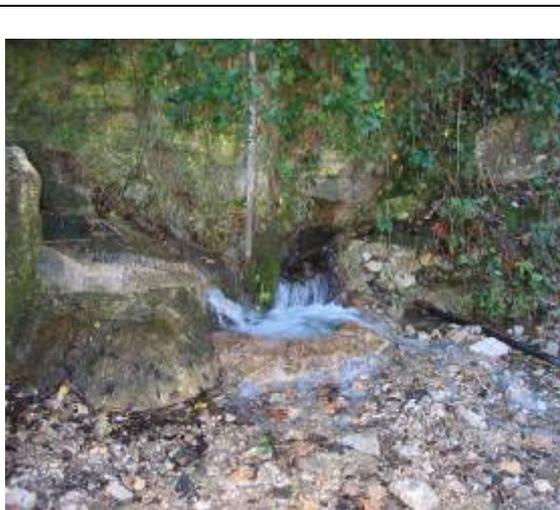


Photo 7 : détail de trop-plein échappant au système de contrôle lors de crues.

Mesures de contrôle

Le site a fait l'objet d'une trentaine de visites de terrain entre 2002 et 2005, dont 20 pour des mesures de contrôle, ainsi que des jaugeages sur le rau Noir (aval et amont des sources) (photos 5 et 6). Outre la complexité du site pour réussir à effectuer un suivi des débits de trop-pleins notamment, le système de mesures a souffert de problèmes techniques divers :

1. non-fonctionnement du débitmètre électromagnétique dès installation sur le site (problèmes de courant électrique parasite), nécessitant son retour en usine pour vérification et paramétrage (absence de données entre avril et août 2003),
2. pannes successives du débitmètre liées à des actes de malveillance sur le puits de mesure (remplissage de cailloux),

3. câble de la sonde conductivité endommagé suite à l'intervention sur le site par la société METCA pour le compte du syndicat des eaux, début décembre 2003.

Il en ressort des données partielles des différents paramètres enregistrés sur ce site.



Photo 8 : jaugeage à l'amont de la source des Adoux sur le Rau Noir.



Photo9 : jaugeage à l'aval de la source des Adoux sur le Rau Noir.

Annexe 3

Données hydrochimiques et isotopiques du système karstique des Adoux – Las Bordes.

Nom	date	pH	Eh mV	O2 mg/l	HCO3- LQ mg/l	Ca 0.5 mg/l	Mg 0.5 mg/l	Na 0.5 mg/l	K 0.5 mg/l	Cl 0.5 mg/l	NO3 0.4 mg/l	NH4 0.1 mg/l	SO4 0.5 mg/l
Boulzane amont Montfort (socle)	18/12/2003	7.57		13.4	25	6.4	1.1	3.3	0.5	2.2	<LQ	<LQ	4.3
Boulzane amont Montfort (socle)	22/10/2004				133	39.1	6.6	3.1	0.8	2.1	1.3	<LQ	15.3
Boulzane Montfort	23/10/2004				134	57.6	6.1	4	1.6	2.7	0.9	<LQ	58.9
Boulzane Gincla	19/02/2003	7.76			94	38.3	2.7	3.5	1	3.5	<LQ	<LQ	18.2
Boulzane Gincla	30/07/2004				157	59.8	4.3	3.6	1.5	4.1	1.4	<LQ	41.7
Boulzane Gincla	24/10/2004				145	58	4.8	4.2	1.8	3.2	0.6	<LQ	45.2
Boulzane Aval Gincla	30/07/2004				159	59.7	4.2	3.4	1.5	3.8	2.1	<LQ	40
Boulzane Aval Gincla	25/10/2004				148	58.3	4.7	4.4	1.8	3.7	<LQ	<LQ	43.8
Scé Las Bordes	11/06/2002	8.11	269	7.5	156	59.2	2.6	2.7	0.5	5.1	<LQ	<LQ	8.3
Scé Las Bordes	05/11/2003	8.22	264	9.4	157	53.1	2.7	2.7	0.3	5.6	0.6	<LQ	9
Scé Adoux	18/02/2003	7.52		8.7	188	70	6.4	2.7	0.8	3.5	0.5	<LQ	21.3
Scé Adoux (BE, Q=60 l/s)	05/11/2003		278	8.4	179	59.4	6.6	2.5	0.6	3.2	2.7	<LQ	24.5
Scé Adoux (ME, Q=156 l/s)	18/12/2003		234	8.9	187	60.6	6.2	2.5	0.6	3.3	2.7	<LQ	22.5
Scé Adoux (ME, Q=125 l/s)	18/02/2004	7.6	278	8.7	179	59.6	6.4	2.5	0.6	3.3	2.2	<LQ	24.3
Scé Adoux (HE, Q=315 l/s)	21/04/2004	7.18	161	9.4	195	63.8	5.2	2.4	0.5	3.4	2.5	<LQ	17.4
Scé Adoux (BE, Q=78 l/s)	29/07/2004				171	56	7.2	2.8	0.9	3.5	2.1	<LQ	28
Scé Adoux (BE, Q=77 l/s)	21/10/2004	7.77	252	9.8	171	52.9	7.1	2.7	0.8	2.8	1.9	<LQ	27.8
Scé Adoux (ME, Q=117 l/s)	20/01/2005	7.64	114	4.7	178	54.5	6.3	2.5	0.7	3	2.3	<LQ	23.2
Scé Adoux (ME, Q=210 l/s)	24/03/2005	6.89	359	8.6	179	56.7	5.4	2.8	0.8	3.2	2.1	<LQ	20.4
Scé Adoux (ME, Q=171 l/s)	02/06/2005	7.2	172	8.3	173	53.8	6.5	2.9	0.9	3	2.2	<LQ	24
Scé Adoux (BE, Q=64 l/s)	04/08/2005	7.67	369	7.8	168	52.9	7.3	3	1	3	1.7	<LQ	27.7
Scé Adoux (BE, Q=54 l/s)	29/09/2005	7.48	350	8.0	167	53.3	7.2	3	1	3	2.1	<LQ	26.3

<LQ : concentration inférieure à la limite de quantification ; BE : basses eaux, ME : Moyenne eaux ; HE : Hautes eaux

			SiO2	B	Br	Sr	δ18O	δ2H	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ(m)
	LQ	0.5	1	5	1	5	1			
Nom	date	mg/l	µg/l	µg/l	µg/l	µg/l	‰	‰		
Boulzane amont Montfort (socle)	18/12/2003	13.3	5 <LQ	<LQ	20				0.721649	0.000009
Boulzane amont Montfort (socle)	22/10/2004	7.2 <LQ	<LQ	<LQ	87.9	-9.2	-59		0.712175	0.000009
Boulzane Montfort	23/10/2004	10.8	3 <LQ	<LQ	268.5				0.708740	0.000007
Boulzane Gincia	19/02/2003	12.7	5 <LQ	<LQ	110				0.710445	0.000010
Boulzane Gincia	30/07/2004	13	5 <LQ	<LQ	231	-9	-58.1		0.708807	0.000009
Boulzane Gincia	24/10/2004	11.8	4.3 <LQ	<LQ	260.4	-8.9	-56.6		0.708740	0.000008
Boulzane Aval Gincia	30/07/2004	12.9	5.7 <LQ	<LQ	216	-9	-57.7		0.708907	0.000009
Boulzane Aval Gincia	25/10/2004	11.7	4.3 <LQ	<LQ	214.8	-8.9	-56.9		0.708904	0.000007
Scé Las Bordes	11/06/2002	5	5 <LQ	<LQ	50				0.708976	0.000009
Scé Las Bordes	05/11/2003	5	3.8 <LQ	<LQ	57	-8.1	-51.8		0.708987	0.000009
Scé Adoux	18/02/2003	7.9	5 <LQ	<LQ	170				0.708743	0.000007
Scé Adoux (BE, Q=60 l/s)	05/11/2003	8	4.6 <LQ	<LQ	176	-8.7	-56.6		0.708749	0.000008
Scé Adoux (ME, Q=156 l/s)	18/12/2003	7.6	4.5 <LQ	<LQ	166				0.708711	0.000007
Scé Adoux (ME, Q=125 l/s)	18/02/2004	7.9	4.4 <LQ	<LQ	184				0.708710	0.000009
Scé Adoux (HE, Q=315 l/s)	21/04/2004	6.3	4.5 <LQ	<LQ	151				0.708646	0.000009
Scé Adoux (BE, Q=78 l/s)	29/07/2004	8.9	4.4 <LQ	<LQ	182	-9	-57.9		0.708813	0.000010
Scé Adoux (BE, Q=77 l/s)	21/10/2004	8.5	3 <LQ	<LQ	179	-9	-58.2			
Scé Adoux (ME, Q=117 l/s)	20/01/2005	7.5	4 <LQ	<LQ	163	-9	-57.8			
Scé Adoux (ME, Q=210 l/s)	24/03/2005	6.3	2.2 <LQ	<LQ	159.1				0.708744	0.000009
Scé Adoux (ME, Q=171 l/s)	02/06/2005	7.5	2.1 <LQ	<LQ	176.9				0.708824	0.000007
Scé Adoux (BE, Q=64 l/s)	04/08/2005	8.1	2.3 <LQ	<LQ	184.4	-9	-58		0.708856	0.000008
Scé Adoux (BE, Q=54 l/s)	29/09/2005	7.8	2.1 <LQ	<LQ	183.5				0.708863	0.000009

<LQ : concentration inférieure à la limite de quantification ; BE : basses eaux, ME : Moyenne eaux ; HE : Hautes eaux

Annexe 4

Données hydrochimiques du système karstique du Verdoble

Rapport de la phase II du projet Corbières

Etude/biotope	Nom abrégé	Nom	pH	Eh (mV)	T (°C)	C (mS/cm)	O2 (%)	O2 (mg/l)	HCO3-MPT	CO3	Ca	Mg	Na	K	HCO3- Cl	NO3	SO4	SiO2	NH4	NO2	B	Sr	Al	Fe		
AE RMC	Théron	S. du Théron à Alet les Bains	7,5	245	13,6	0,383		8,7		<1	64,50	12,60	3,90	1	229	5,00	6,50	9,30	6,90	0,05	0,02	0,01		5		
AE RMC	Théron	S. du Théron à Alet les Bains	7,4	213	13,5	0,381		9,7		<1	59,00	13,00	1,00	1	225	4,00	5,90	8,90	5,90	0,05	0,02			5		
AE RMC	Théron	S. du Théron à Alet les Bains	7,4	260	13,3	0,382		8,6		<1	60,00	14,00	1,00	1	218	4,20	5,80	10,00	5,60	0,05	0,02			12		
AE RMC	Théron	S. du Théron à Alet les Bains	7,1	206	10,9	0,376		10,8		<1	60,00	15,00	3,20	1	221	5,10	6,60	9,30	6,80	0,05	0,02			5		
AE RMC	Théron	S. du Théron à Alet les Bains									63,00	13,00	3,30	1	225	5,50	6,50	8,90	3,30			6				
AE RMC	Théron	S. du Théron à Alet les Bains									64,00	12,00	3,00	1	231	4,50	4,70	7,90	3,00			-5				
AE RMC	Théron	S. du Théron à Alet les Bains									59,00	14,00	2,80	1	224	4,80	6,20	8,90	2,80			-5				
AE RMC	Théron	S. du Théron à Alet les Bains									67,00	14,00	2,90	<1	245	4,80	5,80	7,70	5,10				5			
AE RMC	Théron	S. du Théron à Alet les Bains									65,00	11,00	2,80	1	227	5,00	6,00	8,00	6,40				-5			
AE RMC	Théron	S. du Théron à Alet les Bains									64,00	11,00	2,10	1	238	3,00	5,00	8,00	6,20				7			
AE RMC	Théron	S. du Théron à Alet les Bains									60,00	13,00	2,80	1	227	4,00	6,00	9,00	6,40				6			
AE RMC	Théron	S. du Théron à Alet les Bains									62,00	11,00	3,10	1,1	220	6,00	18,00	11,00	5,10				8			
AE RMC	Théron	S. du Théron à Alet les Bains									57,00	13,10	3,00	0,8	225	4,50	6,40	8,50	6,90							
AE RMC	Théron	S. du Théron à Alet les Bains									60,00	12,20	2,90	0,6	223	4,80	7,40	8,30	12,80							
AE RMC	Théron	S. du Théron à Alet les Bains									60,00	14,70	3,10	0,7	222	4,50	6,60	8,50	6,60							
AE RMC	Théron	S. du Théron à Alet les Bains									59,00	11,90	3,30	1,2	223	4,60	6,80	8,40	6,30							
Corbières	Ver-2	Sea Verdoube	7,25	14,3	0,451						3	79,80	7,60	3,90	0,6	282	6,20	1,90	13,10	5,30			0,02	0,15	2	
Corbières	Ver-4	Sea Verdoube	7,67	157	18,6	0,459					278,61	3	60,20	20,40	3,90	0,8	284	5,40	0,70	17,90	7,50			0,02	0,16	1
Corbières	Ver-5	Sea Verdoube	7,26	129	16,9	0,472					282,10	3	75,40	23,80	4,00	0,8	264	5,60	<0,4	18,50	8,30	-0,1		0,01	-0,05	0,16
Corbières	Ver-8	Sea Verdoube	7,23	169	18,9	0,460					292,56	3	75,80	16,80	3,90	0,8	287	5,50	<0,1	17,90	6,80			0,01	-0,05	0,146
Corbières	Ver-9	Sea Verdoube	6,95	116	16,8	0,461					280,94	3	65,20	19,60	3,90	0,8	286	5,30	<0,1	18,20	7,30			0,01	-0,05	0,147
Corbières	Ver-10	Sea Verdoube	7,43	140	17,9	0,463					286,75	3	65,40	22,70	3,90	0,7	282	5,30	<0,1	19,20	7,60			0,01	-0,05	0,147
Corbières	Ver-1	Sea Verdoube	7,83	146	17,8	0,476					288,30	3	66,00	19,30	3,90	0,7	287	5,50	0,90	17,60	7,40			0,03	0,16	1
Corbières	Ver-3	Sea Verdoube	7,07	228	12,8	0,467					296,05	3	86,40	5,60	3,40	0,6	284	5,10	1,30	10,70	5,10			0,01	0,01	0,15
Corbières	Ver-6	Sea Verdoube	7,21	183	18,3	0,471					284,43	3	75,80	23,80	4,00	0,8	284	5,40	0,40	18,40	8,20	-0,1		0,01	0,01	0,15
Corbières	Ver-7	Sea Verdoube	7,11	180	18,0	0,469					284,43	3	75,80	23,80	4,00	0,8	284	5,40	0,40	18,40	8,20	-0,1		0,01	0,01	0,15
Corbières	Ver-11	Sea Verdoube	7,39	116	16,8	0,465					272,90	3	84,20	15,20	3,90	0,5	292	5,90	1,30	16,90	7,00			0,01	0,01	0,148
Corbières	Ver-12	Sea Verdoube	7,12	269	16,96	0,483					272,20	3	84,20	15,20	3,90	0,5	292	5,90	1,30	16,90	7,00			0,01	0,01	0,148
Corbières	Ver-13	Sea Verdoube	7,12	269	16,96	0,483					272,20	3	84,20	15,20	3,90	0,5	292	5,90	1,30	16,90	7,00			0,01	0,01	0,148
Corbières	Ver-14	Sea Verdoube	7,12	269	16,96	0,483					272,20	3	84,20	15,20	3,90	0,5	292	5,90	1,30	16,90	7,00			0,01	0,01	0,148
Corbières	Ver-15	Sea Verdoube	6,99	213	13,15	0,479					305,74	<LO	98,20	8,50	12,80	0,8	304	21,30	1,50	18,70	6,00			0,01	0,01	0,176
Corbières	Ver-16	Sea Verdoube	6,99	249	17,8	0,479					288,00	<LO	67,80	19,10	4,10	0,8	283	5,90	0,90	17,50	4,40			0,01	0,02	0,14
Corbières	Ver-17	Sea Verdoube	7,45	18,84	11,8	0,459					62,10	<LO	59,60	21,70	3,90	0,6	277	5,40	0,80	17,60	7,20			0,01	0,03	0,137
Corbières	Ver-18	Sea Verdoube	6,21	374	12,65	0,468					55,50	<LO	63,80	6,50	3,40	0,5	290	5,90	1,80	12,10	5,00			0,01	0,02	0,132
Corbières	Ver-19	Sea Verdoube	6,82	389	15,72	0,474					58,50	<LO	75,40	14,20	4,40	1,1	278	6,40	1,10	16,70	6,00			0	0,1	0,149
Corbières	Ver-20	Sea Verdoube	7,83	405	17,5	0,465					53,20	<LO	66,60	19,20	4,40	0,8	280	5,80	0,60	18,40	6,70			0,01	0,1	0,151
Corbières	Ver-21	Sea Verdoube	7,78	232	16,44	0,459					45,20	<LO	59,50	22,00	4,40	0,5	271	5,60	0,50	19,00	8,40			0,01	0,1	0,148
Corbières	Ver-22	Sea Verdoube	7,63	216	16,4	0,469					52,20	<LO	59,50	22,00	4,40	0,5	271	5,60	0,50	19,00	8,40			0,01	0,1	0,148
Corbières	Souil 1	Sea Verdoube	6,91	213	13,1	0,463					213,77	<LO	75,90	23,30	3,90	0,6	273	5,80	0,60	18,90	9,90			0,01	0,03	0,145
Corbières	Souil 2	Sea Verdoube	6,91	245	12,9	0,473					213,77	<LO	75,90	23,30	3,90	0,6	273	5,80	0,60	18,90	9,90			0,01	0,03	0,145
Corbières	Souil 3	Sea Verdoube	7,22	79	12,87	0,478					284,00	<LO	91,30	4,10	4,40	1,3	259	8,20	2,30	38,30	5,40			0,01	0,1	0,199
Corbières	G. Antre 1	Gouge de l'Antre	6,88	249	13,14	0,488					294,00	<LO	85,90	8,50	3,90	0,7	290	6,60	1,70	15,00	6,30			0,01	0,03	0,148
Corbières	G. Antre 2	Gouge de l'Antre	7	101	14,28	0,483					45,10	<LO	77,70	0,80	3,90	0,6	278	5,50	0,70	15,90	6,40			0,01	0,04	0,138
Corbières	G. Antre 3	Gouge de l'Antre	6,25	372	10,96	0,469					8,71	<LO	86,40	4,00	3,30	0,5	277	5,90	1,90	10,70	4,50			0,01	0,02	0,128
Corbières	G. Antre 4	Gouge de l'Antre	7,26	373	11,61	0,485					7,06	<LO	90,00	4,60	4,60	0,7	285	7,50	1,90	13,80	4,80			0	0,05	0,148
Corbières	G. Antre 5	Gouge de l'Antre	8,51	396	12,85	0,488					5,93	<LO	89,50	7,40	4,40	0,9	298	6,60	1,50	15,00	5,40			0	0,1	0,16
Corbières	G. Antre 6	Gouge de l'Antre	8,83	251	13,74	0,472					4,24	<LO	81,00	10,50	4,10	0,8	278	5,80	0,70	16,60	6,00			0	0,1	0,171
Corbières	G. Antre 7	Gouge de l'Antre	7,71	277	13,38	0,465					6,84	<LO	81,70	9,20	3,90	0,8	278	5,90	1,90	15,80	5,60			0	0,1	0,173

Tableau 1 : Données des analyses hydrochimiques des majeurs et certains éléments traces des sources du Verdoube, du Gourg de l'Antre, de Soultage... effectuées par la laboratoire d'analyses du BRGM (MMA, Orléans)

Etude/biblio	Nom abrégé	Nom	date	d180	d%	d2H	d%	excess	UT	2s(m)	87Sr/86Sr	2s(m)
Corbières	Ver-1	Source du Verdouble	21/03/2002								0.708380	0.000010
Corbières	Ver-3	Source du Verdouble	10/05/2002								0.708110	0.000010
Corbières	Ver-6	Source du Verdouble	07/11/2002	-8.1	-50.2	14.6					0.708419	
Corbières	Ver-7	Source du Verdouble	05/03/2003	-8.1	-49.9	14.9					0.707956	
Corbières	Ver-11	Source du Verdouble	16/09/2003	-8.1	-50.1	14.7	3			1	0.708407	0.000009
Corbières	Ver-12	Source du Verdouble	18/12/2003								0.708223	0.000009
Corbières	Ver-13	Source du Verdouble	18/02/2004								0.708112	0.000008
Corbières	Ver-14	Source du Verdouble	21/04/2004								0.708020	0.000008
Corbières	Ver-15	Source du Verdouble	24/06/2004	-8.1	-49.6	15.2					0.708359	0.000008
Corbières	Ver-16	Source du Verdouble	22/10/2004	-8	-50.2	13.8						
Corbières	Ver-17	Source du Verdouble	08/12/2004	-8.4	-52.1	15.1						
Corbières	Ver-18	Source du Verdouble	20/01/2005	-8	-49.4	14.6						
Corbières	Ver-19	Source du Verdouble	24/03/2005								0.708235	0.000009
Corbières	Ver-20	Source du Verdouble	02/06/2005								0.708357	0.000007
Corbières	Ver-21	Source du Verdouble	03/08/2005								0.708464	0.000009
Corbières	Ver-22	Source du Verdouble	29/09/2005								0.708470	0.000008
Corbières	Soult_1	Sce du village	23/07/2003	-8	-49.3	14.7					0.708111	
Corbières	Soult_2	Soulatge	26/06/2004	-7.8	-47.4	15					0.708077	0.000008
Corbières	Soult_3	Soulatge 22/10/04	22/10/2004								0.708043	0.000008
Corbières	G.Antre_1	Goug de l'antré	26/06/2004	-8	-49.2	14.8					0.708014	0.000008
Corbières	G.Antre_2	Goug de l'antré	22/10/2004	-8.1	-50	14.8						
Corbières	G.Antre_3	Goug de l'antré	20/01/2005	-8	-49.7	14.3						
Corbières	G.Antre_4	Gourg de l'Antre	24/03/2005								0.707942	0.000009
Corbières	G.Antre_5	Gourg de l'Antre	02/06/2005								0.707931	0.000008
Corbières	G.Antre_6	Gourg de l'Antre	03/08/2005								0.707948	0.000007
Corbières	G.Antre_7	Gourg de l'Antre	29/09/2005								0.707969	0.000008

Tableau 2 : Données des analyses isotopiques des sources du Verdouble, du Gourg de l'Antre et de Soulatgé effectuées par le laboratoire d'analyses du BRGM (MMA, Orléans)

Annexe 5

Base de données hydrologiques sur CDRom pour l'ensemble des systèmes karstiques étudiés



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemin
BP 6009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34

Service EAU
Unité RMD
1039 rue de Pinville
34000 Montpellier - France
Tél. : 04 67 15 79 90