

Évaluation des ressources en eau des Corbières

Phase I - Synthèse de la caractérisation des systèmes karstiques des Corbières orientales

Volume 4 - Synthèse hydrogéologique des systèmes karstiques des Corbières orientales : la Mouillère - la Tirounère - le Verdoble

Rapport final

BRGM/RP-52921-FR
février 2004

Étude réalisée dans le cadre des opérations
de Recherche du BRGM 2004-EAU-01

N. Dörfliger, B. Ladouche,
Avec la collaboration de
J.L. Izac, J. Cubizolles, C. du Couëdic
Contrôle Qualité : P. Lachassagne et M. Bakalowicz



Mots clés : Système karstique, Corbières, Tirounère, Mouillère, Verdoble, Pyrénées-Orientales, Ressources en eau.

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

Dörfliger N., Ladouche B. avec la collaboration de Izac J.L., Cubizolles J. et Du Couëdic C. (2004) - Évaluation 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, 109 p., 70 ill., 2 ann.

© BRGM, 2004, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Dans le cadre du projet « Corbières, évaluation de la ressource en eau des systèmes karstiques des Corbières orientales », projet cofinancé par les conseils généraux des Pyrénées-Orientales et de l'Aude, par l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse et le BRGM, l'évaluation de la ressource de quatre systèmes karstiques a été réalisée dans le cadre de la première phase du projet (2001-2003).

L'évaluation de ces ressources passe par une identification du contexte géologique. Ensuite la caractérisation hydrodynamique et hydrochimique de sources permet d'apprécier le fonctionnement et la réserve exploitable des aquifères, initialement sélectionnés sur la base de leurs caractéristiques géologiques.

Plus précisément, la caractérisation hydrodynamique s'est appuyée sur :

- l'analyse de la décrue selon la méthode de Mangin (évaluation des transferts dans l'aquifère et poids des différents réservoirs) ;
- l'analyse des débits classés (relation entre différents aquifères et phénomènes particuliers du système ; ex : mise en évidence de trop-plein) ;
- le bilan hydrologique (surface de l'aquifère et volumes infiltrés par la pluie) ;
- la modélisation pluie débit (fonctionnement interne de l'aquifère).

La caractérisation hydrochimique permet, grâce à la décomposition de l'hydrogramme de la source et l'obtention d'informations concernant le fonctionnement des réservoirs internes ainsi que l'évaluation des volumes en provenance des différents réservoirs, de préciser des informations obtenues par la caractérisation hydrodynamique, relatives à la structure et au fonctionnement des systèmes.

Ce volume 4 présente les points suivants :

- le contexte géologique de la zone axiale, des zones nord et sous-pyrénéenne et le contexte climatique général des quatre systèmes caractérisés ;
- source par source, les premiers résultats de la caractérisation hydrodynamique (et hydrochimique quant cela s'est avéré possible) permettent de hiérarchiser des zones où les réserves montrent un fort potentiel et à l'opposé, des secteurs où le potentiel en terme de ressource en eau est moindre.

Il apparaît ainsi une grande hétérogénéité dans la taille des systèmes (la Tirounère > la source du Verdoble > la Mouillère) et dans leur fonctionnement interne. Les ressources en eau des systèmes karstiques étudiés sont donc très variables.

	Surface d'impluvium	Volume dynamique	Karst de la zone noyée	Épikarst	
				Infiltration rapide	Infiltration lente
La Mouillère	3 km ²	1 Mm ³	+	-	+++
La Tirounère	50 km ²	10 Mm ³	+++	++	++
Le Verdoble	7 km ²	1 Mm ³	+	+++	-

Le système des Adoux n'a pas pu être caractérisé au stade actuel, les données enregistrées ne couvrant pas de cycle hydrologique complet ; il fera l'objet d'un rapport spécifique ultérieur.

Sommaire

1. Introduction	13
2. Contexte géologique de la zone d'étude des trois systèmes karstiques	17
2.1. CONTEXTE STRUCTURAL	17
2.2. MISE EN PLACE DE LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE	18
2.2.1. Paléozoïque.....	18
2.2.2. Mésozoïque	18
2.2.3. Cénozoïque	19
2.3. SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE	19
2.3.1. Paléozoïque.....	20
2.3.2. Mésozoïque	22
2.3.3. Cénozoïque et Quaternaire	26
2.4. KARSTOLOGIE	27
3. Climatologie	29
3.1. PLUVIOMÉTRIE	29
3.2. PRÉPARATION DES TERMES DU BILAN HYDROLOGIQUE	31
3.2.1. Évaluation de l'évapotranspiration.....	31
3.2.2. Détermination du gradient altitudinal de pluviométrie.....	31
3.2.3. Détermination du gradient altitudinal de température.....	32
4. Système karstique de la Mouillère	35
4.1. CONTEXTE GÉOLOGIQUE	35
4.2. STRUCTURE ET FONCTIONNEMENT DU SYSTÈME	36
4.2.1. Analyse des débits classés	36
4.2.2. Analyse fonctionnelle du système karstique de la Mouillère	39
4.2.3. Interprétation des analyses hydrochimiques	44

4.3. ÉVALUATION DE LA RESSOURCE	53
4.3.1. Bilan hydrologique et bassin d'alimentation	53
4.3.2. Analyse des courbes de récessions.....	54
4.4. CONCLUSIONS PRÉLIMINAIRES	57
5. Système karstique de la Tirounère	59
5.1. CONTEXTE GÉOLOGIQUE	59
5.2. STRUCTURE ET FONCTIONNEMENT DU SYSTÈME	60
5.2.1. Analyse des débits classés	60
5.2.2. Analyse fonctionnelle du système karstique de la Tirounère	62
5.2.3. Modélisation inverse des variations temporelles de la température et de la conductivité du système karstique de la Tirounère	66
5.2.4. Interprétation des analyses hydrochimiques.....	71
5.3. ÉVALUATION DE LA RESSOURCE	76
5.3.1. Bilan hydrologique et bassin d'alimentation	76
5.3.2. Analyse des courbes de récessions.....	77
5.4. CONCLUSIONS PRÉLIMINAIRES	81
6. Système karstique du Verdoble	83
6.1. CONTEXTE GÉOLOGIQUE	83
6.1.1. Source du Verdoble et gourg de l'Antre	83
6.1.2. Circulation des eaux, contribution de différents réservoirs géologiques ..	83
6.1.3. Anomalie de température.....	83
6.2. STRUCTURE ET FONCTIONNEMENT DU SYSTÈME DU VERDOUBLE	84
6.2.1. Analyse des débits classés	84
6.2.2. Analyse fonctionnelle du système karstique du Verdoble.....	85
6.2.3. Interprétation des analyses hydrochimiques.....	90
6.3. ÉVALUATION DE LA RESSOURCE	92
6.3.1. Bilan hydrologique et bassin d'alimentation	92
6.3.2. Analyse des courbes de récession	94
6.3.3. Conclusions préliminaires	95

7. Conclusions et perspectives	97
7.1. EN BREF	97
7.2. PERSPECTIVES POUR LA PHASE 2	98
8. Principales références bibliographiques	99

Liste des illustrations

Illustration 1 - Schéma structural des Pyrénées-Orientales et de la zone des quatre systèmes karstiques étudiés (Aunay B., 2002).....	16
Illustration 2 - Calcaires du Carbonifère inférieur et du Dévonien de l'unité de Roc de Nitable.	21
Illustration 3 - Variations de faciès du Crétacé inférieur (Peybernes, 1976).	24
Illustration 4 - Description synthétique des étages du Crétacé supérieur.	25
Illustration 5 - Calcaire construit cénomaniens.....	26
Illustration 6 - Situation des sources, pertes et avens des terrains étudiés. Les points sont issus de l'inventaire spéléologique de H. Salvayre (1977) et des thèses de Bouchaala (1991) et Faillat (1972).	28
Illustration 7 - Caractéristiques des stations pluviométriques Météo France pour la zone d'étude des quatre systèmes karstiques.	29
Illustration 8 - Pluviométrie annuelle et moyennes mobiles sur trois et cinq ans à Saint-Paul-de-Fenouillet.	30
Illustration 9 - Valeurs moyennes de la pluviométrie mensuelle et pluviométrie mensuelle des trois dernières années à Saint-Paul-de-Fenouillet.....	30
Illustration 10 - Valeurs moyennes de pluviométrie en fonction de l'altitude.....	32
Illustration 11 - Détermination du gradient régional, comparaison avec les valeurs 2002.	32
Illustration 12 - Température moyenne au Roc Paradet issue du gradient moyen calculé entre le Mas La Roque et Sournia ($T = - 0,0079 \times H$ (en m) + 16,4) pour les années 1996 à 1999.	33
Illustration 13 - Différentes valeurs du gradient altitudinal de température mensuelle pour les stations Mas La Roque et Sournia (années 1996-1999).	33
Illustration 14 - Localisation de la source de la Mouillère sur fond géologique.....	35
Illustration 15 - Situation de la Mouillère sur le flanc nord du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet (Faillat, 1972).	36
Illustration 16 - Densité de probabilité des débits de la source de la Mouillère en fonction des classes de débit et ajustement selon la loi Log-normal (sans débit pour l'AEP).	37
Illustration 17 - Densité de probabilité des débits de la source de la Mouillère en fonction des classes de débit et ajustement selon la loi Log-normal (avec débit pour l'AEP).	37
Illustration 18 - Débits classés de la source de la Mouillère (débit compris entre 0 et 400 l/s) (sans débit pour l'AEP).	38
Illustration 19 - Débits classés de la source de la Mouillère (débit compris entre 0 et 400 l/s) (avec débit pour l'AEP).	39
Illustration 20 - Hydrogramme et pluviométrie pour la source de la Mouillère (2002-2003).	40

Illustration 21 - Corrélogramme croisé pluie-débit calculé à l'aide d'une combinaison linéaire des sites pluviométriques de Cucugnan, Fourtou et Saint-Paul-de-Fenouillet.	41
Illustration 22 - Calcul de l'hydrogramme unitaire normalisé de la source de la Mouillère.	41
Illustration 23 - Évolution du seuil de pluie efficace Oméga et de la pluviométrie.	42
Illustration 24 - 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).	42
Illustration 25 - Réponse impulsionnelle d'Oméga à la pluie et à l'ETP.	43
Illustration 26 - Évolution des débits de la source de la Mouillère lors du suivi géochimique (2002).	44
Illustration 27 - Diagramme de Piper de la source de la Mouillère.	45
Illustration 28 - Évolution des teneurs en sulfate et en calcium, y compris pour la source de la Mouillère.	46
Illustration 29 - Évolution des rapports isotopiques du strontium des eaux en fonction des rapports molaire SO_4/Sr avec localisation de la source de la Mouillère.	47
Illustration 30 - Carbone minéral total dissous (CMTD), pression de CO_2 (pCO_2) et indices de saturation des eaux vis-à-vis de la calcite, du quartz et du gypse.	50
Illustration 31 - Différentes surfaces d'impluvium pour la source de la Mouillère.	52
Illustration 32 - Bilan annuel sur la base des calculs réalisés au pas de temps journalier suivant les surfaces définies en illustration 31.	54
Illustration 33 - Paramètres des récessions pour la source de la Mouillère, déterminés par la méthode de Mangin.	54
Illustration 34 - Analyse de la courbe de récession de la source de la Mouillère pour la période de l'année 2003.	55
Illustration 35 - Position de la source de la Mouillère dans la classification de Mangin (1975).	56
Illustration 36 - Situation de la Tirounère sur le flanc nord du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet (source : Faillat, 1972).	59
Illustration 37 - Densité de probabilité des débits de la source de la Tirounère, en fonction des classes de débit et ajustement suivant la loi normale.	60
Illustration 38 - Droite représentative des débits classés pour la source de la Tirounère.	61
Illustration 39 - Corrélogramme croisé pluie-débit calculé à l'aide d'une combinaison linéaire des sites pluviométriques de Cucugnan, Fourtou, Linas et Saint-Paul-de-Fenouillet.	63
Illustration 40 - Calcul de l'hydrogramme unitaire normalisé de la source de la Tirounère.	64
Illustration 41 - Évolution du seuil de pluie efficace Oméga et de la pluviométrie.	64
Illustration 42 - Comparaison du débit modélisé au débit mesuré à la source de la Tirounère : écart-type = 224 l/s (96 % de la variance totale expliquée, Nash = 0,925).	65
Illustration 43 - Réponse impulsionnelle d'Oméga à la pluie et à l'ETP.	65

Illustration 44 - Évolution temporelle de la température et de la conductivité de l'eau de la source de la Tirounère.....	67
Illustration 45 - Évolution temporelle des variables caractérisant les composantes événementielle et pré-événementielle de l'écoulement.....	68
Illustration 46 - Réponse impulsionnelle de la composante événementielle de la source de la Tirounère et comparaison du flux modélisé au flux mesuré.	68
Illustration 47 - Réponse impulsionnelle de la composante pré-événementielle événementielle de la source de la Tirounère et comparaison du flux modélisé au flux mesuré.	69
Illustration 48 - Reconstruction de l'hydrogramme unitaire à partir d'une combinaison linéaire des réponses impulsionnelles événementielle (conductivité normalisée) et pré-événementielle (température) : somme = 0,998.....	69
Illustration 49 - Réponses impulsionnelles du débit de la Tirounère, du flux événementiel (déterminé par la conductivité) et du flux pré-événementiel (déterminé par la température).....	70
Illustration 50 - Décomposition des différentes composantes de l'hydrogramme de la Tirounère : 25 % d'eau d'infiltration issue du réservoir peu minéralisée (épikarst) et 75 % d'eau profonde chaude et minéralisée de la zone noyée.....	71
Illustration 51 - Évolution des débits de la source de la Tirounère lors du suivi géochimique (2002).	72
Illustration 52 - Diagramme de Piper de la source de la Tirounère.....	72
Illustration 53 - Carbone minéral total dissous (CMTD), pCO ₂ et indices de saturation des eaux vis-à-vis de la calcite, du quartz et du gypse.	76
Illustration 54 - Proposition de délimitation du bassin d'alimentation de la source de la Tirounère (surface dessinée = 50,5 km ²).....	78
Illustration 55 - Paramètres des récessions pour la source de la Tirounère, déterminés par la méthode de Mangin.	79
Illustration 56 - Exemple d'analyse de courbe de récession pour l'année 2002 pour la source de la Tirounère.	79
Illustration 57 - Position de la source de la Tirounère dans la classification de Mangin (1975).....	80
Illustration 58 - Débits classés de la source du Verdoble (sans prise en compte du débit pour l'AEP) pour des débits compris entre 0 et 2 000 l/s.	84
Illustration 59 - Débits classés de la source du Verdoble (débit de l'AEP compris) pour des débits compris entre 0 et 1 000 l/s.	85
Illustration 60 - Comparaison du débit modélisé au débit mesuré à la source du Verdoble : écart-type = 90 l/s (93 % de la variance totale expliquée, Nash = 0,87).	86
Illustration 61 - Corrélogramme croisé pluie-débit calculé à l'aide d'une combinaison linéaire des sites pluviométriques de la source du Verdoble, Cucugnan, Fourtou, Linas et Saint-Paul-de-Fenouillet.	87
Illustration 62 - Calcul de l'hydrogramme unitaire normalisé de la source du Verdoble.	88
Illustration 63 - Évolution du seuil de pluie efficace Oméga et de la pluviométrie.	88
Illustration 64 - Réponse impulsionnelle d'Oméga à la pluie et à l'ETP.....	89

Illustration 65 - Évolution du débit de la composante lente et rapide et contribution relative de la composante rapide au débit total.	90
Illustration 66 - Diagramme de piper de la source du Verdoble.....	91
Illustration 67 - Évolution temporelle de la hauteur d'eau, du débit, de la conductivité et de la température de l'eau de la source du Verdoble.	92
Illustration 68 - Proposition de délimitation d'un bassin d'alimentation de la source du Verdoble (< \approx 10 km ²).....	93
Illustration 69 - Paramètres de la récession 2003 de la source du Verdoble.	94
Illustration 70 - Synthèse des résultats issus de l'étude hydrodynamique des trois sources étudiées	97

Liste des annexes

Annexe 1 - Histogramme d'altitudes pour les trois sources.....	101
Annexe 2 - Différents impluviums testés pour les trois sources.	105

1. Introduction

Le projet « Évaluation 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 en eau souterraine des aquifères carbonatés des Corbières orientales. Il s'agit ainsi d'augmenter les connaissances sur le fonctionnement des principaux systèmes karstiques et de proposer des solutions pour :

- assurer une gestion durable des eaux souterraines et respectueuse de l'environnement ;
- et sécuriser l'approvisionnement actuel et futur. Ce projet s'inscrit ainsi dans la perspective de satisfaire les besoins en eau à l'horizon 2010.

Cette étude est motivée par la demande des conseils généraux des Pyrénées-Orientales et de l'Aude, au vue des problèmes de ressource en eau auxquels sont confrontées un certain nombre de collectivités :

- qualité et quantité de la ressource :
 - contaminations salines et risques d'intrusions salines au niveau de la plaine du Roussillon et teneurs élevées en sulfates dans la nappe calcaire dans le secteur de Ferrals-les-Corbières et Thézan-des-Corbières,
 - contamination bactériologique épisodique au niveau de l'étang de Salses Leucate,
 - importance de l'alimentation de l'étang par les eaux souterraines karstiques et besoin de préciser l'extension du bassin d'alimentation des systèmes karstiques contributifs,
 - rôle des pertes de l'Agly et du Verdoble vis-à-vis du fonctionnement du système karstique s./ du « synclinal du Bas-Agly » avec notamment les exutoires de Font Estramar et de Font Dame,
 - incidence de la gestion actuelle et future du barrage Agly sur le fonctionnement du karst ;
- sécurisation de l'approvisionnement en eau potable pour les besoins futurs ;
- exploitation possible des eaux pour le thermalisme (existence de sources avec des anomalies de CO₂ et de température).

La zone d'étude s'étend sur plusieurs dizaines de kilomètres carrés, d'ouest en est du cours d'eau l'Aude à la Méditerranée, et du nord au sud de Narbonne à Perpignan. Elle est centrée sur les formations jurassico-crétacées calcaires de la nappe de charriage des Corbières. Les zones de consommation en eau potable les plus importantes sont essentiellement les secteurs littoraux compris entre Perpignan et Narbonne, à savoir de Canet-Plage à Port-la-Nouvelle, les deux villes de Narbonne et Perpignan incluses.

Le BRGM, en partenariat avec les conseils généraux de Pyrénées-Orientales et de l'Aude, et l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, a bâti un projet qui s'inscrit

dans son programme de recherche sur la structure et le fonctionnement des systèmes karstiques, en appui scientifique à la politique de l'eau des conseils généraux.

Le projet d'évaluation des ressources en eau souterraine des Corbières orientales karstiques comprend deux phases. La première phase, phase I, a débuté au premier trimestre 2001 et s'achève au premier trimestre 2004. La phase II, d'une durée de 24 mois, prend le relais au terme de la phase I, afin de vérifier la présence de la ressource en eau. Elle comprend la réalisation de forages et vise aussi à finaliser la caractérisation de certains systèmes karstiques (synclinal de Soulatgé, synclinal de Boucheville). La première phase a compris la sélection des sites à caractériser, l'instrumentation des sites, le suivi hydrologique et hydrochimique des sources et autres points d'eau (piézomètre), ainsi qu'une synthèse géologique régionale. L'ensemble de ces données a fait l'objet de différents traitements dont l'interprétation conduit à un schéma de fonctionnement et à une première évaluation de la ressource pour les différents systèmes karstiques étudiés.

L'ensemble des résultats est présenté à travers une série de cinq rapports de phase I :

- Volume 1 : « Moyens mis en œuvre et méthodologie de caractérisation » ;
- Volume 2 : « Caractérisation géologique et hydrogéologique du système karstique du « synclinal du Bas-Agly » ;
- Volume 3 : Rapport final « Interprétation de l'essai de pompage de Cases de Pène » ;
- **Volume 4 : « Caractérisation hydrogéologique des systèmes karstiques des Corbières orientales : La Mouillère – La Tirounère – Le Verdoble et les Adoux Las Bordes » ;**
- Volume de synthèse : « Synthèse des principaux résultats de la caractérisation de la ressource et du fonctionnement hydrogéologique des cinq systèmes karstiques des Corbières orientales ».

Les cinq rapports complètent et synthétisent les rapports édités au cours de cette première phase :

- BRGM/RP-51103-FR : État des connaissances hydrogéologiques des Corbières orientales (2001) ;
- BRGM/RP-51394-FR : Compte rendu et interprétation du pompage d'essai de puits et nappe (longue durée) à Cases de Pène (2002) ;
- BRGM/RP-51595-FR : Introduction à la géologie du karst des Corbières (juillet 2002) ;
- BRGM/RP-52211-FR : Corbières : évaluation de la ressource en eau souterraine des Corbières karstiques. Essai de traçage des pertes du Verdoble (2003).

Le présent rapport (vol. 4) décrit la caractérisation de trois systèmes karstiques, à savoir le système de la Mouillère, le système de la Tirounère, ainsi que le système du Verdoble, à partir des données hydrologiques, hydrochimiques et une synthèse géologique. Les surfaces des bassins d'alimentation sont estimées, des délimitations

de bassin sont proposées. Les ressources et réserves sont calculées sur la base de l'analyse des courbes de récession. Un premier schéma conceptuel de fonctionnement est établi pour les trois systèmes en intégrant les résultats des interprétations des données hydrologiques (décomposition des hydrogrammes, analyse des débits classés) et des données hydrochimiques.

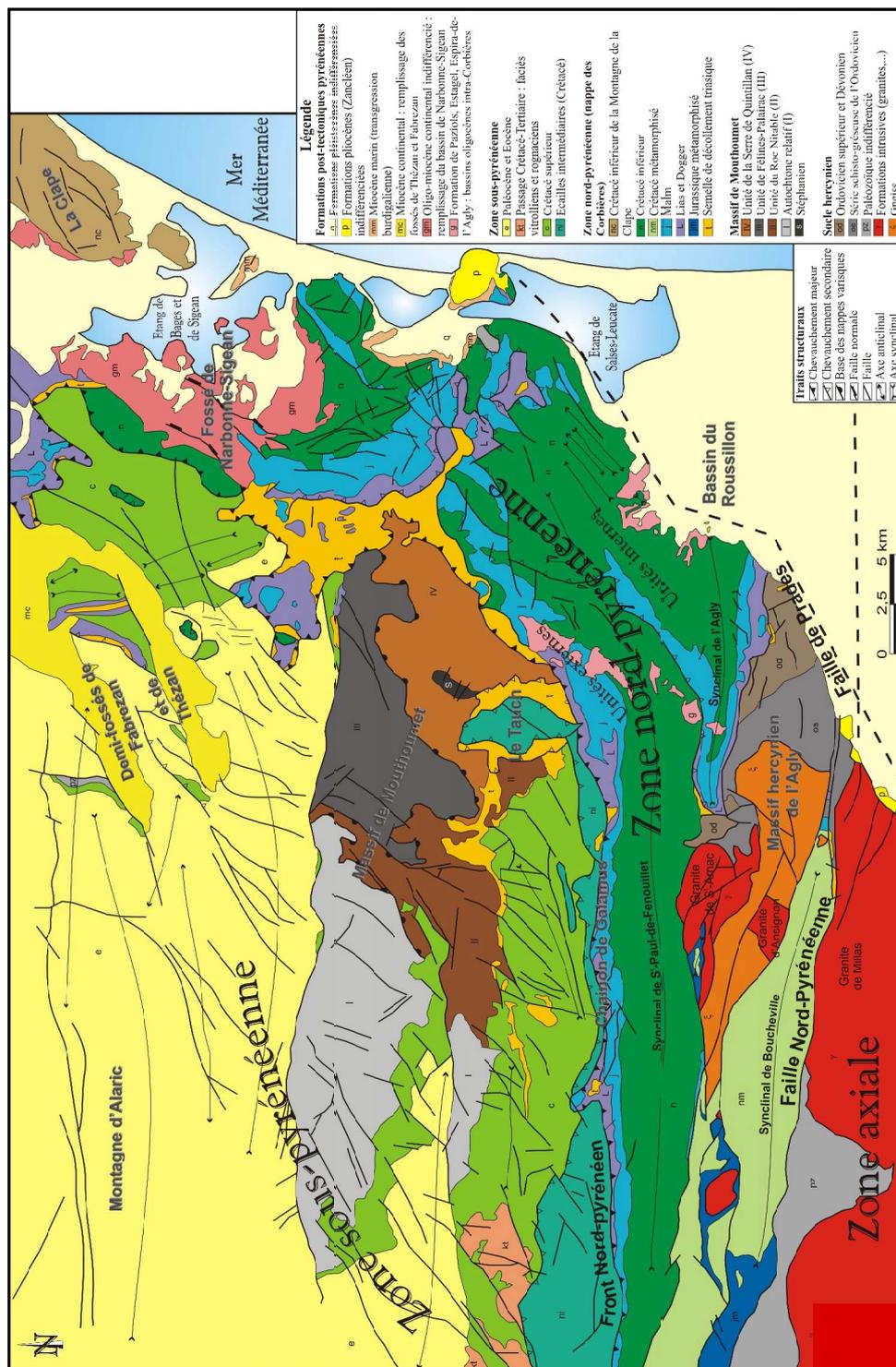


Illustration 1 - Schéma structural des Pyrénées-Orientales et de la zone des quatre systèmes karstiques étudiés (Aunay B., 2002).

2. Contexte géologique de la zone d'étude des trois systèmes karstiques

2.1. CONTEXTE STRUCTURAL

Les systèmes karstiques de la Mouillère et de la Tirounère au niveau du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet, du Verdoube au niveau du synclinal de Soulatgé et des Adoux Las Bordes au niveau du synclinal de Boucheville, appartiennent aux zones structurales liées à la mise en place des Pyrénées.

Trois zones structurales peuvent être distinguées du sud au nord (ill. 1) :

- La zone axiale est constituée de terrains cristallins (granite de Millas, roches métamorphiques). Elle est située au sud du synclinal de Boucheville.
- La zone nord-pyrénéenne comprend, dans la zone d'étude, les synclinaux de Saint-Paul-de-Fenouillet et le synclinal de Boucheville. Le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet, d'environ 40 km de long, d'orientation E-W occupe une largeur de 5 km. Cet objet est essentiellement constitué de séries mésozoïques (du Trias au Crétacé supérieur). Le cœur marneux est serti dans d'épais dépôts carbonatés (quelques 1 000 m), qui marquent la forme synclinale. Les carbonates du flanc sud sont plus fins et laminés que ceux du flanc nord qui sont puissants (500 à 1 000 m). Le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet chevauche la zone sous-pyrénéenne, au niveau du front nord-pyrénéen. Le synclinal de Boucheville est situé au nord de la faille nord-pyrénéenne. Les deux synclinaux sont séparés par des formations du massif hercynien de l'Agly, avec notamment les granites de Saint-Arnac et d'Ansignan et des gneiss. Le synclinal de Boucheville est constitué de terrains crétacés qui ont subi un métamorphisme.
- La zone sous-pyrénéenne : le Verdoube et l'Agly prennent leur source au sein de cette zone. Elle comprend la série du Crétacé supérieur, discordante sur toute sa base et qui est caractérisée par des variations de faciès de dépôts : on observe une alternance de marnes, de calcaires et de grès. Elle constitue le synclinal de Soulatgé, au niveau la zone d'étude. Le flanc nord de ce synclinal, peu épais, est faiblement penté et bien développé, par rapport au flanc sud, très mince, présentant un pendage inverse ; le flanc sud peut également être absent à la faveur d'une structure monoclinale (partie orientale). Toute la série est fracturée par des accidents de direction moyenne NE. À l'est de la zone d'étude, la direction des failles est principalement E-NE à E, alors qu'à l'ouest, 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. Le massif du Mouthoumet, constitué de terrains primaires, déposés avant l'orogénèse hercynienne, est situé au NE du synclinal de Soulatgé. Ces séries ont déjà été faillées et plissées lors de la mise en place des massifs hercyniens (Massif central, armoricain). On y trouve quelques gîtes minéraux.

Les sources étudiées sont situées dans les zones nord et sous-pyrénéennes.

2.2. MISE EN PLACE DE LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE

2.2.1. Paléozoïque

Quatre nappes de charriage de terrains paléozoïques ont été mises en place au cours de l'orogénèse hercynienne. Du nord au sud-est, on trouve successivement sur l'autochtone relatif : l'unité du Roc de Nitable, l'unité de Felines-Palairac et l'unité de la Serre de Quitillan.

Du point de vue lithologique, des faciès variés sont présents au sein des séries de l'Ordovicien au Carbonifère. L'Ordovicien est constitué de pélites schistosées avec des passées gréseuses. Des dépôts volcaniques se mettent en place autour de l'Ordovicien inférieur. Le Silurien présente des dépôts de marnes, marno-calcaires noirs et ampélites. Au Dévonien, les faciès carbonatés se retrouvent sur toute la région. Certaines unités montrent un enrichissement en matériel argileux au Dévonien moyen, d'autres présentent des intercalations siliceuses (jaspes). Le Carbonifère est plus variable d'une unité à l'autre : l'autochtone relatif est pélitique, gréseux et conglomératique, l'unité du Roc de Nitable IIb est essentiellement calcaire à sa base.

Une première phase de surrection hercynienne peut être datée du Carbonifère moyen (≈ 320 Ma). Les sédiments sont soumis à des conditions de températures et des pressions qui permettent le développement de la schistosité par la mise en place d'un métamorphisme modéré.

La fin du Carbonifère et le Permien constituent des périodes d'érosion de la chaîne nouvellement créée. Les produits de démantèlement s'accumulent dans des petits bassins ou sont évacués plus loin.

2.2.2. Mésozoïque

Le début du Trias présente des dépôts continentaux, attribués à l'arasement de la chaîne hercynienne. Un début de transgression s'observe au Trias moyen, avec d'abord des dépôts carbonatés suivis de faciès évaporitiques (lagunes sursalées).

Le Lias inférieur voit le développement de calcaires à la base, puis de termes plus marneux. Une sédimentation carbonatée se met ensuite en place jusqu'au Crétacé inférieur.

À l'Aptien supérieur, au niveau de la future chaîne des bassins longitudinaux subissent une sédimentation terrigène et de marge carbonatée. Ce sillon profond, présent en bordure sud du massif de Mouthoumet se comble progressivement, à l'Albien, par d'épaisses marnes.

Le Crétacé supérieur est présent exclusivement au sud du massif du Mouthoumet. Les dépôts se réalisent dans des bassins guidés par un basculement des terrains primaires

du Mouthoumet (qui bascule vers le sud-est) (Bouchaala, 1991). Au Maastrichtien, la sédimentation devient continentale.

Le rifting créacé est l'événement fondamental qui préillustre la future chaîne pyrénéenne. Les premières déformations compressives liées à la mise en place de l'orogène pyrénéen commencent au cours du Crétacé supérieur. Au Crétacé, la zone nord-pyrénéenne coïncide avec une zone d'amincissement crustal sur un diapir asthénosphérique (Mattauer, 1985).

2.2.3. Cénozoïque

Le phénomène de charriage des nappes des Corbières intervient au cours de l'Eocène ; le paroxysme a lieu au cours du Bartonien, période majeure de soulèvement orogénique (Paires *et al.*, 1984 ; Calvet, 1996). Il s'agit d'une translation épiglyptique des nappes des Corbières, liée au serrage de la zone axiale (Aunay, 2002).

Les formations du Crétacé supérieur à l'Éocène sont inconnues sur l'ensemble de la zone nord-pyrénéenne (entre le front de chevauchement nord-pyrénéen et la faille nord-pyrénéenne). Au nord de Quillan, apparaissent les premiers dépôts marquant le passage Crétacé-Tertiaire. Ce sont les formations rognaciennes et vitrolliennes reposant sur le Campano-Maastrichtien subautochtone de la zone sous-pyrénéenne.

Des bassins hérités du rifting oligo-aquitain, lié au bombement lithosphérique qui amorce l'ouverture, dès cette époque, de l'océan provençal, prennent place. Dans le secteur d'étude des quatre systèmes karstiques, on peut mentionner les petites unités de Paziols, Estagel et Tautavel, rassemblées sous le terme de formation de Paziols. Ce type de bassin en distension s'établit dans les Corbières alors que les nappes continuent leur mise en place plus au nord.

Rappelons que l'évènement messinien (crise de salinité de la mer Méditerranée occidentale au Pliocène) donne un potentiel karstifiable théorique de plus d'un kilomètre pour les séries carbonatées.

2.3. SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE

La synthèse a été effectuée à partir de la consultation de documents bibliographiques. Concernant la description des terrains primaires de la zone d'étude, les notes d'accompagnement des cartes géologiques à 1/50 000 éditées par le BRGM ont servi de matériel de base. Les livrets des cartes géologiques ont servi à cette synthèse : Rivesaltes, Quillan et Tuchan. Ainsi, pour chaque étage, les observations réalisées sur les différentes régions sont spécifiées.

Concernant les terrains secondaires, les données sont issues des thèses de Peybernes (1976) et de Bilotte (1985). Ces deux auteurs présentent de nombreuses coupes bien décrites.

2.3.1. Paléozoïque

Les termes de la série primaire affleurent au niveau du massif de Mouthoumet. Ces niveaux ont subi les orogénèses hercyniennes et pyrénéennes. On y trouve de nombreux gisements métalliques.

a) Ordovicien

L'Ordovicien, est constitué d'alternance de schistes et de grès. Les schistes sont généralement dominants. L'épaisseur de cette formation est de l'ordre de 250 à 400 m. Du point de vue des propriétés hydrogéologiques, ce type de matériel est peu perméable et donc a un faible potentiel aquifère. L'Ordovicien est considéré comme imperméable.

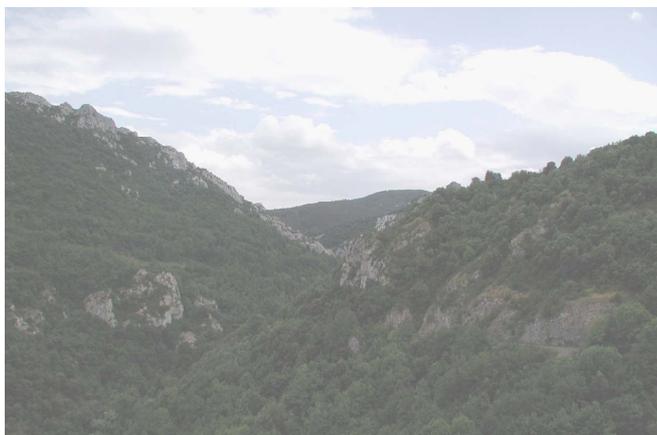
b) Silurien

Au niveau de l'autochtone relatif, la série silurienne, constituée d'ampélites avec intercalations de minces lits gréseux et des passées calcaires, est peu représentée. Les ampélites noires, souvent gréseuses, avec un enrichissement vers le haut en matériel carbonaté, sont présentes au niveau de l'unité du Roc de Nitable. Ces formations peuvent être considérées comme imperméables à l'échelle de notre étude, même si la couche d'altération ainsi que des zones faillées peuvent contenir de petites ressources en eau.

c) Dévonien

Le Dévonien inférieur est constitué de dolomies grenues brun clair et de calcaire rubané gris clair à chailles. Au niveau de l'autochtone relatif, le Dévonien inférieur est essentiellement calcaire, à l'exception de sa base qui est dolomitique ; il atteint une puissance de 150 m. Si le Dévonien moyen est plus hétérogène, il reste à dominance carbonatée. On y distingue des calcaires, calcaires marneux, dolomies et des pélites (entre 100 et 200 m d'épaisseur). Le Dévonien supérieur (Frasnien-Famennien), moins épais (50 à 60 m), est essentiellement constitué de calcaires biomicritiques (de différentes teintes) intercalés de pélites. Au niveau de l'unité de Roc de Nitable (ill. 2), le Dévonien inférieur et moyen est représenté par des calcaires micritiques, parfois dolomités. Vers le haut de la série Dévonien inférieur moyen, leur proportion en insolubles augmente, des pélites rouges s'y intercalent. Le Dévonien supérieur (Frasnien-Famennien) (environ 50 m) (dont la base présente localement des dépôts de jaspe noir) débute par des calcaires turbiditiques et se poursuit par des calcaires micritiques. Au niveau de l'unité de Félines-Palairac, le Dévonien inférieur et moyen présente des calcaires et dolomies étirés, à rare chailles ; des calcaires blancs roses très riches en crinoïdes sont attribués au Dévonien moyen. Le Dévonien supérieur (Frasnien-Famennien) est dolomitisé et présente des minéralisations qui permettent de nombreuses exploitations minières.

Du point de vue hydrogéologique, le potentiel aquifère est variable en fonction de la karstification du massif carbonaté. Ces formations sont le siège de circulations thermales.



Calcaires viséens, vue du château d'Auriac vers le sud



Marno-calcaires dévoniens à proximité de Mouthoumet

Illustration 2 - Calcaires du Carbonifère inférieur et du Dévonien de l'unité de Roc de Nitable.

d) Carbonifère

Au niveau de l'autochtone relatif, le Carbonifère est constitué de calcaires micritiques avec intercalations de niveaux pélitiques au-dessus desquels se développe une importante série détritique. Débutant par un ensemble de turbidites proximales (80 à 200 m d'alternance de grauwackes et de pélites), celle-ci se poursuit par 300 à 400 m de conglomérats grossiers avec des intercalations de pélites marneuses et de silts. Enfin, des conglomérats de remplissage de chenaux sont présents sur une centaine de mètres.

Au niveau de l'unité du Roc de Nitable, le Carbonifère débute par des lydiennes intercalées dans des calcaires micritiques. Ensuite viennent des calcaires de plate-forme, et des calcaires turbiditiques. La série se poursuit par décharge de conglomérats polygéniques (peu ou pas de calcaires) : turbidites proximales (50 m), grauwackes (200 m), et conglomérats (40 m) qui présentent une proportion importante en matériaux métamorphiques et volcaniques (érosion d'une zone émergée située au nord du massif de Mouthoumet). Cette série terrigène présente un faciès particulier appelé « Culm » : sédimentation d'un flysch dans les bassins d'avant-chaîne à turbidités syn-tectoniques.

Lors du forage de Renne-les-Bains (11), 1 200 m de cette série ont été traversés avant d'atteindre l'objectif : les calcaires aquifères dévoniens.

Du point de vue hydrogéologique, les niveaux inférieurs, lorsqu'ils sont calcaires sont fréquemment aquifères (unité du Roc de Nitable). Les termes supérieurs (ou l'ensemble de la série pour l'unité de l'autochtone relatif), représentés par le faciès « Culm », sont imperméables.

2.3.2. Mésozoïque

L'épaisse série secondaire constitue les affleurements de la zone nord-pyrénéenne. Elle est structurée en grands synclinaux d'axe est-ouest, dont le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet pour la zone d'étude des quatre systèmes karstiques concernés par ce rapport.

a) *Trias*

Le Trias, niveau très plastique, a servi de base au décollement des unités mésozoïques.

On distingue deux termes, le Keuper et le Rhétien. Le Keuper est constitué de marnes souvent jaunes ou blanchâtres parfois rouges ou bariolées (présence de cristaux de quartz bi-pyramidés) avec des intercalations de cargneules et des amas de gypse. Des blocs de calcaires ou de dolomies blanches ou jaunes peuvent également être présents. Le Rhétien, souvent éliminé par le décollement, est constitué, lorsqu'il est présent, d'une base d'argile gris-vert ou lie-de-vin au-dessus de laquelle des calcaires jaunes en plaquettes, des calcaires rouges et des grès calcareux à gros grains de quartz détritique prennent place.

Du point de vue hydrogéologique, ce niveau a des propriétés différentes selon son développement et la nature lithologique des formations. Ainsi, il peut être imperméable du fait des marnes et argiles qu'il contient ou à l'opposé présenter un caractère aquifère dans les niveaux évaporitiques et calcaires. De part sa forte proportion en gypse et halite, la circulation de l'eau sur le Trias entraîne souvent une diminution de qualité par dissolution des sels. Ainsi, l'eau de la source de la Fontaine salée à l'ouest de Fourtou, a une conductivité de 20 mS/cm, suite à sa circulation sur niveaux riches en halite.

b) *Lias*

La série liasique de la nappe des Corbières présente peu de variations. Elle correspond à une méga séquence transgressive évoluant de faciès de plate-forme à des faciès de bassin. De manière générale, les termes suivants se succèdent :

- des termes évaporitiques : le « complexe dolomitique basal » ;
- des termes infralittoraux, à niveau oolithique de type « barre-bordière » ;
- des termes ciralittoraux de type bassin.

Le Lias s'est déposé de manière homogène sur la région étudiée. Il est constitué d'un niveau calcaire et dolomitique à sa base (≈ 150 m) et d'un niveau marneux à son sommet (≈ 100 m).

La coupe réalisée par Peybernes (1976) à Fraissé-des-Corbières met en évidence quelques 45 m de calcaires et dolomies, surmontés d'environ 100 m de marnes du Toarcien-Domérien.

La coupe dressée par Kuhfuss (1981), à partir d'affleurements situés au col des Lus à proximité de Baillessats indique 150 m d'Hettangien et de Sinémurien. À Villarzel (chaînon de Galamus), l'épaisseur de la série des marnes toarcio-domériennes est de 46 m.

Du point de vue hydrogéologique, le Lias calcaire est un niveau potentiellement aquifère selon sa karstification, alors que le Lias marneux est considéré comme imperméable.

c) Dogger et Malm

Au niveau de la zone nord-pyrénéenne, différentes coupes comprises entre les marnes toarciennes (Lias) et les calcaires berriasiens (Crétacé) sont décrites par Peybernes (1976). Une lacune des premiers termes du Dogger est mise en évidence sur l'ensemble de la zone du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet. Une brèche marque parfois la fin du Malm et le passage au Crétacé.

D'ouest en est, trois coupes ont été levées par différents auteurs. Au niveau du col de Saint-Louis, à l'est du bois de Fanges, les formations suivantes affleurent de bas en haut, totalisant 250 m d'épaisseur : - 30 m de dolomies, 20 m de « brèches polygéniques kimméridgiennes » et 200 m de calcaires plus ou moins dolomitiques, d'abord en plaquettes, puis plus massifs. Les laminages et discordances tectoniques rendent la coupe des gorges de Galamus plus difficile à décrire. Sur une épaisseur totale de 520 m, la coupe débute par 140 m de calcaires sombres (Dogger terminal et Malm inférieur) discordants sur les marnes liasiques, suivis de 130 m de calcaires micritiques sombres, largement dolomitiques, et de 250 m de calcaires sombres micritiques. La troisième coupe est située au niveau de la crête de Quéribus avec une série inférieure à 200 m, constituée de 10 m de calcaires inférieurs et de 180 m de dolomies.

Au nord du chaînon de Galamus, au niveau de la vallée du Verdoble (est de Duilhac sous Peyrepertuse), 350 m de formations ont été levées, soit 20 m de « calcaires blancs massifs », suivis de 80 m de dolomies, de 200 m de calcaires gris massifs, parfois dolomitisés, et, au final, d'une épaisseur variable de « calcaires à Coprolithes » (> 50 m).

Des raisons sédimentaires, ainsi que des laminages tectoniques, expliquent la variation importante de l'épaisseur de cette série, comprise entre 250 et 500 m. L'épaisseur maximale est située au niveau des gorges de Galamus.

Du point de vue hydrogéologique, cette puissante série calcaire est un aquifère majeur au niveau régional au sein duquel prend place le système karstique de la Tirounère.

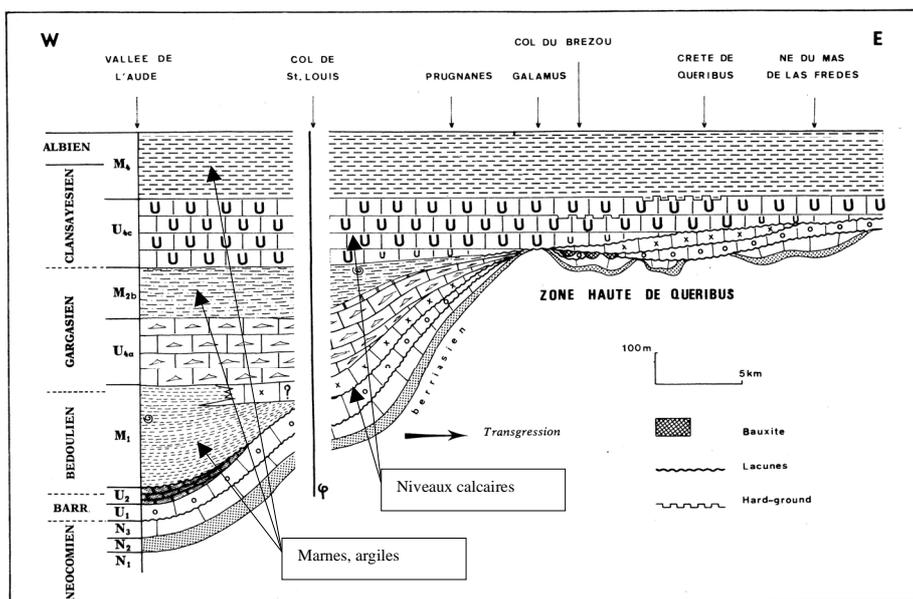
d) Le Crétacé inférieur

Le Néocomien est décrit à partir de trois coupes levées par Peybernes (1976) ; il s'agit des coupes de Malabrac (nord de Caudiès-des-Fenouillères), du col de Brézou (au-delà des gorges de Galamus) et de la crête de Quéribus.

- la coupe de Malabrac (située à 1 km à l'est de la coupe du col de Saint-Louis) donne une épaisseur de 150 m essentiellement carbonatés avec 30 à 40 m de « brèche-limite¹ » polygénique. Peybernes en observe 150 m au col de Saint-Louis, 50 m de micrites et intrasparites massives, sombres, 25 m de calcaires « roux en plaquettes » (marno-calcaires, calcaires argilo-gréseux et dolomies) et 40 m de « calcaires graveleux à Pfindérines » ;
- la coupe du col de Brézou donne une épaisseur de 180 m pour une succession semblable, avec 50 m de « brèche-limite », 60 m de calcaires massifs, 30 m de « calcaires roux en plaquettes », 20 m de « calcaires graveleux à Pfindérines » et 20 m de calcaires recristallisés. Le mur est constitué de poches de bauxite jadis exploitées ;
- la coupe de la crête de Quéribus présente une lacune stratigraphique importante, ainsi qu'une intense tectonique cassante. De ce fait, la série ne dépasse guère les 100 m.

Cette série calcaire passe ainsi de 200 à 100 m d'est en ouest. Du point de vue hydrogéologique, ces calcaires karstifiés constituent la continuité des calcaires du Jurassique décrits ci-dessus, et sont donc eux aussi aquifères.

Les niveaux du Barrémien et de l'Aptien sont plus homogènes à l'est (col de Saint-Louis) qu'à l'ouest. Ils présentent des variations importantes de faciès et de développement, comme le montre le schéma suivant (ill. 3).



Variations du Crétacé inférieur de l'Ouest vers l'Est dans le chaînon de Galamus avec biseau de divers termes à proximité de la Zone haute de Quéribus. La Faille du Col de Saint-Louis (φ) sépare dans ce secteur des Corbières la «Zone Commingeoise» (au Sud Ouest) de la «Zone Ariégeoise» (au Nord Est).

Illustration 3 - Variations de faciès du Crétacé inférieur (Peybernes, 1976).

¹ « brèche-limite », brèche située à la base du Crétacé inférieur.

L'Albien, dont l'épaisseur est comprise entre 600 et 1 000 m, constitue la majeure partie des dépôts du cœur du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet, essentiellement marneux.

Du point de vue hydrogéologique, les marnes et argiles datées du Bédoulien, Gargasien supérieur et de l'Albien sont considérées comme imperméables.

e) Crétacé supérieur

Ce niveau est soumis à de nombreuses variations de faciès ; il est représenté par des alternances de grès, de calcaires et de niveaux plus marneux.

On retrouve de façon très simplifiée du haut en bas des terrains les plus anciens vers les plus récents, les étages suivants (ill. 4).

Étages	Description lithologique
Cénomaniens	Base gréseuse (épaisseur au moins 4 m à proximité de Fourtou et jusqu'à 30 m vers l'ouest), évoluant vers l'ouest en des niveaux beaucoup plus épais (grès et calcaires) parfois marneux à leur base. Puis, niveau calcaire construit (présence d'oursins, de polypiers...) (20 m à proximité de Fourtou) (ill. 5)
Turonien	Niveau gréseux de base de quelques 20 à 50 m. À l'ouest, ce niveau est essentiellement gréseux (20 m), à l'est, niveau gréseux à matrice calcaire de quelques 50 m. Surmonté d'un niveau composé de calcaire construit à rudistes (10 m) et finalement un niveau gréseux sommital, plus épais de 35 à 80 m vers l'est, présentant localement des faciès calcaires.
Coniacien inférieur	Il débute par une petite dizaine de mètres de calcaires dits « de Montferrand ». Ils correspondent à une unité construite assez constante sur la zone du synclinal de Soulatgé.
Coniacien-Santonien	Les séries gréseuses deltaïques sont grano-décroissantes vers le bas de la série. Il est représenté par une épaisseur variable de marno-calcaires sur toute la zone du synclinal de Soulatgé. Ce niveau est décrit comme les « marnes et marno-calcaires à Micraster ». La variation d'épaisseur, 0 à 40 m, est due à la discordance des « grès de La Bastide » qui ravinent ce niveau lors de leurs dépôts. Cette formation contient une forte proportion en éléments fins, c'est pourtant à travers elle qu'émerge la source du Verdoble.
Campanien	Ce niveau aussi appelé « grès de La Bastide » est représentatif d'une importante régression. Le faciès est typiquement continental (alors que les autres dépôts sont marins), avec des chenaux gréseux à micro-conglomératiques dans des marnes rouges. Ces niveaux ravinent la formation des marnes à Micraster.

Illustration 4 - Description synthétique des étages du Crétacé supérieur.

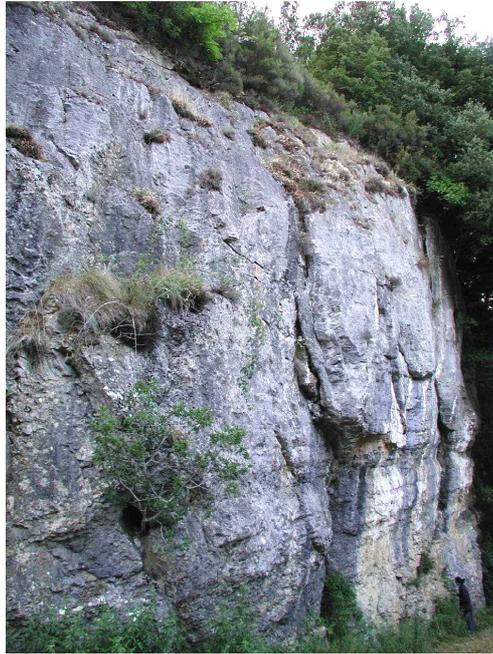


Illustration 5 - Calcaire construit cénoomanien.

Du point de vue hydrogéologique, cet empilement plus ou moins régulier de niveaux calcaires et gréseux possède des qualités aquifères et aquitards. Les niveaux calcaires présentent des formes de karstification (source de l'Agly, gourg de l'Antre). Ces aquifères « potentiellement karstiques » sont pris « en sandwich » entre des niveaux plus gréseux fissurés. À Fourtou, un forage est implanté dans le niveau gréseux du Turonien. L'essai par pompage donne une transmissivité de $3,3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$, ce qui est relativement faible. (n° BSS : 1077-7X-0013). Faillat (1972) note que la position des sources de cette zone se trouve généralement dans le prolongement de fractures N-NE.

2.3.3. Cénozoïque et Quaternaire

Les formations cénozoïques sont globalement absentes de la zone d'étude, mis à part les formations des bassins oligocènes intra-Corbières (Paziols par exemple).

Parmi les formations quaternaires, on distingue les alluvions, les colluvions et les travertins. Les alluvions correspondent aux dépôts actuels des lits des rivières (si celles-ci ne sont pas érosives) et aux terrasses qui marquent les anciens lits de rivières. Ces niveaux n'ont une importance hydrogéologique que purement locale. Les colluvions (au sens large : dépôts de pente) sont situées au pied des falaises du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet : cônes d'éboulis ou dépôts grossiers consolidés. Elles sont de faible étendue. Les travertins présents en plusieurs sites au niveau de la zone d'étude sont associés à des sources marquées par une faible, mais significative anomalie de température ainsi qu'une anomalie régionale d'émission de CO_2 profond (Bakalowicz *et al.*, 1988).

Plusieurs affleurements ont été reconnus dans la zone nord-pyrénéenne et plus particulièrement dans le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet : travertins de Pugnanes, de la source de la Tirounère, des sources des gorges de la Foux, de la source de la Mouillère, du Grau de Maury, du mas de la Fouradade, d'Estagel... On en trouve entre autres au niveau de la Clu de Fou, de la source de la Tirounère, de la source de la Mouillère. Ils traduisent la variation du niveau d'émergence des sources qui est à corréliser avec la variation du niveau de base.

2.4. KARSTOLOGIE

La région des Corbières offre de nombreuses cavités explorées par les spéléologues. Les données de trois auteurs ont permis de réaliser un inventaire sommaire des phénomènes karstiques : H. Salvayre (1977) pour la zone nord-pyrénéenne, Bouchaala (1991) pour les terrains primaires du Mouthoumet, Faillat (1972) pour certains compléments sur le synclinal de Soulatgé (ann. 4 : inventaire des sources, avens, pertes). L'illustration 6 montre que les avens (ici appelés barrencs) sont présents sur toutes les formations carbonatées.

La portion est du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet et les calcaires dévono-carbonifères apparaissent comme étant les plus karstifiés d'après cet inventaire.

On peut citer le réseau du Chtulhu qui se développe dans le système calcaire de la forêt des Fanges. Il s'étend sur des dizaines de kilomètres de galeries. Sa découverte et son exploration doivent beaucoup à Arkham et au Spéléo Club de Montpeyroux.

Dans les termes du Crétacé supérieur, on trouve ces alternances de grès et de calcaires. Ces calcaires sont eux aussi concernés par des phénomènes endokarstiques : ainsi, la source de l'Agly et le gourg de l'Antre sont des réseaux de petite taille, peu anastomosés.

La profondeur maximale atteinte par la karstification guidée par le niveau de base. Dans cette région relativement éloignée du littoral, le niveau de base marin n'influence *a priori* pas directement la karstification, mais seulement de manière indirecte par l'intermédiaire des niveaux de base fluviale. La chronologie de ces derniers est très mal connue.

La présence d'accidents crustaux à proximité de la zone, d'anomalies thermiques et surtout d'anomalies en CO₂ qui semblent être d'origine profonde atteste aussi de l'existence d'un potentiel de karstification.

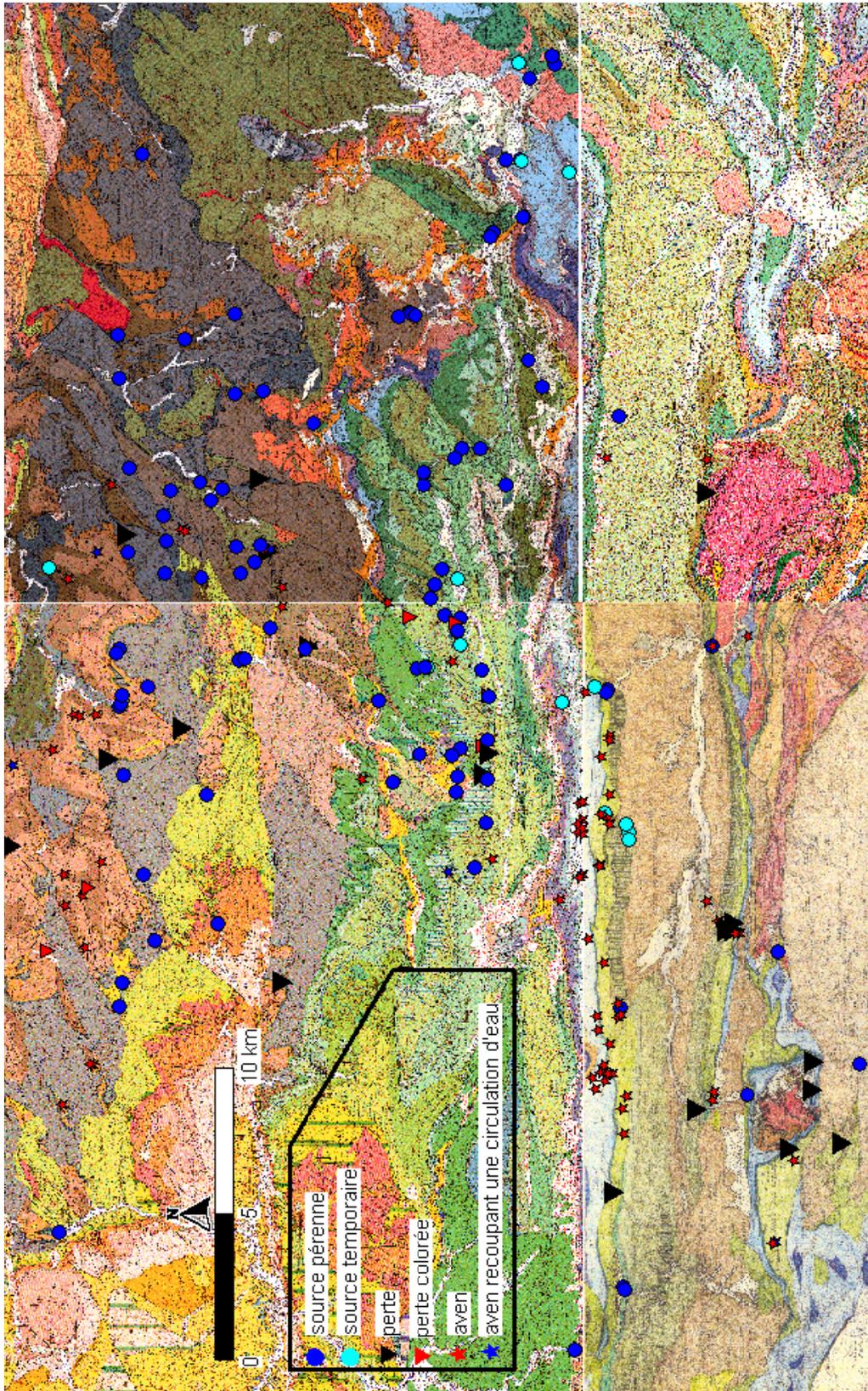


Illustration 6 - Situation des sources, pertes et avens des terrains étudiés. Les points sont issus de l'inventaire spéléologique de H. Salvayre (1977) et des thèses de Bouchaala (1991) et Faillat (1972).

3. Climatologie

Les eaux souterraines trouvent leur origine dans les eaux des pluies. Une analyse des données pluviométriques est nécessaire à la compréhension des processus d'alimentation et d'écoulements souterrains au sein des systèmes karstiques concernés. Les facteurs climatiques, tels que vent, température de l'air..., conditionnent les apports aux systèmes aquifères. L'évapotranspiration peut être déterminée expérimentalement ou à l'aide de formules empiriques. Leur validité est limitée par le manque de connaissance de certains paramètres d'une part et, d'autre part, par la non-prise en considération des variabilités spatio-temporelles. Un calcul d'évapotranspiration au pas de temps mensuel ou annuel peut masquer la prise en compte de précipitations de forte intensité et de courte durée.

3.1. PLUVIOMÉTRIE

La pluviométrie de la zone d'étude a été considérée à partir des stations pluviométriques de Météo France, de Saint-Paul-de-Fenouillet, de Fourtou et de Cucugnan, du pluviomètre du Linas (DAF 66), ainsi que des pluviomètres installés par le BRGM sur le site de la source de la Mouillère et sur celui de la source du Verdoble.

Les principales caractéristiques des stations de Météo France sont les suivantes (ill. 7) :

Station	Code	Coord. Lambert II		Altitude (m)	Type de poste	Paramètres mesurés
		X (km)	Y (km)			
Saint-Paul-de-Fenouillet (Mas la Roque)	Y064	6 181	17 560	205	Station automatique (01/04/1992)	Hauteur précipitation (événement journalier), température sous abri vent (direction, vitesse), humidité.
Fourtou (village)	Y150	6 077	17 672	666	Poste climato- logique (01/08/1963)	Hauteur précipitation (journalier, cumul mensuel)
Cucugnan (village)	Y065	6 215	17 607	299	Station automatique (01/01/1995)	Hauteur précipitation (événement journalier), température sous abri, vent (direction, vitesse), humidité.

Illustration 7 - Caractéristiques des stations pluviométriques Météo France pour la zone d'étude des quatre systèmes karstiques.

Les caractéristiques de la pluviométrie annuelle de Saint-Paul-de-Fenouillet sont représentées à l'illustration 8 pour la période 1970-2002. La moyenne de la station de Saint-Paul-de-Fenouillet est de 662 mm/an ($\sigma = 0.23$). Les années 2000 et 2001 se situent autour de la moyenne. Depuis 1994, la moyenne mobile « 5 ans » suggère une baisse progressive de 800 vers 600 mm. Les valeurs annuelles évoluent pour la période d'observation (1970-2002) entre 1 100 (1996) et 450 mm (1989).

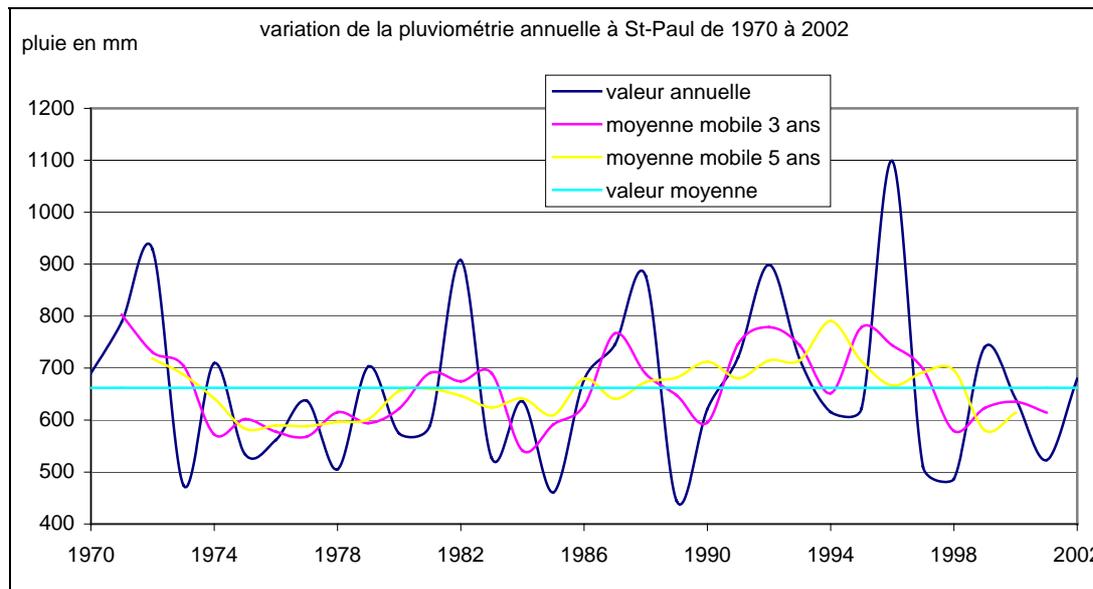


Illustration 8 - Pluviométrie annuelle et moyennes mobiles sur trois et cinq ans à Saint-Paul-de-Fenouillet.

La représentation des valeurs mensuelles des années 2001 à 2003 pour la station de Saint-Paul-de-Fenouillet permet de mettre en évidence une variabilité saisonnière ainsi que d'un cycle sur l'autre (ill. 9) : les mois de juin, juillet et août sont les plus secs, l'automne et le début de l'hiver (mois d'octobre à janvier) les plus arrosés. L'année 2002 montre des valeurs de pluviométrie inférieures à la moyenne en automne. Le mois de février 2003 correspond à la valeur maximale de cette chronique (trois années observées).

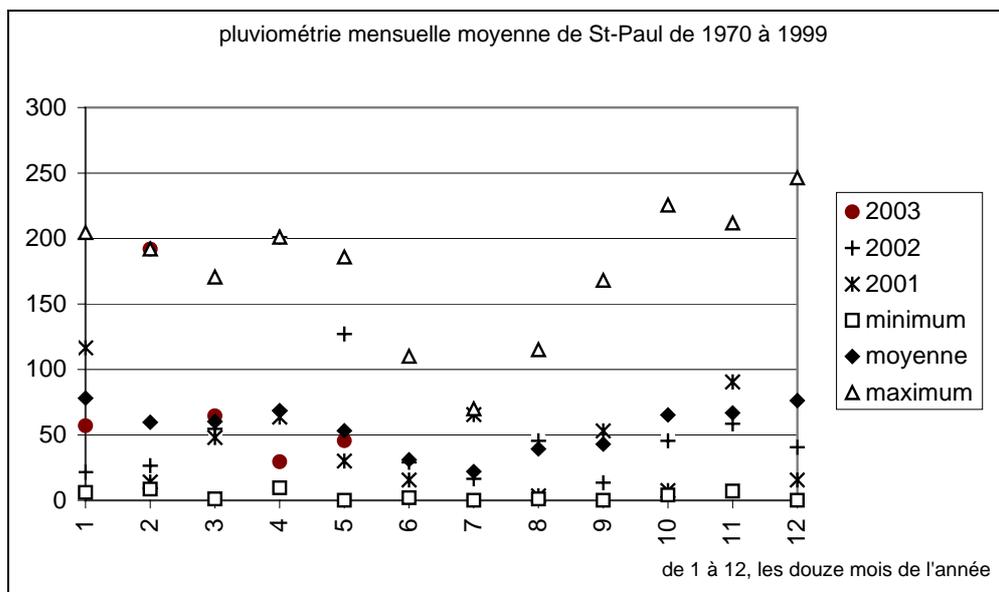


Illustration 9 - Valeurs moyennes de la pluviométrie mensuelle et pluviométrie mensuelle des trois dernières années à Saint-Paul-de-Fenouillet.

3.2. PRÉPARATION DES TERMES DU BILAN HYDROLOGIQUE

Les bilans hydrologiques seront estimés pour chacun des systèmes karstiques, afin de déterminer la surface contributrice de l'impluvium du système. Le terme d'entrée du bilan est la pluie efficace, résultat de la soustraction de l'évapotranspiration réelle des précipitations totales. Les surfaces d'alimentation des systèmes sont caractérisées par des altitudes variables : un gradient altitudinal doit être pris en considération par rapport à l'altitude des stations météorologiques utilisées.

3.2.1. Évaluation de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration peut être estimée à partir de la formule empirique de Turc. Cette méthode permet d'évaluer l'évapotranspiration à partir de la pluviométrie et de la température, sans considérer d'autres paramètres climatiques qui ne sont pas toujours connus.

$$R = P \times \left(1 - \left(0.9 + \frac{P^2}{L^2} \right)^{-0.5} \right) \text{ avec } L = 300 + 25 \times T + 0.05 \times T^2$$

où R taux de recharge annuel (mm/an),
P pluviométrie annuelle,
T température moyenne annuelle.

La méthode de Turc nécessite de connaître l'évolution de la pluviométrie et de la température avec l'altitude (pour déterminer une évaporation par tranche d'altitude).

3.2.2. Détermination du gradient altitudinal de pluviométrie

La plupart des chroniques pluviométriques disponibles se trouvent en plaine, aucun pluviographe ne se trouve au sommet des falaises nord du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet.

On mesure ainsi un gradient altitudinal de pluviométrie intégrant un effet orographique. Les mesures de pluviométrie annuelle disponibles sont situées au plus à 680 m d'altitude (le Linas) ; l'altitude des impluviums peut se trouver aux alentours de 900 m d'altitude, par exemple pour la source de la Tirounière.

L'illustration 10 montre l'évolution de la pluviométrie en fonction de l'altitude : il est intéressant de noter que les stations pluviométriques des synclinaux de Saint-Paul-de-Fenouillet et de Soulatgé ne se trouvent vraisemblablement pas sur les mêmes gradients.

Dans une première approximation, nous évaluons l'évolution de la pluviométrie moyenne annuelle en fonction de l'altitude : P (mm/an) = $0,78 \times H$ (altitude en m) + 444 (commun à l'ensemble de ces stations, ill. 11).

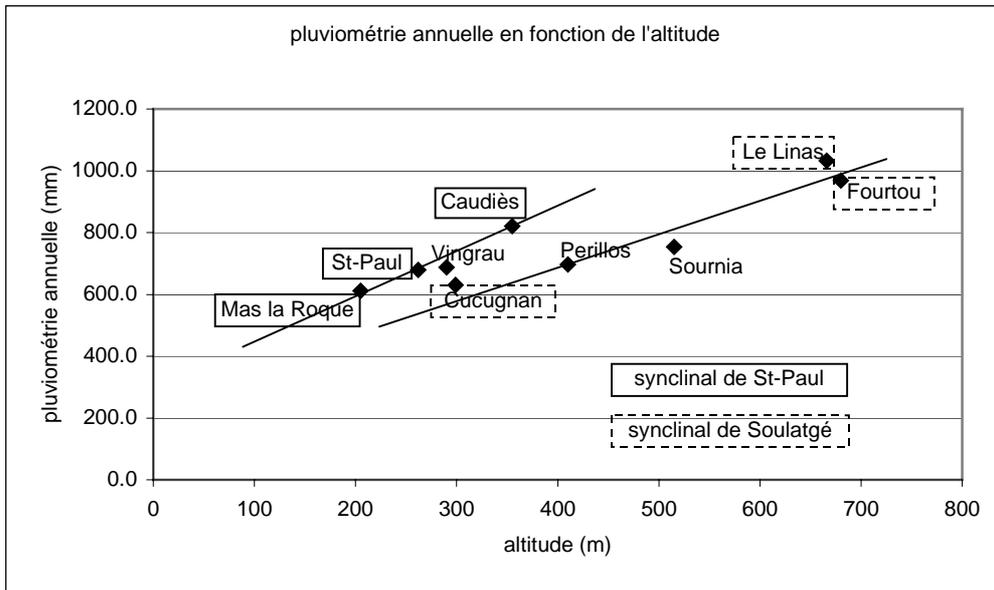


Illustration 10 - Valeurs moyennes de pluviométrie en fonction de l'altitude.

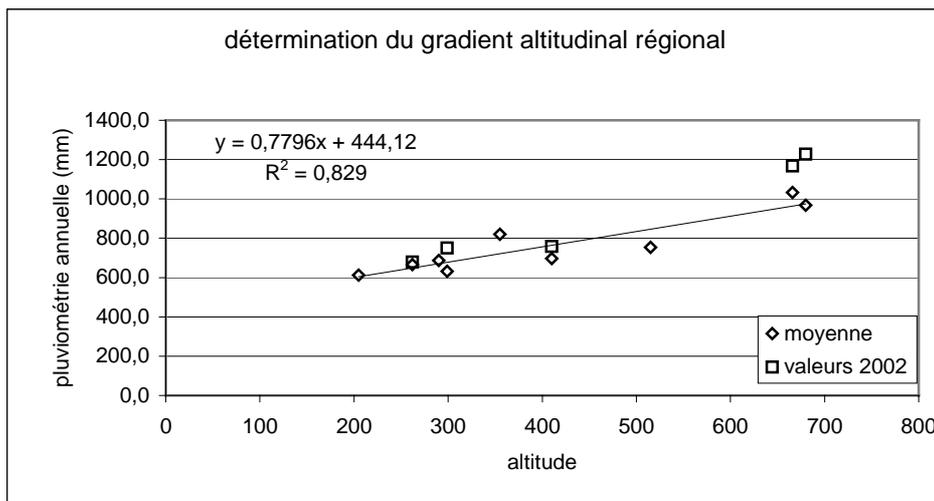


Illustration 11 - Détermination du gradient régional, comparaison avec les valeurs 2002.

Les valeurs de l'année 2002 dont nous disposons sont plus élevées que les valeurs moyennes utilisées pour réaliser le gradient. Nous utiliserons néanmoins le gradient moyen calculé.

3.2.3. Détermination du gradient altitudinal de température

Deux stations météo suivent la température : Mas La Roque et Sournia. La position de ces stations (au sud de notre étude), ainsi que leurs altitudes (respectivement 205 et 515 m) ne permettent que d'extrapoler une valeur de température à 900 m d'altitude, sur un plateau à la morphologie bien particulière (ill. 12).

	Mas La Roque	Sournia	Roc Paradet
Altitude (m)	205	515	900
Température moyenne (°C)	14.8	12.4	9.3

Illustration 12 - Température moyenne au Roc Paradet issue du gradient moyen calculé entre le Mas La Roque et Sournia ($T = -0,0079 \times H$ (en m) + 16,4) pour les années 1996 à 1999.

Comme le montre l'illustration 13, la valeur moyenne du gradient altitudinal pose un vrai problème de représentativité. Nous utiliserons donc le gradient régional déterminé par J.P. Faillat en 1972 à partir de nombreuses chroniques (notamment Maury et Sournia, avec des chroniques de plus de vingt ans). Ce gradient altitudinal est plus faible que celui que nous avons calculé : $T = -0,0057 \times H$ (en m) + 15,7. Il doit donc conduire par exemple à de plus fortes valeurs d'ETP. Il est cependant proche des valeurs couramment admises dans la littérature.

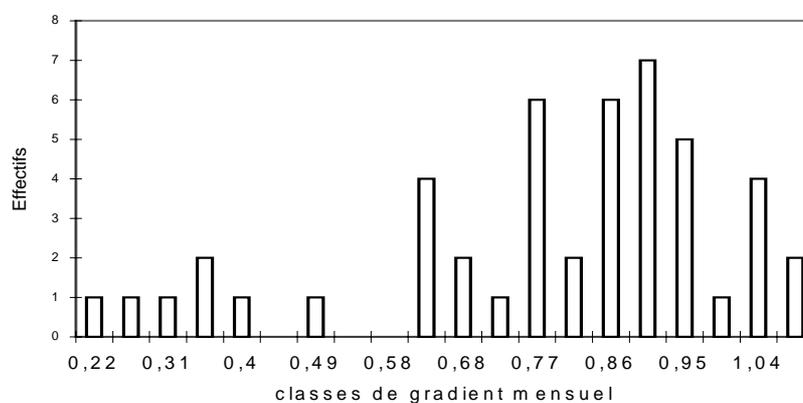


Illustration 13 - Différentes valeurs du gradient altitudinal de température mensuelle pour les stations Mas La Roque et Sournia (années 1996-1999).

4. Système karstique de la Mouillère

4.1. CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La source de la Mouillère (ill. 14) est issue des carbonates qui forment le flanc nord du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet (pendage orienté vers le sud). Ce synclinal est situé au sein de la zone nord-pyrénéenne ; il chevauche la zone sous-pyrénéenne (par l'accident d'importance crustale dit : « front nord-pyrénéen »), la semelle de glissement étant triasique.

L'âge des carbonates s'étend du Lias au Crétacé inférieur. Leur épaisseur est de l'ordre de 500 m. Ils sont limités à leur toit par les marnes albiennes.

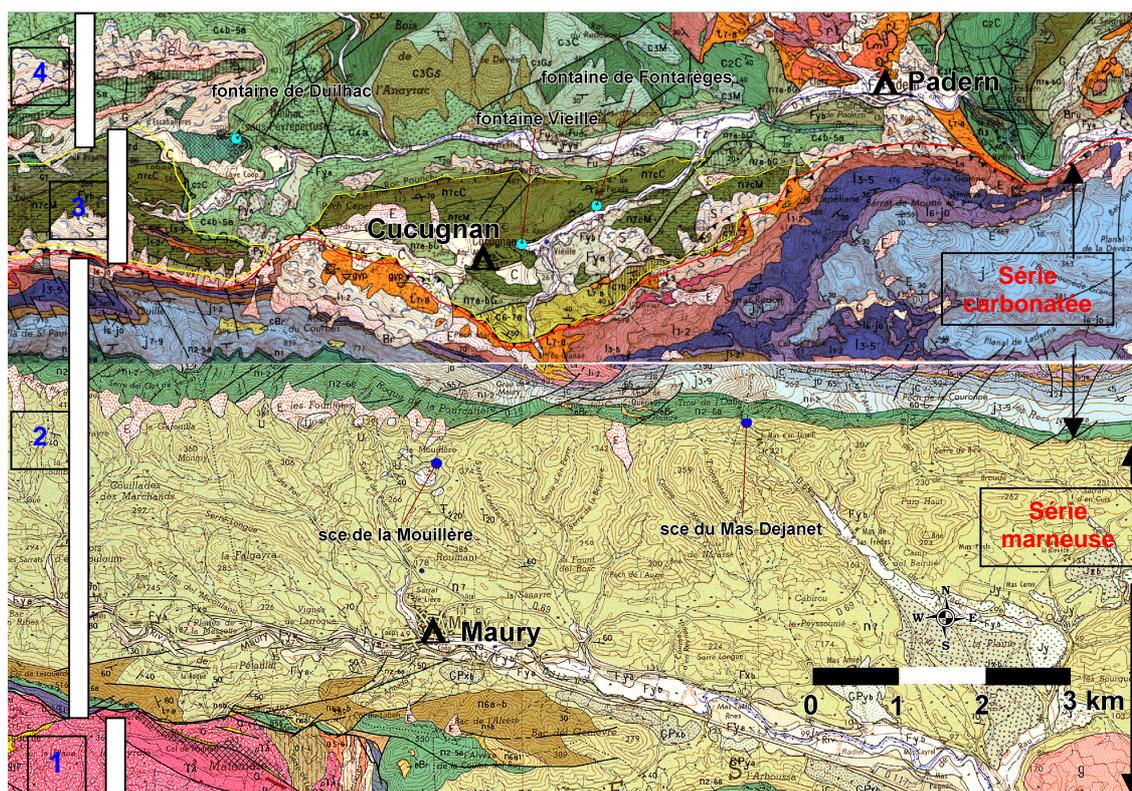


Illustration 14 - Localisation de la source de la Mouillère sur fond géologique.

1 : zone axiale ; 2 : synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet ; 3 : écaïlles sous-pyrénéennes ; 4 : zone sous-pyrénéenne (synclinal de Soulatgé). Quatre sources proches de celle de la Mouillère ont été figurées.

- **Contexte d'émergence**

La source de la Mouillère émerge au sein d'affleurements des marnes albiennes. Les eaux circulent au sein de ces niveaux « imperméables » très vraisemblablement à la faveur de failles, sur plusieurs centaines de mètres (ill. 15).

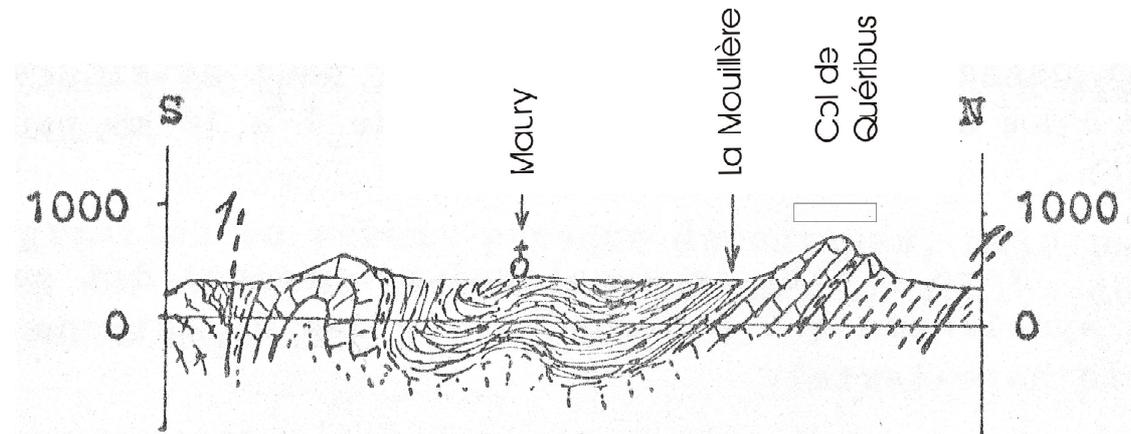


Illustration 15 - Situation de la Mouillère sur le flanc nord du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet (Faillat, 1972).

- **Anomalie de température et de conductivité**

En été, les eaux de la source montrent une anomalie de température (24,4 °C), et présentent une conductivité (1 568 µS/cm) supérieure à ce que l'on peut attendre d'une eau issue d'un aquifère calcaire. La forte conductivité est due à une minéralisation importante, liée entre autres, principalement, à la présence de sulfates.

L'anomalie de température provient d'une circulation en profondeur, l'anomalie de conductivité d'une circulation sur des niveaux évaporitiques (Trias).

4.2. STRUCTURE ET FONCTIONNEMENT DU SYSTÈME

4.2.1. Analyse des débits classés

La chronique des débits journaliers analysée s'étend du 1^{er} février 2002 au 5 novembre 2003, soit sur un total de 643 valeurs de débit journalier. Pour la période considérée, les débits, minimal et maximal, estimés sont respectivement de 5 et 318 l/s sans considérer le débit utilisé pour l'alimentation en eau potable, soit 15 l/s en moyenne, et de 10 et 297 l/s en le prenant en considération. La moyenne des débits journaliers est de 30 l/s (sans débit pour l'AEP) et de 46 l/s (avec débit pour l'AEP) (cf. Vol. 1, Rapport BRGM-RP-52918-FR).

L'histogramme de la densité de probabilité est présenté aux illustrations 16 et 17. L'échantillon statistique « débit journalier » n'est pas ajustable à une loi log-normale, ni

à aucune autre loi statistique classique. Ainsi, l'équation de la fonction de distribution des débits n'étant pas connue, les périodes de retour des crues exceptionnelles ne peuvent pas être déterminées. De plus, la faible longueur de la chronique ne permettrait pas d'estimer ce paramètre pour de longues périodes.

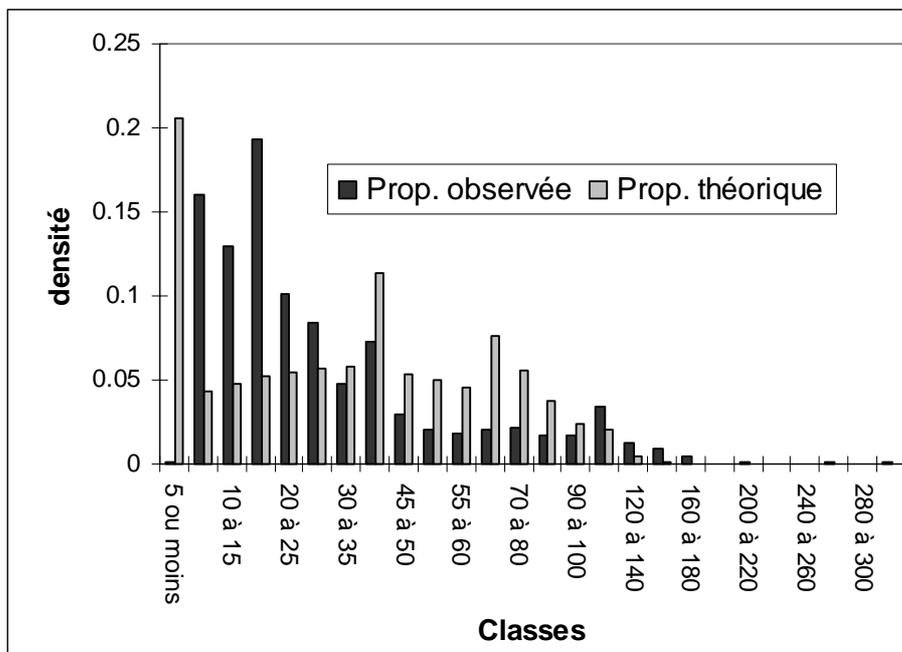


Illustration 16 - Densité de probabilité des débits de la source de la Mouillère en fonction des classes de débit et ajustement selon la loi Log-normal (sans débit pour l'AEP).

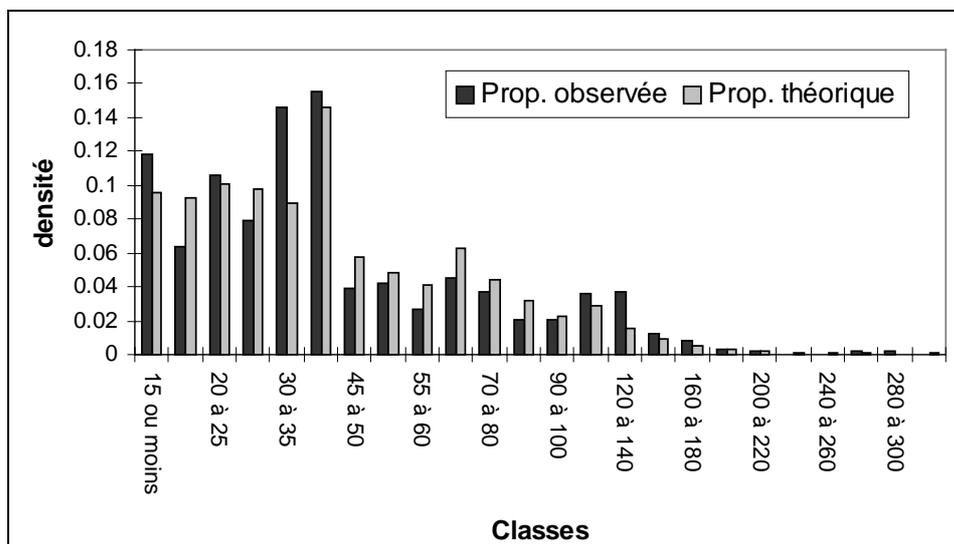


Illustration 17 - Densité de probabilité des débits de la source de la Mouillère en fonction des classes de débit et ajustement selon la loi Log-normal (avec débit pour l'AEP).

Les illustrations 18 et 19 représentent le pourcentage de probabilité observée cumulée en fonction du logarithme du débit, avec et sans prise en considération du débit pour l'AEP. On observe que la population se répartit selon trois droites de pente différente, pour les gammes de débit compris entre 0 et 40 l/s, 40 et 100 et au-delà de 100 l/s. Sans le débit pour l'AEP, l'allure des droites reste la même, mais les bornes sont logiquement diminuées.

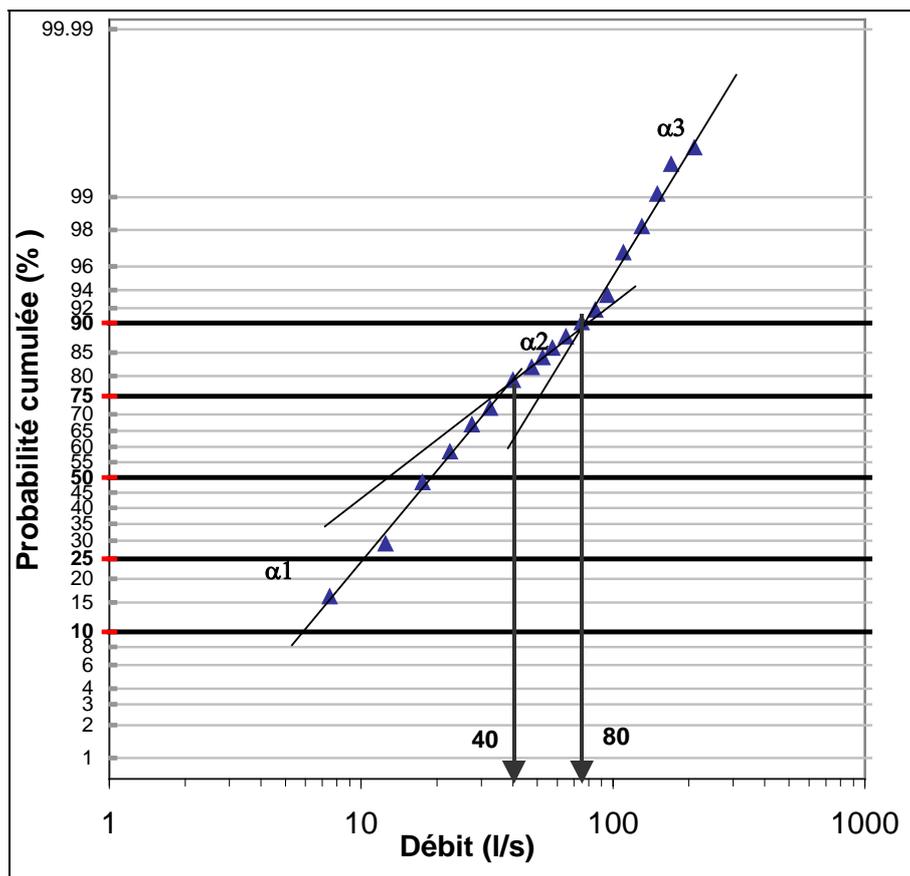


Illustration 18 - Débits classés de la source de la Mouillère (débit compris entre 0 et 400 l/s) (sans débit pour l'AEP).

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 . Sur les deux diagrammes, nous observons une pente plus forte α_1 pour la première droite que la deuxième (α_2), dans la partie du graphique relative aux faibles pourcentages, puis une troisième droite de pente α_3 plus forte que la deuxième, pour la partie des forts pourcentages. La première partie peut être interprétée de la manière suivante : des apports de réserve issue d'un cycle antérieur contribuent aux débits. $\alpha_2 < \alpha_3$ peut traduire soit un stockage momentané, soit des fuites ou débordement de la station de jaugeage lors de hautes eaux ou un problème de courbe de tarage, en particulier pour les forts débits.

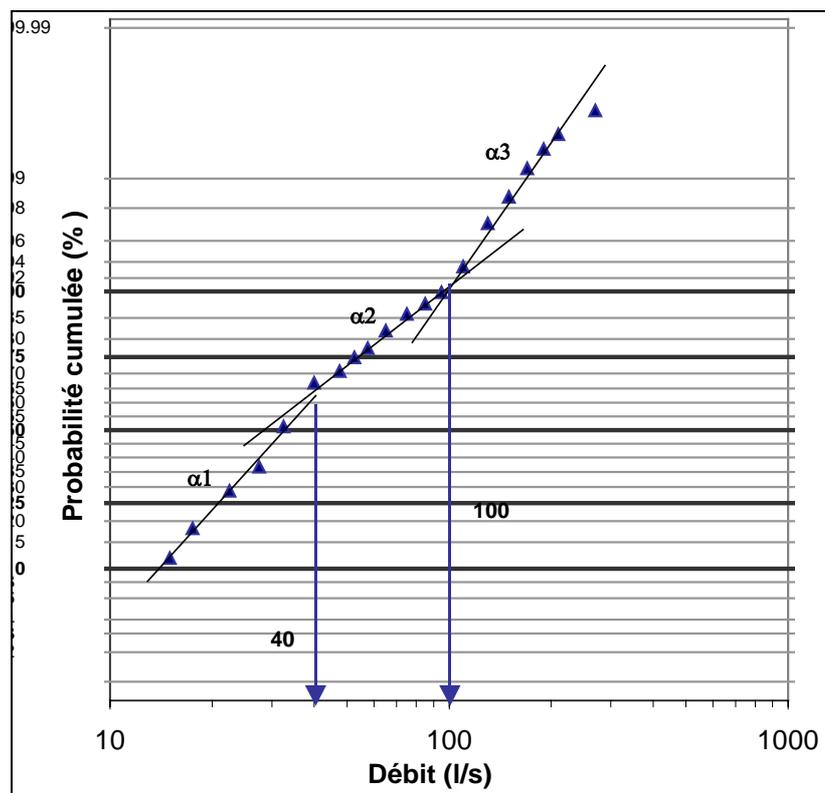


Illustration 19 - Débits classés de la source de la Mouillère (débit compris entre 0 et 400 l/s) (avec débit pour l'AEP).

Ces diagrammes mettent en évidence la complexité du système, ainsi que des possibilités de problèmes de courbe de tarage en particulier dans l'extrapolation pour les forts débits. Il est donc difficile de caractériser le fonctionnement de ce système avec précision. Une interprétation des données sur un ou deux cycles supplémentaires permettra probablement d'améliorer le rapport signal/bruit et apporter des informations complémentaires sur le type de fonctionnement du système.

4.2.2. Analyse fonctionnelle du système karstique de la Mouillère

Dans le volume 1 (BRGM/RP-52918-FR), nous avons montré que le suivi en continu d'un débit permet d'identifier et de caractériser les processus de transfert responsables des variations observées.

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 sont estimées à partir de séries chronologiques : pluie, débit, niveau piézométrique.

L'étude a été effectuée à l'aide du logiciel TEMPO, développé par le BRGM, en utilisant les données représentées à l'illustration 20, totalisant une période de 20 mois environ (612 jours).

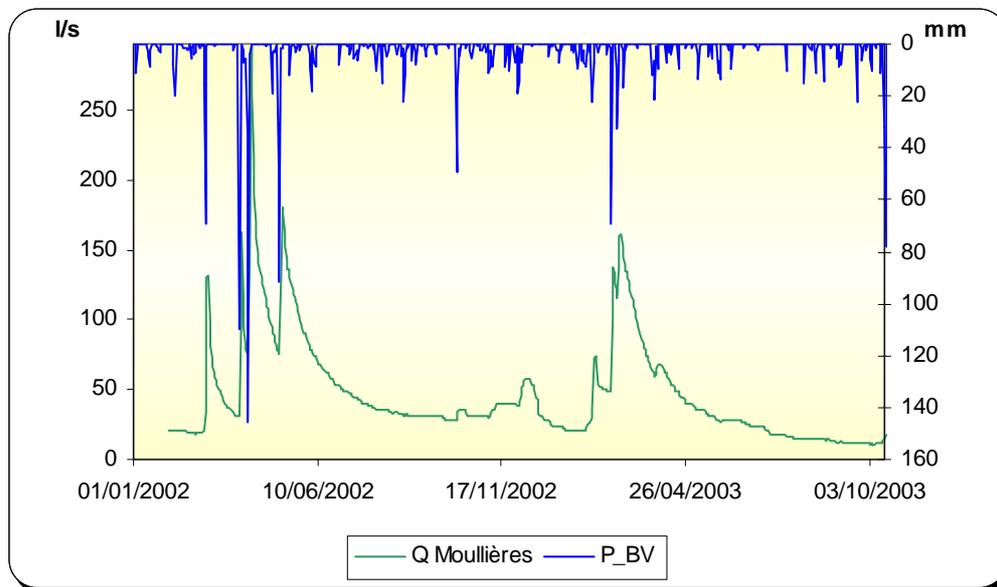


Illustration 20 - Hydrogramme et pluviométrie pour la source de la Mouillère (2002-2003).

a) Définition de la fonction « entrée »

Dans le but de caractériser la réponse impulsionnelle du système karstique de la Mouillère, il convient au préalable de caractériser la pluie précipitée sur le bassin d'alimentation de la source.

Les stations météorologiques considérées sont celles de Cucugnan, Fourtou et de Saint-Paul-de-Fenouillet. Aucune station météorologique n'est située sur le chaînon de Quéribus, point haut de l'impluvium supposé de la source de la Mouillère. Une analyse de la corrélation entre la pluie brute et le débit de la source de la Tirounère a été effectuée à l'aide de TEMPO, à l'aide de l'option de pondération des chroniques de pluie.

La meilleure corrélation (pluie-débit, ill. 21) a été obtenue à l'aide des facteurs de pondération suivant :

$$\text{Pluie} = (0,22 \times P \text{ Cucugnan}) + (0,51 \times P \text{ Saint-Paul}) + (0,27 \times P \text{ Fourtou}) \quad (1)$$

La corrélation est maximale (0,37) pour un décalage de deux jours. Pour la période du 1^{er} février 2001 au 15 octobre 2003 (612 jours), le cumul de pluie calculé à l'aide de l'équation précédente est de 1 636 mm, ce qui correspond à une pluviométrie annuelle de 975 mm. Cette valeur apparaît légèrement supérieure à celle estimée à partir du gradient altitudinal des précipitations (850 mm).

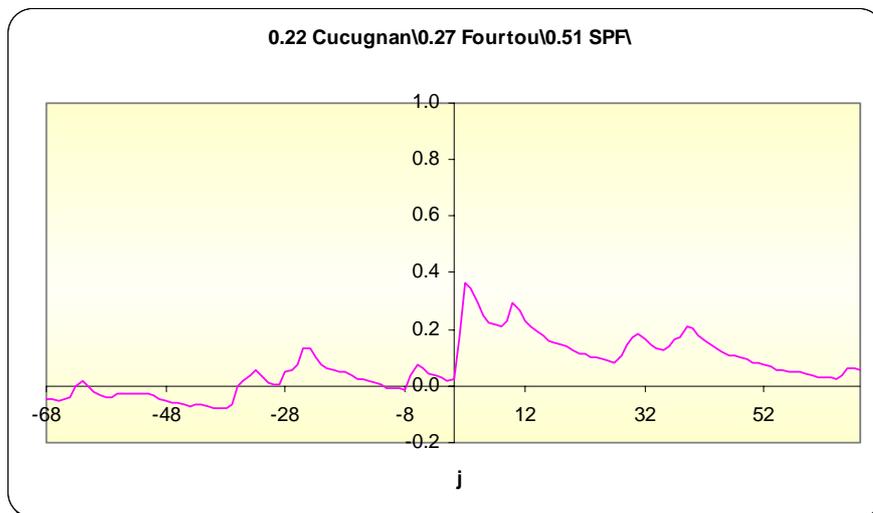


Illustration 21 - Corrélogramme croisé pluie-débit calculé à l'aide d'une combinaison linéaire des sites pluviométriques de Cucugnan, Fourtou et Saint-Paul-de-Fenouillet.

b) Calcul de la réponse impulsionnelle (pluie-débit)

La technique d'inversion consiste à calculer l'hydrogramme unitaire (ill. 22) et le seuil Oméga de pluie efficace (ill. 23) de telle sorte que le modèle soit le plus proche possible du débit observé (ill. 24). Ce seuil Oméga est estimé à partir de la pluie (estimée précédemment) et de la température de l'air mesurée à Saint-Paul-de-Fenouillet (moyenne journalière sous abri) de telle façon que seule la hauteur de pluie située au-dessus de ce seuil génère un débit à l'exutoire. Ce seuil, exprimé en millimètres de pluie, représente donc la reconstitution des réserves, du « sol », suite à l'évapotranspiration. Il est calculé à partir d'une réponse impulsionnelle à la pluie et à la température (ill. 25), également obtenue par inversion.

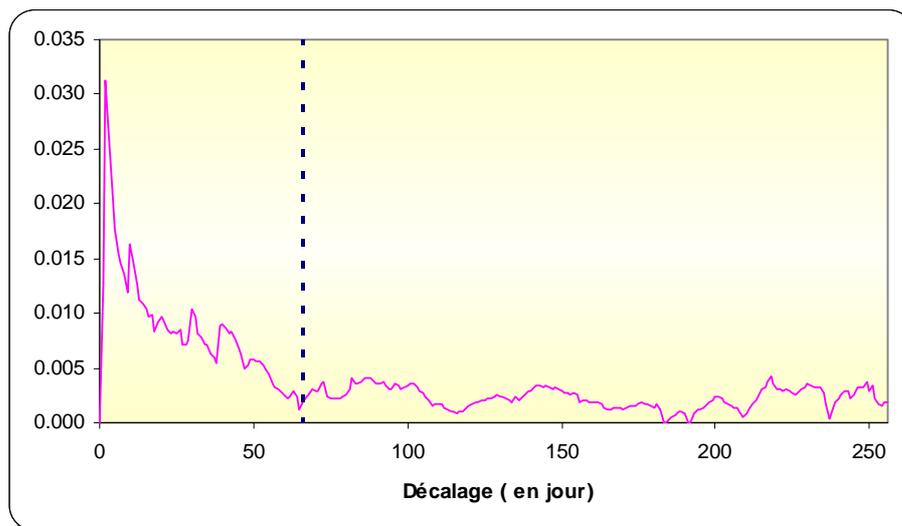


Illustration 22 - Calcul de l'hydrogramme unitaire normalisé de la source de la Mouillère.

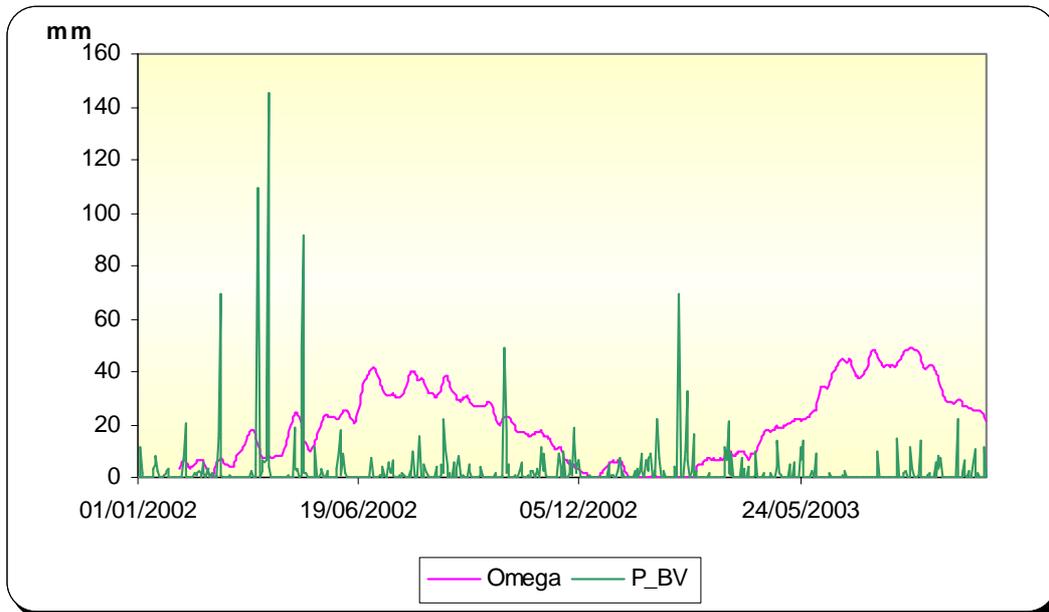


Illustration 23 - Évolution du seuil de pluie efficace Oméga et de la pluviométrie.

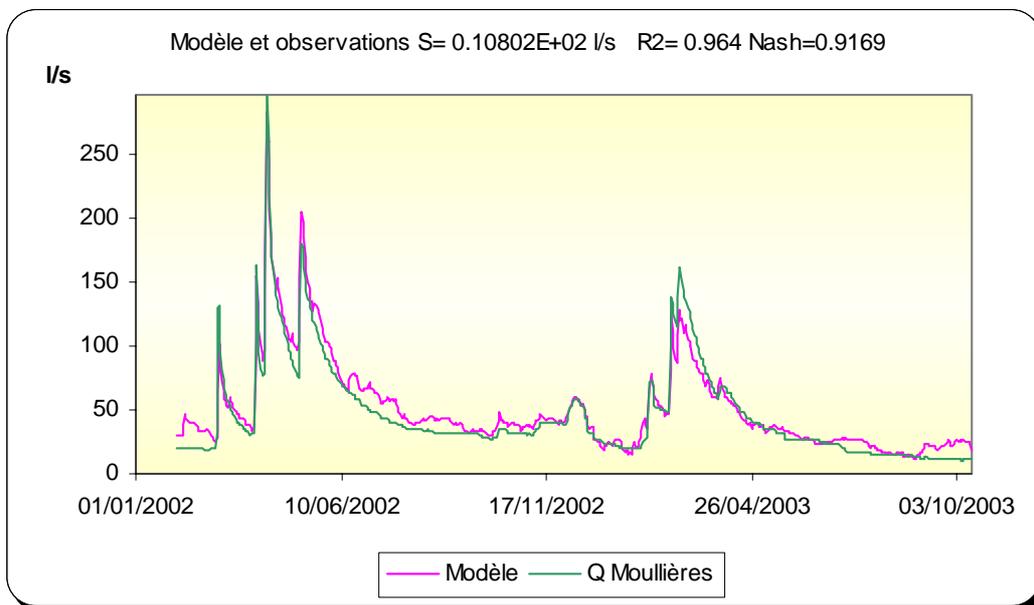


Illustration 24 - Comparaison du débit modélisé au débit mesuré à la source de la Mouillère : écart-type = 108 l/s (96,4 % de la variance totale expliquée, Nash = 0,916).

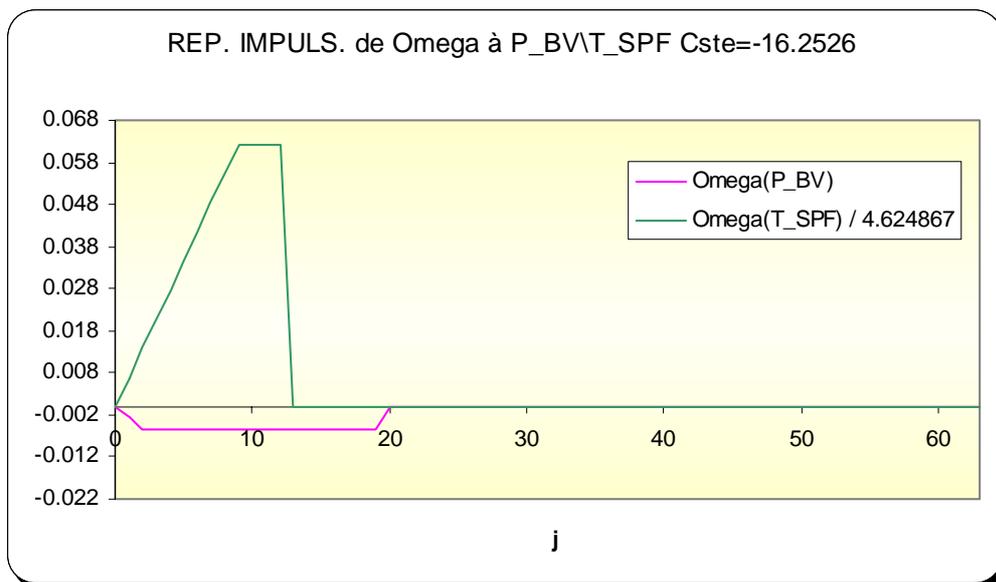


Illustration 25 - Réponse impulsionnelle d'Oméga à la pluie et à l'ETP.

Sur l'illustration 25, qui représente l'évolution temporelle de la fonction seuil Oméga et de la pluie sur le bassin d'alimentation, on remarque que seuls quelques épisodes de pluies sont efficaces vis-à-vis de la recharge. Il s'agit principalement des épisodes de pluies printanières. Au cours des périodes estivales, le seuil Oméga de pluie efficace est proche de 40 mm, valeur liée au stock d'eau du « sol ». En été, on peut donc observer une réponse des aquifères karstiques aux épisodes de pluies dès lors que la quantité de pluie est supérieure à 40 mm. À l'inverse, au cours des périodes hivernales, la demande évapotranspiratoire est faible (quelques millimètres), ce qui, d'un point de vue hydrologique, signifie que les épisodes de pluies de faible importance peuvent entraîner une réponse plus ou moins marquée du système aquifère. Pour la période du 1^{er} février 2001 au 15 octobre 2003 (612 jours), le cumul de pluie efficace est estimé à 787 mm, soit une pluie efficace annuelle de 469 mm.

Les résultats de la modélisation sont présentés à l'illustration 24. 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. 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. 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 (la réponse impulsionnelle ne peut être calculée au-delà de 250 jours car la fenêtre d'observation couvre moins de deux cycles hydrologiques). L'allure de l'hydrogramme unitaire ne suggèrent 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 ».

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).

4.2.3. Interprétation des analyses hydrochimiques

L'approche hydrochimique est un complément indispensable aux études hydrogéologiques. La notion de traçage naturel, à partir de l'analyse chimique des eaux des aquifères et de sa variation tant dans le temps que dans l'espace, a démontré, depuis plusieurs dizaines d'années, la pertinence de l'approche pour l'étude des hydrosystèmes complexes tels les aquifères karstiques. L'approche hydrogéochimique est particulièrement adaptée pour mettre en évidence les phénomènes de mélange et de participation de différents réservoirs dont les proportions relatives évoluent au cours du cycle hydrologique.

Afin d'améliorer la connaissance du fonctionnement hydrogéologique du système karstique de la Mouillère, un suivi géochimique a été réalisé sur les eaux de la source au cours de l'année 2002 essentiellement. Deux crues ont été partiellement échantillonnées, soit un total de douze échantillons (ill. 26).

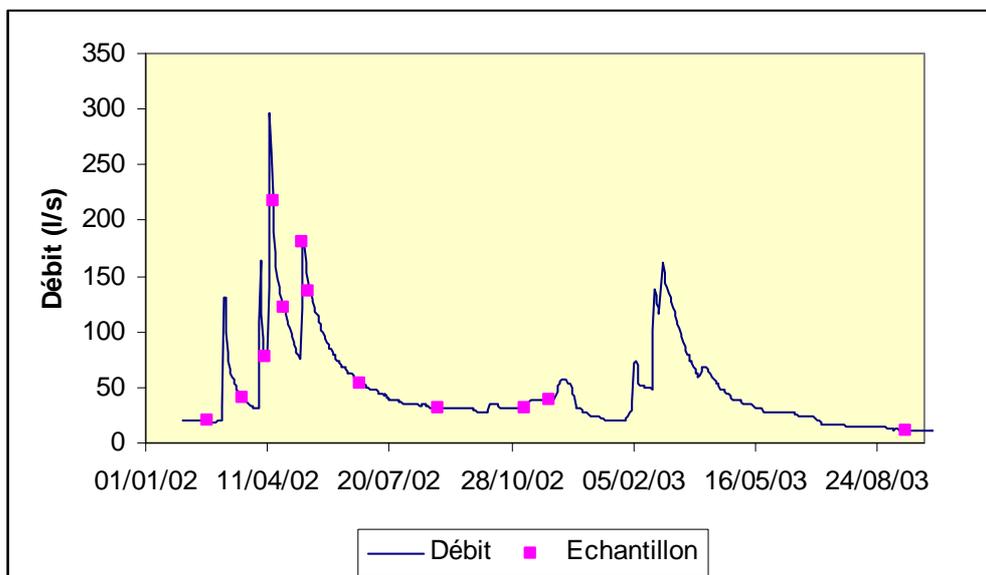


Illustration 26 - Évolution des débits de la source de la Mouillère lors du suivi géochimique (2002).

Les problématiques qui ont été abordées à l'aide de l'approche géochimique sont les suivantes :

- Origine de la minéralisation des eaux de la Mouillère.
- Les formations du Trias jouent-elles un rôle dans cette salinité ?
- Rôle joué par l'épikarst ?

Les eaux de la source de la Mouillère sont de type sulfaté calcique (ill. 27). Les teneurs moyennes en sulfate et en calcium sont respectivement de 632 et 293 mg/l.

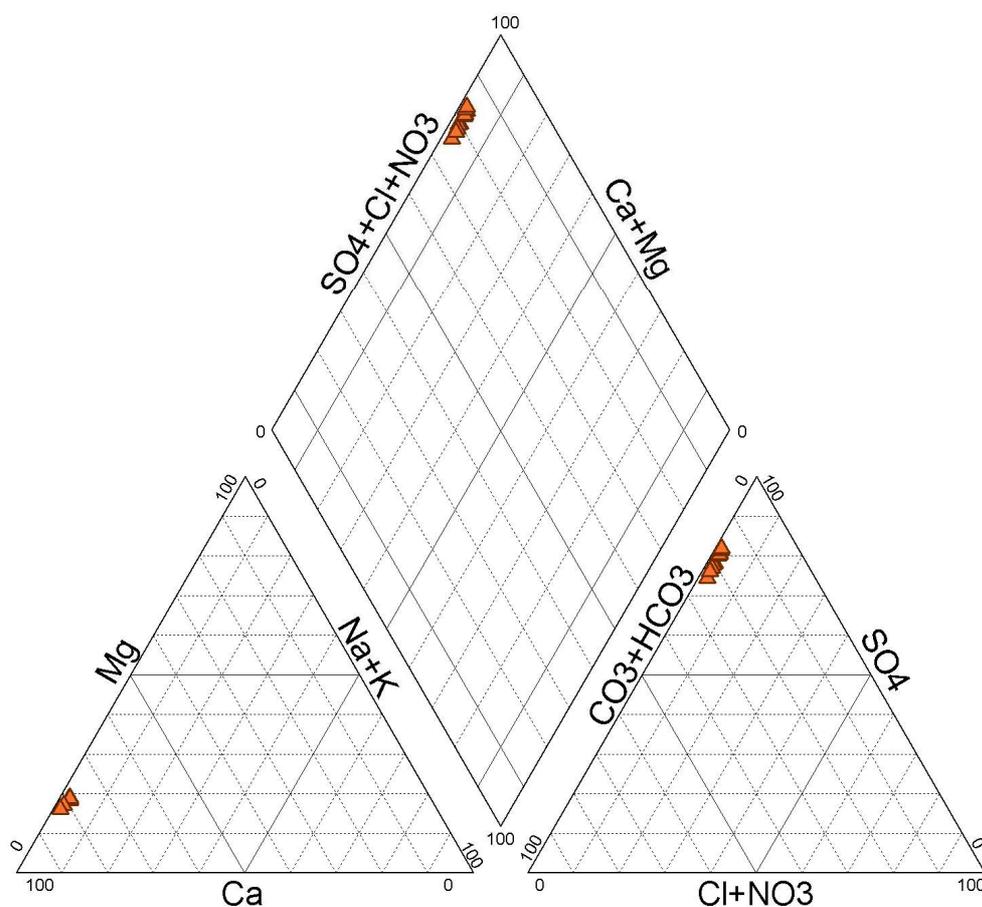


Illustration 27 - Diagramme de Piper de la source de la Mouillère.

a) Origine de la minéralisation des eaux de la source

Dans le diagramme de l'illustration 28 (SO_4 vs Ca), on montre que les eaux de la source de la Mouillère tendent à s'aligner sur la droite molaire et évoluent vers les signatures des eaux du Trias définies à l'aide des échantillons du point d'eau « Ventenac » (Ladouche *et al.*, 2000). Les eaux des sources de la Fouradade et de Paziols s'alignent également sur cette droite molaire. Ce résultat indique que les eaux ont interagi avec l'encaissant géologique et se sont chargées en calcium et en sulfate

au contact avec des évaporites (gypse, anhydrite). Dans le contexte géologique local, on rencontre les formations des évaporites du Trias à la base des formations carbonatées, cette formation ayant joué le rôle de semelle de décollement lors de la mise en place de la nappe charriée des Corbières (cf. ill. 14).

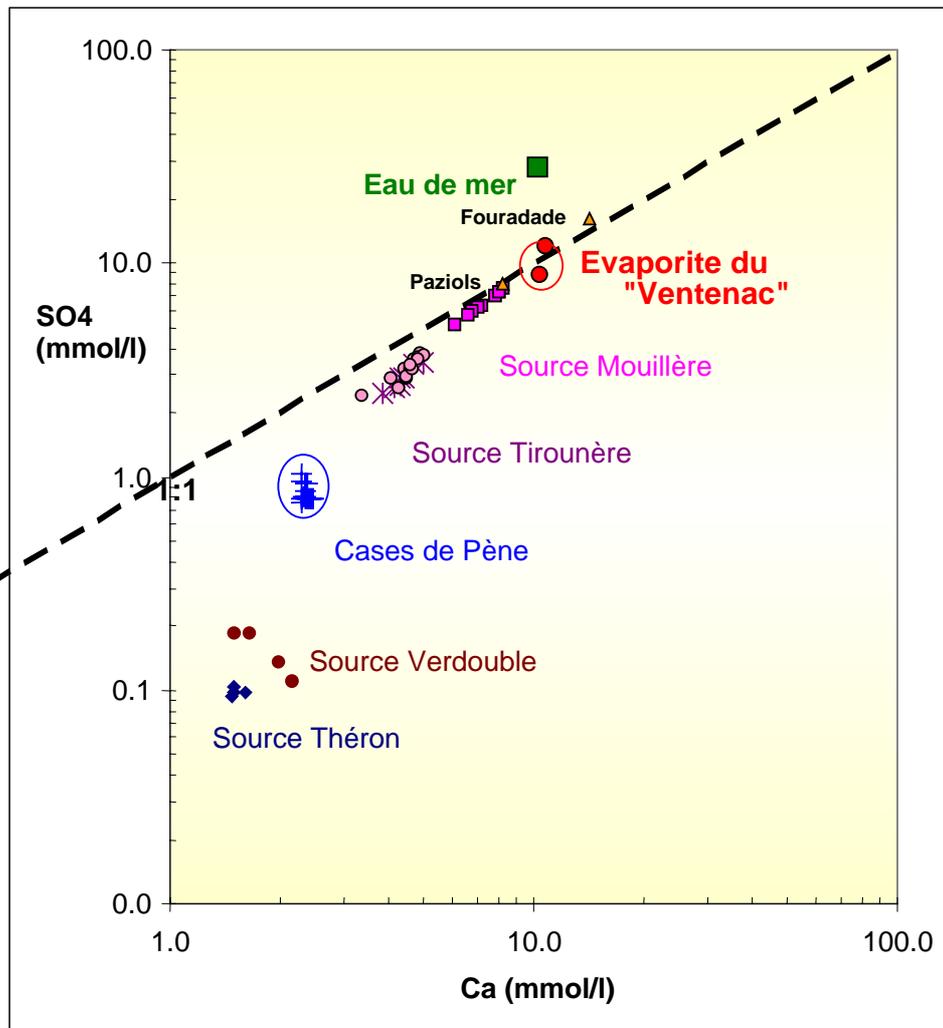


Illustration 28 - Évolution des teneurs en sulfate et en calcium, y compris pour la source de la Mouillère.

La problématique du rôle éventuel joué par le Trias peut être étudiée à l'aide des isotopes du strontium. Rappelons que les eaux qui s'écoulent au sein des 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). Le strontium n'est pas modifié par des processus tels que l'évaporation ou la précipitation de minéraux. Sa composition isotopique reflète donc un terme source : soit celui du strontium de l'eau initiale, soit celui d'un minéral qui s'est dissous.

Les formations évaporitiques renferment beaucoup de strontium provenant de la célestite, minéral associé au gypse.

L'illustration 29 présente l'évolution des rapports isotopiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) du strontium des eaux échantillonnées en fonction du rapport molaire SO_4/Sr . Ce type de représentation permet de distinguer très nettement les différents types d'eau.

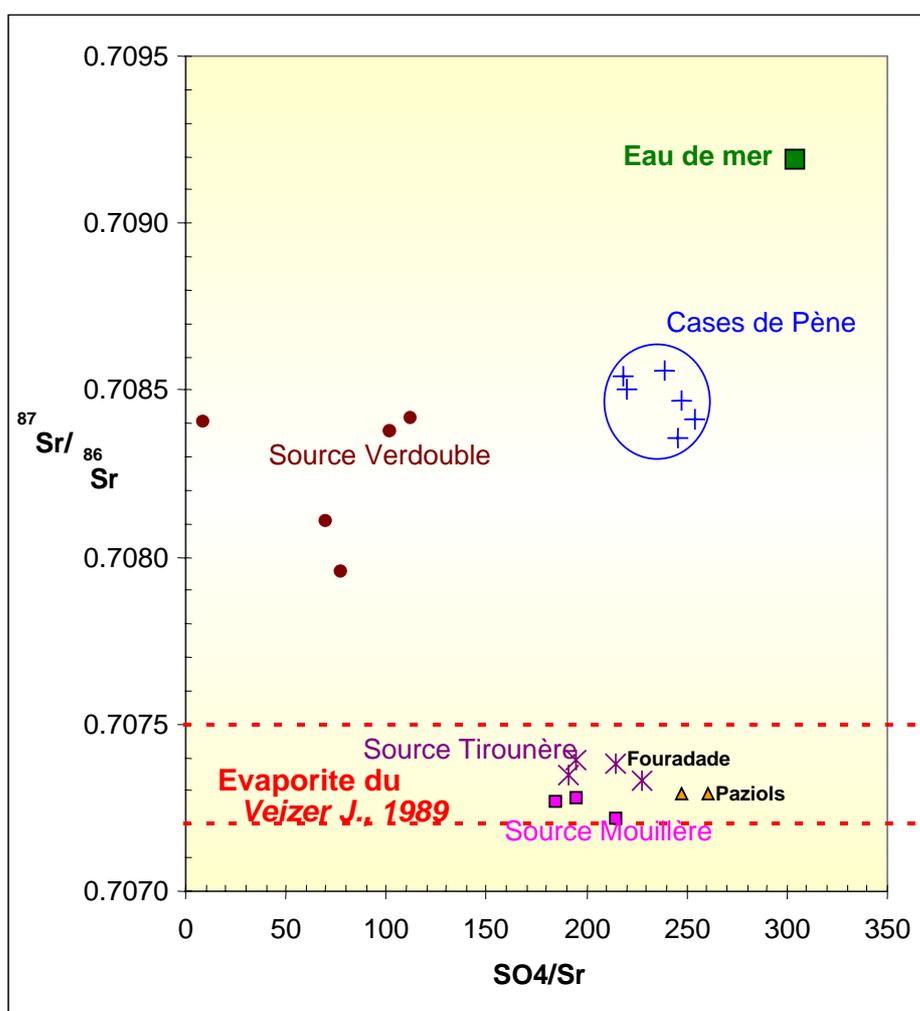


Illustration 29 - Évolution des rapports isotopiques du strontium des eaux en fonction des rapports molaire SO_4/Sr avec localisation de la source de la Mouillère.

Le pôle marin, caractérisé par l'eau de mer présente de fortes teneurs en strontium et des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevés ($> 0,709$) par rapport aux autres eaux échantillonnées dans cette étude (sources Mouillère, Verdoble, Tirounère, Paziols, Fouradade et Cases de Pène). L'eau du pôle Trias permet de caractériser des signatures géochimiques des sources Mouillères, Tirounère, Fouradade et Paziols. Les eaux présentant des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ très faibles (0,7073) sont compatibles avec ceux de l'eau de mer au Trias (Veizer, 1989). La salinité des eaux en sulfate est donc à attribuer au pôle du Trias.

Il convient maintenant de répondre à la question suivante : l'origine des sulfates est-elle liée aux circulations profondes des eaux au sein du système karstique ou à la présence des écaillés de Trias visibles à l'affleurement au niveau des contreforts nord du chaînon du Quéribus (cf. ill. 14). Pour répondre à cette interrogation, il faut chercher à estimer les profondeurs maximales atteintes par les eaux au sein du système.

b) Estimation de la profondeur de circulation des eaux à l'aide du géothermomètre silice et évaluation du temps de résidence de l'eau provenant de la zone noyée

Nous avons déjà souligné que les eaux de la source de la Mouillère présentent une anomalie de température importante (+ 10 °C par rapport aux valeurs des températures attendues pour les eaux souterraines du secteur d'étude (+ 14 °C). Ces résultats traduisent la participation d'eau profonde à l'écoulement de la source karstique de la Mouillère.

Pour estimer les profondeurs de circulation des eaux en rapport avec les niveaux géologiques rencontrés, il faut estimer les températures « profondes ». En effet, les températures mesurées au niveau des sources ne reflètent pas celle de l'eau en profondeur car la température des eaux diminue plus ou moins rapidement lors de leur remontée vers la surface, par échange thermique avec l'encaissant.

L'évaluation des températures profondes, et donc des profondeurs de circulation atteintes par les eaux, peut être abordée par l'utilisation de géothermomètres. Les calculs sont basés sur les équilibres chimiques, qui sont thermo-dépendants. Les températures calculées sont à considérer comme les températures maximales atteintes par l'eau en profondeur. Afin de limiter les erreurs d'interprétation, il faut veiller à ce que les conditions suivantes soient vérifiées (Fournier, 1977) :

- les réactions thermo-dépendantes se produisent en profondeur ;
- les éléments utilisés en tant que géothermomètre se trouvent dans les formations géologiques traversées par l'eau ;
- le temps de séjour de l'eau est suffisamment long pour que les réactions thermodynamiques se produisent ;
- la remontée de l'eau vers la surface est rapide afin d'éviter les rééquilibrations ;
- il ne faut pas qu'il se produise de mélange avec des eaux superficielles lors de la remontée des eaux profondes.

En contexte sédimentaire, le géothermomètre à silice² peut être utilisé, car les formes de silice (quartz, calcédoine) sont présentes en quantités variables, dans les formations géologiques. Toutes les formes de silice sont solubles dans l'eau, la solubilité de la silice contenue dans les roches étant principalement fonction de la température (à pH constant). Les réactions sont difficilement réversibles dans le cas

² L'utilisation du géothermomètre à silice est basée sur l'équilibre thermodynamique suivant :



des solutions sursaturées ; ainsi les courbes de saturation peuvent être utilisées de manière fiable pour estimer relativement la température maximale atteinte par l'eau dans le réservoir.

L'emploi du géothermomètre à silice repose sur un certain nombre d'hypothèses contraignantes (3, 4, 5) qu'il convient de vérifier :

- **Hypothèse 3 : « le temps de séjour de l'eau est suffisamment long pour que les réactions thermodynamiques se produisent ».** Pour vérifier cette hypothèse, on peut calculer l'indice de saturation du minéral. En période d'étiage, les indices de saturation des eaux vis-à-vis du quartz sont proches de 0 voire très légèrement supérieurs (jusqu'à 0,16), ce qui indique que les eaux sont à l'équilibre ou très légèrement sursaturées vis-à-vis du minéral. Pour atteindre cet état thermodynamique, les eaux ont donc résidé suffisamment longtemps au sein de l'aquifère. L'hypothèse 3 est vérifiée.
- **Hypothèse 4 : « la remontée de l'eau vers la surface est rapide afin d'éviter les rééquilibrations ».** En contexte karstique, les vitesses d'écoulement sont rapides : de l'ordre du mètre à la dizaine de mètres par heure. Même si dans le cas de la source de la Mouillère, il n'est pas assuré que la dernière partie du cheminement des eaux soit réellement de type karstique, on considère que l'hypothèse 4 est considérée vérifiée pour le système karstique de la Mouillère.
- **Hypothèse 5 : « il ne faut pas qu'il se produise de mélange avec les eaux superficielles lors de la remontée des eaux profondes ».** Cette hypothèse est la plus difficile à respecter pour ce système karstique. En effet, on ne peut pas exclure la possibilité qu'un mélange se produise entre les eaux profondes chaudes et les eaux superficielles plus froides lors de la remontée des eaux. Afin de minimiser, l'impact du mélange, il convient de s'intéresser aux résultats des analyses des périodes de basses eaux, périodes pour lesquelles on suppose que la contribution des eaux superficielles froides devient très faible voir négligeable. C'est en effet au cours des périodes d'étiages que la température de la source est la plus élevée.

Sur la base des teneurs en silice mesurées au niveau de la source lors des périodes d'étiage ($\text{CSiO}_2 = 16 \text{ à } 17 \text{ mg/l}$), la température maximale atteinte par l'eau dans le réservoir serait d'environ 56-58 °C.

La détermination des profondeurs maximales de circulation des eaux au sein de l'aquifère nécessite la connaissance de la température moyenne annuelle de la zone d'étude (T_m), du gradient géothermique local (G_g) et de la température profonde calculée par le géothermomètre (T_g) :

$$P_m = (T_g - T_m) / G_g$$

Sur la base du gradient géothermique moyen de la zone d'étude (estimé à 37,5 et 45 °C/km, GEOTHERMA³) et la température annuelle de la zone d'étude à 14 °C, la

³ GEOTHERMA : Étude de synthèse du potentiel géothermique du littoral méditerranéen de Marseille à Perpignan (1981-1982) ; univ. Bordeaux III.

profondeur maximale de circulation des eaux au sein du système karstique serait comprise entre 900 et 1 100 m de profondeur sous le niveau de la source.

Compte tenu de cette estimation de la profondeur de circulation des eaux et de la connaissance géologique du secteur, il apparaît peu probable que les sulfates de la source soient liés à la composante « circulation profonde ». En effet, le Trias en profondeur se situe à plus de 1 500 m, tandis que la profondeur maximale atteinte par les eaux est de 900 à 1 100 m environ. Les sulfates de la source de la Mouillère sont donc vraisemblablement à rattacher aux écaïlles de Trias qui se trouvent à l'affleurement au niveau du contrefort du chaînon de Quéribus. Un autre argument géochimique, se base sur les indices de saturation des eaux vis-à-vis du gypse.

On montre que les eaux sont légèrement sous-saturées vis-à-vis du gypse (ill. 30), ce qui témoigne que seule une partie des eaux alimentant l'aquifère serait en contact avec les évaporites ou d'un temps de contact insuffisamment long pour obtenir l'équilibre vis-à-vis du minéral (IS = 0). Cette configuration est plus probable dans l'hypothèse d'un contact avec les écaïlles d'évaporites que l'on retrouve à l'affleurement.

Date	21/02/2002	21/03/2002	09/04/2002	15/04/2002	24/04/2002	10/05/2002	15/05/2002	26/06/2002	29/08/2002	07/11/2002	28/11/2002
IS Calcite	0,23	0,47	0,14	- 0,06	- 0,15	- 0,14	- 0,13	0,19	0,41	0,01	0,12
PCO2 (%)	1,00	0,65	1,23	1,55	1,95	1,86	1,91	1,12	0,74	1,66	1,48
IS Gypse	- 0,17	- 0,19	- 0,26	- 0,37	- 0,27	- 0,3	- 0,31	- 0,2	- 0,19	- 0,38	- 0,33
IS Quartz	0,24	0,23	0,19	0,15	0,19	0,18	0,17	0,23	0,23	0,43	0,45
CMTD mmol/l	2,889	3,042	2,904	3,297	3,314	3,314	3,347	3,266	3,266	3,283	3,283

Illustration 30 - Carbone minéral total dissous (CMTD), pression de CO₂ (pCO₂) et indices de saturation des eaux vis-à-vis de la calcite, du quartz et du gypse.

c) Estimation du temps de résidence de l'eau à l'aide des teneurs en Tritium

L'isotope radioactif de l'hydrogène de la molécule d'eau, le tritium (3H), de période courte de 12,26 ans, est instable dans le temps ; il est fréquemment utilisé comme chronomètre pour dater les eaux (3H)⁴. C'est un marqueur des masses d'eau contemporaines. En effet, une production artificielle s'est ajoutée à la production naturelle au cours des essais thermonucléaires aériens, pendant la période 1952-1963 ; les essais ont cessé depuis 1963. Par l'intermédiaire de cette production artificielle, on peut donc différencier les eaux qui résultent des précipitations sans tritium nucléaire (avant 1952) des eaux de précipitations formées dans une atmosphère contenant du tritium nucléaire. La présence de tritium dans une eau témoigne donc d'une alimentation récente.

⁴ Production naturelle de 1 atome pour 10¹⁸ atomes.

À titre d'information, les teneurs en tritium de quelques eaux de pluie de Perpignan échantillonnées dans les années 1960 sont données à titre indicatif ci-dessous (BD-ISO, <http://infoterre.brgm.fr>).

Date	Unité tritium
31/07/1965	394 (\pm 16,0)
31/12/1965	190 (\pm 10,0)
31/12/1966	113 (\pm 8,0)

Les teneurs en tritium des pluies actuelles sont très faibles et globalement comprises entre 2 et 7 unités tritium, les valeurs les plus élevées étant observées en hiver et au printemps (BD-ISO, <http://infoterre.brgm.fr>).

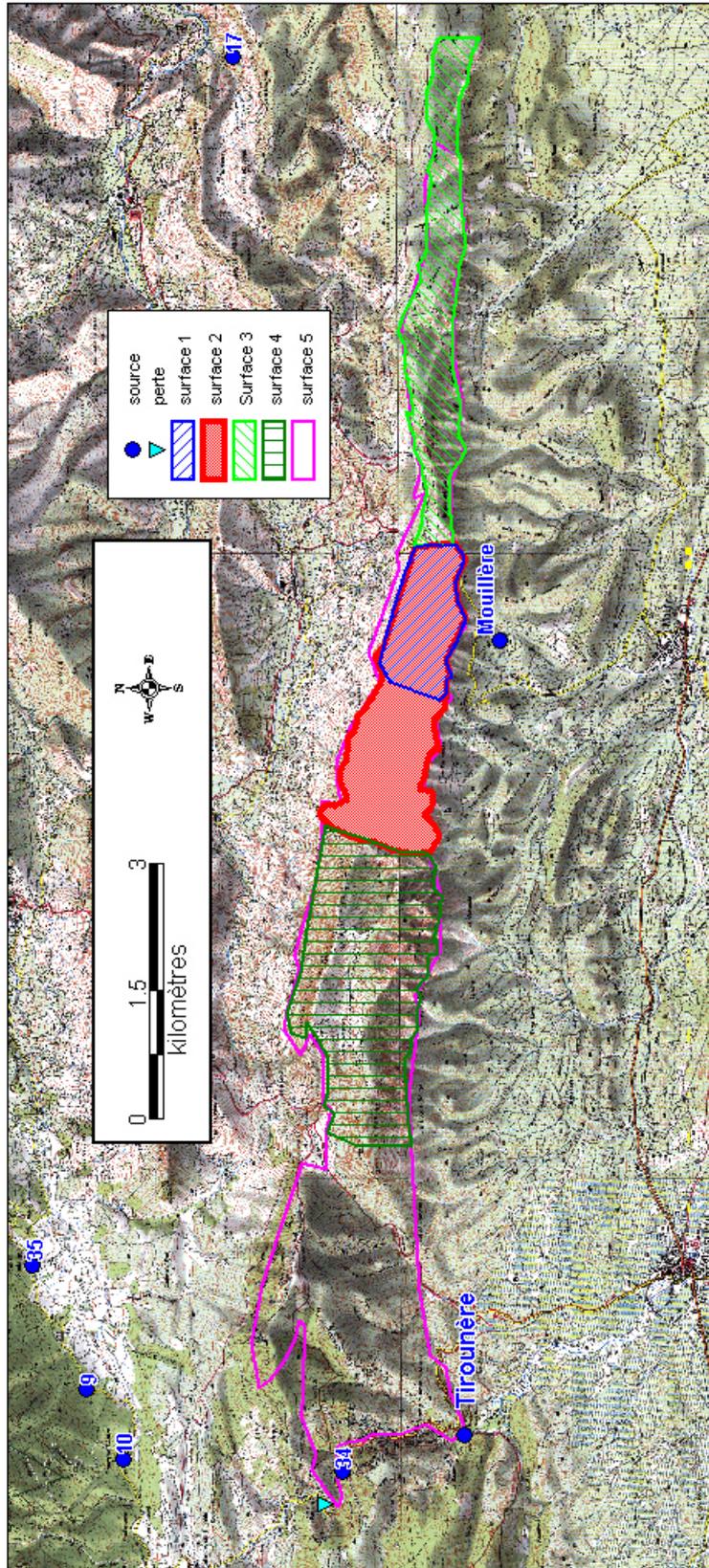
Les eaux de la source de la Mouillère, prélevées le 16 septembre 2003 dans un contexte de très basses eaux ($Q = 12$ l/s), présentent des teneurs de 2 UT (\pm 1). Les valeurs suggèrent que l'écoulement est assuré par des eaux infiltrées récemment dans le système, tout au plus depuis quelques années. La composante profonde chaude du système apparaît donc constituée d'eau d'infiltration récente (quelques années voire une dizaine d'années tout au plus). Une autre hypothèse serait de considérer qu'il s'agit d'un mélange entre une eau ancienne (antérieure à 1950) et d'une eau d'infiltration récente. Ce résultat conduirait à rejeter l'hypothèse 5 émise précédemment lors de l'estimation des profondeurs de circulation (cf. § b) qui suppose aucun mélange entre les eaux profondes et les eaux superficielles lors de leur remontée. La profondeur maximale de circulation des eaux calculée précédemment est donc donnée à titre indicatif.

À l'avenir, il conviendra de montrer, en décomposant⁵ l'hydrogramme de crue à l'aide des informations « conductivité » et « température », si les périodes de récession sont assurées par les composantes profondes (chaudes) et superficielles. Les résultats que l'on obtiendra permettront de trancher entre autres, entre les deux hypothèses émises pour l'âge de l'eau.

d) Condition d'écoulement à l'étiage

La signature chimique des eaux au cours des périodes d'étiages permet d'accéder aux conditions d'écoulement des eaux au sein des systèmes karstiques (Bakalowicz 1979 ; Plagnes, 1997). Les pressions partielles en CO_2 ($p\text{CO}_2$) des eaux de la source de la Mouillère sont en moyenne de $1,37 \pm 0,46$ %. Cette valeur élevée suggère que les écoulements se produisent dans des réseaux karstiques en charge. Néanmoins, les valeurs importantes des indices de saturation de la calcite pour certaines dates (cf. ill. 30) et les faibles $p\text{CO}_2$ (< 1 %) correspondantes indiquent que l'écoulement des eaux peut se produire en partie à surface libre (les phénomènes de dégazage sont ainsi favorisés). Compte tenu de la configuration du site de la source de la Mouillère (les eaux s'écoulent à surface libre à proximité immédiate de l'exutoire), on ne peut pas exclure un dégazage dans la galerie de captage.

⁵ À l'aide du logiciel TEMPO. À ce stade de l'étude, ce travail ne peut pas être réalisé faute de chronique de température et de conductivité suffisamment longue.



9 : source du Verdoubie ; 10 : Gourg de l'Antre ; 17 : El de la Ponso ; 33 : perte Agly amont Gorges de Galamus ; 34 : source Col de Soul (gorges Calamus).

Illustration 31 - Différentes surfaces d'impluvium pour la source de la Mouillière.

En examinant l'évolution des teneurs en carbone minéral total dissous au cours des étiages on montre que le système n'est pas affecté par une source de CO₂ d'origine profonde. En effet, les teneurs en carbone minéral total dissous demeurent stables au cours des étiages (cf. ill. 30).

4.3. ÉVALUATION DE LA RESSOURCE

4.3.1. Bilan hydrologique et bassin 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.

Pour calculer les bilans hydrologiques, il convient dans un premier temps d'estimer la quantité de pluie précipitée sur l'impluvium.

Pour le système karstique de la Mouillère, des problèmes d'évaluation de la pluviométrie se posent en raison de l'altitude élevée de l'impluvium du bassin d'alimentation supposé (chaînon du Quéribus) par rapport aux altitudes des stations pluviométriques de Météo France (cf. § 3.).

Nous avons donc été amenés à utiliser une procédure particulière pour estimer la pluie et l'ETP de l'impluvium de la source de la Mouillère.

Nous avons délimité plusieurs bassins d'alimentation fictifs, correspondant aux calcaires affleurants du chaînon du Quéribus, à l'aide d'un Système d'information Géographique (SIG) (ill. 31), puis nous avons analysé ces surfaces à l'aide d'un Modèle numérique de terrain (MNT), afin d'obtenir des histogrammes d'altitude (ann. 1).

Sur la base des densités de probabilité de chaque classe d'altitude et des gradients altitudinaux de pluviométrie et de température, nous avons estimé les lames d'eau infiltrée suivant la méthode décrite en méthodologie dans le volume 1 (Dörfliger *et al.*, 2004, RP-52919-FR). Le bilan est réalisé au pas de temps annuel.

La pluviométrie sur les différents impluviums est comprise entre 801 et 973 mm (ill. 32). Les différentes ETP sont comprises entre 300 et 463 mm. Les lames d'eau efficaces correspondante sont comprises entre 502 et 510 mm.

Suivant l'encadrement du volume moyen écoulé à la source de la Mouillère, on constate que la surface 2 (3,1 km²) peut expliquer les volumes écoulés à la source de la Mouillère (1,47 millions de m³). Cette surface de bassin d'alimentation est similaire à celle estimée à l'aide du logiciel TEMPO (3,2 km²).

	aire (km ²)	ruissellement = 0 %			
		Pluie brute (mm)	ETP (Turc) (mm)	infiltration (mm)	volume infiltré (m ³)
surface 1	1,239	861	354	507	6,29.10 ⁵
surface 2	3,108	853	348	504	1,57.10 ⁶
surface 3	4,494	973	463	510	2,29.10 ⁶
surface 4	2,633	801	300	502	1,32.10 ⁶
surface 5	16,17	865	359	505	8,17.10 ⁶

Illustration 32 - Bilan annuel sur la base des calculs réalisés au pas de temps journalier suivant les surfaces définies en illustration 31.

4.3.2. Analyse des courbes de récessions

Au cours des cycles hydrologiques 2002-2003, deux périodes ont été retenues pour l'analyse des récessions : période du 10 mai au 09 octobre 2002 et du 1^{er} mars au 14 octobre 2003.

L'ajustement des courbes de récession suivant la méthode de Mangin (1970) a été ainsi réalisé sur ces deux périodes jugées significatives au cours de la période d'étude de la première phase du projet Corbières (2001-2003).

Les principaux résultats de l'ensemble des analyses des courbes de récession sont donnés au sein de l'illustration 33.

Date début récession	10/05/02	01/03/0		
date fin récession	09/10/02	14/10/03		
Débit (début récession) en m ³ /s	0,18	0,16		
Débit fin récession) en m ³ /s	0,03	0,01		
			moyenne	2σ
alpha (coef. tarissement)	0,00	0,005	0,0067	0,002
epsilon (coef. hétérogénéité)	0,055	0,040	0,047	0,01
Q Ro	0,07	0,03	0,053	0,02
ti (tps fin)	50	66	58	11
Q0 (débit de crue début récession)	0,18	0,16	0,2	0,0
q0 (débit d'infiltration à t = 0)	0,11	0,12	0,1	0,0
eta (vitesse moyenne d'infiltration)	0,02	0,01	0,018	0,003
volume dynamique (million de m3)	0,75	0,56	0,7	0,1
volume d'infiltration (million de m3)	0,14	0,21	0,18	0,05
paramètre i (retard à l'infiltration)	0,86	0,89	0,88	0,02
pouvoir régulateur	0,51	0,38	0,45	0,09

Illustration 33 - Paramètres des récessions pour la source de la Mouillère, déterminés par la méthode de Mangin.

Un exemple d'analyse de courbe de récession de la source de la Mouillère est présenté à l'illustration 34. La principale difficulté rencontrée dans cette analyse est liée au fait que l'on n'a pas de récession non influencée par les précipitations, notamment pour le cycle 2003 (ill. 34).

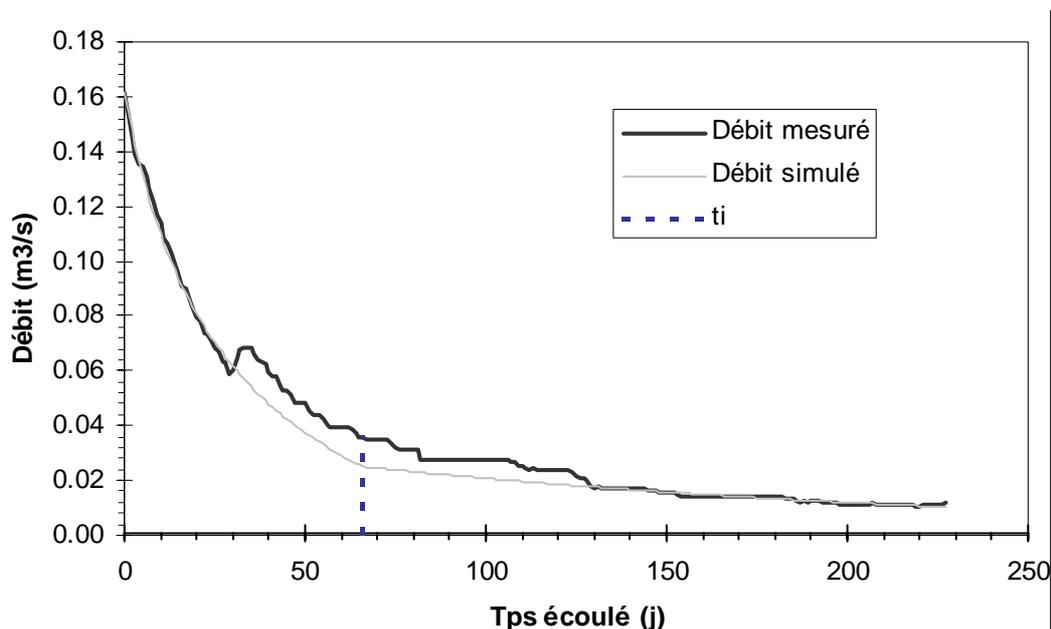
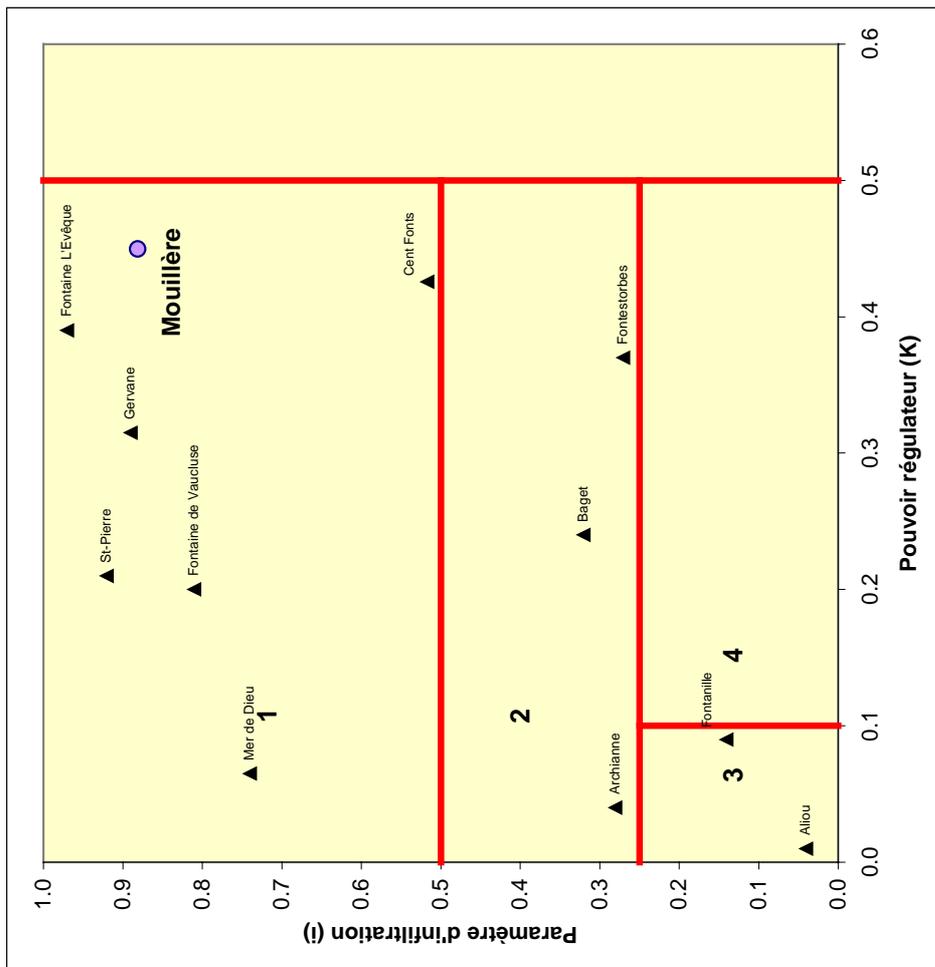


Illustration 34 - Analyse de la courbe de récession de la source de la Mouillère pour la période de l'année 2003.

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 58 jours (± 11) et les vitesses moyennes d'infiltration relativement faibles (0,018) 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 (0,0067) 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 (ill. 35). 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.



- 1: Systèmes complexes avec forts retards à l'alimentation
- 2: Systèmes plus karstifiés à l'amont qu'à l'aval avec des retards à l'alimentation.
- 3: Systèmes très karstifiés en aval, domaine des réseaux spéologues très développés.
- 4: Réseaux spéologues bien développés débouchant à l'aval sur un important karst noyé.

Illustration 35 - Position de la source de la Mouillère dans la classification de Mangin (1975).

L'infiltration s'exprime pendant longtemps (2 mois environ) et de manière progressive. Le système de la Mouillère est très inertiel. Les zones d'alimentation sont plus fissurées que karstifiées. La zone noyée présente un coefficient de tarissement faible ce qui traduirait un mauvais développement de la karstification au sein de la zone noyée. Faillat (1972) détermine pour les années 1917, 1918 (années qui ont fait l'objet de relevés) et 1970 des coefficients de tarissement α , ainsi que des volumes dynamiques du même ordre de grandeur que ceux obtenus dans cette étude : $\alpha = 0,013$ et V dynamique = $0,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Les débits minimums, maximums et moyens obtenus par Faillat (1972) sont de 7,5, 180 et 44 l/s.

4.4. CONCLUSIONS PRÉLIMINAIRES

Les principales caractéristiques fonctionnelles et les réserves mobilisables du système de la Mouillère ont été évaluées. Le système de la Mouillère présente une petite ressource ($Q_{\text{moyen}} = 45 \text{ l/s}$) et des dimensions réduites (de l'ordre de $3 \pm 1 \text{ km}^2$). Les débits mesurés sont compris entre 10 et 300 l/s.

D'un point de vue fonctionnel, le système karstique de la Mouillère ne semble pas présenter de réservoir épikarstique (① cf schéma conceptuel). Lors des crues, la réponse de l'eau d'infiltration est néanmoins rapide et est maximale moins de 2 jours après les pluies efficaces. Le transfert de l'eau d'infiltration dure plus de 2 mois, l'écoulement se produisant essentiellement à travers la zone non saturée du karst (③). Le système de la Mouillère est un système qui apparaît donc comme fissuré plutôt que karstifié.

Le système de la Mouillère présente une inertie importante, l'essentiel de l'écoulement semble assuré par de l'eau qui a transité par la zone noyée (②) de l'aquifère (chaude ; $T = 24^\circ$) et minéralisée ($C = 1\,600 \mu\text{S/cm}$). L'eau de la zone noyée est de type sulfaté calcique, les teneurs moyennes en sulfate et en calcium sont respectivement de 632 et 293 mg/l.

L'origine des sulfates est vraisemblablement à attribuer à la présence des écaillés de Trias visibles à l'affleurement au niveau du contrefort nord du chaînon de Quéribus et non aux circulations profondes des eaux.

En effet, le Trias en profondeur se situe à plus de 1 500 m, or la profondeur maximale atteinte par les eaux est estimée à 1 100 m. L'anomalie thermique de la source de la Mouillère en étiage (jusqu'à $24,5^\circ\text{C}$) résulte des circulations profondes.

Le système de la Mouillère possède une zone noyée peu karstifiée qui se vidange assez lentement compte tenu des coefficients faibles de tarissement. Le volume dynamique (estimateur par défaut des réserves) est de l'ordre de 0,7 millions de m^3 ce qui traduit des réserves modestes. Le pouvoir régulateur assez élevé (0,4) indique par ailleurs que le système peut accumuler des réserves.

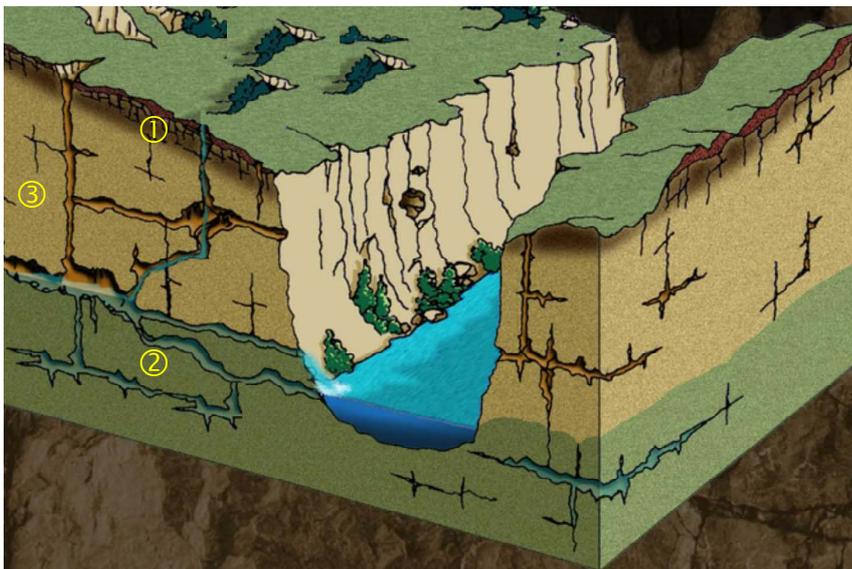


Schéma conceptuel :

- ① épikarst (réservoir temporaire). ② zone noyée.
③ zone non saturée en eau (siège de l'infiltration lente ou retardée).

En conclusion, le système karstique de la Mouillère présente une ressource peu importante (débit moyen = 46 l/s) et des réserves modestes, évaluées par défaut à 0,7 millions de m³. Ce système lunaire a une surface de bassin d'alimentation de l'ordre de 3 km². La présence de sulfates à des teneurs importantes (supérieures à la norme : 250 mg/l) pose le problème de l'exploitabilité de cette ressource. Compte tenu de l'origine des sulfates et du mécanisme de minéralisation identifié, la réalisation d'un forage au sein de la zone noyée ne permettra pas de s'affranchir du problème de sulfates.

La poursuite du suivi hydrologique de la source de la Mouillère permettra à l'avenir d'améliorer la connaissance sur le fonctionnement hydrogéologique de ce système. La précision de la superficie du bassin d'alimentation ainsi que l'évaluation des réserves pourra être réalisée par l'étude détaillée d'autres cycles hydrologiques. Une décomposition de l'hydrogramme à l'aide des chroniques de température et de conductivité permettra d'évaluer le rôle respectif, en terme de contribution, des eaux d'infiltration et des eaux de la zone noyée.

5. Système karstique de la Tirounère

5.1. CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La Tirounère est issue des carbonates qui forment le flanc nord du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet. Ce synclinal est situé au sein de la zone nord-pyrénéenne, il chevauche la zone sous-pyrénéenne (notamment le synclinal de Soulatgé), la semelle de glissement est triasique.

Ces carbonates sont datés du Lias au Crétacé inférieur, leur épaisseur est de l'ordre de 1 km. Ils sont limités à leur toit par les marnes albiennes

- **Anomalie de température et de conductivité**

En étiage, les eaux de la source montrent une anomalie de température (16,5 °C), et présentent une conductivité (1 050 $\mu\text{S}/\text{cm}$) supérieure à ce que l'on peut attendre d'une eau issue de formations calcaires exclusivement (présence de sulfates). L'anomalie de température doit provenir d'une circulation en profondeur, l'anomalie de conductivité d'une circulations sur des niveaux évaporitiques (Trias).

- **Structure du réservoir**

Tout le massif de la forêt des Fanges et du Roc Paradet semble impliqué dans l'impluvium de la Tirounère (ce massif correspond au prolongement vers l'ouest des carbonates qui forment les gorges de Galamus). Ce massif correspond au flanc nord du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet (ill. 36).

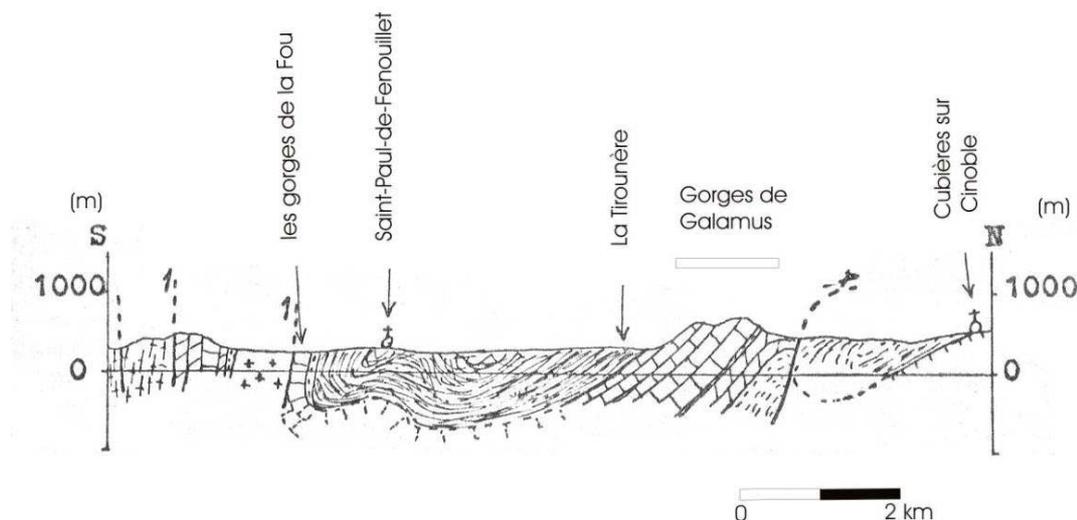


Illustration 36 - Situation de la Tirounère sur le flanc nord du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet (source : Faillat, 1972).

- **Le karst du massif des Fanges-Paradet (S. et B. Ournié, Spéléo n° 23)**

Tout le massif des Fanges-Paradet est recouvert d'une grande diversité de formes karstiques : lapies, dolines, vallées sèches. Près de 600 phénomènes karstiques ont été inventoriés, un des plus importants est « le Chtulhu Démoniaque ». Ce réseau se développe sur 16 000 m de galeries avec 300 m de dénivélé. L'entrée est une source temporaire dont les débits peuvent être impressionnants (jusqu'à 6 m³/s).

5.2. STRUCTURE ET FONCTIONNEMENT DU SYSTÈME

5.2.1. Analyse des débits classés

La chronique des débits journaliers analysée s'étend du 24 février 2002 au 12 novembre 2003, soit sur un total de 627 valeurs de débit journalier. Pour la période considérée, les débits, minimal et maximal, sont respectivement de 140 et 8 623 l/s. La moyenne des débits journaliers est de 974 l/s.

L'histogramme de la densité de probabilité est présenté à l'illustration 37. L'échantillon statistique « débit journalier » n'est pas ajustable à une loi log-normale, ni à aucune autre loi statistique « classique ». Ainsi, l'équation de la fonction de distribution des débits n'étant pas connue, les périodes de retour des crues exceptionnelles ne peuvent pas être déterminées. De plus, la longueur de la chronique ne permettrait pas d'estimer ce paramètre avec précision pour de longs temps de retour.

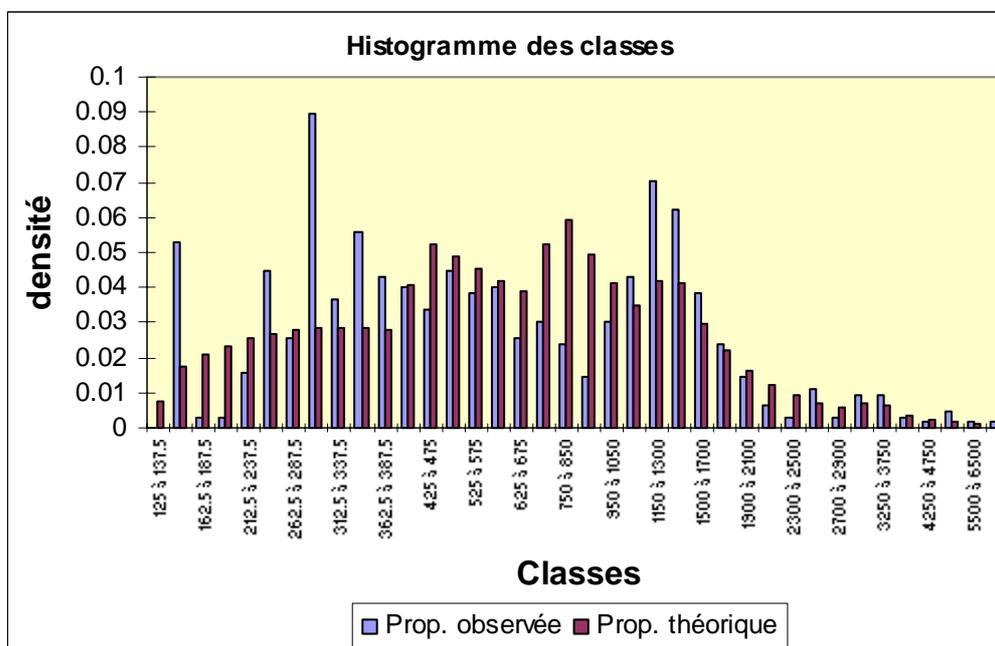


Illustration 37 - Densité de probabilité des débits de la source de la Tirounère, en fonction des classes de débit et ajustement suivant la loi normale.

L'illustration 38 représente le pourcentage de probabilité observée cumulée en fonction du logarithme du débit. On observe que la population se répartit selon 5 droites de pente différente, pour les gammes de débit compris entre 0 et 250 l/s, 250 et 350 l/s, 350 et 1 200 l/s, 1 200 et 2 000 l/s et supérieur à 2 000 l/s.

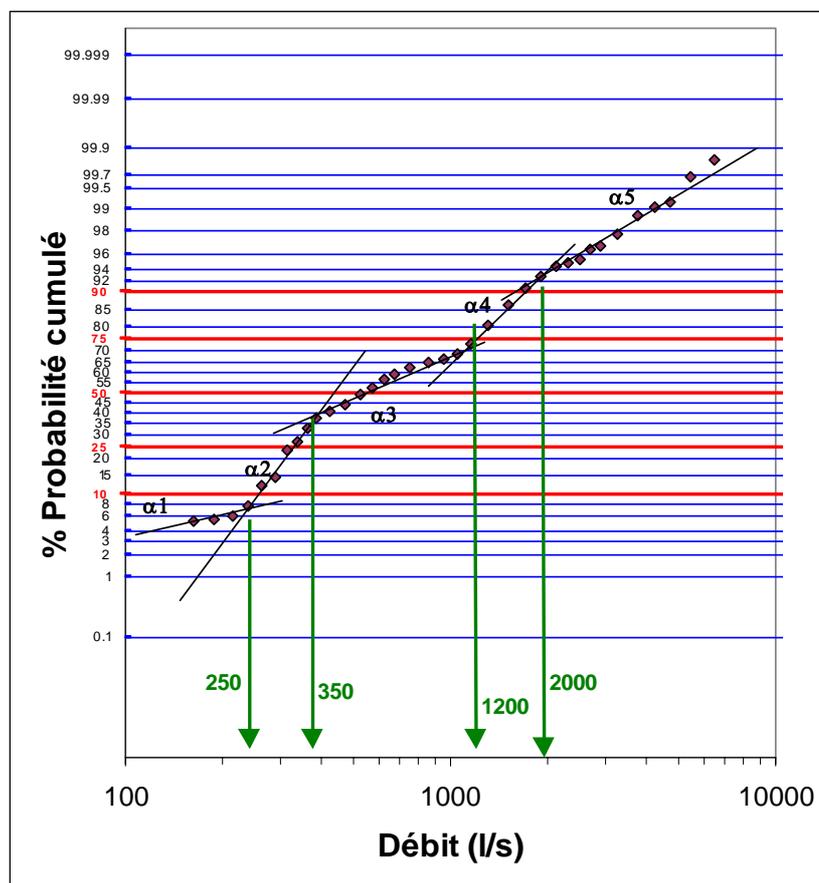


Illustration 38 - Droite représentative des débits classés pour la source de la Tirounère.

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 du diagramme, la droite représentative est affectée par une double rupture, interprétée selon la littérature (Marsaud, 1996) comme étant l'effet d'un piégeage d'une réserve lors de la décrue et la restitution au cours du tarissement. De plus, α_1 est plus petite qu' α_2 , ce qui peut signifier la constitution d'une réserve.

Dans la partie des forts pourcentages du diagramme de la droite représentative des débits classés, la succession des pentes α_3 , α_4 et α_5 peut traduire des apports en provenance d'un autre système. Mais également la 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 avec un $\alpha_3 < \alpha_4$. Les hauteurs d'eau maximales relevées peuvent être influencées par le niveau de la rivière l'Agly, elle-même en crue ; il faut rappeler qu'il existe une connexion hydraulique directe entre le plan d'eau où sont réalisées les mesures et le cours de l'Agly.

5.2.2. Analyse fonctionnelle du système karstique de la Tirounère

Dans le volume 2, nous avons montré que 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 permet d'identifier et de caractériser les processus de transfert responsables des variations observées.

Ce faisant, les mécanismes régissant le fonctionnement d'un hydrosystème peuvent être appréhendés. Ces mécanismes font intervenir la recharge, mais également la contribution des différentes composantes hydrogéologiques du système (zone noyée et épikarst par exemple).

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 sont estimées à partir de séries chronologiques : pluie, débit, niveau piézométrique, concentration de divers solutés, propriétés physico-chimiques du milieu.

a) Définition de la fonction « entrée »

Dans le but de caractériser la réponse impulsionnelle du système karstique de la Tirounère, il convient au préalable de caractériser la pluie précipitée sur le bassin d'alimentation de la source.

Les stations météorologiques considérées sont celles de Cucugnan, Fourtou, Linas et de Saint-Paul-de-Fenouillet. Aucune station météorologique n'est située sur le chaînon de Galamus, point haut de l'impluvium supposé de la source de la Tirounère.

Une analyse de la corrélation entre la pluie brute et le débit de la source de la Tirounère a été effectuée à l'aide du logiciel TEMPO au moyen de l'option de pondération des chroniques de pluie.

La meilleure corrélation pluie-débit (ill. 39) a été obtenue à l'aide des facteurs de pondération suivant :

$$\text{Pluie} = (0,35 \times P \text{ Cucugnan}) + (0,35 \times P \text{ Saint-Paul}) + (0,30 \times P \text{ Fourtou}) + (0 \times P \text{ Linas}) \quad (2)$$

La corrélation est maximale (0,47) pour un décalage de deux jours. Pour la période du 1^{er} mars 2001 au 15 octobre 2003 (588 jours), le cumul de pluie calculé à l'aide de l'équation précédente est de 1 335 mm, ce qui correspond à une pluviométrie annuelle de 829 mm.

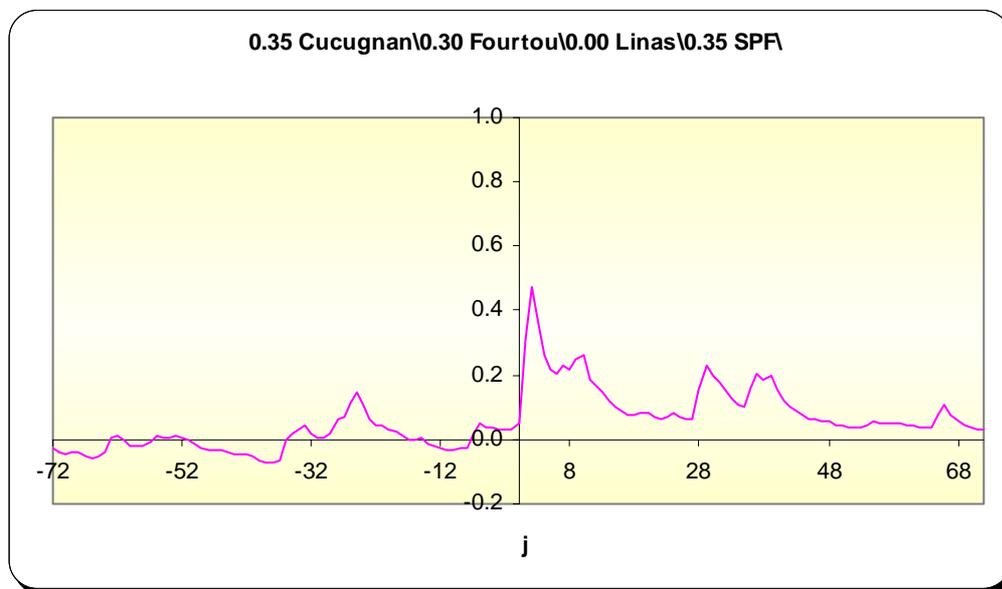


Illustration 39 - Corrélogramme croisé pluie-débit calculé à l'aide d'une combinaison linéaire des sites pluviométriques de Cucugnan, Fourtou, Linas et Saint-Paul-de-Fenouillet.

b) Calcul de la réponse impulsionnelle (pluie-débit)

La technique d'inversion consiste à calculer l'hydrogramme unitaire (ill. 40) et le seuil Oméga de pluie efficace (ill. 41), de telle sorte que le modèle soit le plus proche possible du débit observé (ill. 42). Ce seuil Oméga est estimé à partir de la pluie et de la température de l'air mesurée à Saint-Paul-de-Fenouillet (moyenne journalière sous abri) de telle façon que seule la hauteur de pluie située au-dessus de ce seuil génère un débit à l'exutoire.

Ce seuil, exprimé en millimètres de pluie, représente donc la reconstitution des réserves du « sol », suite à l'évapotranspiration. Il est calculé à partir d'une réponse impulsionnelle à la pluie et à la température de l'air (ill. 43), également obtenue par inversion.

Sur l'illustration 43, qui représente l'évolution temporelle de la fonction seuil Oméga et de la pluie du bassin d'alimentation, on remarque que seuls quelques épisodes de pluies sont efficaces vis-à-vis de la recharge. Il s'agit principalement des épisodes de pluies printanières. Au cours des périodes estivales, le seuil Oméga de pluie efficace est proche de 35 mm, valeur liée à la demande évapo-transpiratoire (ETP) de l'atmosphère.

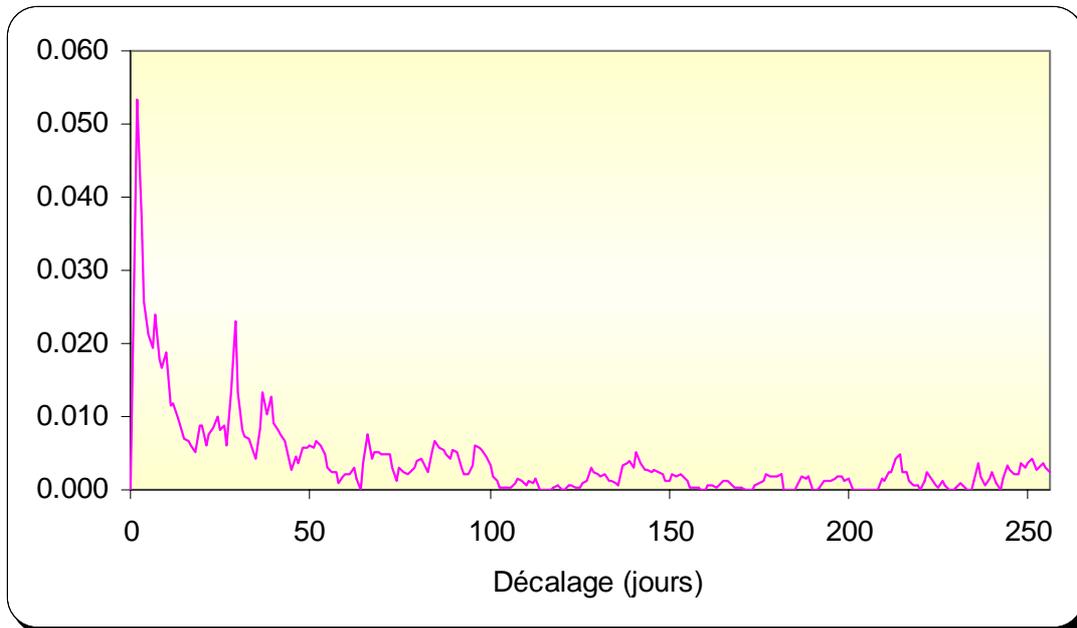


Illustration 40 - Calcul de l'hydrogramme unitaire normalisé de la source de la Tirounère.

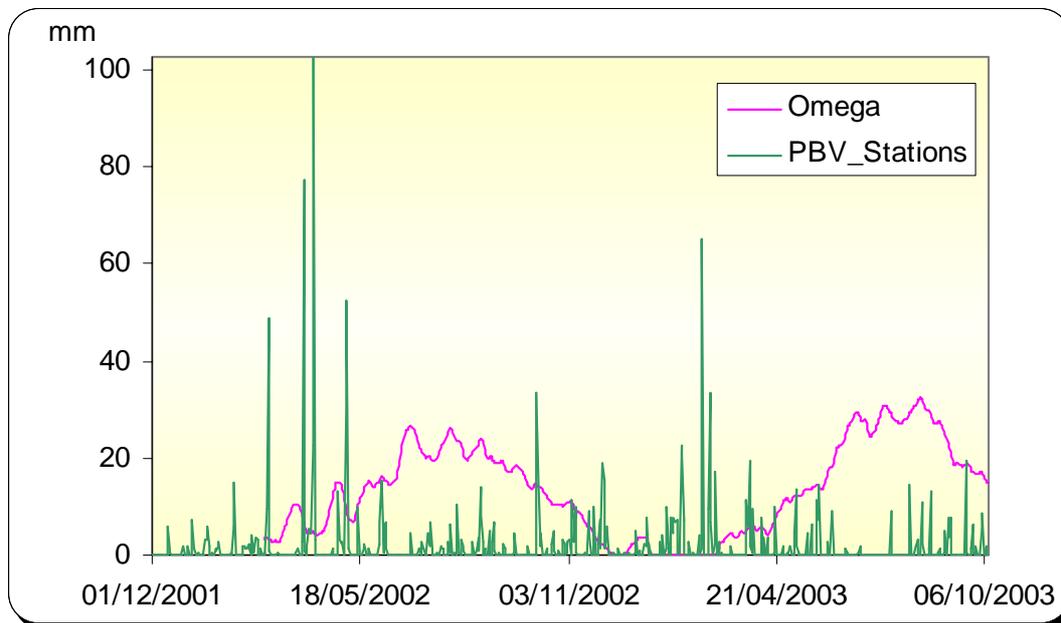


Illustration 41 - Évolution du seuil de pluie efficace Oméga et de la pluviométrie.

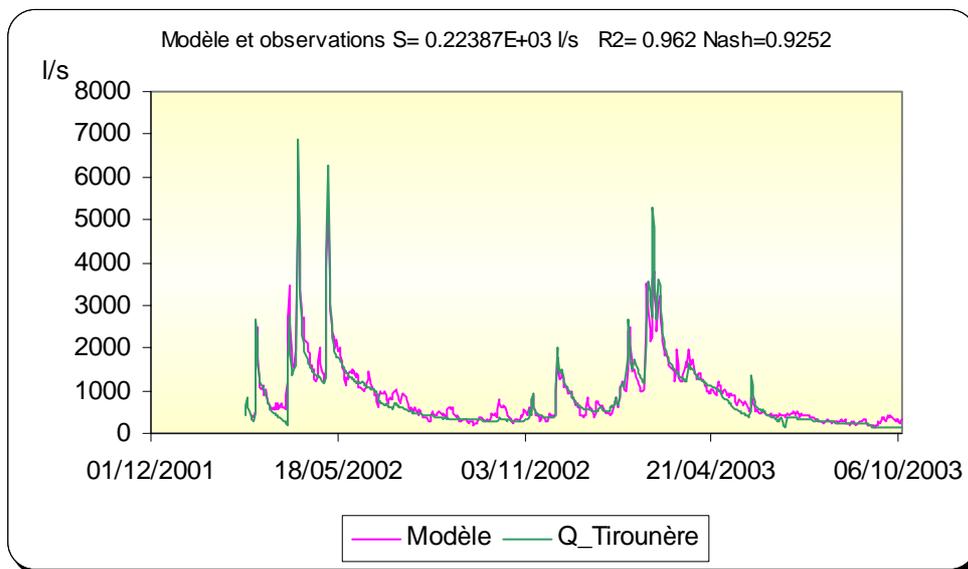


Illustration 42 - Comparaison du débit modélisé au débit mesuré à la source de la Tirounère : écart-type = 224 l/s (96 % de la variance totale expliquée, Nash = 0,925).

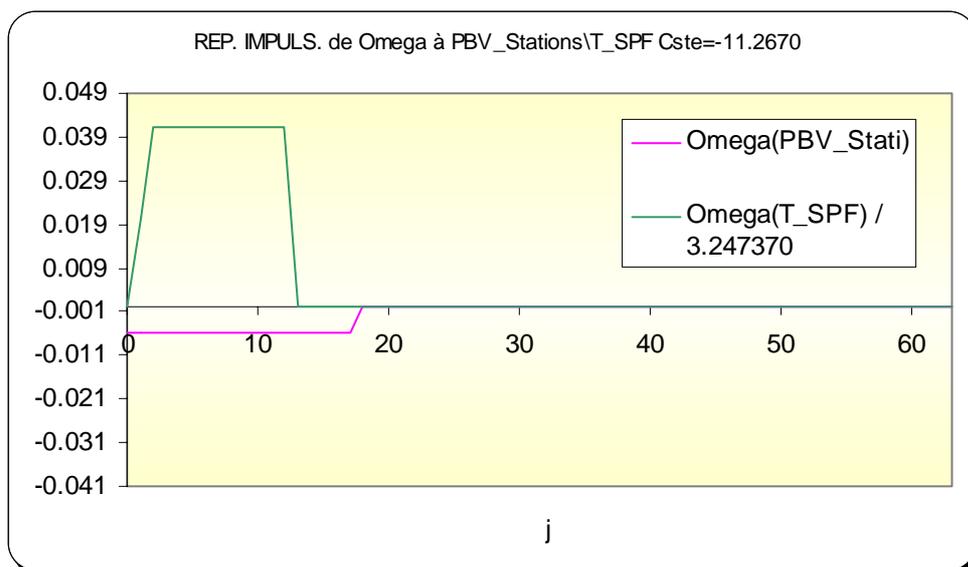


Illustration 43 - Réponse impulsionnelle d'Oméga à la pluie et à l'ETP.

En été, on peut donc observer une réponse des aquifères karstiques aux épisodes de pluies dès lors que la quantité de pluie est supérieure à 35 mm. À l'inverse, au cours des périodes hivernales, la demande évapo-transpiratoire est faible (quelques millimètres), ce qui, d'un point de vue hydrologique, signifie que les épisodes de pluies de faible importance peuvent entraîner une réponse plus ou moins marquée du système aquifère. Pour la période du 1^{er} mars 2001 au 15 octobre 2003 (588 jours), le cumul de pluie efficace est estimé à 671 mm, soit une pluie efficace annuelle de 417 mm.

Les résultats de la modélisation sont présentés à l'illustration 42. Le modèle permet de reproduire très fidèlement 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. 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 Tirounère. La réponse impulsionnelle de la recharge montre un maximum très prononcé le 2^e jour, puis décroît rapidement jusqu'à ce que le décalage atteigne 18 jours environ, puis faiblement de manière plus ou moins exponentielle pendant plus de 200 jours.

L'allure de l'hydrogramme unitaire de la Tirounère évoque la recharge, puis la vidange de deux réservoirs dont le temps de régulation est de l'ordre de 10-15 jours pour le premier et beaucoup plus important pour le second (la réponse impulsionnelle ne peut être calculée au-delà de 250 jours, car la fenêtre d'observation ne couvre que 1,6 cycles hydrologiques). L'allure de l'hydrogramme unitaire suggère la présence d'un réservoir épikarstique. Le temps de transit moyen de l'eau est estimé à 64 jours, ce qui permet de qualifier ce système d'un système inertiel.

Les résultats de cette simulation ont été obtenus à l'aide des paramètres suivants :

- contribution de la pluie à la pluie efficace = 50 % ;
- surface de bassin d'alimentation = 64 km².

Le calcul du bilan est fait en considérant un ruissellement nul à l'échelle de l'impluvium ou négligeable. 100 % de la pluie efficace s'infiltré.

Signalons que nous avons procédé à d'autres tests afin d'intégrer l'effet d'une sous-estimation de la quantité de pluie efficace infiltrée sur le bassin d'alimentation en raison du gradient altitudinal (cf. § 3.2.2.).

Pour la chronique de pluie calculée précédemment (cf. équation 2, § a)) multipliée par un coefficient correcteur (1,25 = 25 % de pluie en plus sur le bassin d'alimentation), l'allure des réponses impulsionnelles demeure inchangée, mais le bassin d'alimentation est plus réduit (surface du bassin d'alimentation = 51 km²). Pour des coefficients correcteurs supérieurs à 1,25, les résultats des modélisations se détériorent.

Compte tenu des incertitudes qui pèsent sur les quantités de pluie précipitées sur le bassin d'alimentation de la Tirounère, on estime que la surface du bassin d'alimentation du système karstique est comprise entre 50 et 65 km².

5.2.3. Modélisation inverse des variations temporelles de la température et de la conductivité du système karstique de la Tirounère

a) Démarche adoptée et données utilisées

L'objectif de cette étude est d'utiliser une technique de séparation des hydrogrammes qui a été développée récemment (Pinault *et al.*, 2001). Cette méthode repose sur l'analyse

des processus linéaires et non linéaires (effet de chasse) et sur la reconstruction de la composante linéaire de l'hydrogramme unitaire à partir d'une combinaison des fonctions de transfert chimiques (flux de Ca et Mg par exemple), représentant respectivement la composante événementielle et pré-événementielle.

Les eaux du système karstique de la Tirounère sont caractérisées par d'importantes variations de minéralisation et de température, comme on peut le constater sur l'illustration 44. Ces propriétés sont utilisées pour séparer les composantes de l'hydrogramme de la source de la Tirounère.

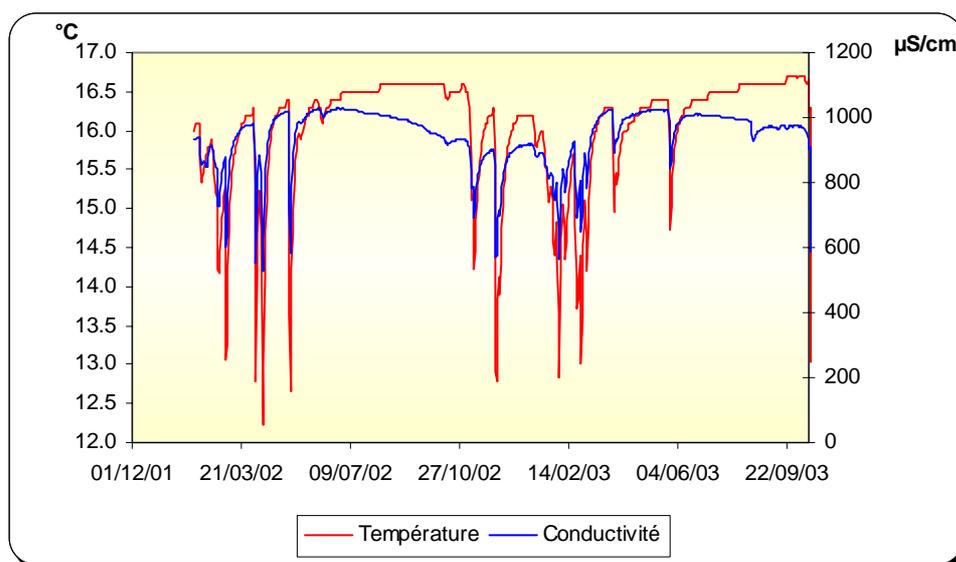


Illustration 44 - Évolution temporelle de la température et de la conductivité de l'eau de la source de la Tirounère.

Dans l'approche utilisée, la chronique de température permet de caractériser la composante pré-événementielle, c'est-à-dire la composante profonde (chaude et minéralisée) du système. La conductivité a été utilisée, après normalisation, pour caractériser la composante événementielle, c'est-à-dire la composante liée à l'infiltration par les pluies efficaces. La variable « conductivité normalisée » a été définie de la manière suivante :

$$C_{\text{normalisée}} = \text{cste} - C_{\text{sce}}$$

Avec C_{sce} , la conductivité mesurée à la source de la Tirounère, et $\text{cste} = 1\,050 \mu\text{S}/\text{cm}$, valeur de conductivité la plus importante mesurée au niveau de la source. En procédant à cette normalisation, on dispose ainsi de deux variables qui évoluent de manière opposée au cours du temps (ill. 45).

La composante événementielle permet de caractériser les eaux d'infiltration, tandis que la composante pré-événementielle permet de caractériser l'eau de la zone noyée.

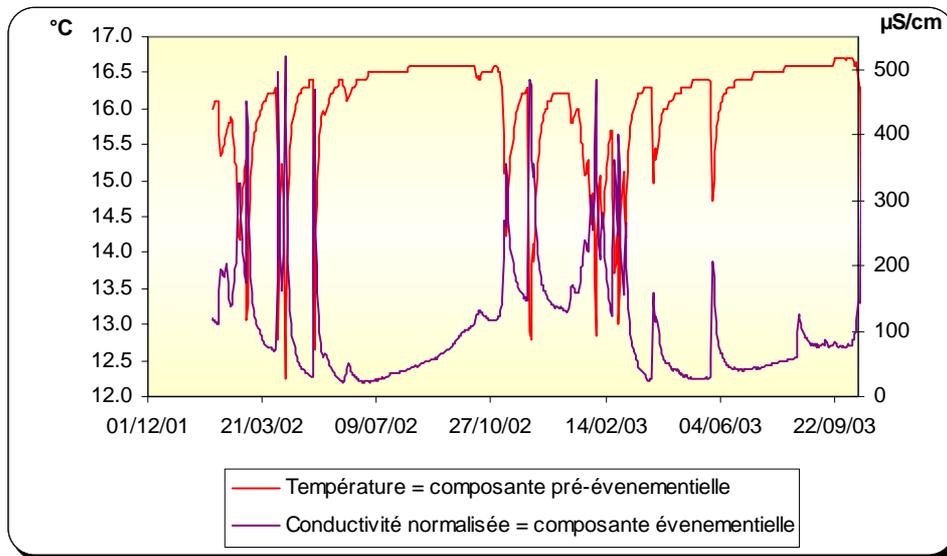


Illustration 45 - Évolution temporelle des variables caractérisant les composantes événementielle et pré-événementielle de l'écoulement.

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. L'étude a porté sur les données enregistrées et mesurées entre le 1^{er} mars 2002 et le 15 octobre 2003.

Pour décomposer l'hydrogramme, on calcule dans un premier temps, les flux d'eau associés aux composantes événementielle et pré-événementielle 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 illustrations 46 et 47.

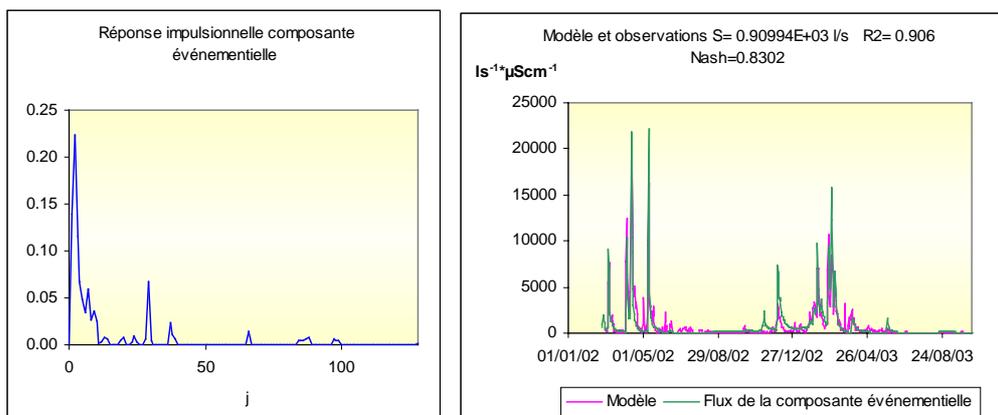


Illustration 46 - Réponse impulsionnelle de la composante événementielle de la source de la Tirounère et comparaison du flux modélisé au flux mesuré.

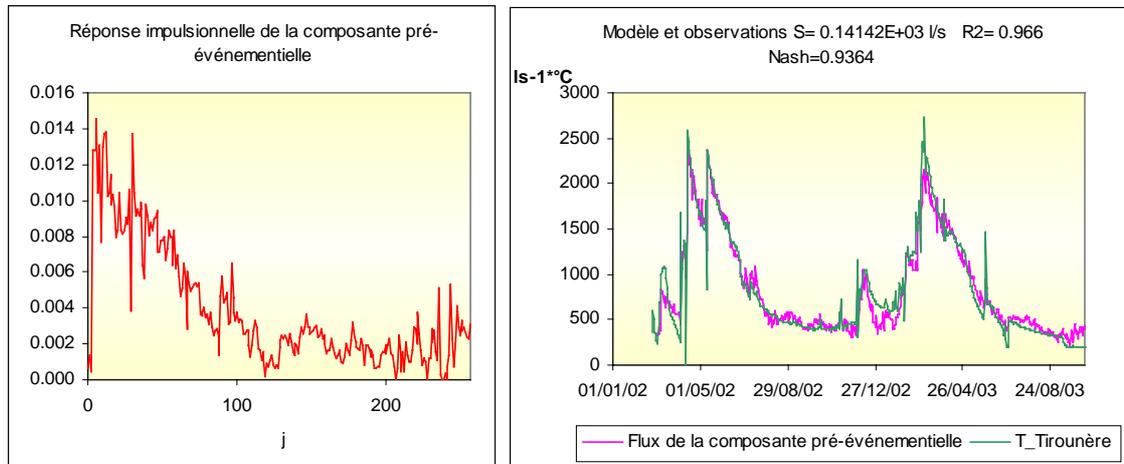


Illustration 47 - Réponse impulsionnelle de la composante pré-événementielle de la source de la Tirounère et comparaison du flux modélisé au flux mesuré.

Dans un second temps, on cherche à reconstruire l'hydrogramme unitaire à partir d'une combinaison linéaire des réponses impulsionnelles des flux pré-événementiel et événementiel. La reconstruction de l'hydrogramme unitaire (ill. 48), à partir des deux composantes (ill. 49) valide *a posteriori* le modèle postulant que les variables « température normalisée » et teneur en chlorure sont respectivement les traceurs de l'eau événementielle et pré-événementielle.

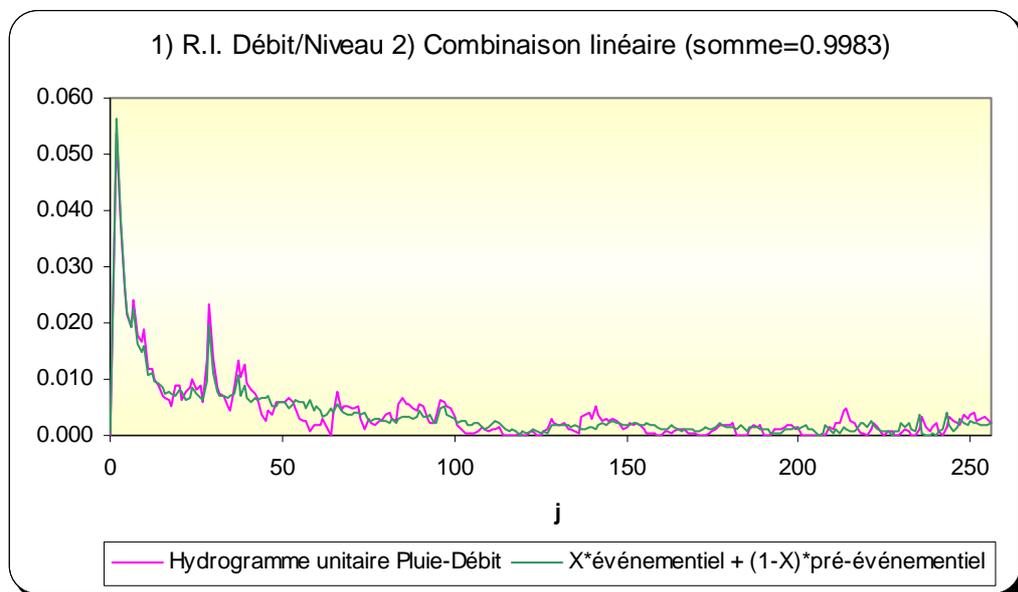


Illustration 48 - Reconstruction de l'hydrogramme unitaire à partir d'une combinaison linéaire des réponses impulsionnelles événementielle (conductivité normalisée) et pré-événementielle (température) : somme = 0,998.

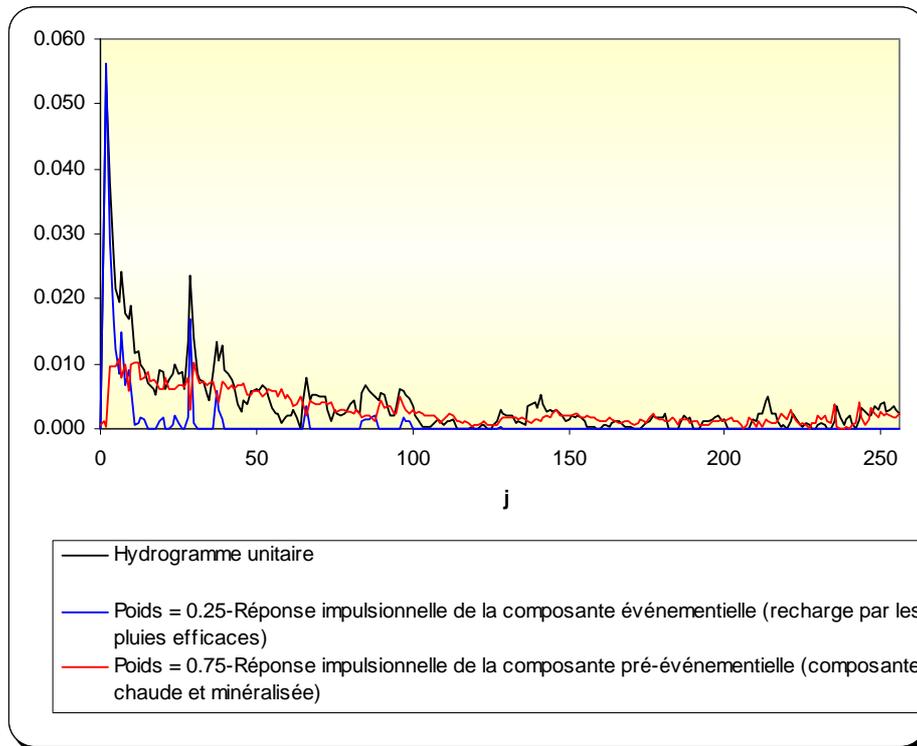


Illustration 49 - Réponses impulsionnelles du débit de la Tirounère, du flux événementiel (déterminé par la conductivité) et du flux pré-événementiel (déterminé par la température).

Les poids des deux composantes événementielle et pré-événementielle sont respectivement de 0,25 (recharge par la pluie efficace) et 75 % (composante profonde chaude et minéralisée). Ces poids représentent la contribution moyenne des deux modes de transfert.

Ils montrent que l'essentiel du débit de la source de la Tirounère (75 %) résulte de la contribution profonde du système, l'eau d'infiltration issue de la vidange du réservoir, froide et peu minéralisée (réservoir épikarstique), ne représentant que 25 % du débit (ill. 49).

Les caractéristiques hydrogéologiques des deux composantes de l'écoulement calculé à partir des hydrogrammes unitaires sont :

- **Composante événementielle** : temps de transit moyen de 13 jours (durée d'influence du réservoir épikarstique). Le transit de l'eau d'infiltration rapide vers l'exutoire est maximal deux jours après la pluie et contribue jusqu'à près de 80 % au débit de crue de la source. Au bout de 13 jours, son influence en terme de mélange est pratiquement nulle. L'eau de cette composante est moins minéralisée et plus froide que celle de la zone noyée. Le temps de transit moyen de la composante événementielle (13 jours) est à rapprocher de la valeur du temps d'infiltration estimé à partir de l'analyse des courbes de récessions 11 jours (± 6) (cf. § 5.3.2.). La

contribution moyenne de l'eau d'infiltration rapide à l'écoulement total de la source est de l'ordre de 25 %.

- **Composante pré-événementielle** : temps de transit moyen de 81 jours, la zone noyée du système karstique de la Tirounère est très inertielle. En moyenne, 75 % de l'eau circule à travers la zone noyée avant de sortir à la source. En réponse à un événement pluvieux efficace, le débit de la composante pré-événementielle est maximal au bout de 12 jours. La réponse impulsionnelle de la composante pré-événementielle permet de décrire les fonctionnements respectifs de l'infiltration lente (ou retardée) correspondant à l'écoulement d'eaux de la zone non saturée la zone saturée vers la zone noyée et de la dynamique de vidange de la zone noyée. Cette étude permet de montrer que l'essentiel du débit de la source est assuré par la vidange de la zone noyée du système lors des étiages (ill. 50).

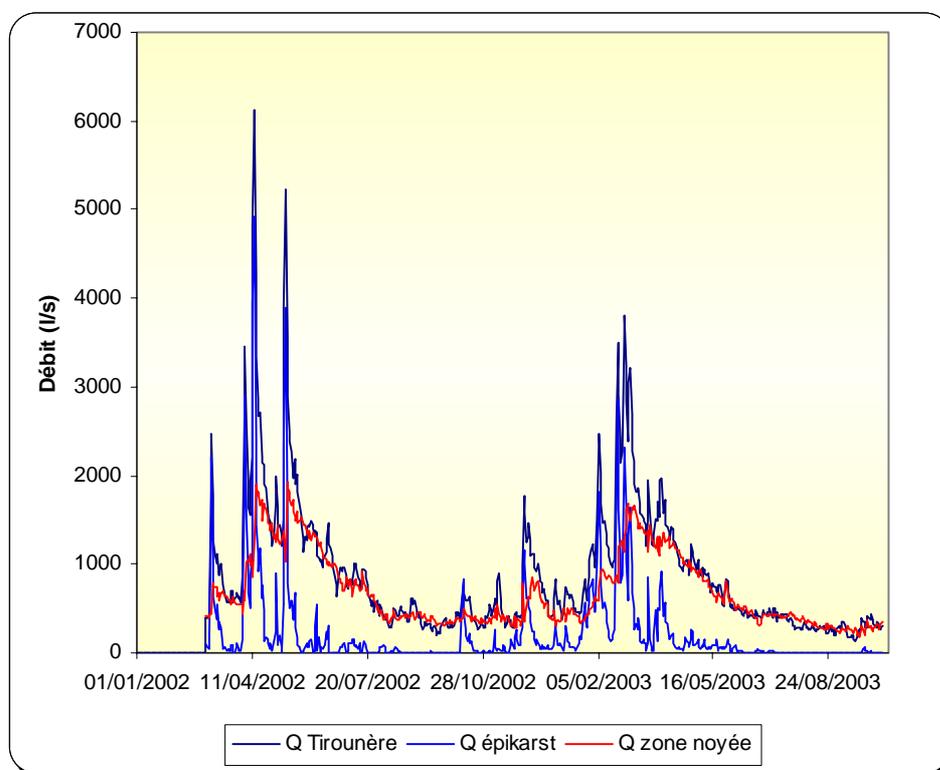


Illustration 50 - Décomposition des différentes composantes de l'hydrogramme de la Tirounère : 25 % d'eau d'infiltration issue du réservoir peu minéralisée (épikarst) et 75 % d'eau profonde chaude et minéralisée de la zone noyée.

5.2.4. Interprétation des analyses hydrochimiques

Afin d'améliorer notre connaissance sur le fonctionnement hydrogéologique du système karstique de la Tirounère, un suivi géochimique a été réalisé au niveau de la source au cours de l'année 2002 essentiellement. Deux crues ont été partiellement échantillonnées, soit un total de neuf échantillons (ill. 51).

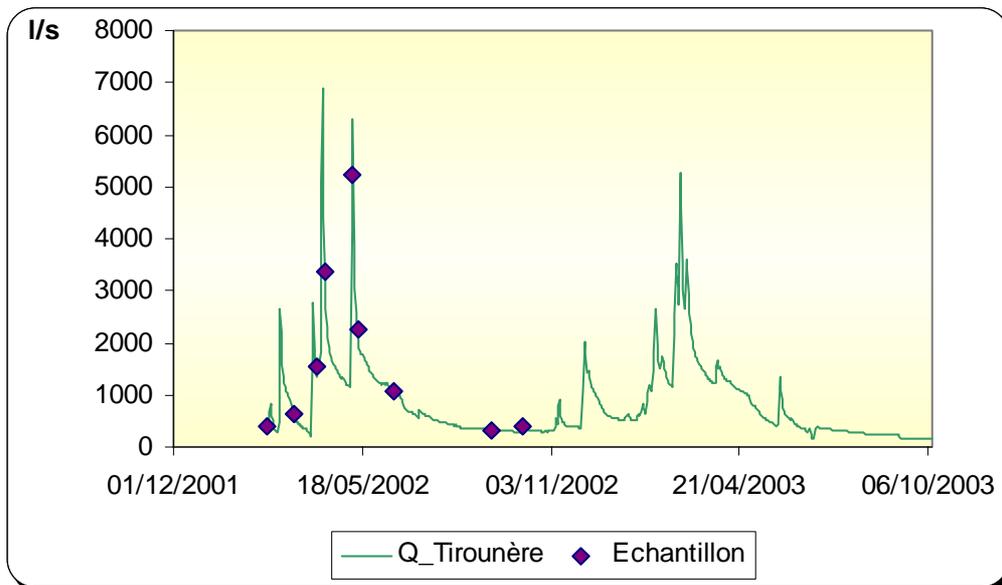


Illustration 51 - Évolution des débits de la source de la Tirounère lors du suivi géochimique (2002).

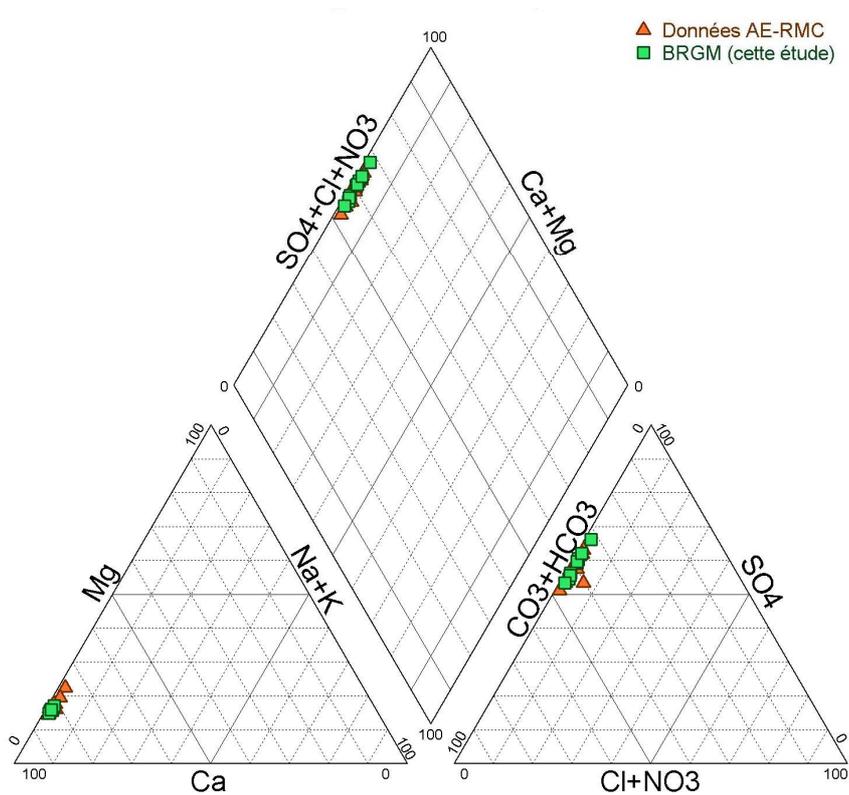


Illustration 52 - Diagramme de Piper de la source de la Tirounère.

Les problématiques qui ont été abordées à l'aide de l'approche géochimique sont les suivantes :

- Origine de la minéralisation des eaux de la Tirounère ?
- Les formations du Trias jouent-elles un rôle dans cette minéralisation ?
- Rôle joué par l'épikarst ?

Les eaux de la source de la Tirounère sont de type sulfaté calcique (ill. 52). Les moyennes en sulfate et en calcium sont respectivement de 301 et 180 mg/l (cf. ill. 57 du volume 1, Dorfliger *et al.*, 2004 RP-52918-FR).

a) Origine de la minéralisation des eaux de la source

Dans le diagramme SO_4 vs Ca (cf. ill. 28), on montre que les eaux de la source de la Tirounère tendent à évoluer vers les signatures des eaux du Trias définies à l'aide des échantillons Ventenac (Ladouche *et al.*, 2000), Fouradade et Paziols. Les eaux des sources de la Tirounère apparaissent moins minéralisées en sulfate et calcium que celle de la source de la Mouillère. Les eaux de la Tirounère ont interagi avec l'encaissant géologique et se sont chargées en calcium et en sulfate au contact avec des évaporites (gypse, anhydrite).

Les résultats isotopiques du strontium valident ces résultats (cf. ill. 29). Dans le contexte géologique local, on rencontre les formations des évaporites du Trias à la base des formations carbonatées, cette formation ayant joué le rôle de semelle de décollement lors de la mise en place de la nappe charriée des Corbières et également, à l'affleurement, au niveau du contrefort nord du chaînon de Galamus.

Il convient maintenant de répondre à la question suivante : l'origine des sulfates est-elle liée aux circulations profondes des eaux au sein du système karstique ou à la présence des écaillés de Trias visibles à l'affleurement au niveau des contreforts du chaînon de Galamus ? Pour répondre à cette interrogation, il faut chercher à estimer les profondeurs maximales atteintes par les eaux au sein du système.

b) Estimation de la profondeur de circulation des eaux à l'aide du géothermomètre silice et évaluation du temps de résidence de l'eau provenant de la zone noyée

Nous avons déjà souligné que les eaux de la source de la Tirounère présentent une anomalie de température significative (+ 3 °C par rapport aux valeurs des températures attendues pour les eaux souterraines du secteur d'étude : + 14 °C). Ces résultats traduisent la participation d'eau profonde à l'écoulement de la source karstique de la Tirounère.

Pour estimer les profondeurs de circulation des eaux en rapport avec les niveaux géologiques rencontrés, il faut estimer les températures « profondes ». En effet, les températures mesurées au niveau des sources ne reflètent pas celle de l'eau en profondeur, car la température des eaux diminue plus ou moins rapidement lors de leur remontée vers la surface, par échange thermique avec l'encaissant.

L'évaluation des températures profondes, et donc des profondeurs de circulation atteintes par les eaux, peut être abordée par l'utilisation de géothermomètres. Les calculs sont basés sur les équilibres chimiques, qui sont thermo-dépendants. Les températures calculées sont à considérer comme les températures maximales atteintes par l'eau en profondeur.

Afin de limiter les erreurs d'interprétation, il faut veiller à ce que les conditions suivantes soient vérifiées (Fournier, 1977) :

- les réactions thermo-dépendantes se produisent en profondeur ;
- les éléments utilisés en tant que géothermomètre se trouvent dans les formations géologiques traversées par l'eau ;
- le temps de séjour de l'eau est suffisamment long pour que les réactions, thermodynamiques se produisent ;
- la remontée de l'eau vers la surface est rapide afin d'éviter les rééquilibrations ;
- il ne faut pas qu'il se produise de mélange avec des eaux superficielles lors de la remontée des eaux profondes.

En contexte sédimentaire, le géothermomètre à silice⁶ peut être utilisé, car les différentes formes de silice (quartz, calcédoine) sont présentes, en quantités variables, dans les formations géologiques. Toutes les formes de silice sont solubles dans l'eau, la solubilité de la silice contenue dans les roches étant principalement fonction de la température (à pH constant). Les réactions sont difficilement réversibles dans le cas des solutions sursaturées ; ainsi les courbes de saturation peuvent être utilisées pour estimer de manière relativement fiable, la température maximale atteinte par l'eau dans le réservoir.

L'emploi du géothermomètre à silice repose sur un certain nombre d'hypothèses contraignantes (3, 4, 5) qu'il convient de vérifier :

- **Hypothèse 3 : « le temps de séjour de l'eau est suffisamment long pour que les réactions thermodynamiques se produisent ».** Pour vérifier cette hypothèse, on peut calculer l'indice de saturation du minéral. En période d'étiage, les indices de saturation des eaux vis-à-vis du quartz sont proches de 0 voire très légèrement supérieurs (jusqu'à 0,16), ce qui indique que les eaux sont à l'équilibre ou très légèrement sursaturées vis-à-vis du minéral. Pour atteindre cet état thermodynamique, les eaux ont donc résidé suffisamment longtemps au sein de l'aquifère. L'hypothèse 3 est vérifiée.
- **Hypothèse 4 : « la remontée de l'eau vers la surface est rapide afin d'éviter les ré-équilibrations ».** En contexte karstique, les vitesses d'écoulement sont rapides : de l'ordre du mètre à la dizaine de mètres par heure. L'hypothèse 4 est considérée vérifiée pour le système karstique de la Tirounère.

⁶ L'utilisation du géothermomètre à silice est basée sur l'équilibre thermodynamique suivant :



- **Hypothèse 5 : « il ne faut pas qu'il se produise de mélange avec les eaux superficielles lors de la remontée des eaux profondes ».** Cette hypothèse est la plus difficile à respecter pour ce système karstique. En effet, on ne peut pas exclure la possibilité qu'un mélange se produise entre les eaux profondes chaudes et les eaux superficielles plus froides lors de la remontée des eaux. Afin de minimiser, l'impact du mélange, il convient de s'intéresser aux résultats des analyses des périodes de basses eaux, périodes pour lesquelles on suppose que la contribution des eaux superficielles froides devient très faible voir négligeable. C'est en effet au cours des périodes d'étiages que la température de la source est la plus élevée.

Sur la base des teneurs en silice mesurées au niveau de la source lors des périodes d'étiage ($\text{CSiO}_2 = 7,7 \text{ mg/l}$), la température maximale atteinte par l'eau dans le réservoir serait d'environ $31 \text{ }^\circ\text{C}$.

La détermination des profondeurs maximales de circulation des eaux au sein de l'aquifère nécessite la connaissance de la température moyenne annuelle de la zone d'étude (T_m), du gradient géothermique local (G_g) et de la température profonde calculée par le géothermomètre (T_g) :

$$P_m = (T_g - T_m) / G_g.$$

Sur la base du gradient géothermique moyen de la zone d'étude (estimé à 37.5 et $45 \text{ }^\circ\text{C/km}$, GEOTHERMA⁷) et la température annuelle de la zone d'étude à $14 \text{ }^\circ\text{C}$, la profondeur maximale de circulation des eaux au sein du système karstique serait comprise entre 370 et 450 m de profondeur sous le niveau de la source.

Compte tenu de cette estimation de la profondeur de circulation des eaux et de la connaissance géologique du secteur, il apparaît peu probable que les sulfates de la source de la Tirounère soient liés à la composante « circulation profonde ».

En effet, le Trias en profondeur se situe à plus de $1\ 500 \text{ m}$, tandis que la profondeur maximale atteinte par les eaux est de 450 m environ. Les sulfates de la source de la Tirounère sont donc vraisemblablement à rattacher aux écailles de Trias qui se trouvent à l'affleurement au niveau du contrefort nord du chaînon de Galamus.

Un autre argument géochimique conforte cette hypothèse. Il se base sur les indices de saturation des eaux vis-à-vis du gypse. Les eaux sont légèrement sous-saturées vis-à-vis du gypse (ill. 53), ce qui témoigne que seule une partie des eaux alimentant l'aquifère serait en contact avec les évaporites ou d'un temps de contact insuffisamment long pour obtenir l'équilibre vis-à-vis du minéral ($IS = 0$).

Cette configuration est plus probable dans l'hypothèse d'un contact avec les écailles d'évaporite que l'on retrouve à l'affleurement.

⁷ GEOTHERMA : Étude de synthèse du potentiel géothermique du littoral méditerranéen de Marseille à Perpignan (1981-1982) ; univ. Bordeaux III.

Date	22/02/2002	19/03/2002	09/04/2002	15/04/2002	10/05/2002	15/05/2002	16/06/2002	11/09/2002	09/10/2002
IS Quartz	0,16	0,04	0,05	0,18	0,24	0,16	0,19	0,20	0,22
IS Gypse	- 1,00	- 0,91	- 0,91	- 0,96	- 0,84	- 0,95	- 0,83	- 0,84	- 0,80
IS Calcite	- 0,16	0,68	- 0,08	0,27	0,35	0,04	0,43	0,24	0,24
pCO ₂ %	1,48	0,27	1,48	0,68	0,65	1,38	0,76	0,60	0,91
CMTD mmol/l	3,95	3,87	4,33	4,02	4,18	4,51	4,45	3,36	4,08

Illustration 53 - Carbone minéral total dissous (CMTD), pCO₂ et indices de saturation des eaux vis-à-vis de la calcite, du quartz et du gypse.

c) Condition d'écoulement à l'étiage

La signature chimique des eaux au cours des périodes d'étiages permet d'accéder aux conditions d'écoulement des eaux au sein des systèmes karstiques (Bakalowicz, 1979 ; Plagnes, 1997). Les pressions partielles en CO₂ (pCO₂) des eaux de la source de la sont très variables et comprises entre 0,27 et 1,48 % (moyenne de 0,91 ± 0,43 % (cf. ill. 53).

Les valeurs importantes des indices de saturation de la calcite (IS > 0, sursaturés vis-à-vis de la calcite) en périodes de moyenne et basse eaux corrélées à de faibles pCO₂ (< 0,8 %) indiquent que l'écoulement des eaux se produit en partie à surface libre (les phénomènes de dégazage sont ainsi favorisés).

La stabilité des teneurs en carbone organique dissous en étiage indique que le système n'est pas affecté par une source de CO₂ d'origine profonde.

5.3. ÉVALUATION DE LA RESSOURCE

5.3.1. Bilan hydrologique et bassin 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.

Pour calculer les bilans hydrologiques, il convient dans un premier temps d'estimer la quantité de pluie précipitée sur l'impluvium. Pour le système karstique de la Tirounère, des problèmes d'évaluation de la pluviométrie se posent en raison de l'altitude élevée de l'impluvium du bassin d'alimentation supposé (chaînon de Galamus) par rapport aux altitudes des stations pluviométriques de Météo France (cf. § 3.). Nous avons donc été amenés à utiliser une procédure particulière pour estimer la pluie et l'ETP de l'impluvium de la source de la Tirounère.

Nous avons délimité plusieurs bassins d'alimentation fictifs à l'aide d'un Système d'Information Géographique (SIG) (ann. 2), puis nous avons analysé ces surfaces à l'aide d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT), afin d'obtenir des histogrammes d'altitude. Sur la base des densités de probabilité de chaque classe d'altitude et des gradients altitudinaux de pluviométrie et de température, nous avons estimé les lames d'eau infiltrée suivant la méthode décrite en méthodologie dans le volume 1 (Dörfliger *et al.*, 2004, RP-52918-FR). Le bilan est réalisé au pas de temps annuel.

La pluviométrie sur l'impluvium des calcaires affleurants du chaînon de Galamus est estimée à 1 025 mm ; l'ETP à 511 mm. La lame d'eau efficace vis-à-vis de la recharge est estimée à 515 mm.

Suivant l'encadrement du volume moyen écoulé à la source de la Tirounère (27 millions de m³ ± 3), on détermine la surface correspondante du bassin d'alimentation de la source. La surface du bassin d'alimentation apparaît comprise entre 48 et 58 km², valeur du même ordre de grandeur que celle estimée à l'aide du logiciel TEMPO (comprise entre 50 et 64 km²).

La surface de 53 ± 5 km² (débit moyen annuel : 27 millions de m³) est proposée comme surface d'alimentation de la source de la Tirounère. Un essai de représentation du bassin d'alimentation du système de la Tirounère est reporté sur l'illustration 54.

5.3.2. Analyse des courbes de récessions

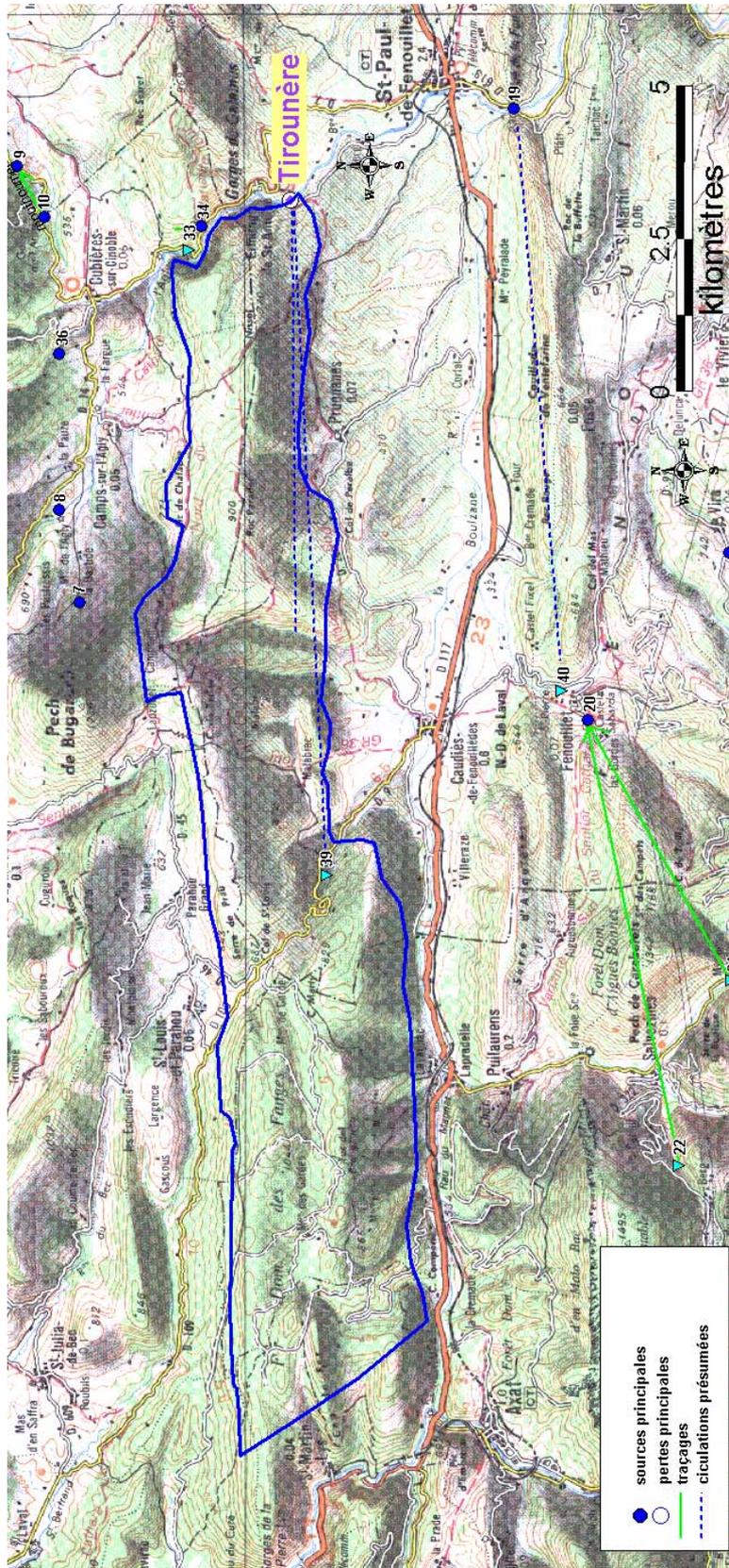
Au cours des cycles hydrologiques 2002-2003, deux périodes ont été retenues pour l'analyse des récessions : période du 10 mai au 9 octobre 2002 et du 27 février au 13 octobre 2003. L'ajustement des courbes de récession suivant la méthode de Mangin (1970) a été ainsi réalisée sur deux périodes jugées significatives au cours de la période d'étude de la première phase du projet Corbières (2001-2003).

Les principaux résultats de l'ensemble des analyses des courbes de récession sont donnés au sein de l'illustration 55. Un exemple d'analyse de courbe de récession de la source de la Tirounère est présenté à l'illustration 56.

Cette analyse fournit trois types d'informations :

- les modalités de transfert entre la zone non saturée et la zone noyée (transfert rapide, avec une eau qui présente une conductivité et une température non équilibrée avec l'eau de la zone noyée ; transfert lent, l'eau de la recharge est alors en équilibre avec l'eau de 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 relativement courtes 11 jours (± 6) et les vitesses moyennes d'infiltration relativement élevées (0,1) indiquent que le système présente une karstification bien développée dans sa zone d'infiltration et est connecté à la zone noyée.



7 : Source de l'Agly ; 8 : Source de l'Agly Moulin ; 9 : Source de Verdoubie ; 10 : Gourg de l'Antre ; 19 : sources thermales des Gorges de La Fou ; 20 sources des Adoux
 21 : perte de Gincia (Boulzane) ; 22 : perte Bac d'Estable ; 33 perte Agly amont Gorges de Galamus ; 34 ; source Col de Soul (gorges Galamus) ; 39 : aven du Chtulu

Illustration 54 - Proposition de délimitation du bassin d'alimentation de la source de la Tirounère (surface dessinée = 50,5 km²).

Date début récession	04/03/2003	10/05/2002		
date fin récession	13/10/2003	09/10/2002		
Débit (début récession) en m ³ /s	3,60	6,28		
Débit fin récession) en m ³ /s	0,14	0,30		

			moyenne	2 σ
alpha (coef. tarissement)	0,01	0,01	0,0145	0,004
epsilon (coef. hétérogénéité)	0,250	0,650	0,45	0,28
Q Ro	1,70	2,00	1,85	0,21
ti (tps fin)	15	7	11,4,9	6
Q0 (débit de crue début récession)	3,60	6,27	3,1	1,9
qo (débit d'infiltration à t = 0)	1,90	4,27	0,105	1,7
eta (vitesse moyenne d'infiltration)	0,06	0,14	96,97	0,054
Critère de Nash (qualité de la simulation)	95,49	98,44	11,2	
volume dynamique (million de m3)	12,24	10,16	0,78	1,5
volume d'infiltration (million de m3)	0,72	0,82	0,44	0,07
paramètre i (retard à l'infiltration)	0,57	0,31	0,42	,019
pouvoir régulateur	0,46	0,38		0,06

Illustration 55 - Paramètres des récessions pour la source de la Tirounère, déterminés par la méthode de Mangin.

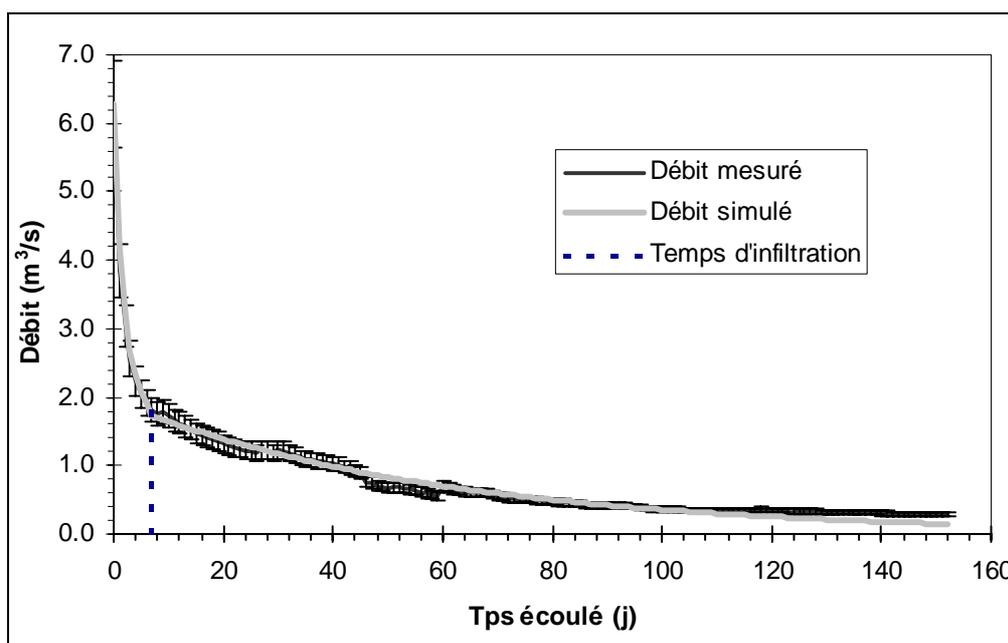
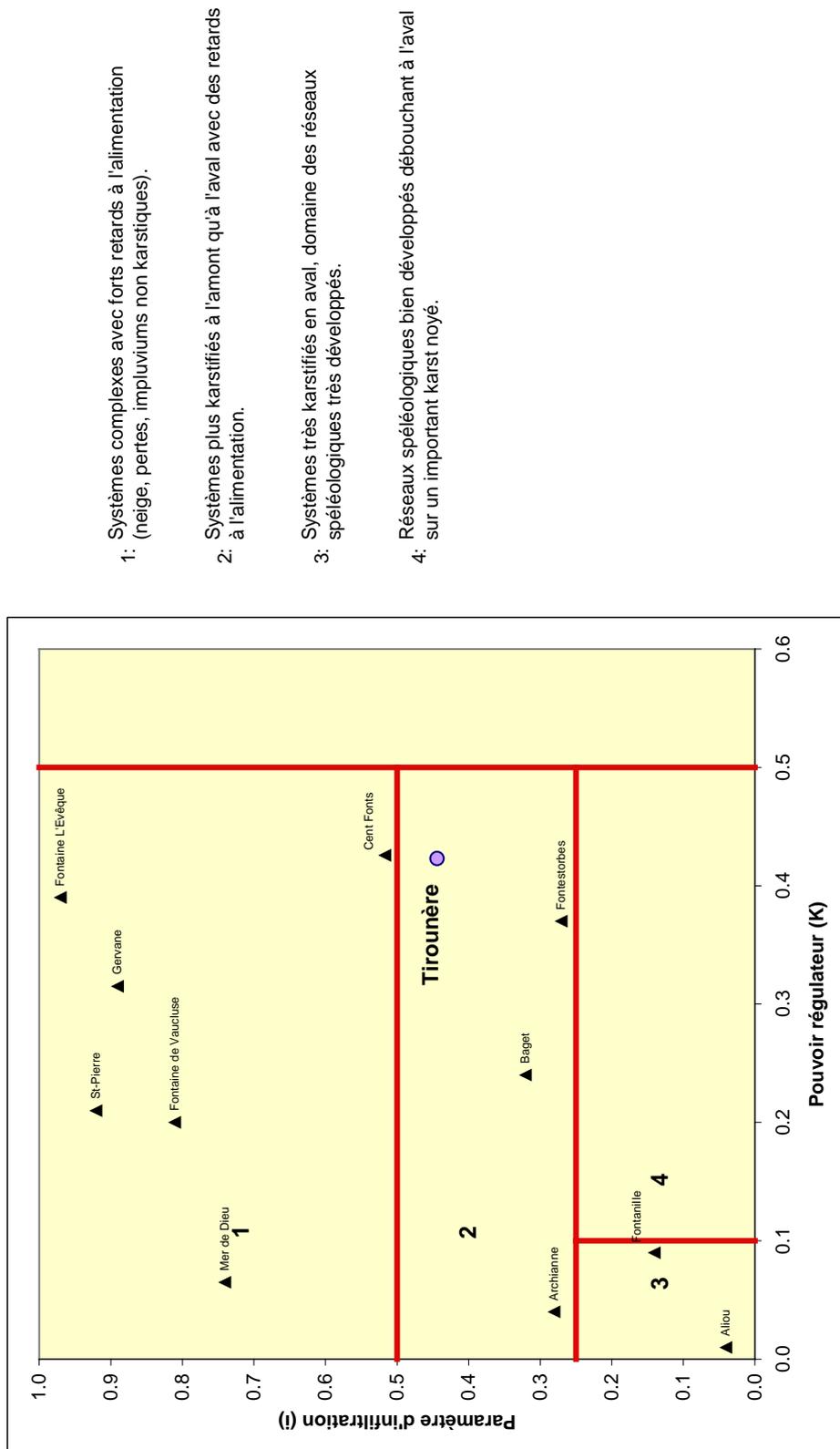


Illustration 56 - Exemple d'analyse de courbe de récession pour l'année 2002 pour la source de la Tirounère.

Le coefficient de tarissement montre une vidange relativement rapide de la zone noyée, avec un coefficient de 0,0145 en moyenne. Le réseau karstique du système de la Tirounère possède une zone noyée relativement bien karstifiée qui se vidange assez rapidement. Les données spéléologiques du secteur Fange-Paradet confirment la bonne karstification du système karstique jusqu'au niveau de la zone noyée (Ournié, 1987).



1: Systèmes complexes avec forts retards à l'alimentation (neige, pertes, impluviums non karstiques).

2: Systèmes plus karstifiés à l'amont qu'à l'aval avec des retards à l'alimentation.

3: Systèmes très karstifiés en aval, domaine des réseaux spéléologiques très développés.

4: Réseaux spéléologiques bien développés débouchant à l'aval sur un important karst noyé.

Illustration 57 - Position de la source de la Tirounère dans la classification de Mangin (1975).

Le volume dynamique (estimateur par défaut des réserves) est de l'ordre de 11 millions de m³, ce qui indique la présence d'une zone noyée importante. Le pouvoir régulateur assez élevé (0,4) est propice à l'accumulation de réserves. Les valeurs moyennes du pouvoir régulateur (K) et du retard à l'infiltration (i) positionnent le système karstique de la Tirounère dans le domaine 2 dans la classification de Mangin (ill. 57).

Ce résultat indique que le système de la Tirounère est plus karstifié à l'amont qu'à l'aval (important réseau spéléologique du massif des Fanges et du chaînon du Roc de Paradet (Ournié, 1987) et présente des retards à l'infiltration (infiltration différée issue de la zone non saturée).

5.4. CONCLUSIONS PRÉLIMINAIRES

Les caractéristiques fonctionnelles et les réserves mobilisables du système de la Tirounère ont été évaluées. Le système de la Tirounère présente une ressource importante ($Q_{\text{moyen}} = 840$ l/s) et des dimensions importantes (de l'ordre de 53 ± 5 km²). Les débits mesurés sont compris entre 140 et 6 900 l/s.

D'un point de vue fonctionnel, le système karstique de la Tirounère présente un petit réservoir épikarstique (① cf. schéma conceptuel) bien connecté à la zone noyée (②). Lors des crues, la réponse de l'eau d'infiltration qui transite par l'épikarst est rapide. Elle est maximale moins de 2 jours après les pluies efficaces et dure une douzaine de jours environ.

L'eau d'infiltration rapide présente une température et une minéralisation plus faibles que celles de la zone noyée ($T < 16$ °C ; $C < 900$ µS/cm). L'eau d'infiltration rapide contribue jusqu'à près de 80 % lors des crues. La contribution moyenne de la composante rapide est de l'ordre de 25 %.

Le système de la Tirounère présente une inertie importante, 75 % de l'écoulement est assuré en moyenne par de l'eau qui a transité par la zone noyée de l'aquifère [chaude ($T = 16$ °C) et minéralisée ($C > 900$ µS/cm)].

La dynamique de la zone noyée suggère un soutien par l'infiltration lente (ou retardée) issue de la zone non saturée du système (③). L'eau de la zone noyée est de type sulfaté calcique, les teneurs moyennes en sulfate et en calcium sont respectivement de 301 et 180 mg/l.

L'origine des sulfates est à attribuer à la présence des écaillés de Trias visibles à l'affleurement au niveau du contrefort nord du chaînon de Galamus et non aux circulations profondes des eaux.

En effet, le Trias en profondeur se situe à plus de 1 500 m, or la profondeur maximale atteinte par les eaux est estimée à 450 m. L'anomalie thermique de la source de la Tirounère en étiage (jusqu'à 17 °C) résulte de ces circulations relativement profondes.

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 ce qui indique que les réserves sont importantes. Le pouvoir régulateur assez élevé (0,4) indique par ailleurs que le système peut accumuler des réserves.

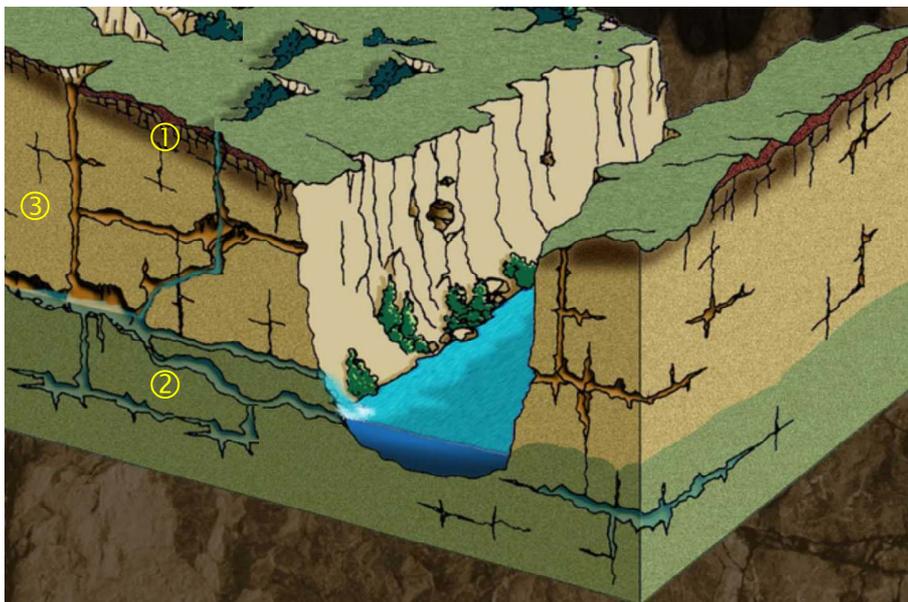


Schéma conceptuel du karst :

- ① épikarst (réservoir temporaire). ② zone noyée.
③ zone non saturée en eau (siège de l'infiltration lente ou retardée).

En conclusion, le système karstique de la Tirounère présente une ressource importante (débit moyen = 940 l/s) et des réserves significatives, supérieures à 11 millions de m³, ce qui confère à cet aquifère une valeur patrimoniale. Ce système dunaire a une surface de bassin d'alimentation de l'ordre de 53 km². Une gestion active des ressources de ce système est envisageable ; néanmoins la présence de sulfates à des teneurs importantes (parfois supérieures à la norme en étiage : 250 mg/l) pose le problème de son exploitabilité.

La poursuite du suivi hydrologique de la source de la Tirounère permettra à l'avenir d'améliorer la connaissance sur le fonctionnement hydrogéologique de ce système. La précision de la superficie du bassin d'alimentation, ainsi que l'évaluation des réserves, pourraient être réalisées par l'étude détaillée d'autres cycles hydrologiques.

Il conviendra également de caractériser la signature chimique de l'eau de la zone noyée dans la partie amont du bassin d'alimentation de la source de la Tirounère (massif des Fanges et du chaînon du Roc de Paradet).

6. Système karstique du Verdoble

6.1. CONTEXTE GÉOLOGIQUE

6.1.1. Source du Verdoble et gourg de l'Antre

La source est issue d'un conduit qui chemine au sein des calcaires de Montferrand, dont la puissance est de 10 à 15 m. Cette rivière souterraine a été explorée, l'entrée privilégiée se situe au gourg de l'Antre.

Le gourg de l'Antre est une fenêtre ouverte sur cette rivière souterraine. Au centre d'une dépression de 15 à 20 m de profondeur (dans les marno-calcaires à Micraster), un couple exurgence-perte fonctionne dans le niveau des calcaires de Montferrand.

6.1.2. Circulation des eaux, contribution de différents réservoirs géologiques

La source émerge dans le synclinal de Soulatgé qui est formé de terrains datés du Cénomaniens au Campanien (Crétacé supérieur).

La lithologie de ce synclinal montre une alternance de quelques niveaux calcaires (de 10 à 15 m d'épaisseur comme les calcaires de Montferrand) au sein de formations non carbonatées (grès, parfois marneux) qui sont plus épais (40 m). L'épaisseur totale de la série est de l'ordre de 200 m.

Ce synclinal est discordant sur des carbonates primaires (Carbonifère inférieur du massif du Mouthoumet) qui contribuent au débit de la source. Ainsi, les eaux de la source du Verdoble sont issues des carbonates primaires. Elles traversent les terrains du Crétacé supérieur avant d'émerger. Les niveaux calcaires du Crétacé supérieur jouent le rôle de réservoirs intermédiaires (Kuhfuss, 1981).

6.1.3. Anomalie de température

La température de l'eau au gourg de l'Antre (10,6 à 14,5 °C, données Faillat, 1972) est systématiquement plus faible que celle de la source du Verdoble (11,5 à 18,5 °C, données Faillat, 1972). Le suivi de cette étude donne des extrêmes de 10,9 et 19,1 °C pour la source.

Des venues d'eau « chaude » ont été observées dans les réseaux explorés par les spéléologues en amont et en aval du gourg de l'Antre. Les venues les plus importantes se trouvent en aval du gourg de l'Antre.

6.2. STRUCTURE ET FONCTIONNEMENT DU SYSTÈME DU VERDOUBLE

6.2.1. Analyse des débits classés

La chronique des débits journaliers analysée s'étend du 17 janvier au 5 novembre 2003, soit sur un total de 293 valeurs de débit journalier. Pour la période considérée, les débits, minimal et maximal, sont respectivement de 9 et 3 613 l/s, et de 23 et 3 693 l/s, en considérant le débit utilisé pour l'alimentation en eau potable. La moyenne des débits journaliers est de 98 l/s, 81 l/s sans considérer le débit pour l'AEP.

Les illustrations 58 et 59 représentent le pourcentage de probabilité observée cumulée, en fonction du logarithme du débit. On observe que la population se répartit selon deux ou trois droites de pente différente : trois pentes lorsque l'on intègre le débit de l'AEP, pour les gammes de débit compris entre 0 et 30 l/s, 30 et 70 et 70 et 100 l/s, et deux pentes, 0 et 70 et 70 et 2 000 l/s, lorsqu'on ne l'intègre pas.

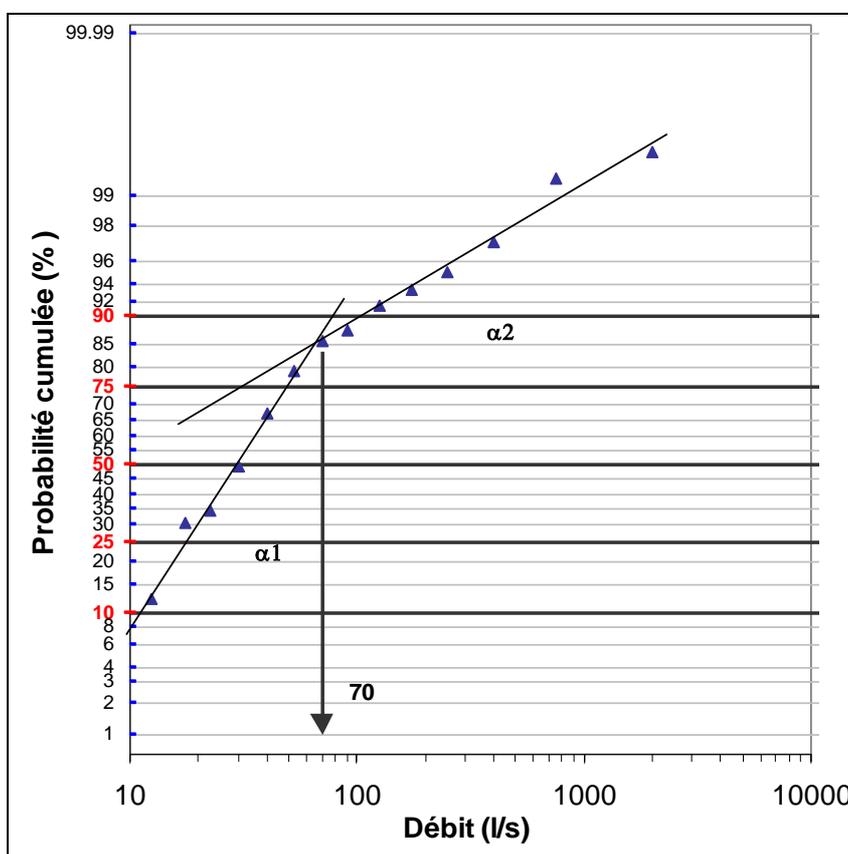


Illustration 58 - Débits classés de la source du Verdoble (sans prise en compte du débit pour l'AEP) pour des débits compris entre 0 et 2 000 l/s.

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 .

La double rupture observée dans l'illustration 59 ne semble pas significative. Elle pourrait éventuellement traduire l'apport d'une réserve issue d'un cycle antérieur. L'interprétation est ainsi basée sur une droite représentative marquée par une rupture de pente à la valeur de 70 l/s. On observe globalement sur les deux diagrammes dans la partie des forts pourcentages, une pente α_2 plus faible que la pente α_1 ou que α_3 . Cette anomalie peut s'interpréter comme l'apport d'un autre système.

Cette première interprétation est basée sur une chronique de faible durée, affectée de plus par la faible recharge du système au cours de l'automne 2002. Elle devra être complétée et le cas échéant révisée en intégrant un ou deux cycles hydrologiques complémentaires.

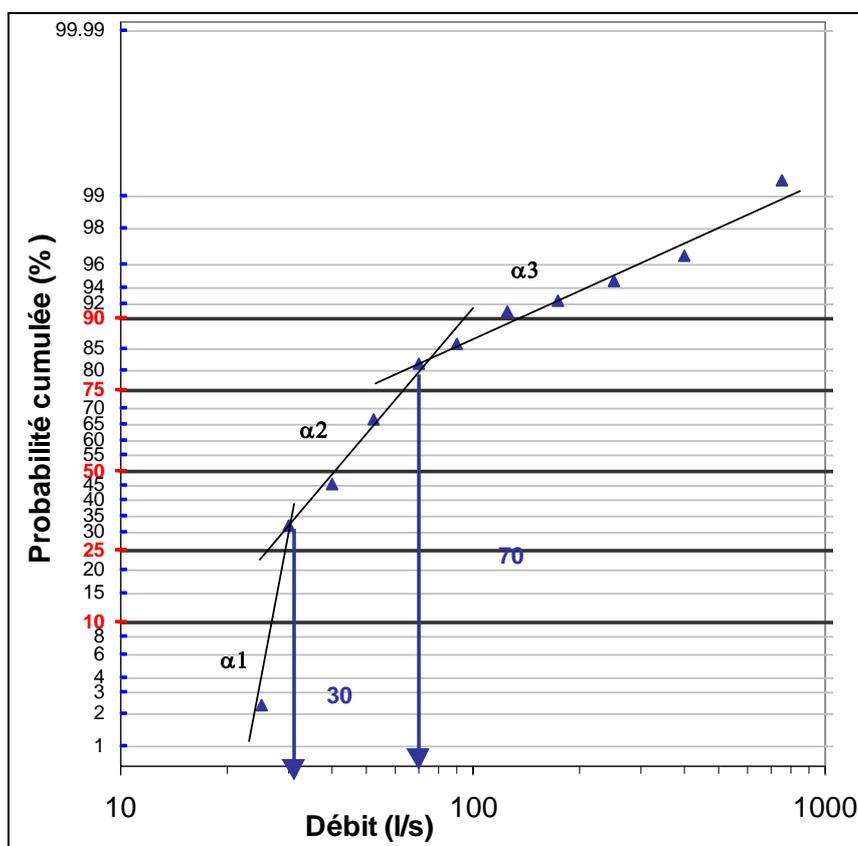


Illustration 59 - Débits classés de la source du Verdouble (débit de l'AEP compris) pour des débits compris entre 0 et 1 000 l/s.

6.2.2. Analyse fonctionnelle du système karstique du Verdouble

Le faible nombre de données actuelles de débit de la source ne permet pas l'identification et la caractérisation précises des processus de transfert du système karstique. Les résultats que nous présentons ci-dessous sont donnés à titre indicatif et demanderont à être réinterprétés ultérieurement lorsque nous disposerons d'au moins un cycle hydrologique supplémentaire.

L'étude préliminaire a été effectuée à l'aide du logiciel TEMPO, en utilisant les données représentées sur l'illustration 60, totalisant une période de 9 mois environ (268 jours).

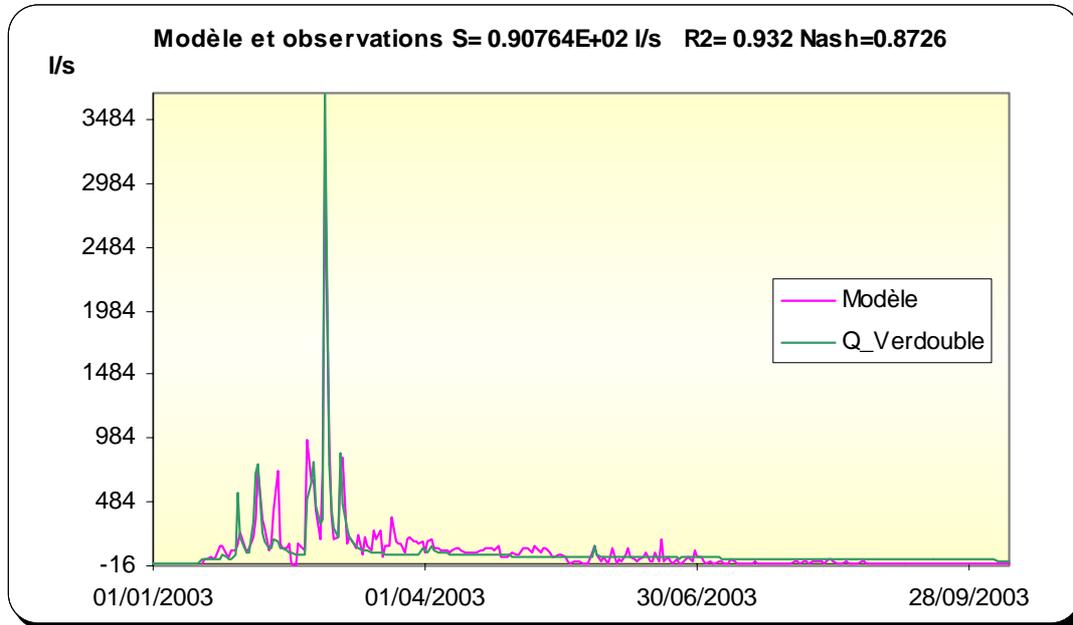


Illustration 60 - Comparaison du débit modélisé au débit mesuré à la source du Verdoble : écart-type = 90 l/s (93 % de la variance totale expliquée, Nash = 0,87).

a) Définition de la fonction « entrée »

Dans le but de caractériser la réponse impulsionnelle du système karstique du Verdoble, nous avons au préalable cherché à caractériser la pluie précipitée sur le bassin d'alimentation de la source.

Les stations météorologiques considérées sont celles de Cucugnan, Fourtou, Linas et de Saint-Paul-de-Fenouillet. Les données du pluviomètre installé à proximité de la source ont également été intégrées à l'analyse. Aucune station météorologique n'est située sur le bassin d'alimentation supposé de la source. Une analyse de la corrélation entre la pluie brute et le débit de la source du Verdoble a été effectuée à l'aide de TEMPO à l'aide de l'option « pondération des chroniques de pluie ».

La meilleure corrélation (pluie-débit, ill. 61) a été obtenue à l'aide des facteurs de pondération suivants :

$$\text{Pluie} = (0.36 \times P_{\text{Cucugnan}}) + (0.54 \times P_{\text{Verdoble}}) + (0.11 \times P_{\text{Fourtou}}) + (0 \times P_{\text{Linas}}) + (0.35 \times P_{\text{Saint-Paul}}) \quad (3)$$

La corrélation est maximale (0,57) pour un décalage de deux jours. Pour la période du 17 janvier au 15 octobre 2003 (268 jours), le cumul de pluie calculé à l'aide de l'équation précédente est de 708 mm. Le pluviomètre installé à proximité de la source a recueilli 322 mm entre le 1^{er} mai et le 15 octobre 2003.

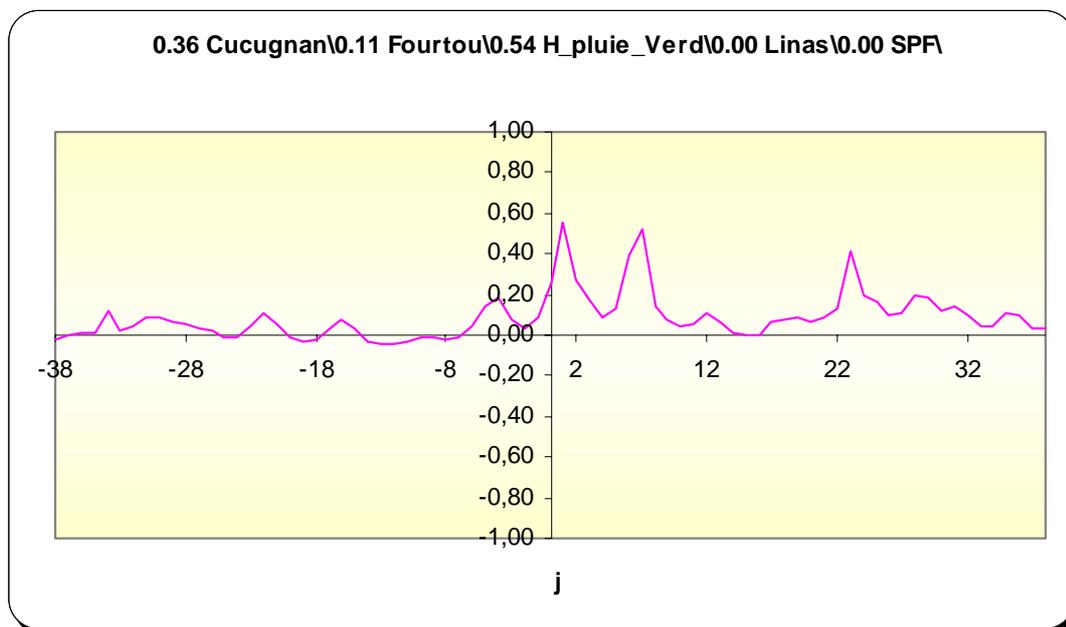


Illustration 61 - Corrélogramme croisé pluie-débit calculé à l'aide d'une combinaison linéaire des sites pluviométriques de la source du Verdoble, Cucugnan, Fourtou, Linas et Saint-Paul-de-Fenouillet.

b) Calcul de la réponse impulsionnelle (pluie-débit)

La technique d'inversion consiste à calculer l'hydrogramme unitaire (ill. 62) et le seuil Oméga de pluie efficace (ill. 63), de telle sorte que le modèle soit le plus proche possible du débit observé (cf. ill. 60).

Ce seuil Oméga est estimé à partir de la pluie et de la température de l'air mesuré à Saint-Paul-de-Fenouillet (moyenne journalière sous abri), de telle façon que seule la hauteur de pluie située au-dessus de ce seuil génère un débit à l'exutoire.

Ce seuil, exprimé en millimètres de pluie, représente donc la reconstitution des réserves, suite à l'évapotranspiration. Il est calculé à partir d'une réponse impulsionnelle à la pluie et à la température de l'air (ill. 64), également obtenue par inversion.

Sur l'illustration 64, qui représente l'évolution temporelle de la fonction seuil Oméga et de la pluie du bassin d'alimentation, on remarque que la plupart des épisodes de pluies des périodes hivernale et printanière sont efficaces vis-à-vis de la recharge.

Au cours des périodes estivales, le seuil Oméga de pluie efficace est proche de 35 mm, valeur liée à la demande évapotranspiratoire (ETP) de l'atmosphère. En été, on peut donc observer une réponse des aquifères karstiques aux épisodes de pluies dès lors que la quantité de pluie est supérieure à 25 mm.

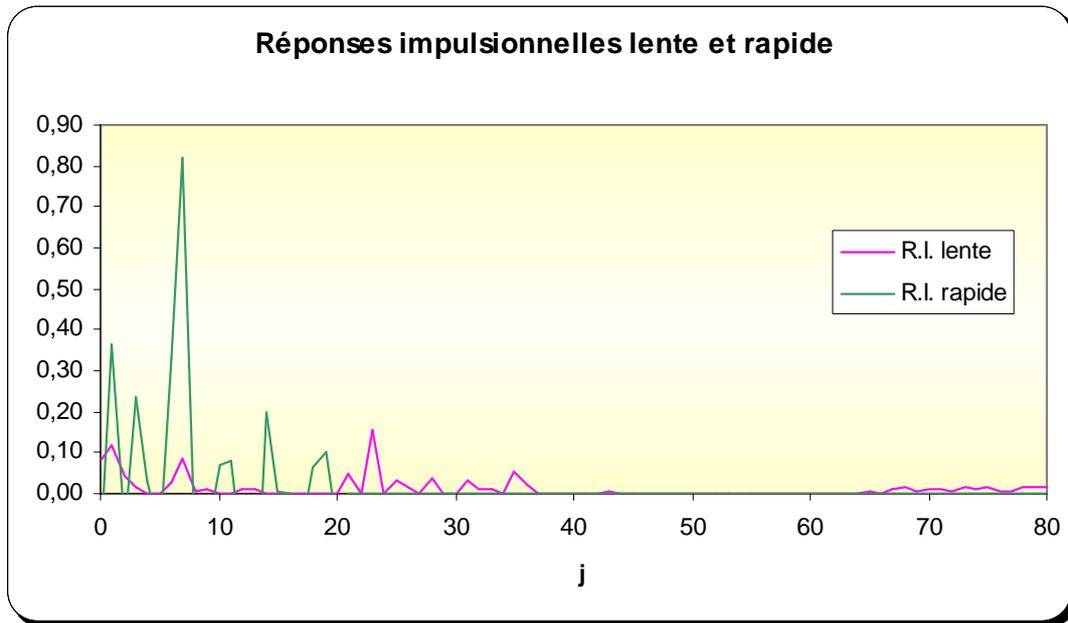


Illustration 62 - Calcul de l'hydrogramme unitaire normalisé de la source du Verdoble.

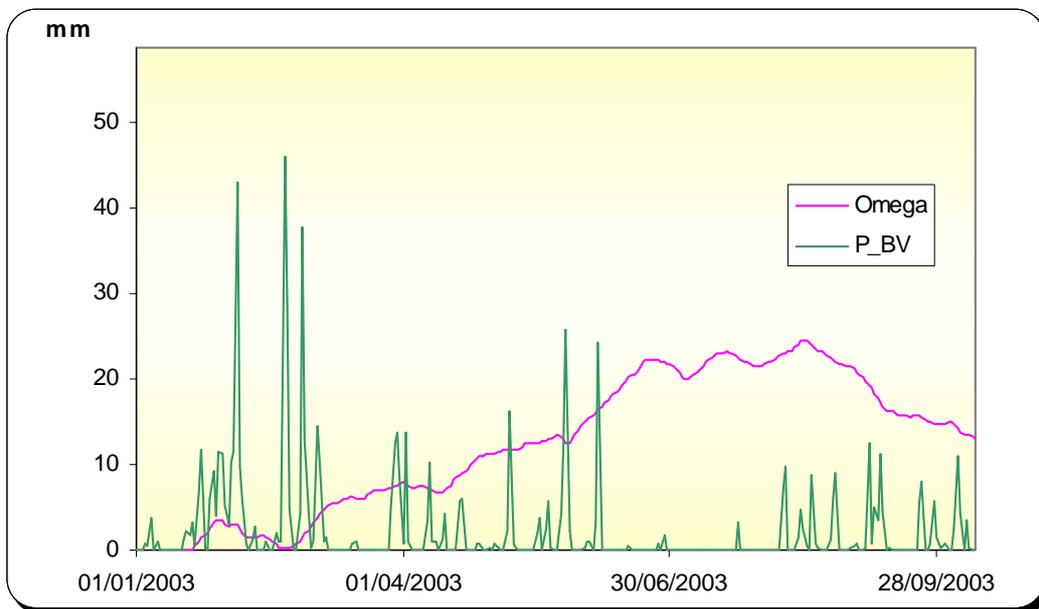


Illustration 63 - Évolution du seuil de pluie efficace Oméga et de la pluviométrie.

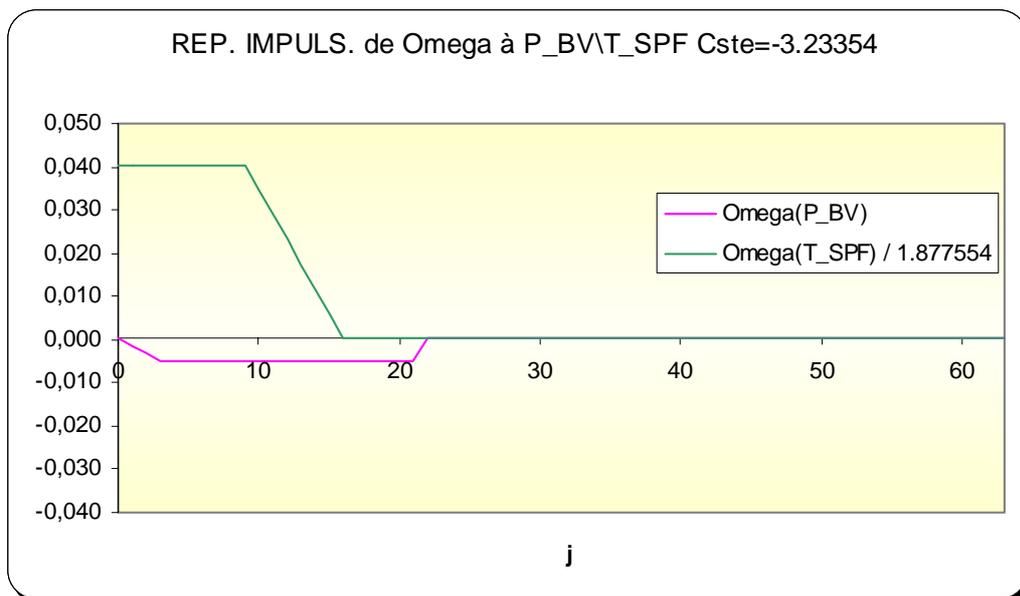


Illustration 64 - Réponse impulsionnelle d'Oméga à la pluie et à l'ETP.

À l'inverse, au cours des périodes hivernales, la demande évapo-transpiratoire est faible (quelques millimètres) ce qui, d'un point de vue hydrologique, signifie que les épisodes de pluies de faible importance peuvent entraîner une réponse plus ou moins marquée du système aquifère. Pour la période du 17 janvier au 15 octobre 2003 (268 jours), le cumul de pluie efficace est estimé à 315 mm.

Les résultats de la modélisation sont présentés à l'illustration 60. Le modèle permet de reproduire fidèlement l'évolution observée, les pics de crues et le tarissement sont globalement bien reproduits. Le modèle permet d'expliquer 93 % de la variance totale observée, ce qui constitue un très bon résultat. Le calcul de l'hydrogramme unitaire indique qu'il y a une composante non linéaire (« effet de chasse ») très importante pour le système du Verdoble.

La réponse impulsionnelle de la recharge montre un maximum très prononcé le 1^{er} jour, puis décroît rapidement en quelques jours. La réponse non linéaire présente plusieurs pics, le troisième étant particulièrement important. Ce dernier résultat traduit vraisemblablement un biais en raison de la trop faible durée de la chronique analysée. Le système apparaît très peu inertielle et, à contrario, très transmissif. L'écoulement rapide de type turbulent (« effet de chasse ») contribue de manière très importante lors des crues (jusqu'à 65 % au pic de crue, ill. 65).

Les résultats de cette simulation ont été obtenus à l'aide des paramètres suivants :

- contribution de la pluie à la pluie efficace = 45 % ;
- surface de bassin d'alimentation = 7,5 km².

Le calcul du bilan est fait en considérant un ruissellement nul à l'échelle de l'impluvium ou négligeable.

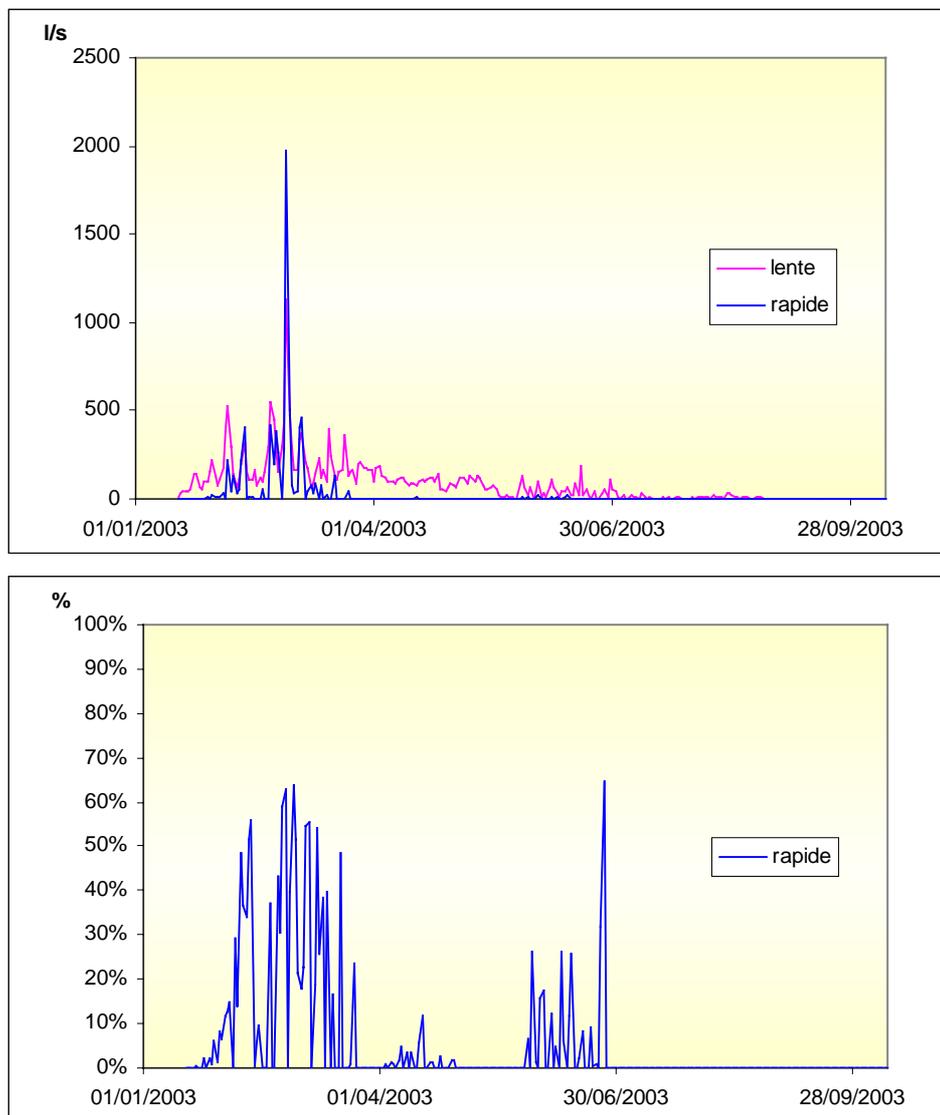


Illustration 65 - Évolution du débit de la composante lente et rapide et contribution relative de la composante rapide au débit total.

6.2.3. Interprétation des analyses hydrochimiques

Le faible nombre d'analyses chimiques effectuées ne permet pas pour l'instant une valorisation poussée des résultats obtenus. Ce travail sera réalisé dans la seconde phase du projet.

Les eaux de la source sont globalement peu minéralisées (conductivité voisine de 470 $\mu\text{S}/\text{cm}$) en comparaison des eaux de la Tirounère et de la Mouillère. Les eaux contiennent très peu de sulfate (15 mg/l en moyenne) et présente un faciès bicarbonaté calcique (ill. 66).

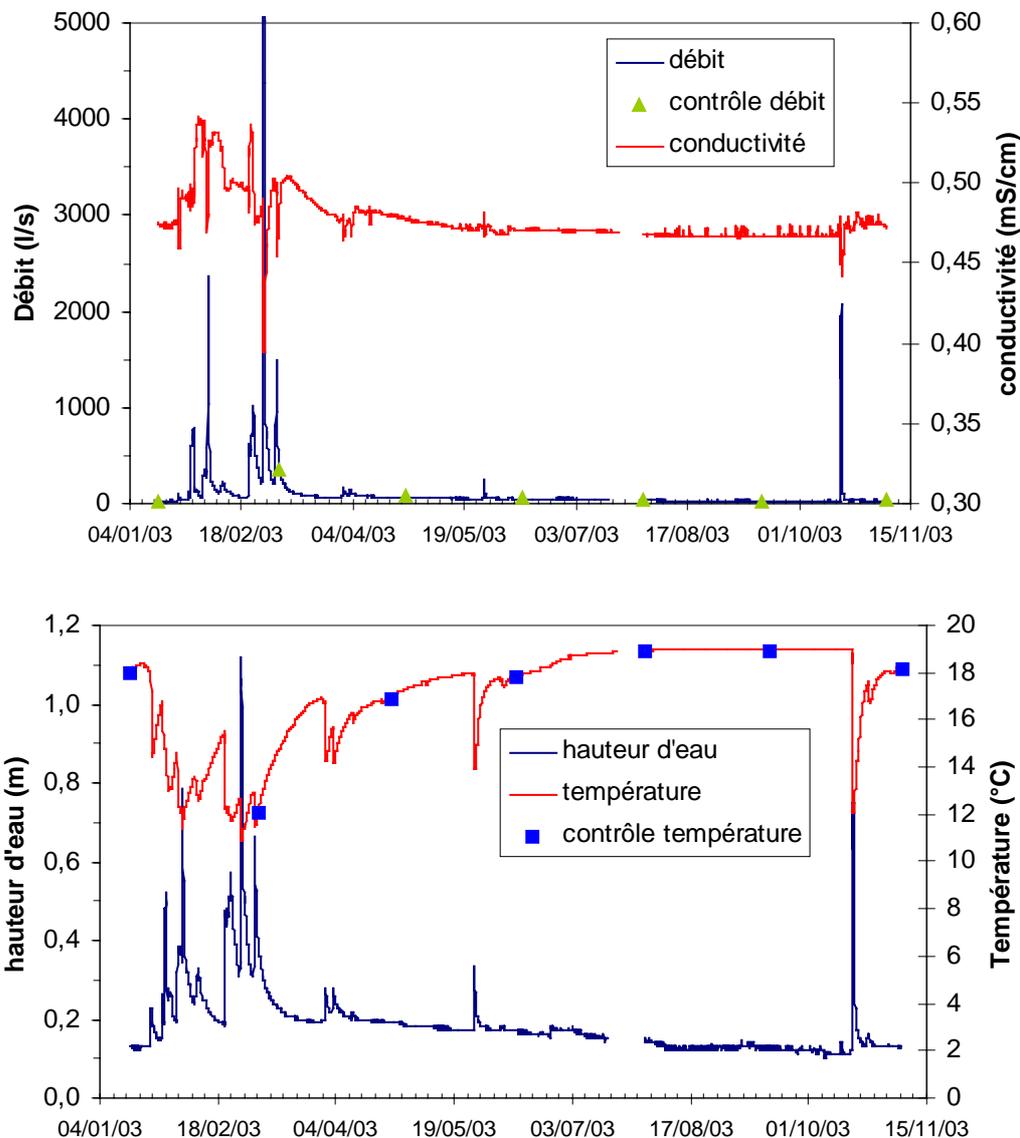


Illustration 67 - Évolution temporelle de la hauteur d'eau, du débit, de la conductivité et de la température de l'eau de la source du Verdoble.

6.3. ÉVALUATION DE LA RESSOURCE

6.3.1. Bilan hydrologique et bassin 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.

Pour calculer les bilans hydrologiques, il convient dans un premier temps d'estimer la quantité de pluie précipitée sur l'impluvium. Pour le système karstique du Verdouble, des problèmes d'évaluation de la pluviométrie se posent en raison de l'altitude élevée de l'impluvium du bassin d'alimentation supposé par rapport aux altitudes des stations pluviométriques de Météo France (cf. § 3.). Nous avons donc été amenés à utiliser une procédure particulière pour estimer la pluie et l'ETP de l'impluvium de la source du Verdouble.

Nous avons délimité plusieurs aires d'alimentation probable à l'aide d'un SIG (ann. 2), puis nous avons analysé ces surfaces à l'aide d'un MNT, afin d'obtenir des histogrammes d'altitude. Sur la base des densités de probabilité de chaque classe d'altitude et des gradients altitudinaux de pluviométrie et de température, nous avons estimé les lames d'eau infiltrée suivant la méthode décrite en méthodologie dans le volume 1 (Dörfliger *et al.*, 2004, RP-52918-FR). Le bilan est réalisé au pas de temps annuel. La pluviométrie sur les différents impluviums calcaires considérés est de l'ordre de 950 mm ; l'ETP est de l'ordre de 530 mm. La lame d'eau efficace vis-à-vis de la recharge est estimée à 510 mm.

Suivant l'encadrement du volume moyen écoulé à la source du Verdouble ($3,1$ millions de $m^3 \pm 0.5$), on détermine la surface correspondante du bassin d'alimentation de la source. La surface du bassin d'alimentation apparaît comprise entre 5 et 7 km^2 , valeurs du même ordre de grandeur que celle estimée à l'aide du logiciel TEMPO ($7,5$ km^2). Un essai de représentation du bassin d'alimentation du système du Verdouble est reporté sur l'illustration 68.

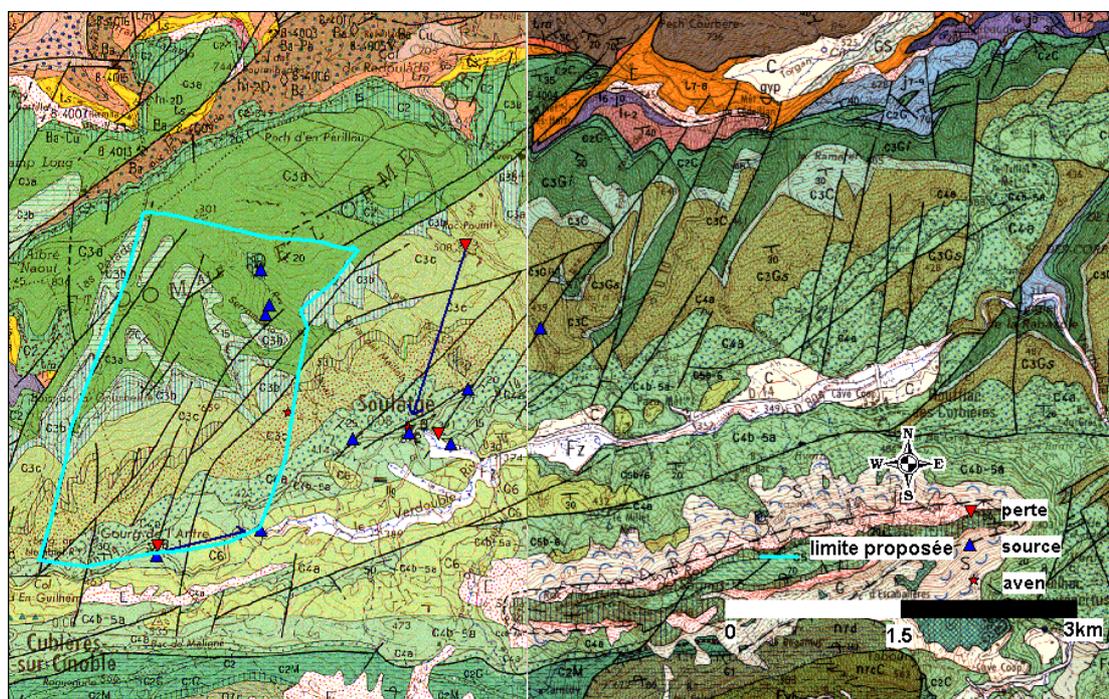
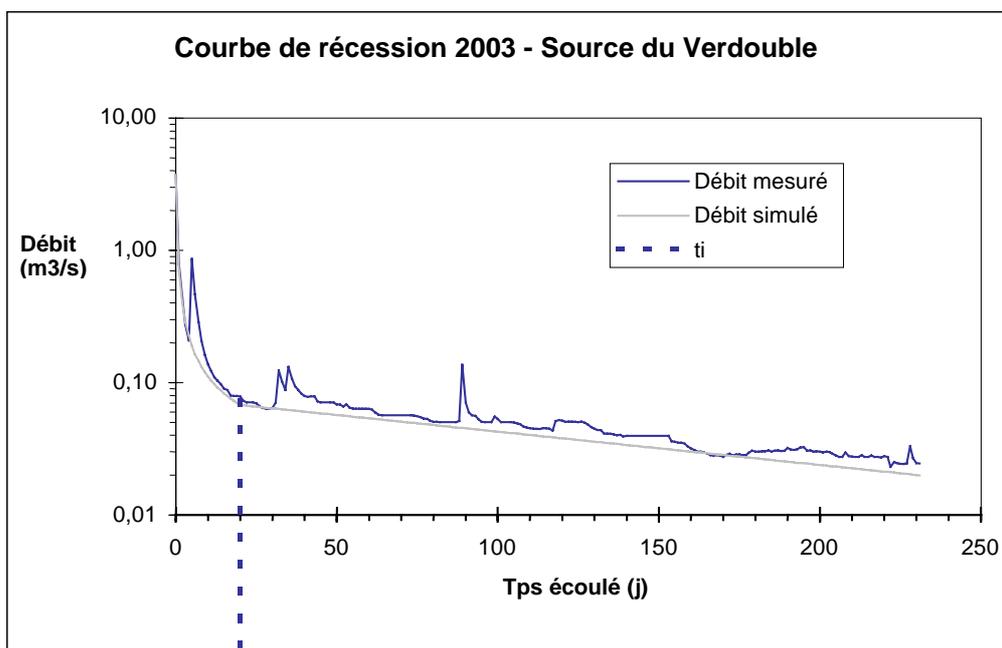


Illustration 68 - Proposition de délimitation d'un bassin d'alimentation de la source du Verdouble ($< \approx 10$ km^2).

6.3.2. Analyse des courbes de récession

Au cours des cycles hydrologiques 2002-2003, une seule période a été retenue pour l'analyse de la récession, les données en 2002 n'étant que partielles en raison des problèmes techniques et de la déficience du système due à une forte crue en avril 2002. La période retenue est la suivante : 4 mars au 16 octobre 2003.

L'ajustement des courbes de récession suivant la méthode de Mangin (1970) a été réalisé sur cette période, bien qu'il s'agisse d'une période influencée par les précipitations (ill. 69). Les principaux résultats de l'analyse de la courbe de récession sont présentés dans le tableau de l'illustration 69.



	Date	T (j)	Débit (m3/s)
Début récession	27/02/2003	0	3,693
Fin récession	13/10/2003	228,00	0,033
alpha (coef tarissement)	0,0058		
epsilon (coef d'hétérogénéité d'écoulement)	4,5000		
QRo	0,076		
ti (tps fin d'infiltration)	20		
Q0 (débit de crue debut recession)		3,693	
qo (débit d'infiltration à t=0)		3,617	
eta (vitesse moyenne d'infiltration)		0,0500	
Critère de Nash (qualité de la simulation)		95,81	
Vdyn (Mm3)		1,13	
V'dyn (Mm3)-vol écoulé après ti		0,39	
Vinfil (Mm3)		0,47	
Parametre i (retard à l'infiltration)		0,09	
Pouvoir régulateur K		0,13	

Illustration 69 - Paramètres de la récession 2003 de la source du Verdoble.

La durée d'infiltration relativement courte (20 jours) ainsi que le coefficient d'hétérogénéité d'écoulement important (4,5) indiquent que le système présente une karstification bien développée dans sa zone d'infiltration et est connecté à la zone noyée.

Le coefficient de tarissement montre une vidange relativement lente de la zone noyée, avec un coefficient de 0,0058. Le réseau karstique du système du Verdoble possède une zone noyée qui se vidange assez difficilement.

Le volume dynamique (estimateur par défaut des réserves) est de l'ordre de 1,1 millions de m³, ce qui indique la présence d'une zone noyée de volume modeste. Le pouvoir régulateur faible (0,13) indique que le système n'a donc pas une grande aptitude à stocker les précipitations et à les restituer au cours du temps. La valeur du pouvoir régulateur (K) et du retard à l'infiltration (i) positionne le système karstique du Verdoble dans le domaine 1 dans la classification de Mangin. Ce résultat indique que le système est très karstifié en aval et présente un réseau spéléologique très développé.

6.3.3. Conclusions préliminaires

Les données concernant ce système n'englobent pas une année hydrologique complète ; on n'a donc pas encore d'informations réellement représentatives de ce système.

Le système du Verdoble semble présenter une ressource modeste ($Q_{\text{moyen}} = 100$ l/s) et des dimensions de l'ordre de 7 km². Les débits mesurés sont compris entre 20 et 3 600 l/s.

D'un point de vue fonctionnel, le système karstique du Verdoble semble présenter une zone épikarstique très bien connectée à la zone noyée mais pas de réservoir épikarstique compte tenu de la forte valeur du coefficient d'hétérogénéité d'écoulement. La réponse du système aux précipitations est très rapide, moins de un jour après les pluies efficaces, et dure une vingtaine de jours. Lors des crues, l'essentiel de l'écoulement est assuré par la composante rapide du système caractérisé par un écoulement turbulent (« effet de chasse »). Lors des périodes de crue, l'eau qui s'écoule à l'exutoire est plus froide et apparaît globalement légèrement plus minéralisée que l'eau de la zone noyée.

Il faut rappeler l'anomalie thermique de cette source, qui est décrite (Faillat, Kuhfuss) comme le mélange entre les eaux d'un réservoir profond chaud, et celles d'un réservoir froid plus superficiel.

Les terrains du Crétacé supérieur, dans lesquels jaillit la source, sont supposés responsables des eaux à caractère froid. La partie la plus superficielle de cet aquifère (zone épikarstique) est structurée en quelques niveaux calcaires qui sont responsables de crues très rapides et qui se vidangent rapidement. Les niveaux détritiques intercalés pourraient jouer un faible rôle de soutien à l'étiage.

Les terrains du Crétacé supérieur qui appartiennent à la zone noyée servent probablement de relais à des eaux réchauffées dans l'aquifère dévonien carbonaté. Des circulations à la faveur de fractures ou conduits karstiques permettent à ces eaux chaudes d'émerger principalement lors des périodes d'étéages. Le comportement hydrodynamique de la zone noyée indique que le système a du mal à mobiliser ses réserves qui sont modestes (de l'ordre de 1,1 millions de m³). Ce système karstique semble par ailleurs présenter une faible aptitude à stocker des réserves.

En conclusion, le système karstique du Verdoble présente une ressource modeste (débit moyen = 100 l/s) et des réserves modestes de l'ordre de 1 million de m³, ce qui ne confère pas à cet aquifère une valeur patrimoniale, une exploitation active est difficilement envisageable. Ce système uniaxial a une surface de bassin d'alimentation de l'ordre de 7 km².

Le rôle et l'importance joués par les contributions éventuelles du Dévonien sous-jacent n'ont pas pu être évalués en raison de la longueur trop courte de la chronique disponible. La poursuite du suivi hydrologique de la source du Verdoble permettra à l'avenir d'améliorer la connaissance sur le fonctionnement hydrogéologique de ce système. La superficie du bassin d'alimentation, ainsi que l'évaluation des réserves, pourront être précisées par l'étude détaillée d'autres cycles hydrologiques.

7. Conclusions et perspectives

7.1. EN BREF

La région des Corbières orientales présente une forte hétérogénéité du point de vue géologique et hydrogéologique. L'hétérogénéité des systèmes étudiés peut être abordée par les outils de caractérisation hydrodynamique du karst.

La zone d'étude, située au pied des Pyrénées, au niveau du chevauchement nord-pyrénéen, comprend des formations sédimentaires datées du Primaire à la fin du Crétacé. Les trois sources étudiées sont essentiellement situées au sein d'affleurements mésozoïques (Trias au Crétacé inférieur) du chaînon de Galamus (sources de la Mouillère et de la Tirounère), et des affleurements du Crétacé supérieur de la zone sous-pyrénéenne (source du Verdoble). Les formations primaires ont subi les orogénèses hercyniennes et pyrénéennes. Circulant en profondeur, les eaux qu'ils contiennent montrent des anomalies thermiques (Renne-les-Bains, Alet-les-Bains).

Les formations mésozoïques du chaînon de Galamus sont structurées en synclinal chevauchant par l'orogénèse pyrénéenne. Les deux sources étudiées émergeant de ce système géologique (sources de la Mouillère et de la Tirounère) présentent aussi des anomalies thermiques et des teneurs importantes en sulfate d'origine triasique.

Des dépôts du Crétacé supérieur qui recouvrent les dépôts primaires sus-cités sont de lithologie plus variable (alternance de calcaires, grès et marnes). La source étudiée émergeant de ces formations (source du Verdoble) présente aussi une anomalie thermique qui doit son origine aux circulations d'eau au sein des carbonates dévoniens situés sous le synclinal de Soulatgé.

Les trois systèmes karstiques étudiés montrent des caractéristiques hydrodynamiques très variées en termes :

- de volume (volume dynamique et écoulé) ;
- de fonctionnement interne (lié entre autres au degré de karstification) ;
- de surface d'alimentation.

L'illustration 70 résume l'hétérogénéité des différents systèmes.

	Surface d'impluvium	Volume dynamique	Karst de la zone noyée	Epikarst	
				Infiltration rapide	Infiltration lente
La Mouillère	3 km ²	1 Mm ³	+	-	+++
La Tirounère	50 km ²	11 Mm ³	+++	++	++
Le Verdoble	7 km ²	1 Mm ³	+	+++	-

Illustration 70 - Synthèse des résultats issus de l'étude hydrodynamique des trois sources étudiées

7.2. PERSPECTIVES POUR LA PHASE 2

Au terme de cette étude de caractérisation géologique et hydrogéologique de ces trois systèmes karstiques, les perspectives suivantes peuvent être dressées en vue de mieux appréhender le fonctionnement et la structure de ces différents systèmes :

- Poursuite du suivi hydrologique sur un ou deux cycles hydrologiques, afin de confirmer ou d'infirmer les premières interprétations et de considérer la variabilité temporelle du système, notamment vis-à-vis du stockage souterrain.
- Au vu des impluviums définis pour les deux systèmes du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet et de l'importance relative des précipitations, il est nécessaire d'apporter des éléments complémentaires sur les circulations souterraines à l'échelle de ce secteur.
- De plus, au vu des caractéristiques hydrogéochimiques des sources de ce synclinal, et en particulier des teneurs en sulfates importantes, il sera nécessaire de proposer des solutions de ressource alternative, notamment pour la commune de Maury.
- L'impluvium de la source du Verdoubert devra être précisé, en considérant la contribution relative de la part des eaux souterraines provenant des calcaires du Dévonien. La caractérisation hydrogéochimique de ce système devra également être complétée ; celle-ci n'étant que partielle au terme de la première phase. L'interprétation devra considérer les analyses de la campagne spatiale sur des sources à caractère thermal de la région du Mouthoumet (juillet 2003).
- Intégration des données spéléologiques de la forêt de Fanges, ainsi que des données hydrologiques mesurées ponctuellement ou en continu par l'association spéléologique (B. Ournié) au sein du réseau spéléologique.

Ces éléments sont intégrés au programme de la phase II du projet.

8. Principales références bibliographiques

Aunay B., Le Strat P., Dörfli N. (2002) - Contribution à l'étude géologique du karst des Corbières (France). BRGM/RP-51595-FR.

Bilotte M. (1985) - Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. Thèse, laboratoire de géologie sédimentaire et paléontologie de l'université Paul Sabatier, Toulouse. 430 p.

Bouchaala A.E. (1991) - Hydrogéologie d'aquifères karstiques profonds et relation avec le thermalisme Exemple de la partie occidentale du massif de Mouthoumet, Thèse de troisième cycle, université de Franche Comté, Besançon, 311 p.

Coudrain A. et Thiery D. (1978) - Estimation des pluies efficaces avec l'algorithme de Turc. Influence du pas de temps de calcul et de l'utilisation de données moyennes. Rap. BRGM 78 SGN 640 HYD.

Crochet P., Marsaud B. (1997) - Approches conceptuelles de l'aquifère karstique. Problèmes méthodologiques et d'exploitation. *Hydrogéologie* n° 3, 15 p.

Dörfli N., Schoen R., Girous H., et al. (2001) - Évaluation des ressources en eau souterraines des systèmes karstiques des Corbières. BRGM/RP-51103-FR, 93 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.

Faillat J.P. et al. (2000) - Traçage d'un hydrosystème karstique thermo-minéral par le pollen naturel associé à $^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$, 7^e journée technique du Comité français de l'AIH, 4 p.

Kuhfuss A. (1981) - Géologie et hydrogéologie des Corbières méridionales, région de Bugarach, Rouffiac des Corbières. Thèse, université Paul Sabatier, Toulouse.

Mangin A. (1975) - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques, université de Dijon, thèse de doctorat ès sciences naturelles, 258 p.

Mattauer M. (1985).- Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 300: p. 71-74.

Ournié S. et B. (1995) - Un Cthulhu vraiment démoniaque..., *Spéléo* n° 23, 5 p.

Ovtracht A. (1953) - Étude géologique et métallogénique du secteur d'Auriac (Aude), mémoire DES de la faculté des sciences de Paris, 64 p.

Peybernes B. (1976) - Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse, université Paul Sabatier, Toulouse.

Peybernes B. (1978) - Le Jurassique des Pyrénées navarro-languedociennes. Groupe français d'étude du Jurassique, université Paul Sabatier, Toulouse.

Pinault J.L. (2001) - Manuel utilisateur de TEMPO : logiciel de traitement et de modélisation des séries temporelles en hydrogéologie et en hydrogéochimie, BRGM/RP-51459-FR.

Salvayre H. (1977) - Spéléologie et hydrogéologie des massifs calcaires des Pyrénées-Orientales, Conflent, 249 p.

Annexe 1

Histogramme d'altitudes pour les trois sources

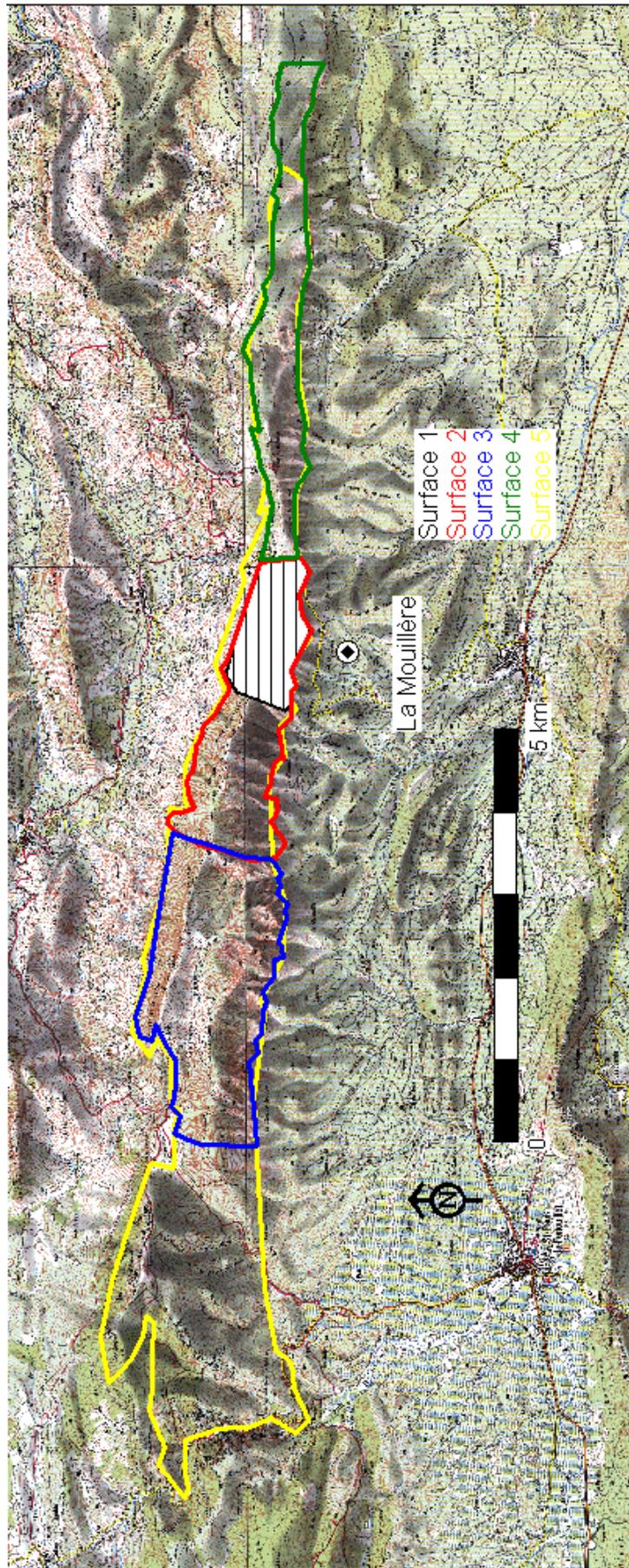
Sce de la Tirounère (annexe 8a) (nb de pixel par tranche d'altitude)				
Tranche d'altitude	moyenne altitude	surface 1	surface 2	surface 3
0	133	139	173	131
134	267	0	0	0
268	402	571	374	274
403	536	3534	1973	1075
537	670	5625	3599	2692
671	805	8905	6842	6095
806	939	7168	5555	5629
940	1073	3548	868	2769
1074	1208	254	118	87
surface totale en km²		77.2	51	48.7

Sce de la Mouillère (annexe 8b) (nb de pixel par tranche d'altitude)						
Tranche d'altitude	moyenne altitude	surface 1	surface 2	surface 3	surface 4	surface 5
0	97	19	30	50	48	169
98	195					
196	293		49		181	495
294	391	73	616	210	588	3277
392	490	210	536	269	765	3498
491	588	199	430	305	490	3514
589	686	156	382	411	179	2115
687	784	83	306	528	29	1514
785	882		133	732		1218
883	982					
surface totale en km²		1.239	3.108	4.494	2.633	16.17

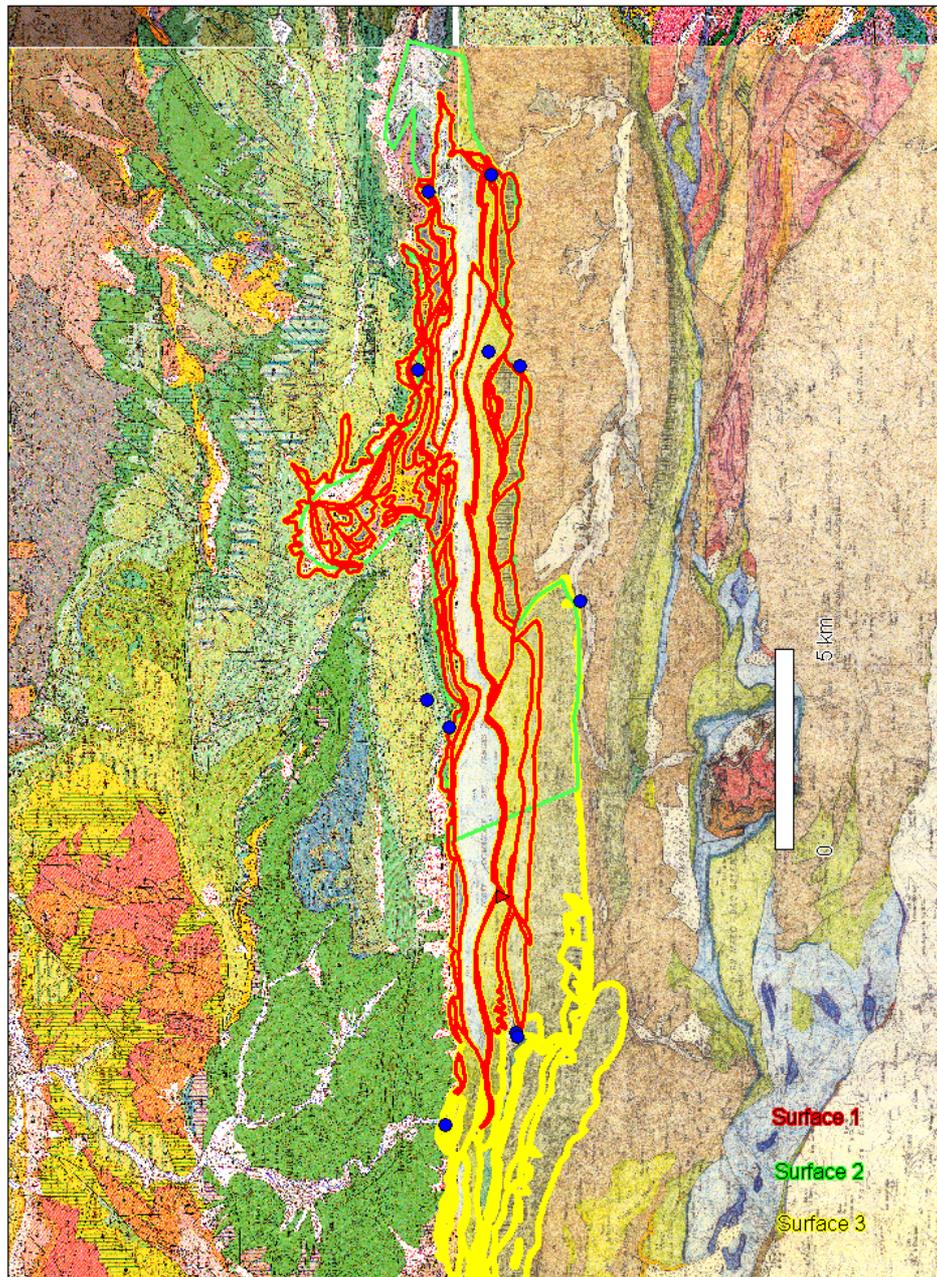
Sce du Verdouble (annexe 8c) (nb de pixels par tranche d'altitude)									
Tranche d'altitude	moyenne altitude	C1	C2	C3	S1	S2	S3	S4	S5
295	344				0	45	110	1866	
393	491		56		557	1156	1249	3881	614
492	589	133	659	73	552	984	1064	3153	589
590	687	1209	2184	735	513	1409	1508	2486	553
688	785	2195	2794	943	509	2417	2496	2551	872
786	883	672	1002	468	42	645	645	623	217
884	982			31					
surface totale en km²		4.1	5.2	2.1	2.9	7.2	8.6	19.9	4.5

Annexe 2

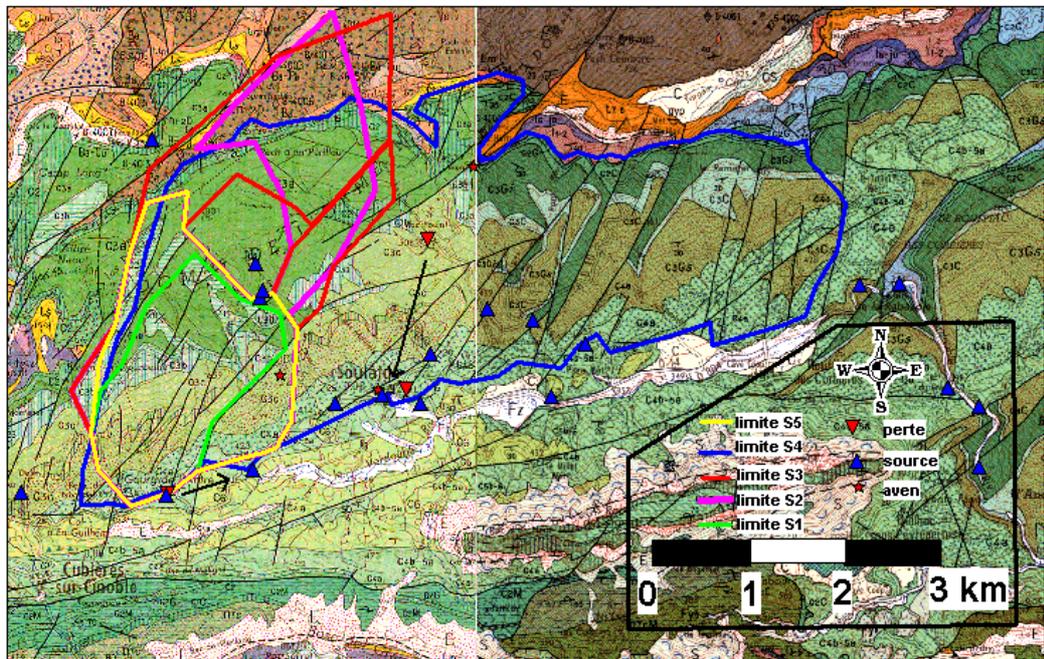
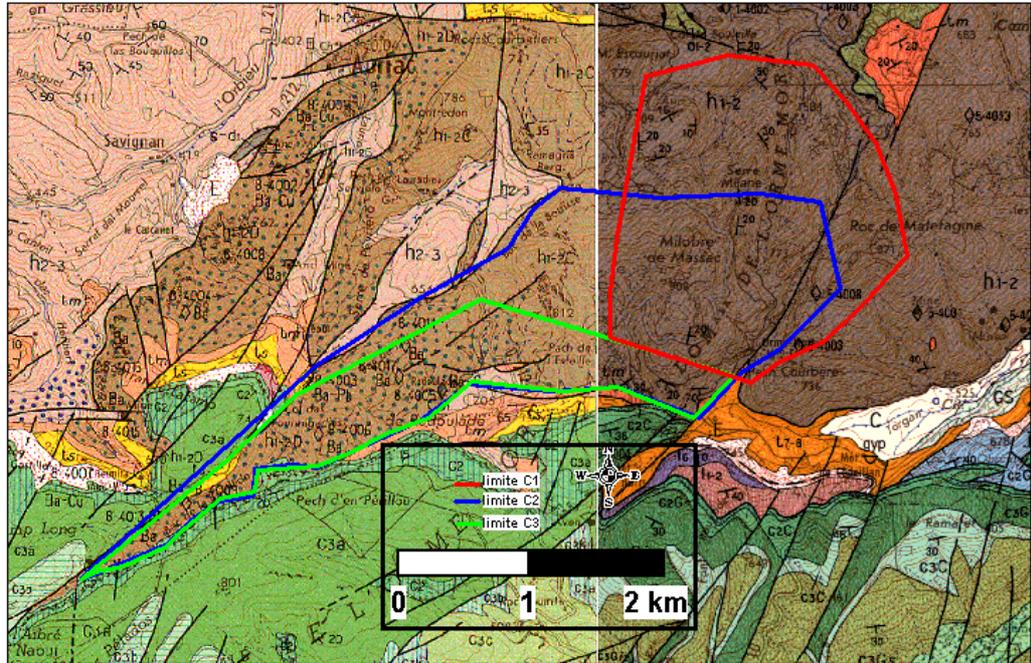
Différents impluviums testés pour les trois sources



Différents impluviums testés pour la Mouillère.



Différents impluviums testés pour la Tirounère.



Différents scénarios d'impluviums testés pour le Verdoble.



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
1039, rue de Pinville
34000 – Montpellier – France
Tél. : 04 67 15 79 80