Document public

Guide méthodologique

Les outils de l'hydrogéologie karstique pour la caractérisation de la structure et du fonctionnement des systèmes karstiques et l'évaluation de leur ressource

BRGM/RP-58237-FR
Mars 2010

© Ph. Crochet

ONEMA
Office national de l'eau
et des milieux aquatiques

Géosciences pour une Terre durable
brgm

Document public

Guide méthodologique

Les outils de l'hydrogéologie karstique pour la caractérisation de la structure et du fonctionnement des systèmes karstiques et l'évaluation de leur ressource

BRGM/RP-58237-FR
Mars 2010

Étude réalisée dans le cadre des projets de Service public du BRGM 2008-2009 Convention ONEMA-BRGM

N.Dörfliger,
Avec la collaboration de Ph. Crochet, R. Guerrin, N. Jozja , B. Marsaud, P H. Mondain, Ph. Muet, V. Plagnes

Vérificateur :	**Approbateur :**
Nom : Jean Christophe Maréchal	Nom : Didier Pennequin
Date : 1er avril 2010	Date : 2 avril 2010
Signature :	Signature :

En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique, l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2000.

ONEMA
Office national de l'eau et des milieux aquatiques

Géosciences pour une Terre durable
brgm

Mots clés : Système karstique, Modèles conceptuels, Hydrogéologie, Hydrologie, Essais de pompage, Hydrogéochimie, Traçages artificiels, Géophysique, France.

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

Dörfliger N.(2010) : Guide méthodologique, Les outils de l'hydrogéologie karstique. Avec la collaboration de Ph. Crochet, R. Guerin, N. Jozja, B. Marsaud, P-H. Mondain, Ph. Muet, V. Plagnes; BRGM RP- 58237-FR, 230 pp., 82 ill., 5 ann.

© BRGM, 2010, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Dans le cadre des études menées par les Agences de l'Eau Adour-Garonne et Rhône-Méditerranée & Corse entre 2005 et 2009, concernant les stratégies de protection des ressources en eau dans les secteurs karstiques, le bilan et analyse de la mise en œuvre des périmètres de protection des captages AEP en milieu karstique (Technic'eau, AERM&C) préconisent la nécessité de se doter d'outils et méthodes de référence, sous forme de guides techniques. Trois thèmes sont retenus dont celui des outils pour l'identification et la caractérisation des systèmes karstiques y compris la mise en œuvre de traçages artificiels. C'est dans le cadre de la convention ONEMA – BRGM 2008-2009 que ce guide a été conçu et rédigé. Différents bureaux d'études ainsi que des universitaires ont été associés à la rédaction de ce guide : Ginger Environnement (Ph. Muet), Calligée (Paul Henri Mondain), ANTEA (Ph. Crochet et Bruno Marsaud), Valérie Plagnes et Roger Guérin de l'UMR Sisyphe de l'Université Pierre Marie Curie-Paris 6 et Nevila Jozja du CETRAHE de Polytech'Orléans – Université d'Orléans.

La genèse, la structure et le fonctionnement des aquifères karstiques les rendent particuliers et singuliers. Les méthodes classiques d'étude hydrogéologique des aquifères, à savoir la détermination de la géométrie des formations aquifères, du champ des paramètres hydrauliques à partir d'investigation géophysique et d'essais de pompage, pour un objectif de simulation des écoulements selon la loi de Darcy ne sont pas applicables pour ce type d'aquifère. L'hétérogénéité du milieu aquifère rend difficile la détermination des paramètres hydrauliques (transmissivité T et coefficient d'emmagasinement S) ; peu de forages sont disponibles pour obtenir ces informations. La caractérisation repose le plus souvent sur une identification géologique à l'échelle du bassin d'alimentation d'un système karstique dont l'exutoire est un point essentiel à suivre tant au niveau de l'évolution du débit, de la température, de la conductivité électrique voire de la turbidité que de l'évolution de la signature chimique. Une méthodologie spécifique est ainsi indispensable telle que déjà décrite dans le guide technique N°3 de l'AERM&C en 1999 suite aux travaux de Marsaud en 1997. Des outils spécifiques sont à mettre en œuvre pour chacune des étapes de la méthodologie.

Dans le présent guide, les différents outils utilisés pour caractériser le fonctionnement d'un système ou d'un aquifère karstique sont présentés de manière à ce que les hydrogéologues des administrations, des agences de l'eau, des collectivités et des bureaux d'étude puissent s'y familiariser et se les approprier. Ces outils permettront de caractériser le type de système karstique, d'apprécier le degré de karstification, d'évaluer les ressources et réserves du système, de préciser la délimitation du bassin d'alimentation de l'exutoire ou du captage, d'apporter des éléments sur le transfert de contaminant à l'aide de la mise en œuvre de traçages artificiels, d'apporter des éléments sur l'organisation des écoulements au sein des différents compartiments de l'aquifère à l'aide des outils géochimiques, de localiser un drain, de préciser l'extension possible d'un aquifère épikarstique, la structure sous-jacente à une doline … à l'aide d'outils géophysiques, de pouvoir interpréter des essais de pompage de manière

adéquate, et finalement de pouvoir simuler et prédire l'évolution des débits au niveau d'un exutoire sollicité ou non par pompage considérant différents scénarios climatiques et de gestion.

Ce guide méthodologique est organisé en 5 chapitres. Après un chapitre introductif, le deuxième chapitre est consacré à la définition des aquifères et des systèmes karstiques, en donnant des éléments sur la karstification et la mise en place des aquifères karstiques ainsi que sur les modèles conceptuels de ce type d'aquifère. Le troisième chapitre présente la démarche d'étude et de caractérisation des aquifères karstiques. Le quatrième chapitre, le plus important en volume de ce guide, décrit les différents outils à mettre en œuvre pour caractériser l'aquifère karstique du point de vue de sa structure et de son fonctionnement et pour évaluer sa ressource ; ce sont des outils hydrogéologiques avec l'interprétation des hydrogrammes au niveau des sources, des essais de pompage réalisés à l'amont de l'exutoire au sein d'un conduit karstique ou au niveau de la matrice environnante, des outils hydrochimiques avec l'interprétation de l'évolution de la signature chimique et isotopique d'un aquifère karstique afin de fournir des éléments quant à son fonctionnement, sa structure en différents compartiments (aquifère épikarstique, zone d'infiltration et zone noyée), à l'âge de l'eau ainsi qu'à sa vulnérabilité du point de vue de la qualité, des outils relatifs à la mise en œuvre d'essais de traçage artificiels ainsi que des outils géophysiques permettant d'obtenir des informations sur la géométrie des vides, la structure au niveau de la zone d'infiltration. Le dernier chapitre donne des éléments en termes de conclusion et de perspectives. On trouve ensuite un lexique des termes les plus utilisés. Des références bibliographiques sont données par thématique au sein du chapitre 7. Le guide comprend également des annexes, avec des exemples d'application des différents outils, des références d'études d'aquifères et systèmes karstiques à l'échelle de la France métropolitaine ainsi que des fichiers Excel avec des exemples d'application d'analyse de débits classés et de courbes de récession.

Ce guide présente ainsi des outils à mettre en œuvre issus des travaux de recherche menés dans les universités françaises en particulier et instituts de recherche. Certaines méthodes complexes nécessitant une expertise n'ont pas été présentées ou à peine abordées. C'est le cas de l'analyse des ondelettes par exemple. La biodiversité du milieu souterrain n'a pas été abordée avec la présence de faunes stygobies particulières, cela n'étant pas l'objet du guide. Néanmoins, des méthodes de caractérisation de phénomènes d'endémisme de certaines faunes (par exemple des micro-gastéropodes) à l'aide de techniques de génétique devraient permettre d'identifier des compartiments souterrains. Ce type de données peut être riche d'informations et apporter des renseignements complémentaires sur l'organisation des écoulements.

Sommaire

Préface.....17

1. Introduction.....19

1.1. CONTEXTE.....19

1.2. OBJECTIFS DU GUIDE MÉTHODOLOGIQUE.....19

1.3. CONTENU DU GUIDE MÉTHODOLOGIQUE.....19

2. Définition des aquifères et des systèmes karstiques.....21

2.1. KARSTIFICATION ET SPECIFICITÉS DES AQUIFÈRES KARSTIQUES.....21

2.2. SPECIFICITÉS ET SCHÉMA CONCEPTUEL.....29

2.3. CLASSIFICATION DES AQUIFÈRES KARSTIQUES.....32

2.4. TYPOLOGIE DES AQUIFÈRES KARSTIQUES.....34

2.4.1. Systèmes karstiques unaires et binaires.....34

2.5. METHODOLOGIE SPECIFIQUE D'ETUDE.....35

3. Démarche des études des aquifères karstiques.....36

3.1. IDENTIFICATION 36

3.2. CARACTÉRISATION.....37

3.2.1. Outils et méthodes de caractérisation - informations provenant des sources.....38

3.2.2. Outils et méthodes de caractérisation - informations provenant des forages.....39

3.3. DEMONSTRATION - EXPLOITATION – DEFINITION DE LA VULNERABILITÉ 39

4. Présentation des méthodes.....44

4.1. INTRODUCTION.....44

4.2. ETUDE GEOLOGIQUE ET STRUCTURALE.....44

4.2.1. Cartographie géologique et coupes géologiques.....45
4.2.2. Evolution géologique et mise en place de la karstification.....46

4.3. HYDROGEOLOGIE – HYDROLOGIE.....46
4.3.1. Bilan hydrologique et délimitation du bassin d'alimentation.....47
4.3.2. Approche simplifiée de la fonctionnalité karstique d'un exutoire.....48
4.3.3. Interprétation des débits classés.....50
4.3.4. Etude des courbes de récession.....51
4.3.5. Evaluation de la stationnarité d'un système et du volume de régularisation du réservoir.....55
4.3.6. Analyse corrélatoire et spectrale (ACS).....57
4.3.7. Interprétation des pompages en milieu karstique.....62

4.2.4.1.Forage recoupant un drain 64

4.2.4.2.Forage recoupant des vides à l'intérieur d'une zone compartimentée (réservoir).....64

4.2.4.3. Forage recoupant un milieu fissuré (ou équivalent).....65

4.4. HYDROGEOCHIMIE ET QUALITÉ DE L'EAU.....69
4.4.1. Les principaux marqueurs géochimiques.....71

4.4.1.1. Les marqueurs d'origine météorique.....71

4.4.1.2. Les marqueurs d'origine pédologique.....72

4.4.1.3. Les marqueurs d'origine géologique.....74

Roche calcaire : les espèces du système calco-carbonique.....74

4.4.1.4. Les marqueurs d'origine marine.....77

4.4.1.5.Les marqueurs d'origine anthropique.....77

4.4.1.6.Les marqueurs microbiologiques 79
4.4.2. Les stratégies d'échantillonnage.....79
4.4.3. Protocoles analytiques.....84
4.4.4. Les méthodes d'interprétation.....84
4.4.5. La datation des eaux karstiques.....91
4.4.6. Contaminations microbiologiques des systèmes karstiques.....96

4.5. UTILISATION DES TRAÇAGES ARTIFICIELS EN HYDROGEOLOGIE KARSTIQUE 97
4.5.1. Introduction.....98

4.5.2. Définition et objectifs.....98
4.5.3. Les grandes catégories de traceurs.....99
4.5.3.1. Généralités.....99
4.5.3.2. Les traceurs fluorescents.....102
4.5.3.3. Traceurs salins.....104
4.5.4. Les traceurs artificiels sont-ils nuisibles pour l'homme et pour l'environnement ?.....104
4.5.4.1. Cas des traceurs fluorescents.....104
4.5.4.2. Cas des traceurs salins.....105
4.5.5. Fondements théoriques et interprétation.....105
4.5.5.1. Approche systémique et notion de système traçage.....105
4.5.5.2. Exploitation des résultats.....107
4.5.6. Interprétation des résultats.....111
4.5.6.1. Considérations générales.....111
4.5.6.2. Importance du calcul du taux de restitution.....112
4.5.6.3. Exploitation des courbes de DTS 113
4.5.6.4. Simulation d'une pollution 115
4.5.7. Précautions pour l'utilisation des résultats de traçages.....116
4.5.8. Les aspects pratiques.....117
4.5.8.1. Les questions à se poser avant de réaliser un traçage.....117
Traçage simple ou multi-traçage.....117
4.5.8.2. Où injecter ?.....117
4.5.8.3. A Quelle période ?.....118
4.5.8.4. Quel traceur choisir ?.....118
4.5.8.5.Quelles quantités injecter ?.....120
4.5.8.6.Quels points surveiller et pendant combien de temps ?.....124
4.5.9. Mise en œuvre des traçages.....125
4.5.9.1. Information préalable.....125

4.5.9.2.Préparation et réalisation de l'injection....126
4.5.9.3.Suivi de la restitution....126
Généralités....126
Les traceurs fluorescents 126
Les traceurs salins....128
4.5.9.4. Echantillonnage....129
4.5.9.5.Fiabilité des résultats de traçages....130
4.6. METHODES GEOPHYSIQUES....132
4.6.1. Méthode électrique et électromagnétique basse fréquence....136
4.6.1.1. Electrique à courant continu....136
4.6.1.2. Polarisation spontanée....138
4.6.1.3. Electromagnétisme slingram....138
4.6.1.4. Electromagnétisme VLF....139
4.6.1.5. Electromagnétisme TDEM....142
4.6.2. Electromagnétisme haute fréquence : radar....143
4.6.3. Méthode sismique....144
4.6.4. Méthode gravimétrique....145
4.6.5. Magnétisme....146
4.6.6. Méthode de la résonance magnétique des protons....146
4.6.7. Diagraphie....148
4.6.8. Autres méthodes physiques....148
5. Conclusions et perspectives....152
6. Glossaire....155
7. Bibliographie 158
4.1 GÉNÉRALITÉ....211
4.2. CAUSSES MAJEURS 211
4.2.1. Larzac – Sauveterre....211
4.2.2. LANGUEDOC MÉDITERRANÉEN....212
4.2.3. Causses du Sud-Ouest (Causses du Quercy)....213

4.3. PYRENEES OCCIDENTALES – BASSIN DE L'ADOUR 214

4.4. PYRENEES ORIENTALES - CORBIÈRES.....214

4.5. ALPES.....215
4.5.1. Drôme – Ardèche (Vivarais).....216
4.5.2. Provence-Alpes-Côte d'Azur.....218

4.6. JURA (DOUBS ET HAUTE SAÔNE).....220

4.7. BASSIN DE PARIS.....220
4.7.1. Bourgogne.....220
4.7.2. Val d'Orléans.....220
4.7.3. Karst de la craie (Nord-Pas-de-Calais – Normandie crayeuse).....221
4.7.4. Gâtinais.....222
4.7.5. Lorraine 223

4.8. POITOU – CHARENTES 223

Liste des illustrations

Illustration 1 : Niveaux superposés de réseaux karstiques Massif d'Arbas, Haute-Garonne - Réseau Félix Trombe - Henne Morte (Bakalowicz,http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-erosion-karstique.xml).....23

Illustration 2 : Perte du Gour de Champlive (Doubs) en Franche Comté (© Mettetal) [à gauche] et perte de la Couze (© P.Marchet)[à droite].....24

**Illustration 3 : Lapiez des Alpes- le Désert de Platé (© BRGM-imagé)(à gauche] et (© Ph.Crochet)
[à droite].....24**

Illustration 4 : Dolines du Causse de Sauveterre (© N.Dörfliger et BRGM imagé)25

Illustration 5 : Poljé de Cuges les Pins (Provence) (© Lakko Marseille).....25

Illustration 6 : Gorges du Verdon (© Ph. Crochet) à gauche et Gorges de l'Ardèche (© P. Marchet) à droite.....26

Illustration 7 : Abîme de Bramabiau (résurgence) (© Ph.Crochet).....26

Illustration 8 : Représentation schématique d'un aquifère karstique (AERMC 1999 et AERMC 1999 d'après Mangin 1975).....28

Illustration 9: Illustration d'un aquifère épikarstique (Mangin, 1975) et photo (N.Goldscheider).....29

Illustration 10 : Schéma d'un aquifère karstique selon une approche structurelle (Geyer 2008).....30

Illustration 11 : Schématisation d'un système karstique selon une approche structurelle (Drogue, 1971 in Marsaud, 1997).....30

Illustration 12 : Représentation schématique de l'évolution d'un aquifère carbonaté fissuré vers un aquifère karstique et un système de conduits karstiques qui s'individualisent tout en étant connectés au réseau de fractures 31

Illustration 13 : Schéma conceptuel de l'aquifère karstique selon une approche fonctionnelle (modifié à partir de Mangin, 1975).....33

Illustration 14 : Les deux types de systèmes karstiques (in AERMC, 1999).....34

Illustration 15 : Tableau des outils et méthodes pour la phase d'identification. . .37

Illustration 16 : Tableau des outils pour la phase de caractérisation.....38

Illustration 17 : Logigramme d'étude des aquifères et systèmes karstiques.....40

Illustration 18 : Logigrammes détaillés pour l'étude de systèmes karstiques avec peu de données (Situtation 1) et avec acquisition de données sur plusieurs cycles hydrologiques (Situation 2).....43

Illustration 19 : Schéma conceptuel de la méthodologie d'étude (Aunay et al., 2003 a,b).....46

Illustration 20 : interprétation des ruptures de pente de la droite représentative des débits classés.....51

Illustration 21 : Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés (en ordonnée pourcentage d'apparition des débits et en abscisse représentation des débits selon une échelle logarithmique).....51

Illustration 22 : Décomposition de la récession selon la méthode de Mangin (1970) in Fabre (1983).....53

Illustration 23 : Décomposition de la récession selon la méthode de Mangin (1970) adaptée par Ladouche et al. (2006). 53

Illustration 24 : Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse des courbes de récession selon Mangin, 1975 [El Hakim et Bakalowicz,2007].....54

Illustration 25 : Présentation de résultats de l'analyse R/S pour la source de Font Estramar pour différentes périodes d'observation (BRGM-RP-52919-FR).……56

Illustration 26 : Evolution de l'état du réservoir selon la méthode de Réméniaras (BRGM-RP-52919-FR).....57

Illustration 27 : Corrélogrammes simples de 3 systèmes karstiques avec des effets mémoire compris entre 11 et 64 jours.....59

Illustration 28 : Spectres simples de deux systèmes karstiques avec une fonction de coupure à 0,15 soit 6,5 jours respectivement 0,11 soit 9 jours et des temps de régulation compris entre 29 et 63 jours (Marsaud, 1997).....60

Illustration 29 : Corrélogrammes croisés pour quatre systèmes karstiques.....61

Illustration 30 : Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse corrélatoire et spectrale (Marsaud,1997).[Augmentation des réserves du Haut vers le Bas].....61

Illustration 31 : Schéma explicatif de l'apport des essais de puits et des essais de nappe.....63

Illustration 32 : Méthodologie mise en œuvre pour l'interprétation des pompages d'essai.....68

Illustration 33 : Relation entre le δ18O et le δ2H des eaux de pluie dans le Sud de la France (Ladouche et al. 2009).....72

Illustration 34 : Relation COT–Mg2+ pour les systèmes de Vaucluse (ANG Font d'Angiou, GIL Font Gillarde, GRA GRO Grozeau, MIL Milet, NDA Notre Dame des Anges, TRI St Trinit, FV Fontaine de Vaucluse).....73

Illustration 35 : Turbidité, conductivité électrique et précipitations cumulées au niveau de la perte dans laquelle s'engouffrent les eaux du Bébec au sein du système karstique crayeux de Norville (Haute Normandie, Dussarat-Baptista et al. 2003).....74

Illustration 36 : Schéma représentatif des différentes évolutions de la minéralisation d'aquifères karstiques 75

Illustration 37 : Evolution des rapports isotopiques et des concentrations en Sr à l'exutoire du bassin versant de l'Hérault au cours de la crue de novembre 2002. Lorsque le débit augmente, la contribution des eaux karstiques de l'amont du bassin augmente (Pételet-Giraud et Négrel, 2007).....76

Illustration 38 : Débit et variations en Mg et SiO2 à la source de l'Homède (Larzac) au cours d'une décrue du 26/2/95 au 8/9/95 (Plagnes, 1997).....77

Illustration 39 : Cartes d'isoconcentrations en NO3- de l'aquifère de la craie sur le département de l'Eure (Valdès, 2005).....80

Illustration 40 : Evolution de la température et de la conductivité électrique de deux sources karstiques du Lot.....82

Illustration 41 : Préleveur automatique à 24 flacons 84

Illustration 42 : relation Na = f(Cl) pour la source de Port Miou à différentes profondeurs ainsi que pour l'eau de mer et l'eau karstique mesurée dans des forages à proximité (Blavoux et al. 2004).....85

Illustration 43 : Distribution des fréquences de conductivité (Bakalowicz, 1979) 86

Illustration 44 : Diagramme des valeurs propres, et espace des variables et des individus pour une ACP effectuée sur ces données acquises sur les 3 sites (perte, source, forage) du système karstique du Hannetôt durant 3 événements pluvieux (décembre 1999, avril 2000 et novembre 2000) B = perte du bébec, S = source, F = forage (Fournier et al.).....87

Illustration 45 : Courbe normalisée EC-T-Q, les lettres correspondent aux différentes phases identifiées par les pentes (RS pour resuspension de

sédiments et Dt pour transfert direct : A=RS, B=DT, C=DT, D=RS, E=DT, F=DT, G=DT, H=RS, I=RS)(Fournier, 2006).....88

Illustration 46 : Décomposition à l'aide du Ca de l'hydrogramme de la crue de nov.1977 à la source du Verneau (Blavoux et Mudry 1983).....89

Illustration 47 : Flux de NO3 exportés par les différentes sources du Larzac septentrional sur la même période de 564 jours (du 16/2/95 au 1/9/96).....90

Illustration 48 : Comparaison des sorties de différents modèles de mélange (EPM exponential piston flow , DM dispersion , EM exponential) pour estimer l'âge des eaux de la source de Woodville (USA). Les nombres à côté des courbes indiquent l'âge calculé par ces modèles (Katz et al. 2004).....92

Illustration 49 : Concentration en trois CFC et en SF6 dans l'atmopshère.....93

Illustration 50 : Estimation des âges des eaux dans les calcaires de l'île de Gozo (Malte, système carbonaté fissuré peu fonctionnel). Ligne noire = mélange simple, pointillé = mélange exponentiel, points = mélange par piston avec l'année de recharge.....94

Illustration 51 : Synthèse de l'origine et du type de renseignement apporté par les principaux marqueurs présents dans les eaux des systèmes karstiques. 95

Illustration 52 : Avantages et inconvénients des divers traceurs utilisés.....101

Illustration 53 : Différents types de traceurs fluorescents (Käss, 1998).....102

Illustration 54 : Principales caractéristiques des traceurs Fluorescents.....103

Illustration 55 : Principales caractéristiques des traceurs salins.....104

Illustration 56 : Marquage de l'échantillon de transit (d'après Guizerix, in I.A.E.A, 1990).....106

Illustration 57 : Schéma du système traçage au sein du système karstique (M.Lepiller & P.H.Mondain - 1986).....106

Illustration 58 : Approche systémique des traçages.....109

Illustration 59 : Exploitation des résultats issus d'un traçage.....112

Illustration 60 : Importance du pourcentage de restitution dans l'interprétation des traçages de reconnaissance.....113

Illustration 61 : Variation de la réponse impulsionnelle en fonction de la distance (exemple de la loire – Guizerix & al – 1976 in Marsaud 1997).....114

Illustration 62 : Variation de la réponse imulsionnelle obtenue pour différents états pseudo-stationnaires en fonction du débit (Loire – Guizerix & al – 1976) 114

Illustration 63 : Adaptation des traceurs aux conditions d'injection (Rapport OFEG-Série Géologie n°3 (2002) – modifié).....119

Illustration 64 : Particularités des traceurs fluorescents et salins les plus usuels 119

Illustration 65 : Représentation schématique d'une restitution en flux massique d'un traceur artificiel 120

Illustration 66 : Coefficient multiplicateur par rapport à l'Uranine.....121

Illustration 67 : Evaluation de la quantité à injecter selon une approche pratique 122

Illustration 68 : Abaque de détermination de la concentration de la masse de fluorescéine à injecter en fonction du débit à l'exutoire.....123

Illustration 69 : Facteur de correction α des traceurs (g/m).....124

Illustration 70 : Valeurs indicatives des vitesses maximales d'écoulement en milieu karstique.....125

Illustration 71 : Logigrammes concernant la fiabilité des résultats des essais de traçage selon les différents modes de suivi 132

Illustration 72 : Adéquation de méthodes et techniques géophysiques pour la reconnaissance des différentes parties d'un système karstique d'après Chalikakis, 2006 (+:recommandé, ++: adapté mais incomplet, +++: adapté mais limité, 0 non recommandé).....135

Illustration 73 : Tomographie de résistivité électrique sur le site de Poumeyssen (Lot, France), 4ème itération, erreur RMS = 6,08 %, avec le contour du conduit positionné (d'après Guérin et al., 2009).....137

Illustration 74 : Profil VLF à Limnes Kastrion (Péloponnèse, Grèce) pour les différences fréquences en phase et en résistivité apparente pour la RMT, et en phase et en quadrature pour la RF-EM, et coupe géoélectrique interprétative (d'après Chalikakis, 2006).....141

Illustration 75 :Coupe géoélectrique TDEM à Limnes Kastrion (Péloponnèse, Grèce) d'après Chalikakis (2006).....143

Illustration 76 : Profil radar (section brute et interprétation) au-dessous du système karstique du Lamalou (Hérault, France), d'après Al-Fares et al. (2002). 144

Illustration 77 : Tomographie sismique sur le site de Poumeyssen (Lot, France) : modèle de vitesse des ondes P, avec le contour du conduit positionné (d'après Guérin et al., 2009). L'isovaleur 1500 m.s-1 (correspondant à la vitesse de propagation dans l'eau) présente un approfondissement, qui suggère que le milieu est altéré et/ou fracturée au-dessus du conduit.....145

Illustration 78 : Profil RMP sur le site de Poumeyssen (Lot, France) : (a) coupe en amplitude, (b) comparaison entre l'inversion RMP et la section du conduit karstique donnée par les spéléologues (d'après Guérin et al., 2009).....147

Illustration 79 : Champ magnétique émis par une bobine émettrice placée verticalement dans une cavité (Chailloux, 2005).....149

Illustration 80 : Photos du cadre récepteur avec ses écouteurs et la balise d'émission ARCANA et le boîtier d'alimentation (Chailloux, 2005).....149

Illustration 81 : Matériel émetteur et récepteur de l'U-GPS (Watteret et Jeannin, 2004).....150

Liste des annexes

Annexe 1 : Exemples d'application des outils 167
Annexe 2 : Compléments sur les ACS199
Annexe 3 : Informations complémentaires sur le développement et mise en place de la karstification….....203
Annexe 4 : Informations complémentaires sur la modélisation ……....207
Annexe 5: Références d'études d'aquifères karstiques en France Métropolitaine……..215

Préface

Les stratégies de protection des ressources en eau dans le karst sont une des priorités de l'ONEMA, des agences de l'eau, dont plus particulièrement l'agence de l'Eau Rhône-Méditerranée et Corse, l'agence de l'Eau Adour-Garonne et l'agence de l'Eau Seine-Normandie. Les deux agences de l'Eau AERM&C et AEAG se sont engagées ensemble dans une démarche visant à protéger les ressources en eau d'origine karstique, très présentes et largement utilisées sur leur territoire. Elles sont à l'origine d'une étude initiée en 2004 comprenant deux étapes. La première a fait l'objet d'un bilan et d'une analyse de la mise en œuvre des périmètres de protection des captages AEP en milieu karstique, réalisés par Ginger Environnement. La deuxième étape en cours de finalisation (1er semestre 2010), a pour objet de proposer des stratégies de protection des ressources en eau dans les secteurs karstiques, s'appuyant sur des guides techniques spécialisés. Les préconisations faites à l'issue de la première partie comprenaient notamment l'élaboration de méthodes de référence assorties de guides afin de renforcer le cadrage méthodologique.

Ce guide méthodologique de présentation des outils utilisés en hydrogéologie karstique est le deuxième guide préconisé ; le premier concerne la cartographie de la vulnérabilité des aquifères karstiques selon la méthode PaPRIKa et a été publié en octobre 2009. Les différents outils utilisés pour caractériser le fonctionnement d'un système ou aquifère karstique sont présentés de manière à ce que les hydrogéologues des administrations, des agences de l'eau, des collectivités et des bureaux d'études puissent s'y familiariser et se les approprier.

Ces outils permettront :

- de caractériser le type de système karstique,
- d'apprécier le degré de karstification,
- d'évaluer les ressources et réserves du système,
- de préciser la délimitation du bassin d'alimentation de l'exutoire ou du captage
- d'apporter des éléments sur le transfert de contaminants moyen d'un essai de traçage entre un point d'injection et un exutoire ou un forage à l'aide de traceurs artificiels,
- d'apporter des éléments sur l'organisation des écoulements au sein des différents compartiments de l'aquifère à l'aide des outils géochimiques,

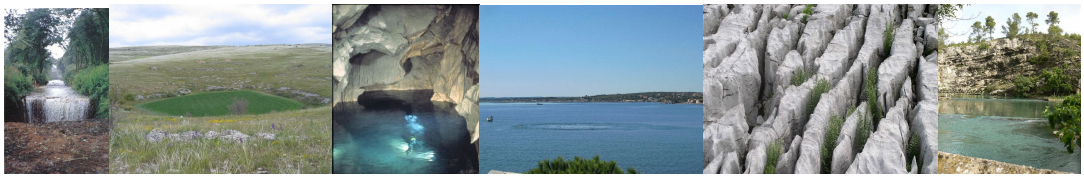
- de localiser un drain, de préciser l'extension possible d'un aquifère épikarstique, la structure sous jacente à une doline … à l'aide d'outils géophysiques,
- de pouvoir interpréter des essais de pompage de manière adéquate,
- et finalement de pouvoir simuler et prédire l'évolution des débits au niveau d'un exutoire sollicité ou non par pompage considérant différents scénarios de gestion et climatiques.

Ce guide a été élaboré en étroite concertation avec des hydrogéologues experts des milieux karstiques, issus de bureaux d'études ainsi qu'avec des collègues du milieu universitaire de l'université Paris VI et de Polytech Orléans, que nous remercions chaleureusement :

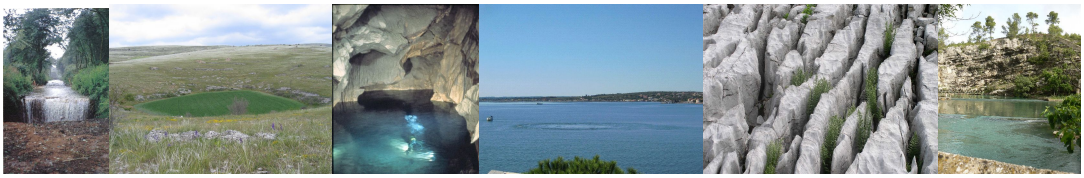
- Philippe Crochet et Bruno Marsaud (ANTEA), Philippe Muet (Ginger Environnement), Paul-Henri Mondain (CALLIGEE)
- Roger Guérin Prof. à Polytech'Paris-UPMC et à l'UMR 7619 Sisyphe et Valérie Plagnes, Maître de Conférences à l'Université Pierre et Marie Curie-Paris 6 (UMR 7619 Sisyphe) ; Nevila Jozja du CETRAHE - Cellule R&D d'Expertise et de Transfert en TRaçages Appliqués à l'Hydrogéologie et à l'Environnement de l'Université d'Orléans - Polytech'Orléans.

Pierre Marchet et Laurent Cadilhac, hydrogéologues des Agences de l'eau d'Adour-Garonne, respectivement Rhône-Méditerranée & Corse ont suivi la rédaction de ce guide et participé à sa relecture. Nous les remercions également.

Philippe Crochet a mis à disposition également des photos d'environnement karstique pour l'illustration de ce guide et nous l'en remercions (© ph.crochet).



1. Introduction



1.1. CONTEXTE

Dans le cadre des études menées par les Agences de l'Eau Adour-Garonne et Rhône-Méditerranée & Corse entre 2005 et 2009, concernant les stratégies de protection des ressources en eau dans les secteurs karstiques, le bilan et analyse de la mise en œuvre des périmètres de protection des captages AEP en milieu karstique (Technic'eau, AERM&C) préconise la nécessité de se doter d'outils et méthodes de référence, sous forme de guides techniques concernant notamment parmi trois thèmes, les outils pour l'identification et la caractérisation des systèmes karstiques. C'est dans le cadre de la convention ONEMA – BRGM 2008-2009 que ce guide a été conçu et rédigé.

Les aquifères karstiques sont des aquifères particuliers et singuliers du fait de leur genèse, leur structure et leur fonctionnement. Les méthodes classiques d'étude hydrogéologique des aquifères, à savoir la détermination de la géométrie des formations aquifères, du champ des paramètres hydrodynamiques à partir d'investigation géophysique et d'essais de pompage, pour un objectif de simulation écoulements selon la loi de Darcy ne sont pas applicables pour ce type d'aquifère. L'hétérogénéité du milieu aquifère rend difficile la détermination des paramètres hydrodynamiques (transmissivité T et coefficient d'emmagasinement S) ; peu de forages étant disponibles pour obtenir ces informations. La caractérisation repose le plus souvent sur une identification géologique à l'échelle du bassin d'alimentation d'un système karstique dont l'exutoire est un point essentiel à suivre tant au niveau de l'évolution du débit, de la température, de la conductivité électrique, voire de la turbidité que de l'évolution de la signature chimique. Une méthodologie spécifique est ainsi indispensable telle que déjà décrite dans le guide technique N°3 de l'AERM&C en 1999 suite aux travaux de Marsaud en 1997. Des outils spécifiques sont à mettre en œuvre pour chacune des étapes de la méthodologie.

1.2. OBJECTIFS DU GUIDE MÉTHODOLOGIQUE

Les objectifs sont ainsi de disposer d'un guide méthodologique présentant les méthodes et outils nécessaires pour la caractérisation de la structure et du fonctionnement des systèmes karstiques à utiliser dans les études préliminaires à la délimitation des périmètres de protection et des bassins d'alimentation, de l'évaluation de la vulnérabilité ainsi que dans les études d'évaluation de la ressource des systèmes karstiques. Ce guide fait suite au guide technique N°3 « Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques » rédigé par Michel Bakalowicz en 1999 et édité par l'AERM&C. Il est destiné aux hydrogéologues des bureaux d'études, des administrations, des collectivités territoriales et des agences de l'eau ainsi qu'aux maîtres d'ouvrage.

1.3. CONTENU DU GUIDE MÉTHODOLOGIQUE

Ce guide méthodologique est organisé en 5 chapitres. Après un chapitre introductif, le deuxième chapitre est consacré à la définition des aquifères et des systèmes karstiques, en

donnant des éléments sur la karstification et la mise en place des aquifères karstiques ainsi que sur les modèles conceptuels de ce type d'aquifère. Le troisième chapitre présente la démarche d'étude et de caractérisation des aquifères karstiques. Le quatrième chapitre, le plus important en volume de ce guide décrit les différents outils à mettre en œuvre pour caractériser l'aquifère karstique du point de vue de sa structure et de son fonctionnement et évaluer sa ressource. Les différents outils présentés sont :

- des outils hydrogéologiques avec l'interprétation des hydrogrammes au niveau des sources, des essais de pompage réalisés à l'amont de l'exutoire au sein d'un conduit karstique ou au niveau de la matrice environnante,

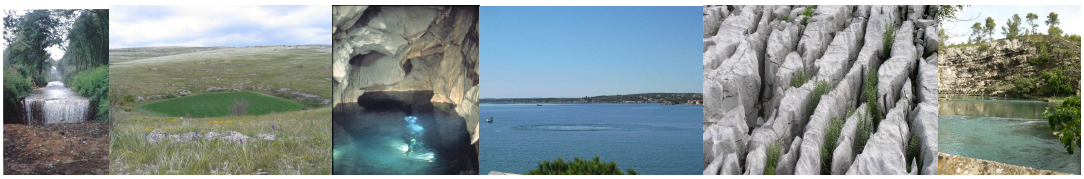
- des outils hydrochimiques avec l'interprétation de l'évolution de la signature chimique et isotopique d'un aquifère karstique afin de fournir des éléments quant à son fonctionnement, sa structure en différents compartiments (aquifère épikarstique, zone d'infiltration et zone noyée), à l'âge de l'eau ainsi qu'à sa vulnérabilité du point de vue de la qualité,

- des outils relatifs à la mise en œuvre d'essais de traçage artificiels,

- des outils géophysiques permettant d'obtenir des informations sur la géométrie des vides, la structure au niveau de la zone d'infiltration.

Le dernier chapitre donne des éléments en termes de conclusion et de perspective. On trouve ensuite un lexique des termes les plus utilisés, puis des références bibliographiques sont données par thématique. Le guide comprend également des annexes, avec des exemples d'application des différents outils, des références d'études d'aquifères et systèmes karstiques à l'échelle de la France métropolitaine (CD-Rom) ainsi que des fichiers Excel avec des exemples d'application d'analyse de débits classés et d'analyse de courbes de récession.

2. Définition des aquifères et des systèmes karstiques



2.1. KARSTIFICATION ET SPECIFICITÉS DES AQUIFÈRES KARSTIQUES

2.1.1. Processus de karstification

Les aquifères karstiques résultent d'un processus complexe de karstification et d'évolution au cours du temps. La karstification se fait par dissolution des roches carbonatées ou sulfatées au contact de l'eau chargée en acide carbonique (H_2CO_3), qui dérive du gaz carbonique de l'air, plus rarement de gaz carbonique d'origine profonde (associé à de l'hydrothermalisme). La dissolution de la roche calcaire par l'eau associée au gaz carbonique fait intervenir de nombreux paramètres physico-chimiques dans un ensemble de réactions qui peut être simplifié ainsi :

$$\text{eau} + CO_2 \text{ (gaz carbonique)} + CaCO_3 \text{ (roche)} \Rightarrow \text{eau} + (\text{calcium} + \text{bicarbonate})$$

L'eau chargée en gaz carbonique dissout ainsi le carbonate de calcium de la roche pour former un sel dissous de bicarbonate de calcium qu'elle transporte et évacue vers les cours d'eau. Elle élargit progressivement les vides initiaux dans lesquels elle circule, en façonne les parois et les agrandit jusqu'à créer de véritables chenaux qui facilitent l'infiltration et accentuent le processus amorcé.

La quantité de matières dissoutes et transportées par les eaux courantes dépend de plusieurs paramètres :

- la nature géologique de la roche (compacité, taux de carbonates, présence d'impuretés),
- l'intensité et la répartition des précipitations (régissant la quantité d'eau en contact avec la roche),
- la morphologie de surface (conditionnant la quantité d'eau qui ruisselle et s'infiltre ; différence d'altitude entre la zone de recharge et le niveau de base = gradient),
- la température et l'altitude (dont dépendent la solubilité du CO_2, la pression atmosphérique et la nature des précipitations).

Il en résulte une grande variabilité dans l'ampleur de la dissolution en fonction de la situation géographique des karsts et des caractères régionaux.

L'**érosion chimique** paraît importante dans les régions froides et humides ainsi que dans les régions chaudes. C'est sous les climats méditerranéens qu'elle est a priori la moins intense. Le facteur essentiel reste cependant la quantité d'eau disponible à l'écoulement souterrain.

La dissolution est donc à l'origine de toute formation karstique, car c'est par elle que l'agrandissement initial des vides est possible.

A ce processus chimique, il faut ajouter celui de **l'érosion mécanique**. Les eaux se chargent de particules minérales entraînées de la surface (quartz, silice, etc) ou d'impuretés contenues dans la roche et dégagées par la mise en solution du calcium (argile, pyrite, etc). Ces éléments jouent un rôle abrasif sur les parois des conduits et contribuent à l'élargissement de ceux-ci. Toutefois, les phénomènes d'érosion mécanique sont principalement dus aux effondrements. Lorsqu'ils se produisent sur des trajets d'écoulements souterrains, ils sont alors soumis à la dissolution.

La conséquence directe du processus de karstification est l'établissement d'un paysage particulier associé à une morphologie souterraine. On distingue ainsi les **formes de surface ou *exokarstiques*** et les formes **souterraines** constituant l'***endokarst***. Les unes et les autres sont liées par le fait qu'elles résultent d'écoulements d'eau au travers de la masse rocheuse.

Le développement des réseaux karstiques est un processus dynamique en perpétuelle évolution au cours du temps, même si cette évolution est difficilement perceptible à l'échelle humaine. Il est conditionné par les trois facteurs suivants :

- le potentiel de karstification (quantités d'eau et de CO_2 disponibles, géométrie externe du massif conditionnant les limites hydrauliques du système),
- la structure interne du massif,
- le temps.

Le karst tend ainsi vers une organisation des écoulements, au travers d'une structure de drainage aboutissant à un nombre limité d'exutoires voire un seul, jusqu'à ce que s'établisse un équilibre. Cette organisation peut être comparée à celle d'un réseau hydrographique de surface. La géométrie du réseau de conduits souterrains est encore difficile à connaître de manière exhaustive, contrairement à celle des réseaux hydrographiques de surface.

Le processus de karstification tend donc vers un équilibre : la dissolution devient négligeable, sinon nulle, lorsque le temps de séjour de l'eau est très court. Ainsi, l'exportation de calcaire au Mas d'Azil en Ariège est négligeable en raison de la rapidité des écoulements et de l'insuffisance en CO_2. Malgré des débits élevés, les karsts peuvent ainsi cesser d'évoluer sans pour autant que la totalité du massif ait été dissoute. Seule la variation du niveau de base peut alors entraîner une reprise de l'érosion. Dans les systèmes karstiques de grande dimension, les débits de crue peuvent être très élevés (150 m^3/s à la Fontaine de Vaucluse par ex. pour une superficie de bassin d'alimentation de quelques 1000 km^2). La mise en place d'un réseau karstique de drainage peut s'effectuer en un temps très court à l'échelle géologique : moins de 10 000 à 20 000 ans. Aussi, les réseaux liés à une phase de karstification donnée ont généralement le temps de se mettre en place et de tendre vers un équilibre avant que n'interviennent des variations des conditions extérieures.

Les variations climatiques entraînent une modification des quantités d'eau infiltrées, donc de matières transportées, ce qui peut se traduire par une sédimentation et un colmatage, ou au contraire par une accélération du processus de karstification ou la réactivation d'anciennes structures. Des changements du niveau des exutoires, principalement sous l'effet de mouvements tectoniques ou de variations du niveau de la mer ayant pour conséquence l'encaissement des vallées, peuvent aussi entraîner la mise en place d'un nouveau réseau de drainage ou le colmatage de structures existantes. On peut ainsi aboutir à une succession de paléoréseaux de drainage qui se retrouvent superposés les uns par rapport aux autres, comme en témoignent certaines grottes des Pyrénées ou des Alpes (Illustration 1).

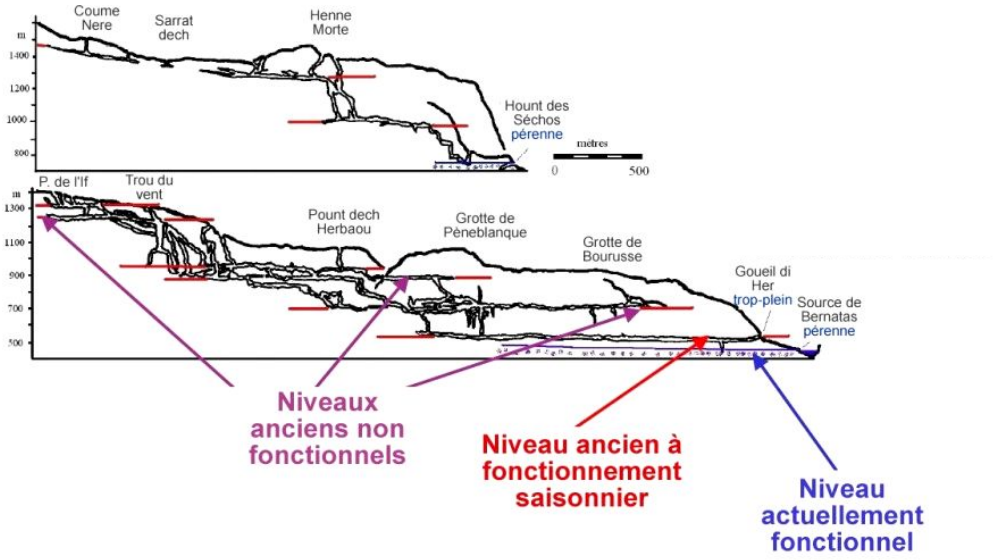


Illustration 1 : Niveaux superposés de réseaux karstiques Massif d'Arbas, Haute-Garonne - Réseau Félix Trombe - Henne Morte (Bakalowicz,http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-erosion-karstique.xml)

L'approfondissement de cours d'eau bordant des plateaux calcaires tabulaires des Grands Causses, par exemple, a pour conséquence d'abaisser le niveau de base. Les eaux s'enfoncent alors plus profondément dans le massif, délaissant d'anciens conduits qui deviennent des galeries fossiles en en creusant de nouveaux. Au contraire, la remontée du niveau de base, sous l'effet du remblaiement des vallées par des alluvions ou des glaciers, ou de la remontée du niveau de lacs ou de la mer, provoque un ennoyage des conduits karstiques et parfois même leur colmatage plus ou moins complet par des sédiments détritiques.

Les cavités doivent donc être considérées comme le résultat d'une évolution complexe, au cours de laquelle les phases successives se superposent et peuvent oblitérer les précédentes. Cette évolution est intimement dépendante des événements extérieurs, de type variations de niveaux eustatiques, mouvements tectoniques et conditions climatiques.

2.1.2. Les différentes approches pour la définition d'un aquifère karstique

En raison des divers intérêts qu'il présente, le karst a été abordé sous l'angle géomorphologique par la description des formes de surface, par l'approche spéléologique avec la description des formes endokarstiques ou sous l'angle de l'hydrogéologie. En spéléologie, le karst est souvent perçu comme la continuité des écoulements de surface, c'est-à-dire comme un simple agencement de conduits reliant des pertes à des résurgences par l'intermédiaire de rivières souterraines. Le grand précurseur de cette approche est E. A. Martel, l'un des premiers explorateurs du monde souterrain au début du siècle dernier. L'hydrogéologie considère le milieu karstique dans son ensemble comme un aquifère dont les vides, pénétrables ou non, contiennent de l'eau susceptible d'être utilisée, en particulier pour l'alimentation en eau potable. Il s'agit d'évaluer les réserves en eau souterraine des massifs karstiques et d'appréhender leur mode d'écoulement.

Le karst c'est avant tout un paysage particulier

La première caractéristique des paysages karstiques est l'absence d'écoulements de surface. Les cours d'eau, issus de domaines non karstiques adjacents ou de recouvrements imperméables, disparaissent rapidement au niveau de **pertes** et peuvent réapparaître à l'air libre sous forme de **résurgences ou de sources sous-marines** en milieu lagunaire ou marin. Il s'agit là d'un des phénomènes les plus spectaculaires du karst, illustré par plusieurs exemples en France (rivières souterraines de Bramabiau et de Labouiche par exemple).

Illustration 2 : Perte du Gour de Champlive (Doubs) en Franche Comté (© Mettetal) [à gauche] et perte de la Couze (© P.Marchet)[à droite]

Les **lapiaz** (Illustration 3) sont des objets morphologiques que l'on rencontre fréquemment dans le modelé karstique de surface. Ils se présentent sous la forme de "champs" de cannelures ou de sillons, plus ou moins profonds, creusés à la surface des bancs calcaires et peuvent recouvrir entièrement certains plateaux calcaires de haute montagne. Leur aspect dénudé leur confère un côté lunaire, comme c'est le cas pour le lapiaz du désert de Platé ou du Parmelan en Haute-Savoie ou des Arres d'Anie au sein du massif de la Pierre Saint-Martin dans les Pyrénées Atlantiques.

Illustration 3 : Lapiez des Alpes- le Désert de Platé (© BRGM-imagé)(à gauche] et (© Ph.Crochet) [à droite]

Les **dolines** (Illustration 4) sont les formes de surface les plus caractéristiques du karst. Ce sont des dépressions fermées, circulaires ou ovales, dont la profondeur peut atteindre une centaine de mètres. Elles se présentent parfois en champs, transformant ainsi la surface calcaire en véritable "écumoire". Leur fond est souvent tapissé d'argiles rouges (appelées *terra rossa* dans les pays méditerranéens) qui colmatent les fissures et entravent ainsi leur approfondissement. Elles peuvent toutefois continuer à s'élargir : la cuvette initiale est alors

transformée et prend souvent l'aspect d'une dépression irrégulière, allongée suivant l'axe principal de la fracturation. Une doline peut ainsi en annexer une autre et se transformer alors en *ouvala* (coalescence de dolines). Dolines et ouvalas constituent pour l'essentiel le relief des plateaux des Grands Causses et des Causses du Sud-Ouest. Selon les régions, elles auront des appellations différentes : Sotch sur les Grands Causses, bétoires au pays de la craie en Haute-Normandie.

Illustration 4 : Dolines du Causse de Sauveterre (© N.Dörfliger et BRGM imagé)

Les **poljés** sont des dépressions fermées de grandes dimensions (quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres), plus longues que larges, soumises à des inondations périodiques et parcourues par des petits cours d'eau, pérennes ou temporaires, dont les eaux sont absorbées par des gouffres, appelés *ponors*. Les poljés constituent de vastes plaines dont le fond est généralement occupé par des dépôts insolubles qui constituent des terrains fertiles et cultivés au milieu de l'aridité habituelle des plateaux calcaires. Les poljés ont le plus souvent une origine tectonique : il n'est pas rare qu'ils soient liés à des fossés d'effondrement ou à des plis coffrés. Il en existe un assez grand nombre en France ; le Bassin de Cuges en Provence en constitue un bel exemple.

Illustration 5 : Poljé de Cuges les Pins (Provence) (© Lakko Marseille)

Les **canyons** font également partie des paysages karstiques. Ce sont des gorges, souvent profondes, entaillant des régions calcaires tabulaires et généralement dues à l'enfoncement d'un cours d'eau prenant sa source à l'extérieur du domaine karstique et dont le débit est suffisant pour compenser les pertes par absorption. Ils constituent le niveau de base régional des eaux et conditionnent ainsi la position des exutoires. Les gorges du Tarn, dans les

Grands Causses, sont l'exemple par excellence d'un canyon, tous comme les gorges du Verdon (Illustration 6).

Illustration 6 : Gorges du Verdon (© Ph. Crochet) à gauche et Gorges de l'Ardèche (© P. Marchet) à droite

Enfin, les **cavités** s'ouvrant dans ces paysages font partie intégrante des phénomènes karstiques de surface et contribuent à leur singularité. Les noms qui leur sont attribués dépendent de leur morphologie (*grottes* ou *cavernes* pour les réseaux horizontaux, *gouffres* et *avens* pour les cavités verticales comprenant des puits) et de la région. Les gouffres sont ainsi désignés par différents vocables : *avens* sur les Grands Causses, *igue* dans le Lot, *poudac* dans les Pyrénées, *chourum* dans le Dévoluy, *scialet* dans le Vercors et la Chartreuse, etc) (Illustration 7).

Illustration 7 : Abîme de Bramabiau (résurgence) (© Ph.Crochet)

La dissolution est possible à toutes les profondeurs et dépend uniquement de l'***agressivité*** de l'eau, vis-à-vis de la roche encaissante. À l'intérieur d'un massif carbonaté, il n'y a donc pas de limite objective à la profondeur de la karstification, qui est principalement conditionnée par le contexte géologique et la morphologie extérieure. Certains réseaux

deviennent de plus en plus étroits en profondeur, alors que dans d'autres cas, les galeries s'élargissent jusqu'à former de véritables collecteurs. Les actions conjuguées de la dissolution chimique et de l'érosion mécanique aboutissent à développer des réseaux verticalement ou horizontalement. Les conduits sont différenciés en fonction de leur inclinaison et de leur taille : galeries, puits et salles.

Le remplissage des vides intervient lorsque l'énergie disponible ne permet plus d'assurer une circulation suffisante de l'eau pour déblayer les sédiments qui envahissent alors les vides. Il s'agit généralement de la phase ultime de l'évolution d'un réseau de drainage karstique après qu'il ait atteint la phase d'équilibre. Deux mécanismes principaux de comblement, existent : le concrétionnement et le comblement détritique.

- Concrétionnement

L'eau chargée en gaz carbonique a le pouvoir de dissoudre du carbonate de calcium. Cette réaction est réversible : lorsque l'eau passe d'un milieu riche en CO_2 (le sol, les fissures) à un milieu pauvre (grotte ouverte sur l'extérieur), elle perd une partie de ce gaz ainsi qu'une partie du calcaire dissous qu'elle contient. Le carbonate précipite alors sous forme de *calcite*, minéral compact très dur qui revêt de multiples aspects en fonction des situations locales où il se forme. Ce processus, qui est à l'origine des concrétions, joue également un rôle considérable dans le colmatage de réseaux noyés profonds. Les modifications de pression de CO_2 dans le milieu engendrent la précipitation aussi bien en milieu aérien que noyé. Les concrétions peuvent ainsi obstruer des conduits et limiter la circulation de l'eau au sein d'un massif. Ce phénomène peut être comparé aux dépôts qui ont tendance à obstruer les canalisations d'eau chargée en carbonates.

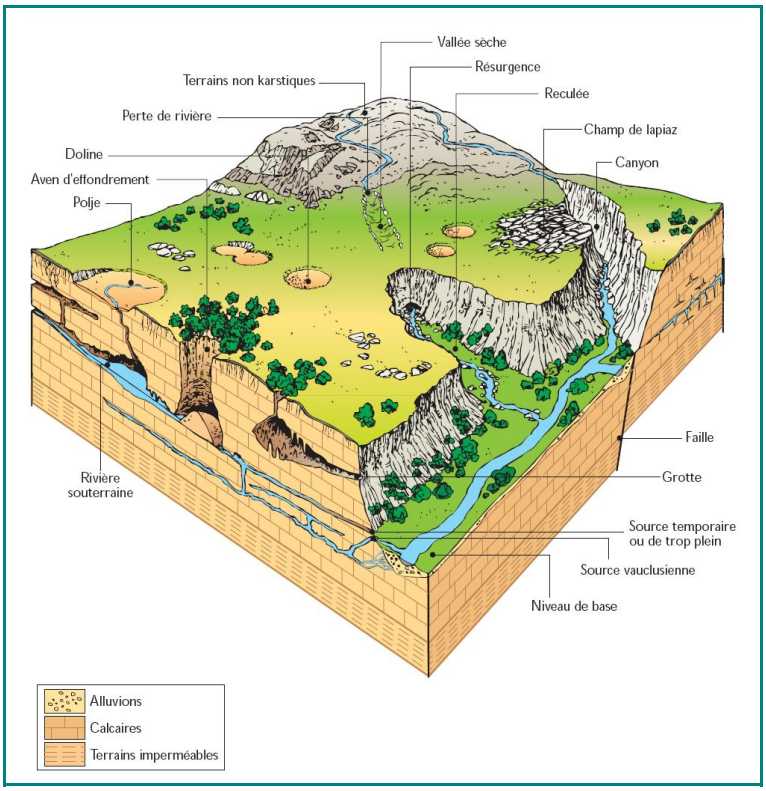
- Comblement détritique

Le comblement détritique résulte du dépôt de matériaux minéraux meubles, d'origine externe ou interne. Dans le premier cas, il s'agit de sédiments détritiques, généralement de type alluvionnaire, comprenant des galets, des graviers, du sable fin ou grossier et des limons. De tels comblements peuvent être rattachés à des épisodes climatiques ou des événements extérieurs. Dans le second cas, le colmatage est lié à l'accumulation de résidus insolubles provenant de la dissolution de la roche (argiles). Ceux-ci obstruent les fissures et les fractures, modifiant ainsi la perméabilité du massif.

Le karst c'est également un aquifère particulier

L'approche hydrogéologique permet de différencier trois parties (Illustration 8) :

- la zone épikarstique,
- la zone d'infiltration,
- la zone noyée.



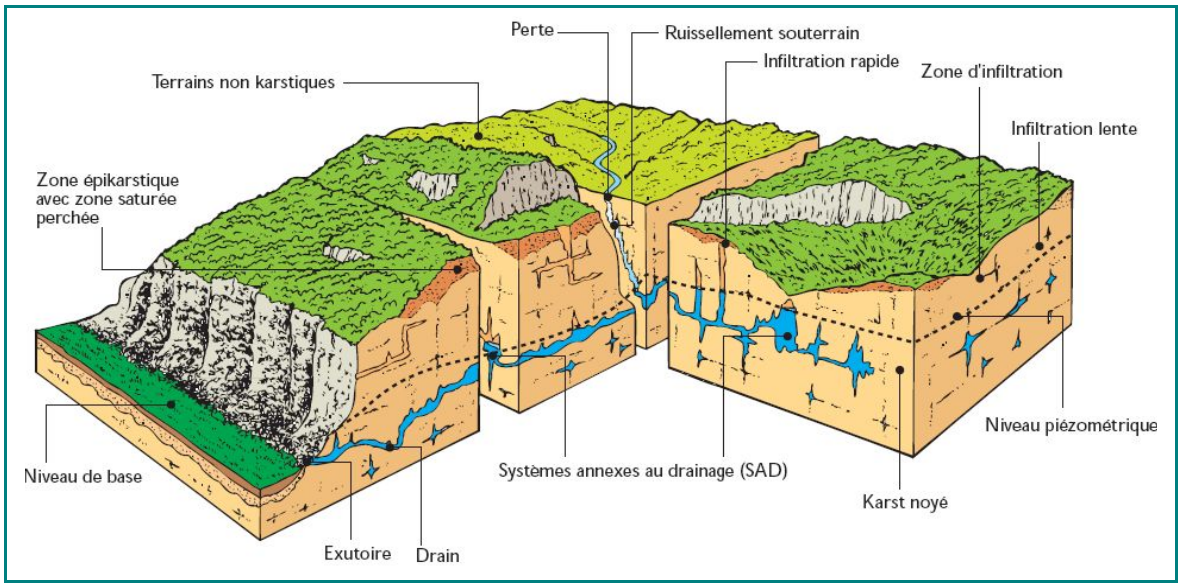


Illustration 8 : Représentation schématique d'un aquifère karstique (AERMC 1999 et AERMC 1999 d'après Mangin 1975)

La **zone épikarstique** représente la partie la plus proche de la surface ; elle est épaisse de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Les phénomènes d'altération y sont très importants, en particulier la dissolution. Cette zone rassemble l'eau d'infiltration dans une nappe perchée locale et discontinue, drainée vers le bas soit par les vides les plus larges en un ruissellement souterrain rapide, soit par les vides de petites dimensions, en une infiltration lente écoulant un mélange d'air et d'eau. Elle est donc le siège d'un stockage temporaire des écoulements, et constitue un aquifère perché épikarstique où les écoulements horizontaux sont prépondérants. C'est la zone où agit la végétation et où se développent les dépressions et les fentes dans la roche. Les lapiaz et les dolines font partie de cette zone ; elles permettent l'infiltration de l'eau de pluie ou de ruissellement qui sera stockée de manière

temporaire ou qui court-circuitera cette zone aquifère pour rejoindre la zone noyée via des conduits verticaux.

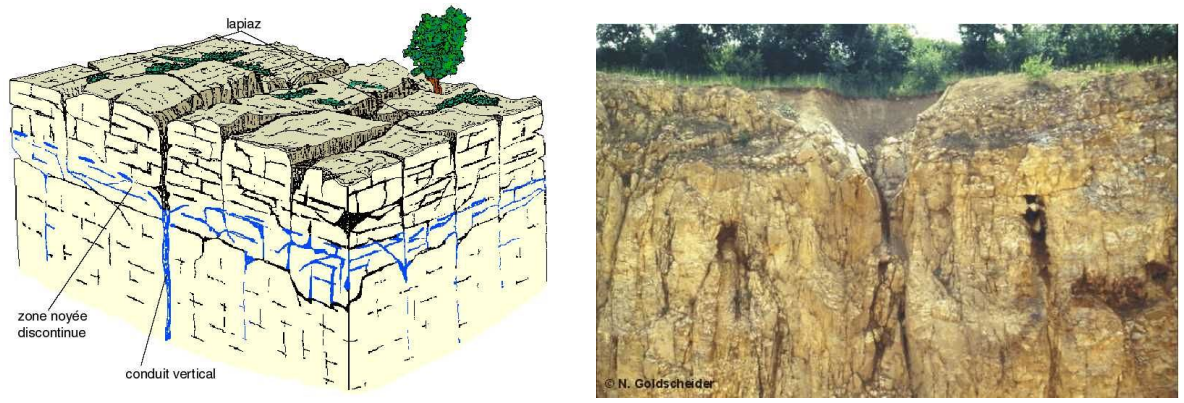


Illustration 9: Illustration d'un aquifère épikarstique (Mangin, 1975) et photo (N.Goldscheider)

La **zone d'infiltration** est constituée par la partie non saturée de l'aquifère au sein de laquelle des écoulements lents prennent place dans les fines fissures et des écoulements rapides au niveau de conduits verticaux plus ou moins connectés au réseau de conduits karstiques de la zone noyée.

La **zone noyée** se développe principalement à l'aval, sans nécessairement s'étendre à l'ensemble d'un massif. Elle s'organise autour d'un axe de drainage ou d'un réseau de conduits karstiques en relation avec la roche encaissante, fissurée et pouvant comprendre des vides de grande taille organisés en ensembles individualisés, dénommés « systèmes annexes au drainage » par Mangin. Ces « systèmes annexes au drainage » sont en connexion hydraulique avec les conduits du réseau de drainage souterrain.

2.2. SPECIFICITÉS ET SCHÉMA CONCEPTUEL

La spécificité du karst provient du processus de karstification qui, par dissolution des roches carbonatées (calcaires et dolomies), agrandit les discontinuités tectoniques et stratigraphiques contenues à l'intérieur des massifs. Il en résulte des paysages de surface caractéristiques (lapiaz, dolines, etc.) associés à un paysage souterrain constitué par les grottes et les gouffres. C'est ainsi quasiment le seul aquifère naturellement pénétrable par l'homme.

Les dimensions de ces vides présentent une très grande variabilité, depuis les fissures micrométrique à millimétriques jusqu'à des conduits de quelques dizaines de mètres de section et longs de plusieurs kilomètres. Il en résulte des vitesses d'écoulement à l'intérieur de l'aquifère très variables, allant de moins de quelques centimètres par heure à plusieurs centaines de mètres par heure. Ces circulations souterraines très rapides sont l'une des principales caractéristiques hydrogéologiques des aquifères karstiques.

Plusieurs schémas ont été proposés pour conceptualiser le karst, correspondant à des approches et/ou des observations particulières, parfois caractéristiques d'un contexte régional :

- **agencement de conduits reliant des pertes à une résurgence**. Ce concept de percée hydrogéologique, issue de l'exploration spéléologique, a été initié intuitivement par *Martel, [1910 et 1927*], en prenant comme exemple représentatif l'abîme de Bramabiau. Cela l'a conduit à réfuter la notion de nappe dans les massifs karstiques, défendue à l'époque par l'allemand *Grund* (théorie de la « Grundwasser ») ;
- ensemble régulier de **fractures élargies par la karstification drainant des eaux stockées dans des blocs constituant une matrice assimilable à un milieu poreux**

[*Drogue, 1974 ; Kiraly,1975 ; Teutsch & Sauter , 1991*] (Illustration 10 et Illustration 11). Cette conceptualisation repose principalement sur l'inversion des charges, constatée lors des crues du karst entre les drains et le reste du karst et également sur l'observation de venues d'eau au niveau de forages qui interceptent ou non le réseau de conduits et au niveau des conduits directement. Cela revient donc à considérer deux milieux différents, l'un assurant une fonction transmissive (réseau de conduits qui s'est développé à partir d'un réseau de fractures) et l'autre une fonction capacitive (matrice fissurée), qui sont connectés d'un point de vue hydraulique l'un à l'autre ; il y a continuité hydraulique.

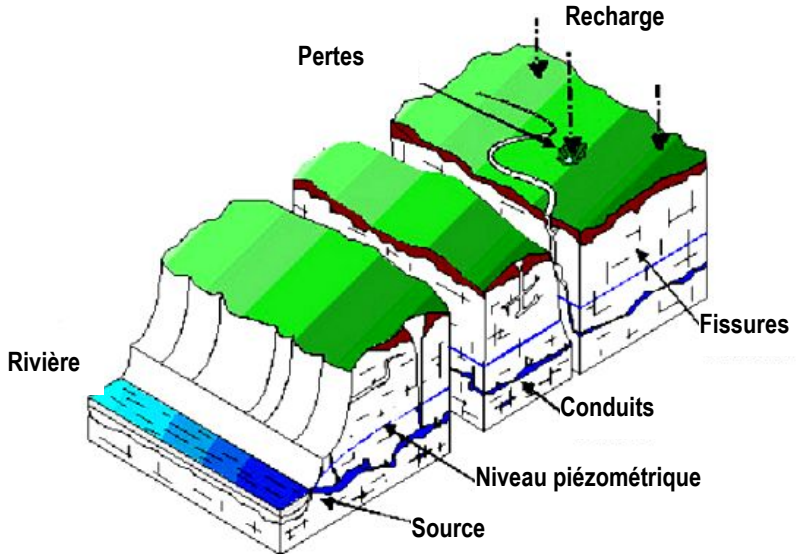


Illustration 10 : Schéma d'un aquifère karstique selon une approche structurelle (Geyer 2008)

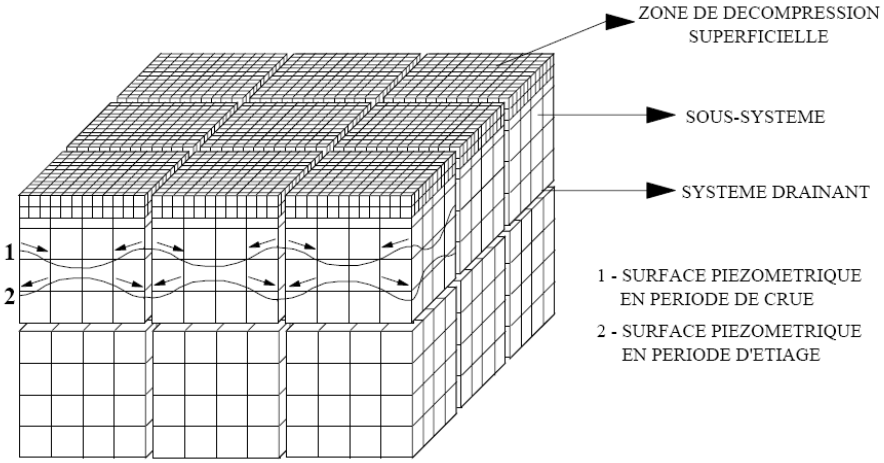


Illustration 11 : Schématisation d'un système karstique selon une approche structurelle (Drogue, 1971 in Marsaud, 1997)

- **structure organisée à l'échelle d'un massif**, avec une hiérarchisation des écoulements souterrains analogue à celle des réseaux hydrographiques de surface. L'unité de drainage qui en résulte correspond au **système karstique *sensu stricto*** [*Mangin, 1975 et 1982*] (Illustration 8). Les **réserves sont contenues dans des vides de grande taille** (*les systèmes annexes au drainage*) anastomosés, situés de part et d'autre du drain, et organisés en ensembles indépendants bien individualisés. L'écoulement y est très lent et le temps de séjour long. En revanche, le drain structure les écoulements souterrains jusqu'à l'exutoire du système.

Si la première conceptualisation est aujourd'hui abandonnée par les hydrogéologues, car elle ne prend pas en compte les réserves en eau contenues dans les zones non accessibles à l'homme, les deux autres approches ont été pendant longtemps opposées l'une à l'autre. Or, elles ne sont pas incompatibles et ne sont pas si éloignées l'une de l'autre, si l'on considère les deux propriétés fondamentales des aquifères karstiques qui résultent du processus de karstification :

- **le degré d'évolution de l'aquifère :** la karstification correspond à une ***évolution***, au cours de laquelle certains vides du milieu fissuré originel s'élargissent alors que d'autres se colmatent, pouvant aboutir à terme à la création d'une structure de drainage organisée et isolée du milieu fissural originel ;
- **la fonctionnalité de l'aquifère** *:* l'existence d'un comportement karstique des écoulements résulte de la conjonction d'une structure organisée (présence de conduits ou drains karstiques sous forme d'un réseau connecté du point de vue hydraulique à la masse rocheuse environnante) et d'un fort potentiel hydraulique aux limites du système. Si l'un de ces éléments manque, comme cela peut être le cas lors d'une remontée du niveau de base, il n'y a plus de comportement karstique d'un point de vue hydraulique et le système n'est alors pas ***fonctionnel***.

Ainsi, en fonction du degré d'évolution atteint par les systèmes karstiques, des différents événements intervenant au cours du processus de karstification et des différentes configurations possibles (présence ou non d'un impluvium non karstique, système jurassien ou vauclusien), il existe une multitude d'aquifères formant **un continuum** à partir de l'aquifère carbonaté originellement fissuré jusqu'à l'aquifère karstique caractérisé par une organisation hiérarchique des écoulements rapides au sein d'une part d'un réseau de conduits et d'autre part des écoulements lents au niveau d'une matrice plus ou moins fissurée et karstifiée (présence de vides permettant le stockage d'eau) (Illustration 12). L'aquifère de la craie de Haute-Normandie peut illustrer un de ces aquifères au sein duquel il existe des contrastes de transmissivité entre les conduits et le milieu fissuré ; des forages dits « latéraux au karst » sont réalisés au sein de la matrice fissurée afin de limiter les problèmes de turbidité existants au niveau des sources, exutoires des réseaux de conduits par exemple.

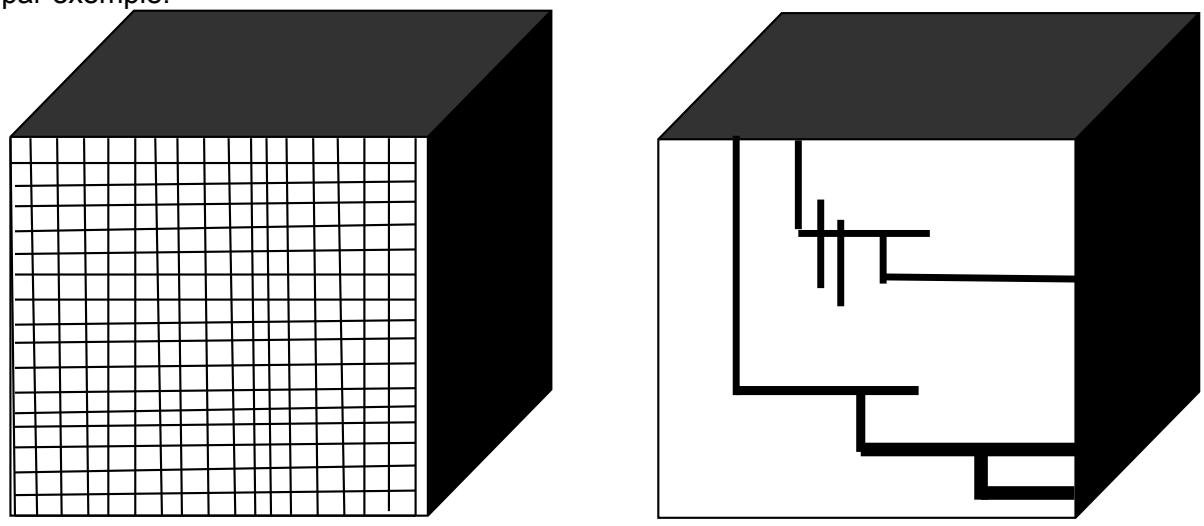


Illustration 12 : Représentation schématique de l'évolution d'un aquifère carbonaté fissuré vers un aquifère karstique et un système de conduits karstiques qui s'individualisent tout en étant connectés au réseau de fractures

2.3. CLASSIFICATION DES AQUIFÈRES KARSTIQUES

Une classification des aquifères karstiques a été réalisée en se basant sur leur degré de karstification et leur fonctionnalité [*Marsaud, 1997*] :

		Fonctionnalité du système	
		Fonctionnel	Non fonctionnel
Karstification	Non développée		1
	Développée	2	3

1. **Aquifères carbonatés fissurés et karstifiés** : il s'agit des systèmes en cours d'évolution dont l'organisation n'est pas encore perceptible et qui peuvent être assimilés du point de vue de leur comportement hydraulique à des aquifères fissurés. Ce type englobe également les réservoirs présentant une porosité matricielle (craie, dolomies) drainée par des fractures karstifiées ou non. Il peut exister une dissociation des fonctions capacitives (stockage dans le milieu fissural ou poreux) et transmissives (réseau de fractures karstifiées plus ou moins organisées) en fonction de l'évolution du milieu et du maillage de la fracturation.

2. **Systèmes karstiques au sens strict :** ce sont les systèmes karstiques fonctionnels dans lesquels vides et écoulements sont organisés. Il en résulte des caractéristiques qui les rendent spécifiques par rapport aux autres milieux [Mangin, 1975 et 1984; Bakalowicz, 1979], dont les plus importantes sont :
   - l'hétérogénéité et la discontinuité de la zone noyée : les réserves occupent, lorsqu'elles existent, des réservoirs discontinus et hétérogènes (appelés systèmes annexes), constitués d'ensembles indépendants les uns des autres, mais qui sont tous en relation avec le drain ;
   - la dissociation systématique des fonctions capacitives (zone de stockage constituées par les systèmes annexes au drainage ou « SAD ») et transmissives (relation au sein du karst noyé par le drain) ;
   - l'existence de forts contrastes de vitesse d'écoulement.

3. **Systèmes karstiques non fonctionnels** : ils renferment des vides organisés, mais ceux-ci ne conditionnent pas les écoulements souterrains en raison des conditions hydrauliques extérieures (conditions aux limites), suite par exemple à la remontée du niveau de base. Il en résulte un comportement assimilable à celui des milieux poreux à l'échelle globale, le terme linéaire des pertes de charge dans les écoulements étant prépondérant. A l'échelle locale, des comportements karstiques peuvent réapparaitre à la faveur de contrastes hydrauliques atteints sous influence d'un pompage.

Les systèmes karstiques développés (types 2 et 3) peuvent être décomposés en plusieurs sous-systèmes [*Mangin, 1975*] :

- ***l'impluvium non karstique****,* drainé en totalité par l'aquifère karstique sans faire partie de celui-ci, mais faisant bien partie du « système karstique » puisque contribuant aux écoulements.

- ***la zone d'infiltration*** représentant la partie non saturée de l'aquifère assurant l'écoulement des eaux d'infiltration au travers du massif karstique, Elle intègre l'*aquifère épikarstique* correspondant à la partie altérée proche de la surface ;
- ***la zone noyée*** se développant principalement à l'aval, sans nécessairement s'étendre à l'ensemble du système, ni se superposer parfaitement à la zone non saturée comme c'est le cas des aquifères traditionnels. On y distingue deux types de structure :
  - l'axe de drainage ou *drain*, constitué d'un ensemble de conduits, est l'ossature autour de laquelle s'organise la zone noyée. Il peut se développer dans la partie supérieure de la zone noyée (**karst de type jurassien**) ou au contraire être situé en profondeur sous le niveau de l'exutoire (**karst de type vauclusien**). Les vitesses d'écoulements sont importantes et en corollaire, les pertes de charge ne sont pas linéaires ;
  - le milieu capacitif pouvant être constitué par les ***systèmes annexes au drainage* (SAD) et/ou des blocs fissurés ou fracturés**. Dans les deux cas, il s'agit de réserves qui alimentent le drain avec des pertes de charge a priori linéaires ou quadratiques selon la nature de la relation hydraulique.

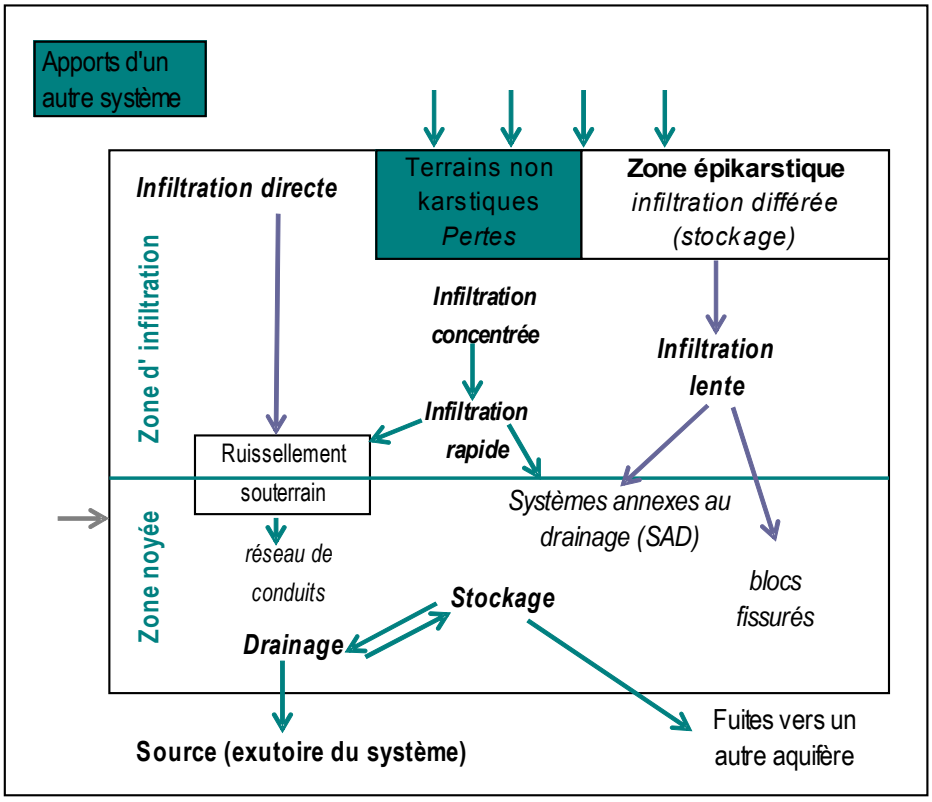


Illustration 13 : Schéma conceptuel de l'aquifère karstique selon une approche fonctionnelle (modifié à partir de Mangin, 1975)

Les principaux critères caractérisant les aquifères karstiques sont les suivants :

- séparation des fonctions transmissive et capacitive se traduisant par des régimes d'écoulement des sources très différents en période de crue et de basses eaux,
- très forts contrastes de perméabilité (dépassant 10^6) à l'intérieur du réservoir rocheux responsables de discontinuités hydrauliques marquées pendant les crues, allant jusqu'au blocage de certains écoulements par rapport à d'autres,

- existence de vitesses d'écoulement souterrain très élevées (quelques centaines de m/h),
- variabilités spatiales et temporelles considérables des caractéristiques physiques et hydrauliques du milieu, aussi bien dans la zone noyée que dans la zone d'infiltration,
- hétérogénéité du milieu ne permettant pas d'extrapoler à l'ensemble de l'aquifère les propriétés observées localement, notamment dans les forages et de connaître la géométrie exacte et complète du réseau de conduits karstiques,
- impossibilité d'apprécier localement les directions des écoulements souterrains à partir de cartes piézométriques,
- non validité de la loi de Darcy.

Compte tenu des vitesses d'écoulement très élevées et hormis les réservoirs profonds de grande extension, les eaux séjournent généralement moins d'un cycle hydrologique à l'intérieur des aquifère karstiques fonctionnels (parfois seulement quelques jours à quelques semaines). Aussi, toutes les caractéristiques physiques, chimiques et hydrauliques, présentent une très grande variabilité spatiale et temporelle.

2.4. TYPOLOGIE DES AQUIFÈRES KARSTIQUES

2.4.1. Systèmes karstiques unaires et binaires

Lorsque des écoulements de surface contribuent à l'alimentation de la zone noyée à partir de pertes, le système karstique comprend d'une part la partie aquifère proprement dite et le bassin de surface drainé par les pertes. On distingue donc (Illustration 14):

- les systèmes karstiques unaires (système karstique = aquifère karstique),
- les systèmes karstiques binaires (système karstique = aquifère karstique + bassin de surface drainé par des pertes).

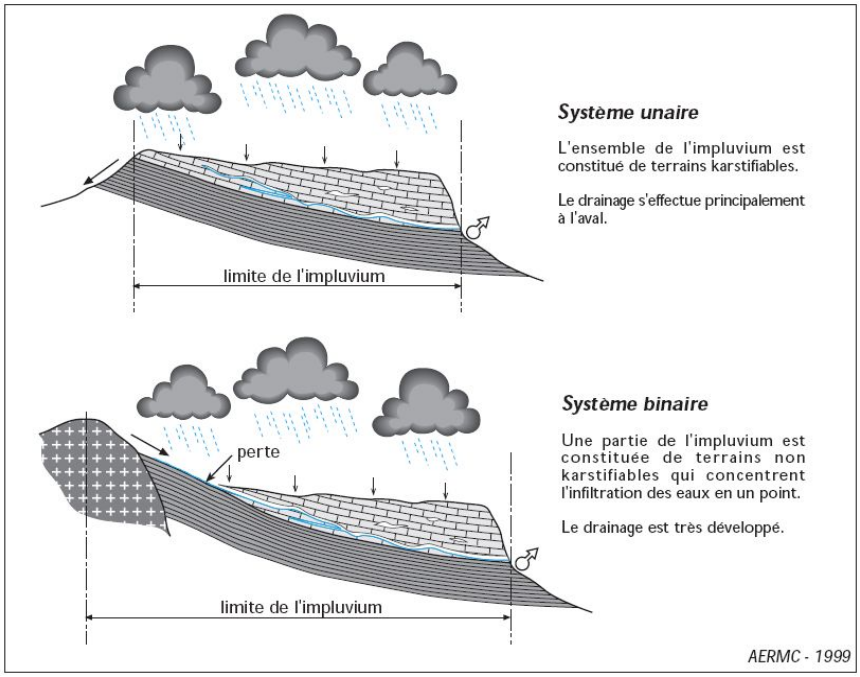


Illustration 14 : Les deux types de systèmes karstiques (in AERMC, 1999)

2.5. METHODOLOGIE SPECIFIQUE D'ETUDE

Face à cette grande diversité d'aquifères karstiques, il a été mis en place une démarche spécifique qui repose sur le concept de base que la structure et le fonctionnement du milieu ne peuvent pas être déterminés a priori à partir uniquement de la géométrie et la morphologie du milieu. Ainsi, il convient dans un premier temps d'appréhender le fonctionnement du système à l'aide de méthodes :

- soit ponctuelles dans le cas de forages, notamment les pompages d'essai qui vont renseigner sur le comportement hydraulique du milieu au travers du schéma d'interprétation utilisé pour restituer les rabattements observés,
- soit globales dans le cas de sources (approche *fonctionnelle*) [*Mangin, 1982 et 1985*].

Il en a résulté le développement d'une méthodologie appliquée reposant sur trois phases principales [*Crochet & Marsaud, 1996; Marsaud, 1996*] , la phase 3 pouvant être subdivisée en deux :

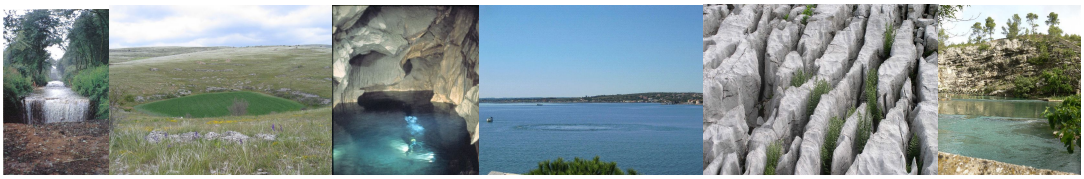
- la première phase – ***identification*** - a pour but d'identifier le type de système et de mettre en évidence la présence de réserves. Elle s'appuie sur diverses méthodes, tant conventionnelles (géologie structurale, stratigraphie, etc.) que spécifiques au milieu karstique (débits classés, analyse des courbes de récession, analyses corrélatoires et spectrales, etc.) ;
- la seconde phase – ***caractérisation*** - permet de préciser les caractéristiques de la zone noyée à partir de l'étude des transferts de masse (traçages, hydrogéochimie) ;
- lorsque la présence de réserves est mise en évidence, une troisième phase -***démonstration*** – ***exploitation et définition de la vulnérabilité*** - est mise en œuvre pour tester leur mobilité et définir ainsi l'aménagement (pompages à l'exutoire, sur un regard ou en forage, barrage souterrain) ainsi que le mode d'exploitation les mieux adaptés au système étudié ; la ***définition de la vulnérabilité*** doit permettre d'appréhender le la sensibilité du système vis-à-vis de contaminations ponctuelles et diffuses à l'aide de la méthode PaPRIKa (Dörfliger & Plagnes, 2009).

Encore peu courantes jusqu'au début des années 1990, ces méthodes sont actuellement largement utilisées pour caractériser les aquifères karstiques. Les informations qui en découlent permettent d'orienter à la fois leur exploitation et leur protection [*Marchet, 1991; Bakalowicz-Ricard, 1994; Crochet & al., 2001*].

En résumé, on retiendra qu'il n'existe pas un schéma unique s'appliquant à tous les aquifères karstiques, la structure et le fonctionnement de ceux-ci dépendant d'une part de leur degré d'évolution, d'autre part de leur fonctionnalité (cohérence des structures de drainage par rapport aux directions générales d'écoulement). Il existe un continuum du milieu fissuré au milieu karstique. Néanmoins, malgré le caractère non unique, une méthodologie appropriée existe pour étudier ces types d'aquifères.

Les méthodes d'évaluation des réserves et ressources ainsi que les méthodes de protection de la ressource et des captages, nécessitent donc d'apprécier préalablement la structure et le fonctionnement selon une approche fonctionnelle qui s'applique à tous les types d'aquifères karstiques, avec des méthodes qui seront différentes selon que le captage est une source (ou un drain directement en relation avec celle-ci), un forage plus en amont du système (ou sur un aquifère sans exutoire bien individualisé) et en fonction des données disponibles.

3. Démarche des études des aquifères karstiques



La démarche méthodologique des études des aquifères karstiques comprend 3 phases principales, à savoir la phase d'identification, la phase de caractérisation et la phase de démonstration-exploitation et de caractérisation de la vulnérabilité. Cette démarche est explicitée à l'aide de logigrammes des illustrations 17 et 18. Les logigrammes de l'illustration 18 distinguent deux situations. La situation 1 concerne les systèmes pour lesquels seules des données de débits ponctuels pour des conditions hydrologiques contrastées existent ainsi que des données de débits mesurés soit au cours d'une récession ou d'un cycle hydrologique, alors que la situation 2 s'applique aux systèmes pour lesquels des chroniques de débits portant sur plusieurs cycles hydrologiques, des suivis piézométriques, des chroniques de débits au niveau de pertes sont disponibles. Les principales méthodes nécessaires pour la réalisation des différentes phases de cette démarche sont présentées au chapitre 4.

Cette démarche permet d'apporter des réponses aux questions posées en début d'étude : l'aquifère étudié est-il karstique fonctionnel ou l'aquifère est-il équivalent à un milieu fissuré ? quelle est la typologie du système karstique ? le système possède-t-il des ressources et réserves intéressantes pour quel type d'exploitation ? quelle est la vulnérabilité du système ? Différents outils sont proposés et se rapportent à chacune des phases de la démarche. Les outils proposés pour chacune des phases de cette méthodologie sont en adéquation avec une approche fonctionnelle ou systémique, approche qui s'applique à tous les types d'aquifères karstiques.

3.1. IDENTIFICATION

Le système est analysé dans sa globalité, pour déterminer l'extension du bassin d'alimentation de la source ou du groupe de sources ou plus généralement du captage (forage, source captée). Pour ce faire, il est nécessaire dans un premier temps de définir à partir de la géologie structurale et de la lithostratigraphie, la structure de l'aquifère, sa géométrie, le type de système (unaire ou binaire) et de localiser les manifestations endo et exokarstiques : réseaux de cavités, position des exutoires (sources pérennes et temporaires), les pertes, avens, dolines.

A l'issue de cette identification, un plan d'étude peut être établi afin de délimiter le bassin d'alimentation, avec notamment la **définition du bilan hydrologique**, l'utilisation des **essais de traçage artificiels** (traçages de reconnaissance) qui permet de valider et caractériser les connexions hydrauliques pour différentes conditions hydrologiques (à noter que l'impluvium d'un système karstique peut varier en fonction des conditions hydrologiques) et l'étude des informations géologiques caractérisant l'organisation des écoulements (pouvant être liée à l'évolution paléogéographique).

L'analyse des débits classés est utilisée afin de déterminer des modifications de propriétés des écoulements pour la gamme de débits couverte lors d'un cycle hydrologique.

Le tableau ci-dessous décrit les principaux outils et les résultats qu'ils fournissent (Illustration 15).

	Outils	Apports
Identification du système	Géologie structurale	Définition du type de karst : développement du réseau karstique sous le niveau de l'exutoire ou plus horizontal au niveau de l'exutoire ; karst unaire/binaire
	Lithostratigraphie	Définition des formations aquifères, de la géométrie générale de l'aquifère, du système aquifère à l'aide de coupes interprétatives, voir d'un modèle 3D
	Morphologie et inventaire des phénomènes karstiques	Localisation de pertes, gouffres, dolines, réseau de cavités, sources pérennes et temporaires, points d'eau
Délimitation du bassin d'alimentation	Etude des cartes topographique et des modèles numériques de terrain	Dans le cas des karsts binaires, permet la définition des bassins versants des rivières alimentant les pertes
	Jaugeages différentiels des cours d'eau	Caractérisation du débit des pertes des systèmes binaires (évaluation du pourcentage du bassin versant topographique participant à la recharge de l'aquifère karstique) et instrumentation en continu des débits des pertes avec un seuil à l'amont et un seuil à l'aval, voire un piézomètre dans la zone des pertes.
	Analyse des débits classés	Caractérisation du fonctionnement de la source, mise en évidence d'alimentation par des pertes en plus des précipitations, de fuites vers un autre système aquifère, de sources de débordement.
	Traçage des phénomènes karstiques	Définition de connexions hydrauliques entre des points d'injection (dolines, avens, pertes, etc…) et l'exutoire. Eléments pour la délimitation du bassin d'alimentation.
	Analyse des hydrogrammes des sources pérennes et temporaires	Calcul des volumes sortants du système (nécessité également de prendre en compte les prélèvements effectués sur le système).
	Etablissement du bilan hydrologique	Permet de calculer la surface du bassin d'alimentation.

Illustration 15 : Tableau des outils et méthodes pour la phase d'identification

3.2. CARACTÉRISATION

La caractérisation des aquifères karstiques peut être effectuée à partir d'informations issues soit des sources, soit des forages ou des piézomètres, soit des regards naturels du système (gouffre, aven, grotte, rivière souterraine).

L'implantation de forages à l'amont de sources de systèmes karstiques (localisation des réserves sous le niveau d'émergence) peut être effectuée à l'aide de méthodes d'investigation par plongée en ayant recours à des plongeurs professionnels pour une cartographie précise du réseau de conduits, voire dans certaines conditions (faible

profondeur du conduit (inférieure à 40m environ) et à l'aide de méthodes géophysiques si le conduit est saturé en eau, et de plus est d'une dimension supérieure à 10 m de diamètre). Des techniques innovantes sont en cours de développement pour reconnaître la géométrie d'un réseau de conduits : mini caméra reliée à un câble en fibre optique ; U-GPS – balise de positionnement Fond-Jour (INERIS et ISSKA, 2009) et balise ARCANA (Chailloux, 2005). La balise U-GPS pourrait être positionnée sur un plongeur par exemple et faciliter à l'avenir la cartographie de cavités souterraines en milieu noyé.

L'étude des débits (débits classés) conjointement à l'analyse simplifiée ou à l'étude des courbes de récession permettent d'obtenir des informations sur le volume des réserves, sur l'existence de fuites ou d'alimentation du système, sur le degré de karstification et sur l'organisation des écoulements au sein de l'aquifère. L'analyse corrélatoire et spectrale (ACS) permet d'obtenir des informations sur l'inertie du système, son effet mémoire, mais également sur le type d'hydrogramme unitaire. Une classification est possible au terme de cette analyse. L'interprétation d'essais de pompage sur un forage situé en amont d'un exutoire ou sur un système annexe au drainage permet de définir les conditions d'exploitation et d'obtenir également des renseignements sur la karstification aux alentours de l'ouvrage, sur l'importance de la connexion entre les conduits et son environnement (Illustration 16). Les traçages peuvent également être interprétés de manière quantitative ; le volume du système traçage peut être déterminé et confronté aux résultats des méthodes hydrologiques. Les études hydrochimiques, en plus de fournir des informations sur la qualité de l'eau, permettent de préciser l'organisation des écoulements au sein des différents compartiments de l'aquifère (aquifère épikarstique, zone d'infiltration, zone noyée), d'identifier l'origine de mélanges d'eaux, d'approcher l'âge de l'eau et l'altitude de la zone de recharge.

	Sources	Forages / piézomètres	Regards naturels
Données en entrée	Données de débit sur un cycle hydrologique Données hydrochimiques, suivi des crues et des étiages.	Essais de pompages	Données piézométriques
Méthodes	Analyse des débits classés Analyse des courbes de récession Outils hydrochimiques Traitement du signal - analyse corrélatoire et spectrale (simple et croisée)	Interprétation des pompages Traitement du signal	Essais de traçage

Illustration 16 : Tableau des outils pour la phase de caractérisation

3.2.1. Outils et méthodes de caractérisation - informations provenant des sources

Cette phase consiste à analyser le fonctionnement du système karstique en termes de réserve, d'inertie du système (ou effet mémoire) à l'aide des analyses des hydrogrammes. L'analyse des **courbes de récession** permet une évaluation de la ressource. L'utilisation des **traceurs naturels et artificiels** permet l'identification et la reconnaissance de l'organisation et du fonctionnement des systèmes karstiques. Les **analyses corrélatoires et spectrales (ACS)** fournissent des informations sur les réserves, les tendances du système à long terme, ainsi que les phénomènes périodiques saisonniers.

A l'issue de ce travail, la structure du système karstique et son fonctionnement sont précisés ; le degré de karstification peut être déduit de manière relative en considérant des systèmes de référence. Un modèle conceptuel de fonctionnement peut être proposé.

3.2.2. Outils et méthodes de caractérisation - informations provenant des forages

Les méthodes de caractérisation des forages sont essentiellement liées à l'interprétation des essais de pompage, mais également au traitement du signal avec les analyses corrélatoires et spectrales (pluies-niveau piézométrique ; niveau piézométrique – niveau piézométrique entre forages ; …). L'interprétation des pompages en termes de paramètres hydrodynamiques est traitée dans la phase 3.

3.3. DEMONSTRATION - EXPLOITATION – DEFINITION DE LA VULNERABILITÉ

Dans le cas où l'objectif est de déterminer les conditions d'exploitation d'un système, cette phase consiste à partir d'essais de sollicitation – pompage (forages de reconnaissance, essai de pompage) à définir la méthode d'exploitation la plus appropriée : sollicitation des réserves par pompage à la source, ou à l'amont avec un forage dans le drain ou dans une cavité importante, ou encore création d'un stockage d'eau avec la réalisation d'un barrage souterrain.

La protection du système ou de l'aquifère karstique au vu des caractéristiques de ce type d'aquifère est spécifique. Elle repose sur la mise en œuvre d'une cartographie de la vulnérabilité intrinsèque de la ressource et du captage. Cette méthodologie est présentée en détail dans le guide méthodologique réalisé en 2009 ONEMA-BRGM (BRGM-RP-57527-FR). Les méthodes géophysiques peuvent être utilisées pour identifier les caractéristiques de dolines par exemple.

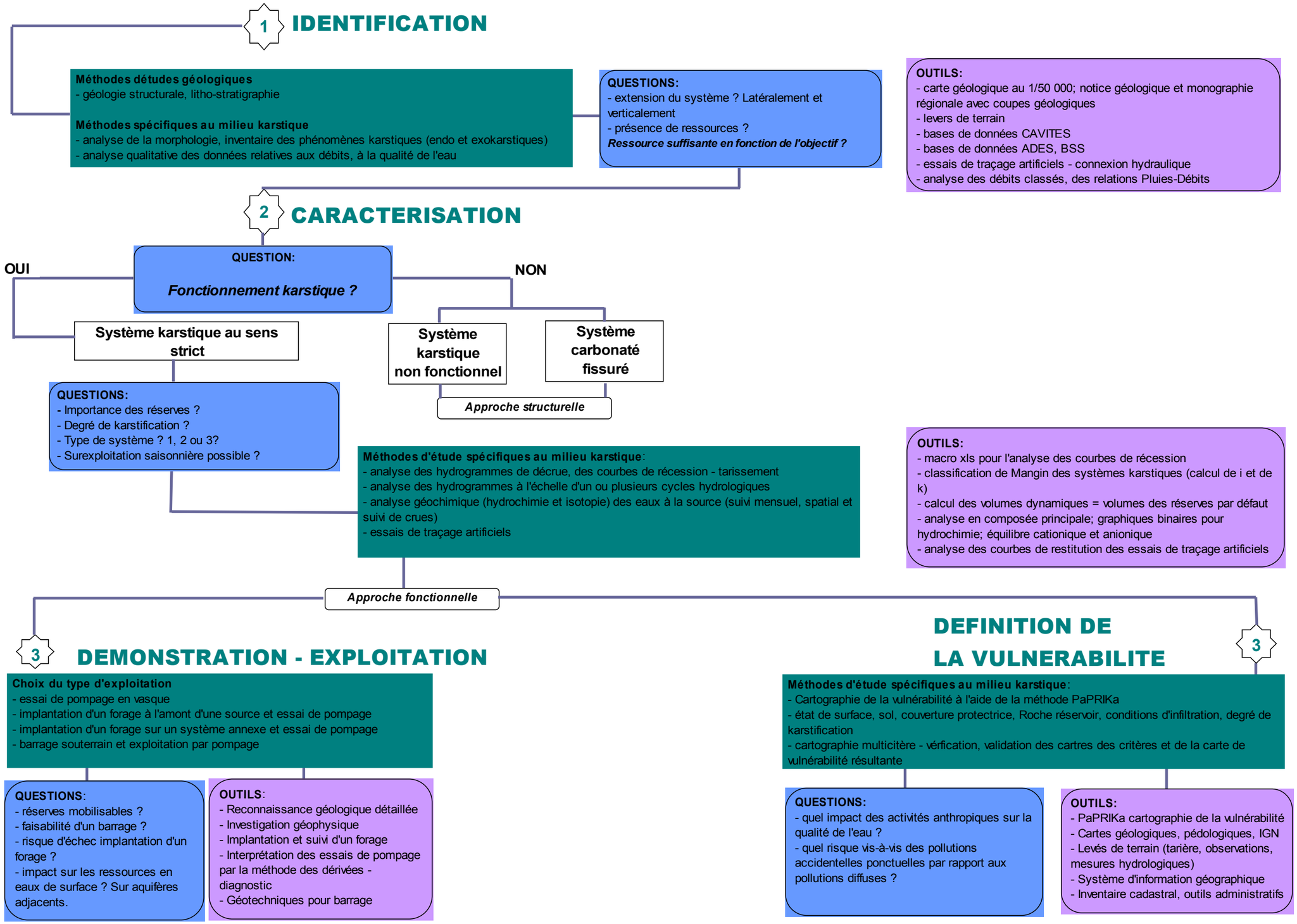


Illustration 17 : Logigramme d'étude des aquifères et systèmes karstiques

M3: Traçages artificiels entre points supposés appartenir au bassin d'alimentation	phénomènes karstiques (pertes,avens,dolines, ...), sélection des points d'injection,détermination du type et quantité de traceurs,des points de suivi, des débits exutoires	R3: appartenance ou non des points d'injection au bassin d'alimentation

Situation 1

Données:
- débits ponctuels en Hautes Eaux et en Basses Eaux
- débits mesurés sur 6 mois à la récession
- débits mesurés sur un cycle hydrologique

1 IDENTIFICATION

QUESTIONS:
Qu1: quelle est la formation aquifère ?
Qu2:quelle est l'extension du bassin d'alimentation ?
Qu3: quelles sont les ressources ?

METHODES	DONNEES	RESULTATS ATTENDUS
M1: Analyse géologique	D1: Cartes géologiques, monographies géologiques régionales, base de données du sous sol, reconnaissances de terrain	R1: représentation des formations aquifères et non aquifères, description lithologique,épaisseur; coupes géologiques interprétatives; carte géologique du domaine de l'étude
M2: Bilan hydrologique	D2: débit moyen annuel; précipitations annuelles (Météo France, observatoires régionaux), données climatiques,débits de pertes (jaugeages différentielles pour différentes conditions	R2: superficie du bassin d'alimentation, estimation des ressources à l'échelle annuelle
M3: Traçages artificiels entre points supposés appartenir au bassin d'alimentation	D3: inventaires des points d'eau, des phénomènes karstiques (pertes,avens,dolines, ...), sélection des points d'injection,détermination du type et quantité de traceurs,des points de suivi, des débits exutoires	R3: appartenance ou non des points d'injection au bassin d'alimentation

2 CARACTERISATION

QUESTIONS:
Qu4: quel est le volumes des réserves ?
Qu5: quel est le degré de karstification ?
Système avec grande ou petite inertie ?
Qu6: quelle est la dynamique de la recharge?

METHODES	DONNEES	RESULTATS ATTENDUS
M4: Analyse simplifiée des courbes de récession	D4: données de débit sur une récession	R4: estimation par défaut sans prise en compte de la variation temporelle des réserves
M5:Méthode quantitative des traçages artificiels	D5: injection traceurs, courbes de restitution, enregistrement des débits à l'exutoire	R5: taux de restitution, vitesse apparente, volume du système tracé, indication indirecte sur le degré de karstification entre pioint d'injection et de restitution
M6:Analyse hydrochimique et isotopique	D6: analyses ions majeurs, isotopes de l'eau sur échantillons HE, BE et deux ou trois crues	R6: indentification possible d'existence de transferts +ou- importants dans la zone d'infiltration, existence ou non d'un épikarst, et dans la zone noyée; âge moyen de l'eau

En fonction des résultats,
soit système avec ressources et réserves importantes, nécessitant une caractérisation plus avancée => Situation 2
soit sytème exploitable par simple captage en l'état, => étape de caractérisation de la vulnérabilité selon la méthode PaPRIKa.

2 CARACTERISATION

QUESTIONS:
Qu4: quel est le volumes des réserves ?
Qu5: quel est le degré de karstification ?
Système avec grande ou petite inertie ?
Qu6: quelle est la dynamique de la recharge?

METHODES DONNEES RESULTATS ATTENDUS

	du type et quantité de traceurs,des points de suivi, des débits aux exutoires	
M4: Analyse des débits classés	D4: hydrogrammes des débits sur plusieurs cycles hydrologiques	R4: existence de fuites, d'alimentation du SK; critiques sur la qualité des données

Situation 2

Données:
- chroniques de débits sur 3 à 4 cycles hydrologiques
- niveaux piézométriques sur plusieurs cycles hydrologiques
- chroniques de débits au niveau de pertes pour SK binaires

1 IDENTIFICATION

QUESTIONS:
Qu1: quelle est la formation aquifère ?
Qu2:quelle est l'extension du bassin d'alimentation ?
Qu3: quelles sont les ressources ?
Qu4: quelle importance du développement de la karstification en profondeur ?

Si situation 1 traitée auparavant, passer directement à l'étape 2 de caractérisation, sauf pour la question 4 si besoin pour identification d'éléments complémentaires pour implanter forage par ex.

METHODES	DONNEES	RESULTATS ATTENDUS
M1: Analyse géologique	D1: Cartes géologiques, monographies géologiques régionales, base de données du sous sol, reconnaissances de terrain	R1: représentation des formations aquifères et non aquifères, description lithologique,épaisseur; coupes géologiques interprétatives; carte géologique du domaine de l'étude
M2: Bilan hydrologique	D2: débit moyen annuel; précipitations annuelles (Météo France, observatoires régionaux), données climatiques,débits de pertes (jaugeages différentielles pour différentes conditions	R2: superficie du bassin d'alimentation, estimation des ressources à l'échelle annuelle
M3: Traçages artificiels entre points supposés appartenir au bassin d'alimentation	D3: inventaires des points d'eau, des phénomènes karstiques (pertes,avens,dolines, ...), sélection des points d'injection,détermination du type et quantité de traceurs,des points de suivi, des débits aux exutoires	R3: appartenance ou non des points d'injection au bassin d'alimentation
M4: Analyse des débits classés	D4: hydrogrammes des débits sur plusieurs cycles hydrologiques	R4: existence de fuites, d'alimentation du SK; critiques sur la qualité des données

2 CARACTERISATION

QUESTIONS:
Qu4: quel est le volumes des réserves ?
Qu5: quel est le degré de karstification ?
Système avec grande ou petite inertie ?
Qu6: quelle est la dynamique de la recharge?

METHODES	DONNEES	RESULTATS ATTENDUS
M4: Analyse des courbes de récession	D4: données de débits sur plusieurs cycles hydrologiques	R4: estimation par défaut des réserves - données moyennes avec calcul statistique de l'écart type; classification de Mangin 1975 avec i, k
M5:Méthode quantitative des traçages artificiels	D5: injection traceurs en condition de HE et BE, courbes de restitution, enregistrement des débits à l'exutoire	R5: taux de restitution, vitesse apparente, volume du système tracé, indication indirecte sur le degré de karstification entre pioint d'injection et de restitution
M6:Analyse hydrochimique et isotopique	D6: analyses ions majeurs, isotopes de l'eau sur échantillons HE, BE et deux ou trois crues	R6: indentification possible d'existence de transferts +ou- importants dans la zone d'infiltration, existence ou non d'un épikarst, et dans la zone noyée; âge moyen de l'eau
M7: Analyse corrélatoire et spectrale	D7: chroniques de débits, et/ou de T, de C,de piézométrie,de précipitations sur plusieurs cycles hydrologiques	R7:Effet mémoire, hydrogramme unitaire, classification du système karstique par rapport à références, caractère aléatoire des précipitations
M8: Analyse R/S et volumes de régulation	D8: chroniques de débits, précipitations sur plusieurs cycles hydrologiques	R8:volume de régulation,volume du réservoir à comparer au volume des réserves
M9: Analyse géologique, paléogéographique dans un contexte géodynamique de bassin	D9: données bibliographiques de cartes paléogéographiques, courbes eustatiques, synthèse événements tectoniques, échantillons intra karst, pédiments et fossiles des paléosurfaces, MNT, carte géologique	R9: indication sur mise en place de la karstification, profondeurs possibles des réseaux verticaux et horizontaux, potentiel de karstification théorique

2 CARACTERISATION

QUESTIONS:
Qu4: quel est le volumes des réserves ?
Qu5: quel est le degré de karstification ?
Système avec grande ou petite inertie ?
Qu6: quelle est la dynamique de la recharge?

METHODES	DONNEES	RESULTATS ATTENDUS

3 DEMONSTRATION

QUESTIONS:
Qu7: quel système d'exploitation ?
Qu8: où implanter un forage ? Comment localiser le drain ?
Qu9: quel débit d'exploitation ?

METHODES	DONNEES	RESULTATS ATTENDUS

M9: Analyse géologique, paléogéographique dans un contexte géodynamique de bassin	D9: données bibliographiques de cartes paléogéographiques, courbes eustatiques, synthèse événements tectoniques, échantillons intra karst, pédiments et fossiles des paléosurfaces, MNT, carte géologique	R9: indication sur mise en place de la karstification, profondeurs possibles des réseaux verticaux et horizontaux, potentiel de karstification théorique

3 DEMONSTRATION

QUESTIONS:
Qu7: quel système d'exploitation ?
Qu8: où implanter un forage ? Comment localiser le drain ?
Qu9: quel débit d'exploitation ?

METHODES	DONNEES	RESULTATS ATTENDUS
M10a: Reconnaissance par plongées spéléologiques professionnelles du réseau de conduits	D10a: plans de reconnaissance par associations de spéléologues	R10a:topographie détaillée du réseau de conduits
M10b: Méthodes géophysiques de localisation d'un conduit pour implanter un forage	D10b: plans de reconnaissance par associations de spéléologues	R10b: localisation de cavité, dimension, profondeur
M11: Après forage, essai de pompage	D11: chroniques de débits pompés, de débits à la source, de niveaux piézométriques au forage, à piézomètre, échantillons eau pour analyse, Chroniques de C et T°	R11: Débits d'exploitation; interférence sur autres ouvrages, sources

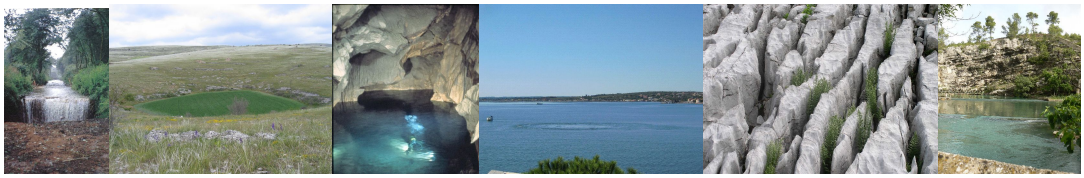
4 EXPLOITATION -VULNERABILITE

QUESTIONS:
Qu10: de quel outil de gestion peut-on disposer ?
Q11: quelle sensibilité du système à des variations climatiques ?
Qu12: quelle est la vulnérabilité spatiale

METHODES	DONNEES	RESULTATS ATTENDUS
M12: Simulation du SK	D12: débits exploités, débits naturels, piézométrie, scénarios demande en eau, scénarios climatiques	R12: simulation pour différents scénarios
M13: Cartographie de la vulnérabilité méthode PaPRIKa	D13: géologie, sol, objets karstiques, résultats caractérisation SK-type, degré de karstification, résultats traçages quantitatifs	R13: carte de la vulnérabilité pour la ressource et pour le captage

Illustration 18 : Logigrammes détaillés pour l'étude de systèmes karstiques avec peu de données (Situtation 1) et avec acquisition de données sur plusieurs cycles hydrologiques (Situation 2)

4. Présentation des méthodes



4.1. INTRODUCTION

Les différentes méthodes sont présentées selon l'ordre suivant : méthodes géologiques, méthodes hydrogéologiques, méthodes géochimiques, méthodes concernant les traçages artificiels et les méthodes géophysiques.

L'ensemble des méthodes est présenté de manière plus ou moins détaillées, avec des illustrations. Pour certaines méthodes, des informations plus détaillées ont été mises en annexe, afin de faciliter la lecture et l'utilisation du guide. Au début de chaque méthode présentée, le type de situations concernés, les données nécessaires et les résultats attendus sont rappelés, en référence aux illustrations 17 et 18.

Les outils de modélisation sont des outils utilisés pour la simulation de scénarios de gestion, de changements globaux y compris le changement climatique. Ce ne sont pas a priori des outils de caractérisation du fonctionnement et de la structure dans le domaine opérationnel. Différents types de modèles peuvent être mis en œuvre, en fonction du type de karst : approche fonctionnelle avec des modèles conceptuels de type réservoirs et fonctions de transfert pour les systèmes karstiques de type 1 et 2, des modèles distribués prenant en considération les propriétés physiques de l'aquifère pour les aquifères carbonatés apparentés à des milieux fissurés et/ou pour lesquels des données sur les géométries des conduits et des propriétés sont connus. Des modèles analytiques semi-globaux sont développés pour simuler l'effet d'essais de pompages. Ces outils ne sont pas présentés ainsi dans ce guide, seule une description des modèles conceptuels est donnée en annexe 3.

4.2. ETUDE GEOLOGIQUE ET STRUCTURALE

Type de situation	Situation 2
Données nécessaires	• modèle numérique de terrain au pas de 50 m ; • inventaire des phénomènes endokarstiques (grottes, cavités, conduits karstiques fossiles et noyés avec développement, profondeur) et exokarstiques (avens en particulier avec données sur leur développement vertical) à partir de données de base de données : inventaire des cavités au niveau départemental (BRGM), inventaire spéléologique des comités départementaux par exemple ; • bibliographie régionale sur l'évolution géologique des dépôts (carte en isohypses et isopaques des formations carbonatées potentiellement karstifiées et des formations imperméables lors

des périodes de dépôts) et synthèse géologique régionale ;

- données bibliographiques sur la datation de gisements fossilifères au niveau des pédiments des paléosurfaces ;
- échantillons de sédiments au niveau des réseaux de conduits (collaboration avec plongeurs spéléologiques) noyés et fossiles ;
- échantillons des pédisédiments des paléosurfaces et datation par des spécialistes des fossiles (ex. dents de rongeurs).

Résultats attendus

Indications sur les profondeurs de développement de la karstification, sur les périodes favorables au développement de réseaux karstiques verticaux, horizontaux et sur le potentiel théorique de karstification

Les objectifs de l'identification géologique sont d'une part, de faire la synthèse de l'histoire géologique (sédimentaire et tectonique) de la région d'étude, de replacer les systèmes karstiques dans un contexte géodynamique, de déterminer les périodes favorables au développement de la karstification (réseau karstique) et d'autre part de procéder à des synthèses, à une interprétation des cartes géologiques et à des études de terrain complémentaires au niveau local (à l'échelle des systèmes) afin notamment d'établir des coupes géologiques au niveau de la zone d'étude.

A l'échelle de l'ensemble de la zone d'étude, une carte géologique de synthèse peut être établie au format numérique (vecteur) à partir soit des cartes numériques existantes ou des cartes géologiques à l'échelle 1/50 000 du BRGM : schéma structural avec représentation des axes structuraux (synclinal, anticlinal) et des failles principales et carte numérique lithostratigraphique permettant des représentations thématiques sous système d'information géographique (Arcview- Arcinfo ou Mapinfo par exemple).

4.2.1. Cartographie géologique et coupes géologiques

Le contexte géologique est un élément essentiel dans la caractérisation d'un aquifère karstique et/ou d'un système karstique ; les cartes géologiques permettent d'identifier l'extension des formations lithologiques au sein desquelles se développent l'aquifère, aussi bien à l'affleurement que sous couverture ainsi que de réaliser des coupes géologiques transverses selon différentes orientations. Ces coupes sont réalisées à partir des données des cartes géologiques, des observations de terrain au niveau d'affleurements, de coupes interprétatives disponibles dans la littérature scientifique, dans les notes explicatives jointes aux cartes géologiques des éditions du BRGM ainsi qu'à partir de données lithologiques des forages de la banque de données du sous-sol (BSS – infoterre – BRGM).

L'établissement d'une cartographie géologique d'une région d'étude est à réaliser à partir des données existantes : cartes géologiques au 1/50 000 des éditions BRGM et cartes harmonisées vectorisées au niveau de département (©BRGM). En fonction de la complexité, des interprétations possibles du style tectonique, il est nécessaire de faire appel à des géologues pour établir des coupes interprétatives au niveau de la région d'étude.

L'établissement de coupes voire d'un modèle 3D géologique de la zone d'étude permet de pouvoir proposer des limites de l'aquifère et/ou du système karstique ainsi que des secteurs pour implanter un forage. Les limites pourront être testées à l'aide de la mise en œuvre de traçages artificiels pour démontrer la connexion hydraulique entre des points du bassin d'alimentation supposé et de l'exutoire ou du captage *sensu lato*.

4.2.2. Evolution géologique et mise en place de la karstification

Le postulat de départ du développement de cette méthodologie de caractérisation de l'évolution géologique et de la mise en place de la karstification, repose sur le positionnement d'un système karstique dans un environnement géodynamique de bassin sédimentaire.

Du point de vue géologique, l'approche descriptive d'un massif karstique a pour objectif la localisation de cavités actives (avec circulation d'eau) ou non fonctionnelles (souvent dénommées « fossiles »). Cette approche ne peut être mise en œuvre que lorsqu'il existe des données spéléologiques nombreuses. Liés à l'évolution du niveau de base, certains réseaux karstiques restent inaccessibles, noyés ou enfouis sous des formations plus récentes. Une approche géologique à l'échelle régionale s'impose ainsi pour retracer le cadre de l'évolution dans laquelle s'inscrit le développement du karst. Le karst est ainsi replacé dans un contexte de géodynamique de bassin sédimentaire (Illustration 19).

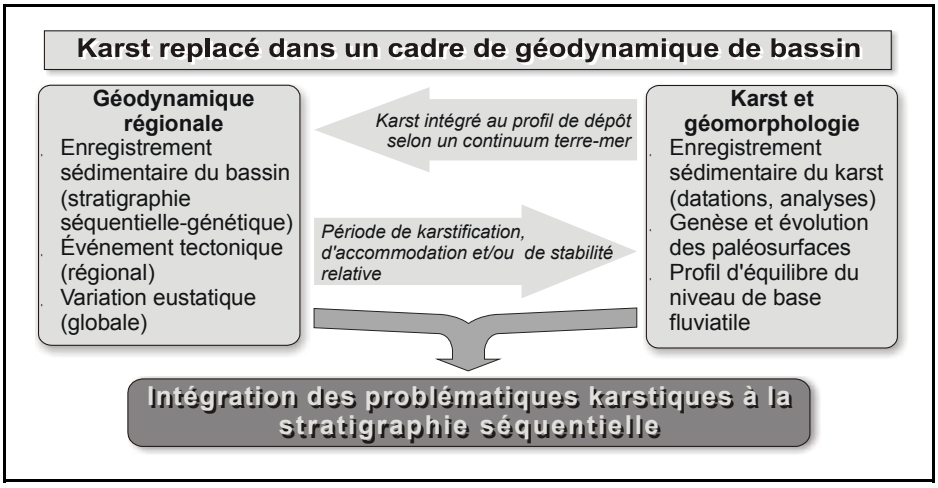


Illustration 19 : Schéma conceptuel de la méthodologie d'étude (Aunay et al., 2003 a,b)

La méthodologie d'étude géologique des karsts repose sur l'analyse, d'une part de la variation globale du niveau marin à partir de la courbe eustatique globale et, d'autre part de l'évolution des phénomènes structuraux liés à la géodynamique de la zone d'étude. A l'échelle régionale, l'étude des paléosurfaces et leur datation relative permettent de reconstituer l'évolution des paysages au cours des temps géologiques. A l'échelle locale, l'étude des sédiments associés à la karstification fournit des éléments de datation relative et de mise en place de la karstification. Des études particulières au niveau de la morphologie des conduits (spéléogenèse) et des dépôts au sein des réseaux karstiques permettent de reconstituer la mise en place de la karstification en couplant l'approche à des analyses de surfaces repères ou paléosurfaces (Mocochain, 2007, plus particulièrement sur les systèmes karstiques de la Basse Ardèche, au niveau de la moyenne vallée du Rhône). A l'aide de cette méthodologie, le potentiel théorique de karstification ainsi que l'accommodation karstique peuvent être déterminés.

Pour plus de détails, le lecteur pourra se rapporter à l'annexe 4.

4.3. HYDROGEOLOGIE – HYDROLOGIE

Ces méthodes concernent l'interprétation des variations de débits des exutoires et des pertes pour les systèmes karstiques binaires ainsi que des niveaux d'eau des forages pour les systèmes pour lesquels des données sont disponibles en conditions naturelles ou de sollicitation par pompage. Les méthodes proposées de traitement des données de

chroniques de débits s'appliquent aussi bien aux sources terrestres, côtières que sous-marines, bien que pour ce dernier cas, il est plus rare de pouvoir disposer de données sur du long terme dans le cadre opérationnel. Les récentes études sur les sources sous-marines ont montré d'une part le peu d'intérêt comme sources d'approvisionnement au vu de leurs débits et de la complexité de leur localisation et d'autre part l'intérêt d'utiliser ces points d'eau singuliers comme des points de suivi environnemental dans le cadre de la gestion d'aquifères karstiques côtiers. Aucune méthode spécifique liée à leur micro-captage pour un tel suivi n'est présentée dans ce guide.

4.3.1. Bilan hydrologique et délimitation du bassin d'alimentation

Type de situation	Situation 1 ou Situation 2
Données nécessaires	Débits HE et BE, débit moyen annuel et/ou interannuel, Précipitations régionales annuelles, données climatiques annuelles
Résultats attendus	Surface du bassin d'alimentation ; estimation de la ressource

La délimitation des bassins d'alimentation doit, tout d'abord, tenir compte de la spécificité des milieux karstiques et de la dualité de leur mode d'alimentation : diffus par les précipitations et ponctuel au niveau de pertes. Il est nécessaire de prendre en considération le type de système étudié, **unaire** ou **binaire**. Dans le deuxième cas, la délimitation du bassin versant du cours alimentant les pertes doit être effectuée à l'aide d'un modèle numérique de terrain et/ou des cartes IGN au 1/25.000. La caractérisation des pertes nécessite une reconnaissance de terrain, des **jaugeages différentiels** sur le cours d'eau en différentes conditions hydrologiques. Un suivi hydrologique de la source sur un ou plusieurs cycles hydrologiques, couplé à une analyse des débits selon la méthode statistique des débits classés permet de mettre en évidence l'existence d'une alimentation retardée ou d'un autre système (Marsaud, 1997). La méthode des débits classés est présentée au paragraphe 4.2.2.

La définition des **bilans hydrologiques** repose sur l'analyse de la cohérence qui existe entre les volumes d'entrée et les volumes 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 renouvellent les réserves et entretiennent l'écoulement dans le système. Elle repose ainsi sur la détermination des précipitations efficaces. Les pluies efficaces représentent la quantité d'eau fournie par les précipitations qui reste disponible pour le système, après soustraction des pertes par évapotranspiration réelle (ETR). La partie des précipitations qui ruisselle est considérée comme négligeable, dans le cas des systèmes karstiques.

Les pluies efficaces sont déterminées généralement au pas de temps annuel selon la formule suivante :

$$P_{eff} = P - ETR$$

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

$$S_{alimentation} = V / P_{eff}$$

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

Le calcul du déficit annuel d'écoulement D par cette méthode empirique est basé sur la formule suivante :

$$D = \quad \text{avec } L = 300 + 25\,T + 0.05\,T^3$$

où P représente les précipitations (mm) et T la température (°C) moyenne de l'air.

Cette formule est d'un emploi aisé mais elle ne donne malheureusement que l'ordre de grandeur de l'ETR. Elle ne se rapproche de l'évapotranspiration réelle que pour des bassins versant relativement étendus, sans échanges à la frontière et pour des durées d'observation assez longues pour que l'on puisse négliger les variations de réserves souterraines.

Il existe d'autres méthodes de calcul de l'ETR, telles que le bilan simplifié selon Thornwaite et le bilan tenant compte du stress hydrique de la végétation. Ces méthodes sont détaillées dans divers ouvrages d'hydrologie, par exemple celui de Laborde (2000) ou encore la thèse d'Oudin et al. (2005 a et b).

La surface d'alimentation du système est alors déterminée en appliquant le rapport suivant :

$$S_{alimentation} = V / (P - D) +/- \Delta R$$

où V représente le volume d'eau écoulé à l'exutoire, P la lame d'eau précipitée, D le déficit d'écoulement et ΔR les variations interannuelles des réserves de l'aquifère.

Les variations de réserves souterraines (ΔR) influent peu sur le résultat lorsque le bilan hydrique est établi sur un cycle hydrologique (d'étiage à étiage). L'influence des variations des réserves souterraine deviendra totalement négligeable si le bilan hydrique peut-être établi sur plusieurs cycles hydrologiques.

Les résultats obtenus sont ainsi une estimation de la ressource (recharge du système) et de la superficie du bassin d'alimentation ou des zones de recharge d'un système partiellement sous couverture. Pour délimiter les contours du bassin d'alimentation, il est nécessaire de prendre en considération les informations géologiques d'une part et d'autre part des résultats de traçages artificiels utilisés pour prouver des connexions hydrauliques entre des points d'entrée du système et l'exutoire. Pour la mise en œuvre des traçages artificiels, se rapporter au paragraphe 4.5.

4.3.2. Approche simplifiée de la fonctionnalité karstique d'un exutoire

Type de situation	Situation 1
Données nécessaires	Débits HE et BE, débits ponctuels pendant la récession; chronique de température et de conductivité pendant une durée de 6 mois au minimum
Résultats attendus	Indications sur le degré de karstification, sur la fonctionnalité du système

Bien souvent les données existantes sur un exutoire sont assez peu nombreuses. En particulier, il est rare de posséder des données de débits fiables sur un cycle hydrologique

complet, ne parlons même pas de plusieurs cycles. Parfois, il est même impossible ou très compliqué de mesurer les débits, car les sorties sont multiples et/ou sous le niveau de cours d'eau, de lacs ou de la mer.

La solution optimale est d'enregistrer les variations de débit et/ou de paramètres physico-chimiques (conductivité, température principalement) sur au moins un cycle et d'appliquer les méthodes dédiées à l'étude des aquifères karstiques.

Toutefois, sans ces données complètes on peut tout de même avoir une appréciation, certes grossière, de la fonctionnalité karstique d'un exutoire.

Une méthode très simple a été exposée par H.Paloc (1965) et prend pour principe que l'indice de variabilité des débits (débit max/débit min) est proportionnel à la fonctionnalité karstique d'un aquifère carbonaté. Cette méthode ne donne que des informations très grossières pour les raisons suivantes :

- s'il est difficile d'acquérir les débits, il n'est jamais certain d'avoir mesuré le débit maximum (crue la plus importante) au contraire du débit minimum qui est plus facile à obtenir (étiage),
- lorsque l'on mesure le débit de crue on n'est pas certain qu'il n'y ait pas un trop-plein qui par son fonctionnement écrête la crue à l'exutoire principal,

Malgré ces restrictions, l'indice de variabilité permet de dégrossir et parfois de comparer des exutoires entre eux dans une même région calcaire. Elle peut être utilisée lorsque l'on a des mesures de débits ponctuelles ou des enregistrements de courte durée incluant quelques mois d'étiage et le début des hautes eaux.

Mangin (1975) a montré que cette méthode était cohérente par rapport à l'indice de variation que l'on pouvait obtenir à partir des courbes des débits classés cumulés.

A titre indicatif voici quelques indices de variabilité des débits issus de la littérature :

- Aliou : Iv = 5250 (Mangin 1975),
- Baget : Iv =188 (Mangin 1975),
- Fontestorbes Iv = 25 (Mangin 1975),
- Fontaine de Vaucluse Iv = 16 (Mangin 1975),
- Blagour de Chasteaux Iv = 131 (Muet 1985),
- Le Sorpt Iv = 216 (Muet 1985),
- Blagour de Souillac Iv = 24 (Fabre 1983),
- Blagour de Souillac captage Iv = 83 (Fabre 1983).

En comparant ces valeurs aux positions obtenues dans la classification de Mangin (1975), on s'aperçoit qu'il y a une bonne cohérence globale des résultats obtenus par cette méthode simple. Toutefois, la taille de l'impluvium influence cet indice. Il faut donc comparer des sources dont la superficie de l'aire d'alimentation est comparable.

Enfin, on peut estimer que pour des indices de variabilité inférieurs à 10 la fonctionnalité karstique est très faible.

Dans le même ordre d'idée, il est possible d'utiliser l'étalement de la conductivité de l'eau pour caractériser la fonctionnalité d'un exutoire karstique. Bakalowicz (1979) a démontré que, plus la gamme de conductivité mesurée était étendue et plus la fonctionnalité karstique était marquée (Massei et al.2007) (cf. § 4.4). La difficulté est, là encore, d'être certain de mesurer la conductivité la plus basse et la plus haute sans avoir à sa disposition un système d'enregistrement. Contrairement aux mesures de débits, c'est généralement juste après la

pointe de crue que l'on mesure la conductivité la plus basse. En revanche en étiage, il n'est pas certain que la conductivité mesurée soit la plus forte.

Cette méthode est moins facile d'interprétation car les variations de conductivité sont moins importantes que les variations de débit.

Toutefois, placer un enregistreur de conductivité est généralement simple et peu coûteux. On peut donc appliquer cette méthode à partir d'enregistrements de quelques mois incluant la fin de l'étiage et le début des hautes eaux. Lorsque l'on a quelques mois de données, il est préférable d'employer des méthodes plus classiques comme les distributions des fréquences de conductivité tout en sachant que la représentativité de la méthode est altérée pour une période plus courte qu'un cycle hydrologique.

© Ph. Crochet
Source d'Afqa (Liban) Fontaine de Vaucluse (84) Source de Kakouetta (64)

4.3.3. Interprétation des débits classés

Type de situation	Situation 2
Données nécessaires	Séries chronologiques de débits sur plusieurs cycles hydrologiques au niveau de la source
Résultats attendus	Indication sur l'existence d'alimentation par des pertes, par d'autres systèmes karstiques, sur l'existence de sources de trop plein ou encore de fuites vers d'autres systèmes

La méthode d'analyse des débits classés a pour objectif de caractériser les différents régimes d'écoulement observables au niveau d'un exutoire. Il s'agit d'identifier des événements particuliers de type mise en fonctionnement d'un trop plein, fuites vers un autre système à partir d'une analyse des modifications qu'ils induisent sur les hydrogrammes (Marsaud, 1997). La méthode proposée par Mangin (1971) consiste à classer les débits par groupes afin de mettre en évidence des valeurs de débits critiques : valeurs anormalement élevées ou faibles. Une loi statistique est ajustée liant les classes de débits à leurs fréquences d'apparition.

L'interprétation des graphes de débits classés repose sur l'identification d'anomalies affectant la droite représentative ; ces anomalies se marquent par des modifications de la pente de la droite (Illustration 20).

Cette méthode permet de :

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

Ceci permet d'obtenir des éléments sur les processus d'alimentation et de pertes du système karstique étudié. Un exemple d'application sur un système karstique est donné à l'annexe 1.

Cas	Pentes des droites	Position de la rupture	Interprétation
A	$\alpha 2 > \alpha 1$	Forts pourcentages	- Mise en fonctionnement de trop-plein - Fuites vers un autre système - Stockage momentané - Fuites ou débordement de la station de jaugeage lors des hautes eaux
B	$\alpha 2 < \alpha 1$		- Apports en provenance d'un autre système - La station de jaugeage prend en compte lors des crues des écoulements n'appartenant pas au système
C	$\alpha 2 < \alpha 1$	Faibles pourcentages	- Apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur
D	$\alpha 2 > \alpha 1$		- Constitution d'une réserve
E	$\alpha 2 > \alpha 1$ $\alpha 3 < \alpha 2$	Double rupture	- Piégeage d'une réserve lors de la décrue et restitution au cours du tarissement

Illustration 20 : interprétation des ruptures de pente de la droite représentative des débits classés.

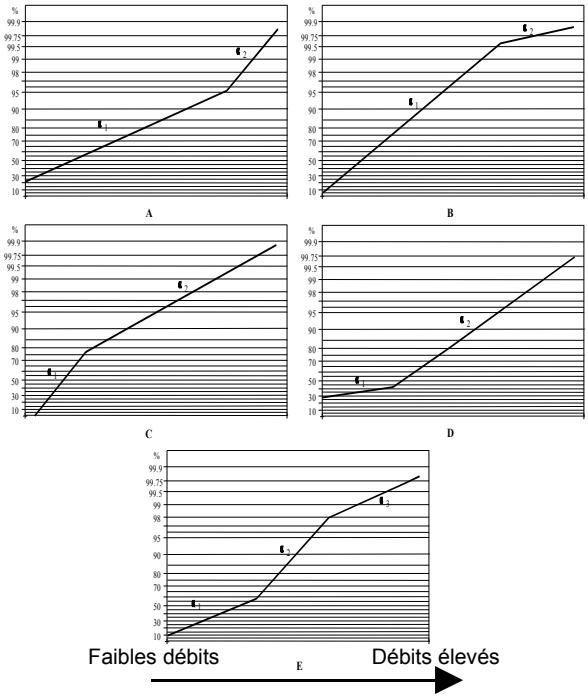


Illustration 21 : Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés (en ordonnée pourcentage d'apparition des débits et en abscisse représentation des débits selon une échelle logarithmique)

4.3.4. Etude des courbes de récession

Type de situation	Situation 2 et/ou Situation 1
Données nécessaires	Chroniques de débits sur plusieurs cycles hydrologiques (3 à 5 cycles ou plus) ; données de débits ponctuels sur la période de récession la plus longue d'un cycle (situation 1)
Résultats attendus	Volume dynamique moyen interannuel ou Estimation des réserves pour une année (ordre de grandeur sans prise en compte de l'incertitude)

Cette approche consiste à donner une forme mathématique aux courbes de décrue qui correspondent à la partie décroissante de l'hydrogramme de crue d'une source. Cette forme mathématique se base sur une conceptualisation de l'aquifère karstique : on utilise un modèle de type conceptuel ou « boîte noire» qui assimile le système karstique à des réservoirs se vidangeant les uns dans les autres.

Cette méthode d'analyse a pris plusieurs formes suivant les auteurs (Maillet, Tison, Schoeller, etc.) mais celle de Mangin développée en 1970 est admise comme étant la plus aboutie car elle permet de distinguer la « décrue » (période pendant laquelle l'infiltration influence le débit à l'exutoire, écoulement dans la zone non saturée) et le « tarissement » qui suit la décrue et au cours duquel le débit est dû uniquement à la vidange de la zone noyée. Le modèle conceptuel qui en résulte prend en compte deux réservoirs emboités représentatifs de la zone noyée et de la zone d'infiltration.

La description analytique du modèle correspond à la formule suivante :

$$Q(t) = \varphi(t) + \Psi(t)$$

Le premier terme $\varphi(t)$ explique le tarissement non influencé de la zone noyée en fonction du temps t qui débute à l'instant où l'infiltration devient nulle ; c'est la formule de Maillet qui correspond à la formulation suivante [Roche 1963] :

$$\varphi(t) = Q_{Ro} * e^{-\alpha t}$$

où α: coefficient de tarissement
Q_{Ro} : débit fictif qui correspond à l'extrapolation de la courbe de tarissement à l'instant de la pointe de crue

Le second terme $\Psi(t)$ décrit la décrue de la zone d'infiltration durant laquelle les pluies efficaces influencent la vidange du réservoir de la zone noyée ; c'est la formulation homographique empirique de Mangin (1970) :

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

Où q_0 : débit d'infiltration à l'instant t_0 marquant la pointe de crue
ε : coefficient d'hétérogénéité d'écoulement
η : coefficient de vitesse d'infiltration est égal à l'inverse du temps d'infiltration (t_i)

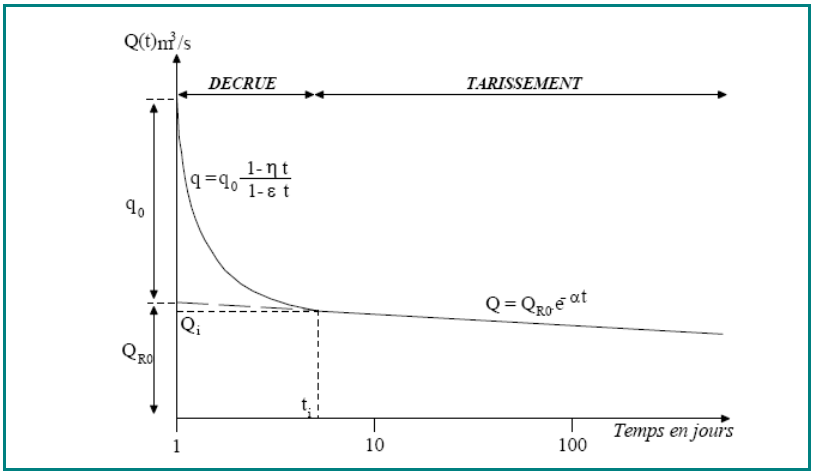


Illustration 22 : Décomposition de la récession selon la méthode de Mangin (1970) in Fabre (1983)

Une nouvelle formulation de ce second terme a été proposée par Ladouche et al. (2006) pour décrire le fonctionnement de la zone d'infiltration lorsque les récessions sont longues (>100 jours) tout en gardant le premier terme φ(t). Pour reproduire de façon plus exacte l'évolution des récessions observées, la formulation prend en compte les dynamiques d'écoulements au sein de cette zone : l'infiltration rapide Ψ(t)1 et l'infiltration lente ou retardée Ψ(t)2 qui s'expriment toutes deux à l'aide d'une fonction homographique (Illustration 23).

Infiltration rapide : $$\psi_1(t) = q_0 \frac{1-\eta_1 t}{1-\varepsilon_1 t}$$

Infiltration lente (ou retardée) : $$\psi_2(t) = q_0 \frac{1-\eta_2 t}{1-\varepsilon_2 t}$$

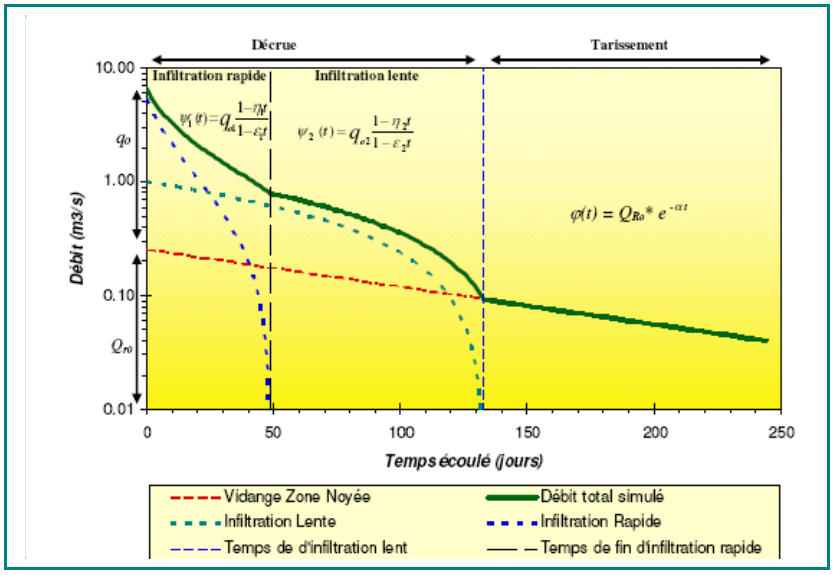


Illustration 23 : Décomposition de la récession selon la méthode de Mangin (1970) adaptée par Ladouche et al. (2006).

Dans un second temps, les paramètres ainsi déterminés par ajustement de la loi de Mangin décrivant la récession vont nous permettre de :

- estimer le volume d'eau contenu dans le réservoir à l'origine de la décroissance des débits observés ;

- caractériser le fonctionnement de la zone d'infiltration par le calcul de deux coefficients k et i [permettant de comparer les systèmes karstiques entre eux Mangin 1970] :

  - *le* ***paramètre k*** traduit l'aptitude du système à stocker les précipitations et à les restituer au cours du temps : on parle de pouvoir régulateur ; il correspond au rapport entre la plus grande valeur de volume dynamique observée sur une grande période et le volume de transit interannuel calculé sur la même période ; une valeur proche de zéro indique un pouvoir régulateur faible ;

  - *le* ***coefficient i*** traduit le retard à l'infiltration, compris entre 0 et 1, il correspond à la valeur de la fonction homographique deux jours après la pointe de la crue ; une forte valeur traduit une infiltration lente ou complexe contribuant à une meilleure régulation de l'écoulement, une faible valeur est à l'inverse le signe d'un transit rapide des eaux vers la zone noyée [Marsaud 1997].

A partir de l'analyse de ces deux paramètres pour de nombreux aquifères, Mangin a défini quatre domaines de référence (Illustration 24) :

(1) le domaine des systèmes complexes, systèmes généralement de grande taille et dont la structure est faite de nombreux sous-systèmes ;

(2) le domaine des systèmes karstiques plus karstifiés à l'amont qu'à l'aval et avec des retards dans l'alimentation dus soit à la présence de terrains non karstiques, soit à une couverture neigeuse importante ;

(3) le domaine des systèmes possédant un réseau de drainage très développé, avec une zone noyée peu importante ;

(4) le domaine des systèmes possédant un réseau spéléologique bien développé et débouchant à l'aval sur un important karst noyé.

Récemment, des études sur de très grands systèmes karstiques du Moyen-Orient (*El Hakim et Bakalowicz,2007)* ont permis de définir un 5ème domaine, qui a pour caractéristiques spécifiques des valeurs de k supérieur à 1.

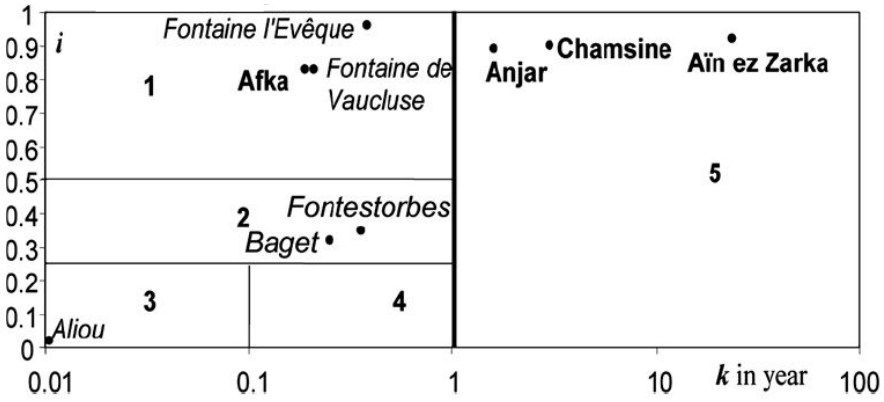


Illustration 24 : Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse des courbes de récession selon Mangin, 1975 [El Hakim et Bakalowicz,2007]

A partir de la courbe de récession et surtout de la détermination du coefficient de tarissement α, le volume dynamique est calculé à partir de la valeur du débit au point Q_i, t_i, définissant l'instant où le tarissement devient effectif de la manière qui suit (Marsaud, 1997) :

$$V_{DYN} = \int_0^{\infty} Q_i \cdot e^{-\alpha t} = \frac{Q_i}{\alpha} \cdot c$$

Avec c = constante de temps (c=86400 lorsque Q_i est exprimé en m3/s et α en jours)

Ce volume dynamique correspond à une estimation à minima des réserves du système, puisqu'il ne prend en compte que la partie des réserves située au-dessus du niveau de l'exutoire. Il correspond à la vidange d'un réservoir en régime non influencé jusqu'à un temps infini, selon la loi de Maillet. Les réserves qui sont situées sous le niveau de l'exutoire ne sont pas prises en compte dans ce calcul.

4.3.5. Evaluation de la stationnarité d'un système et du volume de régularisation du réservoir

Type de situation	Situation 2
Données nécessaires	Séries chronologiques des débits, des précipitations pour plusieurs cycles hydrologiques
Résultats attendus	Information sur la linéarité ou non linéarité du système ; estimation du volume du réservoir à comparer avec le volume dynamique – estimation à minima des réserves

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

D'une manière générale, le coefficient H est compris entre 0,5 et 1. La valeur de 0,5 correspond au domaine aléatoire pur (phénomène non linéaire) tandis que la valeur 1 correspond au domaine structuré (phénomène linéaire). Une chronique peut être à la fois stationnaire et non stationnaire suivant l'intervalle de temps que l'on considère pour l'analyse de l'interdépendance des événements. Si l'on cherche à caractériser les phénomènes à long terme, l'étude de la stationnarité est abordée à l'échelle annuelle (365 j) et semestrielle (180 j). Quel que soit l'intervalle de temps considéré (365 j ou 180 j), le coefficient de Hurst (H) des chroniques de précipitations tend vers 0,5 ce qui indique que la pluie est un phénomène aléatoire pur à cette échelle de temps (et au-delà de quelques jours). Les coefficients de Hurst(H) pour les débits sont plus élevés et apparaissent bien différents selon la période considérée (Illustration 25). Plus la valeur est élevée, plus le comportement global du système est linéaire et stationnaire ; à l'inverse, plus la valeur du coefficient de Hurst (H) plus le système a un comportement moins linéaire (H=0,56 ou 0,65 à l'iIllustration 25). Cette différence de comportement devrait se traduire par des volumes de régulation différents.

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

réservoir pour réguler le débit à une valeur moyenne. La capacité de stockage du réservoir est estimée par le segment d'ordonnée compris entre les deux tangentes extrêmes (à la courbe des débits naturels) parallèles à la droite du débit moyen. Un exemple graphique est présenté sur l'Illustration 26 pour le même système karstique que pour l'analyse R/S présentée à l'Illustration 25. Cet intervalle correspond, pour une retenue artificielle d'eau de type barrage, à la variation entre les volumes minimaux et maximaux d'exploitation (par analogie, cotes mini et maxi).

Pour la période 1972-1982 le volume de régularisation du système a été estimé à 68 millions de m^3, ce qui constitue une valeur importante. Une valeur similaire de 67 millions de m^3 a été estimée pour la période 1984-1986. La taille du réservoir est au moins de l'ordre de ce volume. La période 1997-2003 contraste fortement avec les précédentes, le volume estimé est nettement plus faible, de l'ordre de 29 millions de m^3 seulement. Le caractère nettement plus non linéaire (coefficient de Hurst = 0.56) du système pour la période 1997-2003 semble ainsi également se traduire par des volumes de régulation plus faibles. Cette différence nécessite de rechercher une modification du comportement du système ; celle-ci peut être lié à la modification des conditions d'alimentation d'un système karstique binaire au niveau des pertes, alimentation plus importante au niveau des pertes. Le volume des réserves d'un système karstique est à mettre en relation avec le volume dynamique déduit de l'analyse des courbes de récession ; le rapport des deux volumes estimés donne ainsi une bonne image du pouvoir régulateur du système.

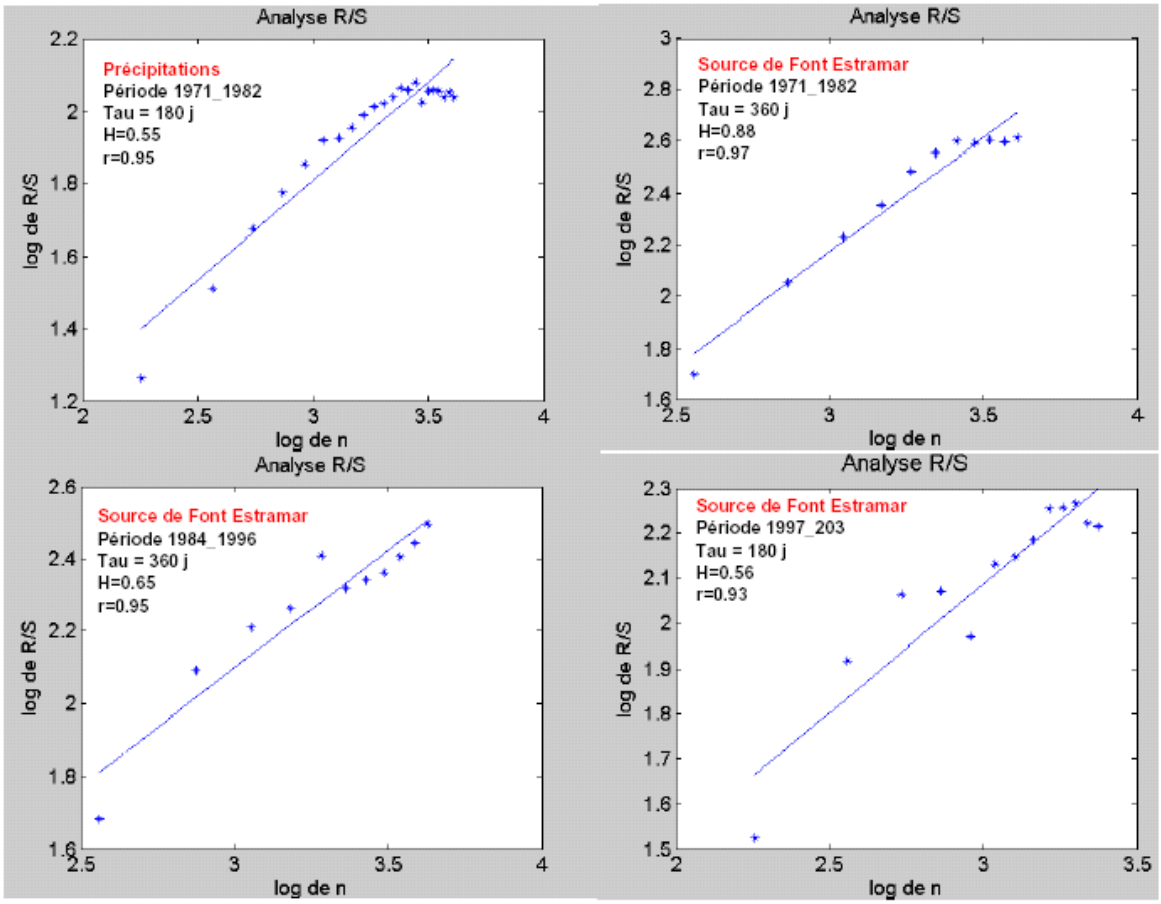


Illustration 25 : Présentation de résultats de l'analyse R/S pour la source de Font Estramar pour différentes périodes d'observation (BRGM-RP-52919-FR).

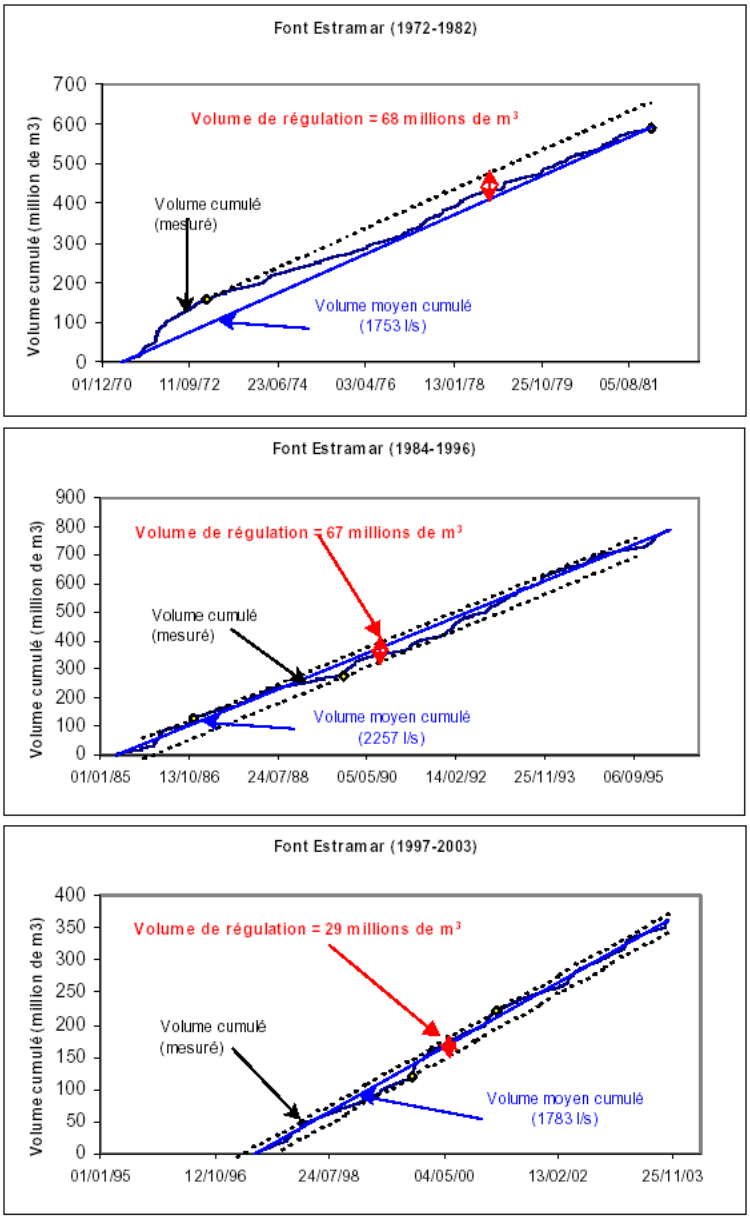


Illustration 26 : Evolution de l'état du réservoir selon la méthode de Réméniaras (BRGM-RP-52919-FR).

4.3.6. Analyse corrélatoire et spectrale (ACS)

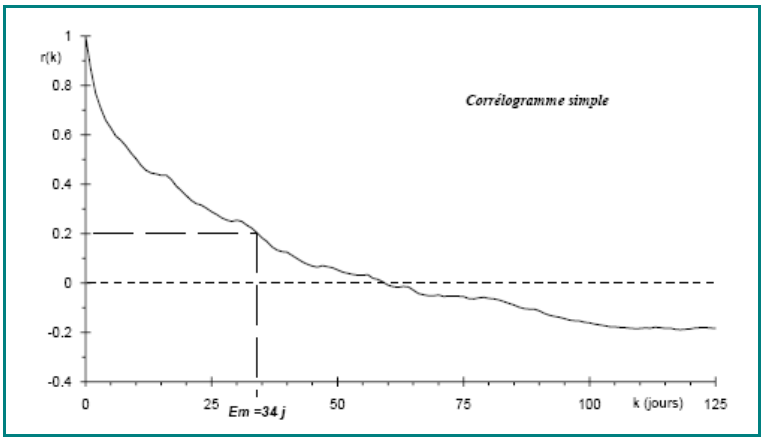
Type de situation	Situation 2
Données nécessaires	Séries chronologiques de débits, de précipitations et/ou de niveaux piézométriques, de paramètres physiques (température, conductivité), de débits de pertes, de niveaux piézométriques au niveau de pertes
Résultats attendus	Information sur structure et fonctionnement du SK : inertie, effet mémoire, typologie ; sur la tendance à court et long terme du système, sur des phénomènes périodiques associés à des variations de pressions, des effets de marées, de pompages….

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

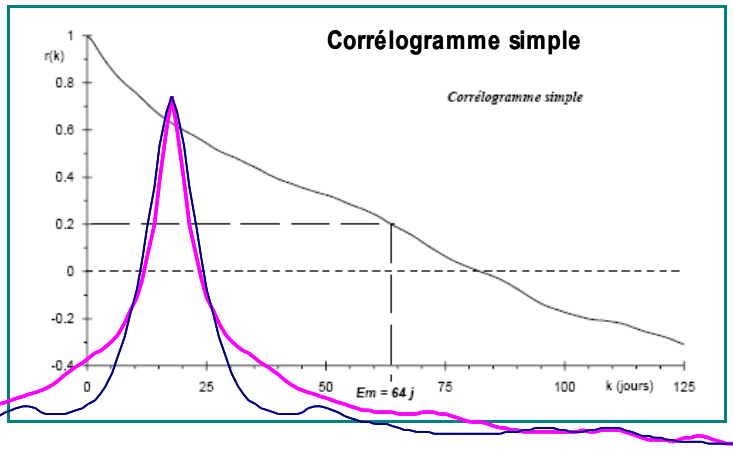
Le principe de base de ces méthodes est d'assimiler le système karstique à un filtre qui laisse plus ou moins passer l'information contenue dans un signal d'entrée (l'état du système ne dépend que des entrées les plus récentes). Dans cette approche, l'aquifère est assimilé à une « boîte noire » dont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

A noter que les ACS ne servent pas uniquement à traiter des séries de pluie et de débit, mais aussi des séries chronologiques de piézométrie, de chimie (pluie-piézométrie, piézométrie-débit, température –débit, etc.…).

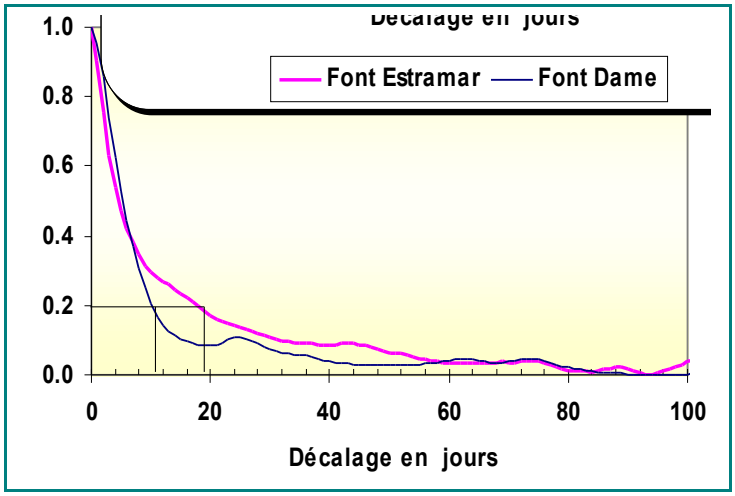
L'analyse corrélatoire simple qui traduit la dépendance dans le temps des évènements affectant la chronique, selon des intervalles de temps de plus en plus grand, permet de tester le caractère répétitif des séries temporelles et leurs éventuelles natures cycliques. Le degré de ressemblance d'une série avec la même série décalée dans le temps est déterminé à l'aide de la fonction d'autocorrélation définie comme la valeur de la corrélation linéaire entre les valeurs des deux séries. Sur les chroniques de débit, cette analyse permet de caractériser « *l'effet mémoire* » de l'aquifère qui traduit la dépendance dans le temps des valeurs de débit en présentant une décroissance plus ou moins rapide de la corrélation. En d'autre terme, « *l'effet mémoire* » est directement lié à l'inertie du système ; « l'*effet mémoire* » étant d'autant plus grand que le filtrage introduit par le système est important. L'*effet mémoire est* défini comme le nombre de jours nécessaires pour que la fonction d'autocorrélation (r_k) atteigne la valeur de 0.2 (Mangin 1981) (Illustration 27).



Corrélogramme simple – Système karstique d'Archiane (1971-1978) (Marsaud, 1997)



Corrélogramme simple – Système karstique de la Gervanne (1970-1975) (Marsaud, 1997)



Corrélogramme simple – Système karstique du synclinal du Bas-Agly (période 1971-2003 pour Fontestramar et période 1998-2003 pour Font Dame) (BRGM RP-52919-FR) [Em=11 jours pour Font Dame et 18 jours pour Fontestramar]

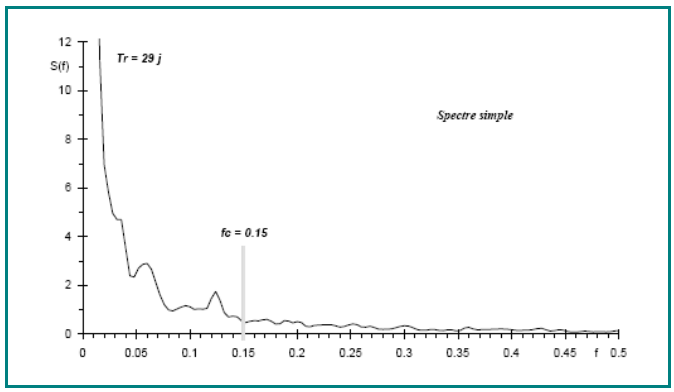
Illustration 27 : Corrélogrammes simples de 3 systèmes karstiques avec des effets mémoire compris entre 11 et 64 jours.

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

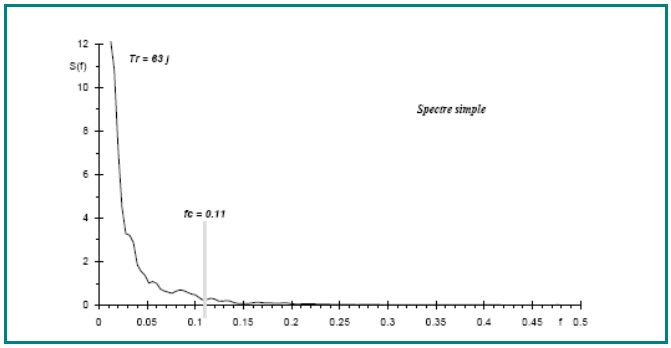
A l'aide de la fonction de densité spectrale de puissance du débit, Mangin (1984) a défini deux paramètres qui permettent d'accéder au fonctionnement des systèmes karstiques (Illustration 28) :

- « Le *Temps de régulation* ». Ce paramètre renseigne sur la durée d'influence engendrée par une impulsion unitaire (pluie) sur le système et donne des informations sur l'organisation du transfert des impulsions (pluie). Il est égal à l'ordonnée maximale de la DSP divisée par 2. Plus le temps de régulation est grand, plus le système possède un comportement inertiel, plus le volume des réserves est important et moins le système est karstifié ou bien il s'agit d'un karst non fonctionnel.

- « La *Fréquence de coupure* (fc)». Elle correspond à la fréquence pour laquelle la densité de puissance devient négligeable. Au-delà de cette fréquence, le signal est nul ou assimilable au bruit de fond. Un système possédant un comportement inertiel filtre l'information à court terme (jour, semaine), l'information portée par les pluies sera essentiellement transformée dans les basses fréquences (cycle annuel).



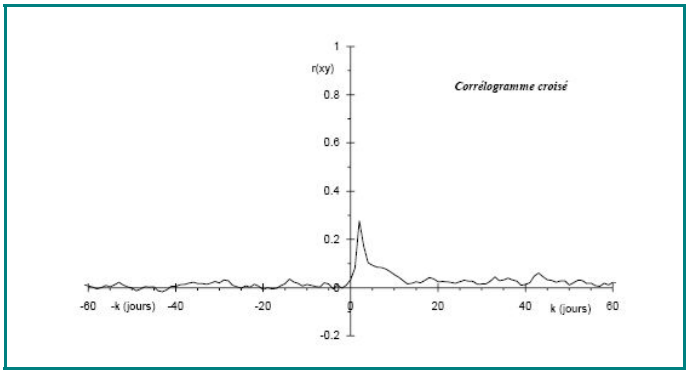
Spectre simple du système karstique d'Archiane pour la période 1971-1978 (Marsaud, 1997)



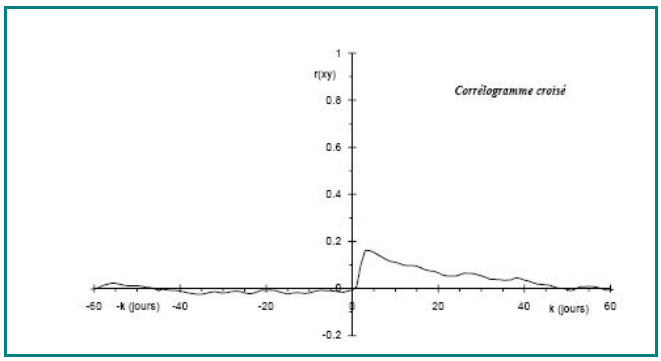
Spectre simple du système karstique de la Gervanne pour la période 1970-1975 (Marsaud, 1997)

Illustration 28 : Spectres simples de deux systèmes karstiques avec une fonction de coupure à 0,15 soit 6,5 jours respectivement 0,11 soit 9 jours et des temps de régulation compris entre 29 et 63 jours (Marsaud, 1997).

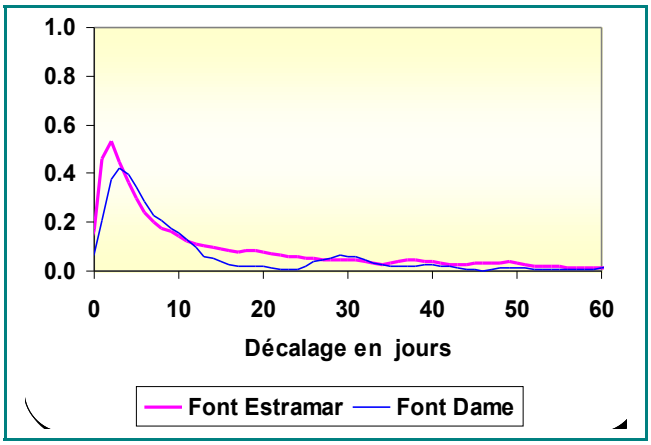
L'analyse croisée (corrélatoire et spectrale) permet l'étude de la relation Pluie-Débit et fournit une image approchée de la réponse impulsionnelle du système par le corrélogramme croisé (Illustration 29). Une classification est proposée par Marsaud (1997) à partir des ACS Illustration 30). Ces méthodes permettent d'obtenir des résultats relatifs à comparer avec les résultats d'analyses menés sur des systèmes dits de référence ; leur interprétation est ainsi d'autant plus pertinente.



Corrélogramme croisé Pluies-Débits d'Archiane pour la période 1971-1978 (Marsaud, 1997)



Corrélogramme croisé Pluies-Débits de la Gervanne pour la période 1970-1975 (Marsaud, 1997)



Corrélogramme croisé Pluies-Débits du système karstique du synclinal du Bas-Agly (période 1971-2003 pour Fontestramar et période 1998-2003 pour Font Dame) (BRGM RP-52919-FR)

Illustration 29 : Corrélogrammes croisés pour quatre systèmes karstiques

	EFFET MEMOIRE (R_k = 0.2)	FREQUENCE DE COUPURE	TEMPS DE REGULATION	REPONSE IMPULSIONNELLE
U	Réduit (5 jours)	Très haute (0,30)	10 à 15 jours	
T	Petit (10 à 15 jours)	Haute (0.20)	20 à 30 jours	
ORBES	Grand (50 à 60 jours)	Basse (0.10)	50 jours	
AL	Considérable (70 jours)	Très basse (0.05)	70 jours	

Illustration 30 : Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse corrélatoire et spectrale (Marsaud,1997).[Augmentation des réserves du Haut vers le Bas]

Le corrélogramme croisé est complété par quatre autres fonctions dans le domaine fréquentiel : la fonction d'amplitude, la fonction de phase, la fonction de cohérence et la fonction de gain. Pour plus de détail, le lecteur pourra se rapporter à l'annexe 2 à ce sujet.

L'analyse corrélatoire et spectrale peut être réalisée à l'aide de l'outil TEMPO (© BRGM) ou de MATLAB.

Des exemples sont donnés en annexe 1.

4.3.7. Interprétation des pompages en milieu karstique

Type de situation	Situation 1 et/ou Situation 2
Données nécessaires	Débits de pompage, niveaux piézométriques au forage pompé, au niveau d'autres ouvrages à proximité, débits de la source au cours du pompage si forage à l'amont d'une source, données sur les paramètres physico-chimiques, voire sur des analyses chimiques
Résultats attendus	Conditions d'exploitation en termes de débits, d'ouvrages (diamètre, profondeur) et impacts environnementaux (définition de débit réservé dans le cas d'un pompage sur un forage situé dans le conduit à l'amont d'une source participant à l'alimentation d'un cours d'eau) ; information indirecte sur l'organisation du drainage souterrain

©brgm

Le pompage d'essai est une méthode classique en hydrogéologie pour évaluer les propriétés hydrauliques d'une formation. Le principe consiste à imposer à l'aquifère une sollicitation parfaitement maîtrisée, sous la forme d'un pompage, afin d'étudier les rabattements de la nappe en résultant. Des logiciels existent pour réaliser ces interprétations : WINISAPE (© brgm-ANTEA), AQUITEST Pro, Hydra 2.0, Well pro, etc.

Le rabattement mesuré dans un puits dépend des pertes de charges qui se décomposent en un terme linéaire et un terme quadratique selon l'équation $s = bQ + cQ^2$:

- les pertes de charge linéaires, proportionnelles au débit (terme bQ), sont liées aux écoulements dans l'aquifère et à l'éventuel effet de paroi (skin) ;
- les pertes de charges quadratiques, qui varient en fonction du carré du débit (terme cQ^2), sont provoquées par l'écoulement en régime turbulent de l'eau dans les crépines et le tubage de l'ouvrage.

Les coefficients b et c, représentant respectivement les termes linéaires et quadratiques des pertes de charge, sont déterminés à partir du report sur un graphique (appelé *courbe caractéristique*) du rabattement spécifique (s/Q) en fonction du débit.

On distingue deux types d'essai (Castany & Margat, 1977) :

- ***l'essai de puits***, constitué par des paliers de débit de courte durée (généralement une heure ou jusqu'à stabilisation du niveau piézométrique) permet de mesurer les caractéristiques inhérentes à l'écoulement dans le puits de pompage. Les couples de valeurs "débits-rabattements" obtenus après stabilisation des rabattements permettent de déterminer, à partir de la courbe caractéristique, les pertes de charge quadratiques ;
- ***l'essai de nappe*** dont l'objectif est la mesure des caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère (transmissivité et coefficient d'emmagasinement). La connaissance de ces paramètres est indispensable pour fixer un débit d'exploitation optimum en fonction des différentes contraintes imposées à l'exploitation.

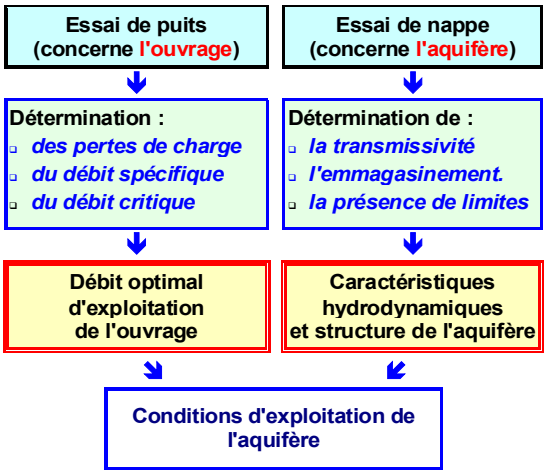


Illustration 31 : Schéma explicatif de l'apport des essais de puits et des essais de nappe

L'interprétation, réalisée à partir de schémas interprétatifs types, consiste à ajuster sur la variation réelle des niveaux une courbe calculée par un modèle analytique en adéquation avec la structure de l'aquifère. Lorsque l'ajustement est jugé satisfaisant, on considère que les paramètres du modèle sont représentatifs de ceux de l'aquifère. Leur détermination permet par extrapolation de prévoir le comportement de l'aquifère et donc de fixer un débit d'exploitation approprié.

Dans le cas d'aquifères karstiques, compte tenu de leur hétérogénéité potentielle, il n'est pas possible de faire des hypothèses préalables sur la structure du milieu recoupé par le forage. Aussi, le pompage d'essai constitue un outil permettant d'en apprécier le fonctionnement. La démarche consiste alors à identifier le schéma conceptuel représentatif d'un type de milieu permettant de restituer de façon satisfaisante la réponse observée (chronique de rabattement) afin d'en tirer ainsi des conclusions sur les lois d'écoulement qui s'appliquent et transposer cette information en termes de structure.

Trois cas de figure, correspondant à des réponses différentes de l'aquifère, sont présentés ci-après. Ils fournissent des informations sur un fonctionnement typique d'une certaine organisation du milieu qui peuvent ensuite être utilisées aussi bien pour les conditions d'exploitation de l'ouvrage que de sa protection.

4.2.4.1. Forage recoupant un drain

Lorsqu'un forage recoupe un drain karstique, les rabattements présentent une stabilisation quasi immédiate dès le début du pompage, équivalente à ce qui est observé lors d'un pompage sur une conduite en charge. Le retour à l'équilibre s'effectue également de façon instantanée. Lors d'un pompage de longue durée, les niveaux peuvent présenter une décroissance liée au tarissement naturel de l'aquifère. Il est donc judicieux d'effectuer un suivi des niveaux sur le forage pendant une durée significative avant l'essai (au minimum deux semaines).

La détermination de paramètres hydrodynamiques n'a pas de sens dans un tel milieu. Tout au plus, la productivité de l'ouvrage pourra être appréciée à partir du débit spécifique (débit par mètre de rabattement) si les pertes de charge quadratiques sont négligeables.

Si le drain karstique est en relation avec une source, le débit de celle-ci devra être suivi pendant l'essai afin d'apprécier d'une part l'impact du pompage sur son régime (et en corollaire les risques de tarissement), d'autre part la capacité de l'aquifère à libérer ses réserves à partir du forage. Il sera calculé un rendement à partir de la formule suivante :

$$R_P = \frac{Q_P - \Delta Q_S}{Q_P}$$

Avec ΔQ_s= débit manquant à l'exutoire
Q_p= débit de pompage

Ce coefficient R_p traduit l'importance du débit manquant à l'exutoire par rapport au débit prélevé. Si l'intégralité du débit prélevé manque à l'exutoire, R_p est nul et le système n'a aucune capacité à libérer ses réserves. Si, au contraire, le débit pompé vient complètement de la réserve, il n'y a pas de modification significative du régime de la source (ΔQ_S = 0 et R_p = 1). R_p permet de donc de quantifier globalement l'importance de la part du débit pris à la réserve pour un débit de pompage donné.

Il faut noter que les drains karstiques présentent une très forte réactivité aux précipitations induisant généralement des différences de charge nettement supérieure aux rabattements induits par un pompage. Il convient donc d'effectuer les essais pendant des périodes non influencées.

Dans le cas d'un drain interagissant avec la matrice environnante, la solution analytique pour une fracture verticale de Gringarten et Ramey (1974) permet de prendre en compte l'effet capacitif du drain (Maréchal et al. 2008, application au système karstique des Cent Fonts).

4.2.4.2. Forage recoupant des vides à l'intérieur d'une zone compartimentée (réservoir)

Les rabattements présentent une évolution linéaire, traduisant un pompage dans un milieu d'extension limitée et de transmissivité très élevée (vides).

Cette capacité peut éventuellement être alimentée par un écoulement "perché" par rapport à la nappe. Le débit d'alimentation peut alors être calculé à partir de la courbe des pentes de rabattement observées pour deux débits de pompage différents :

Si **S** est la surface du réservoir, la pente α de la droite d'évolution des rabattements en fonction du temps est égale à :

$$\alpha = \frac{(Q_p - Q_a)}{S}$$

Si α_1 est la pente correspondant à un pompage constant à débit Q_1 et α_2 est la pente correspondant à un pompage constant à débit Q_2, on dispose du système d'équation suivant

$$Q_1 - Q_a = \alpha_1 . S$$

$$Q_2 - Q_a = \alpha_2 . S$$

permettant de calculer le débit d'alimentation $Q_a = \frac{(\alpha_1 Q_2 - \alpha_2 Q_1)}{\alpha_1 - \alpha_2}$

Si la pente est proportionnelle au débit, le réservoir n'est pas alimenté.

4.2.4.3. Forage recoupant un milieu fissuré (ou équivalent)

Le milieu fissuré présente différents types de discontinuités :

- à l'échelle de l'échantillon, les discontinuités sont constituées par les microfractures primaires et dans certains cas (dolomies, craie) les pores de la roche ;
- à l'échelle de l'affleurement, les discontinuités peuvent être de plusieurs types :
  - les fractures de décompression (ou joints) dues d'une part à l'effet de pesanteur par diminution linéaire de la pression lithostatique du coeur du massif vers la surface topographique, d'autre part à l'appel au vide sur les versants des reliefs ;
  - les fractures tectoniques (inclinées ou sub-verticales) qui peuvent avoir un développement en profondeur sur plusieurs centaines de mètres ;
  - les joints de stratification ;
- à l'échelle de la formation, il peut se surimposer une fracturation tectonique de grande amplitude introduisant une discontinuité supplémentaire à l'échelle pluri-kilomètrique.

C'est l'ensemble de ces discontinuités qui confère à la formation ses caractéristiques hydrodynamiques. Alors que dans les milieux poreux (continus), les interstices de la roche assurent à la fois la conductivité et l'emmagasinement de l'eau, ces deux fonctions sont dissociées dans le cas des milieux fissurés :

- la fonction transmissive est assurée par les fractures ouvertes et sécantes.
- la fonction capacitive peut avoir plusieurs origines :
  - porosité primaire de la matrice qui peut ne pas être négligeable pour certaines roches,
  - microfractures (généralement denses et développées de façon homogène dans la roche),
  - remplissage de certaines fractures où les écoulements sont lents,

Les intersections entre des fractures planes donnent naissance à des conduits linéaires qui constituent des axes d'écoulement préférentiels. Le degré d'interconnexion des discontinuités est donc un facteur essentiel qui va conditionner l'existence d'un véritable réseau.

A petite échelle, le milieu fissuré peut être considéré comme un milieu poreux continu, les fissures étant assimilables à des pores vis-à-vis des blocs qui constituent les grains. Si les discontinuités sont suffisamment nombreuses, le milieu peut alors présenter une réaction semblable à celle d'un milieu continu et homogène En régime laminaire, la relation entre le flux et le gradient de charge étant linéaire pour les milieux fissurés, il est possible d'utiliser les méthodes classiques développées en milieu poreux pour la distribution des charges hydrauliques et des débits.

Il est ainsi possible de réaliser une **interprétation analytique** à l'aide de schémas propres soit aux milieux poreux (*Theis*), soit aux milieux fissurés (*Gringarten*, *Warren & Root*). Dans ce cas, les paramètres hydrodynamiques déterminés peuvent avoir un caractère fictif qui ramène le comportement du système à un ***schéma hydraulique équivalent***. Ils peuvent être utilisés pour des prévisions d'exploitation, avec tous les risques que peut présenter leur extrapolation, mais ils ne possèdent parfois pas de réalité physique quant à la structure du milieu.

Les aquifères karstiques peu développés (au sens de l'organisation des écoulements) peuvent présenter un comportement analogue au milieu fissuré. Cela n'exclut pas la présence de vides dus au phénomène de dissolution, mais ceux-ci ne sont pas reliés entre eux et jouent uniquement un rôle capacitif (zones locales de stockage d'eau) et non transmissif.

○ Schéma de Theis

Le schéma de Theis correspond à la solution de l'équation de diffusivité en régime transitoire. Les hypothèses nécessaires à l'établissement de la solution sont les suivantes :

- milieu homogène et isotrope,
- épaisseur constante de l'aquifère,
- épontes imperméables,
- extension latérale infinie,
- charge constante sur une verticale (nappe captive ou hypothèse de Dupuit en nappe libre),
- puits complet et de rayon négligeable.

Ces hypothèses débouchent sur la formulation suivante utilisant une exponentielle intégrale (formule de Theis) :

$$\Delta = \frac{Q}{4\pi T} \cdot \int_{u}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} . du$$ avec $$u = \frac{r^2 . S}{4 T t}$$

Ce schéma débouche sur la détermination de valeurs de transmissivité et de coefficient d'emmagasinement. Il ne peut s'appliquer en milieu fissuré que si d'une part, la densité des discontinuités est suffisante pour assurer une certaine continuité du milieu, d'autre part le forage n'a pas recoupé une fracture importante dans laquelle les vitesses d'écoulement seraient significativement différentes du reste du milieu.

Pour rendre compte d'une anisotropie bi-directionnelle liée à l'hétérogénéité du milieu (par exemple due à la présence d'une direction préférentielle de fracturation), la perméabilité peut être remplacée par un tenseur de perméabilité sur le plan horizontal. L'écoulement est ainsi traité de façon bi-directionnelle. Cette approche nécessite toutefois de disposer d'au moins trois piézomètres pour reconstituer le tenseur de perméabilité.

Dans certains cas, le calage de la courbe nécessite d'imposer un coefficient d'emmagasinement supérieur à 1, ce qui n'a pas de réalité physique car ce paramètre

correspond à un pourcentage (rapport du volume d'eau libérée par unité de surface d'un aquifère pour une variation de charge unitaire). La valeur obtenue traduit alors la présence de vides qui ont pour conséquence d'augmenter le rayon d'observation. En effet, l'équation de Theis fait intervenir l'expression **Sr^2** dans laquelle **S** représente le coefficient d'emmagasinement et **r** le rayon du forage. Si celui-ci est sous-évalué compte tenu de la présence de vides, il s'en suit des valeurs plus élevées de S. La valeur obtenue doit donc être interprétée en termes de structure et non comme un paramètre physique.

- **Schéma de Gringarten et Ramey**

Cette méthode repose sur l'assimilation de l'aquifère à un milieu poreux homogène isotrope comportant une seule fracture à forte perméabilité recoupée par le puits de pompage. Les hypothèses sont celles du milieu homogène (schéma de Theis) auxquelles s'ajoutent celles concernant la fracture :

- la fracture est verticale et unique,
- la section de la fracture est faible par rapport à sa longueur ($2x_f$).
- la conductivité hydraulique de la fracture est infinie et la charge en tout point dans la fracture est égale à celle du puits.

Dans ces conditions, la fracture ne constitue qu'une extension du puits de pompage, les deux formant un système "puits-fracture" ou "puits étendu".

La solution analytique a été établie par Gringarten & Ramey (1974). L'écoulement au début de l'essai s'effectue uniquement de la matrice vers la fracture et perpendiculairement à celle-ci, ce qui se traduit par une pente de droite 0.5 en coordonnées bilogarithmiques. Ensuite l'évolution du rabattement est donnée par la solution de Theis, à une constante près, qui dépend du point de mesure et de la direction de la fracture.

Le schéma permet de calculer T et le produit Sx_f^2 par les formules analytiques suivantes (en l'absence de piézomètre, il n'est pas possible de dissocier S et x_f^2) :

$$T = \frac{Q}{4\pi} \cdot \frac{S_a}{S} \qquad S \cdot x_f^2 = 4\,T\,\frac{t}{t_a} = \frac{Q\,t}{\pi t_a} \cdot \frac{S_a}{S}$$

Un développement analytique existe également pour le cas d'une fracture horizontale recoupée par le puits de pompage. La démarche est identique, mais dans ce cas, les hypothèses complémentaires à celles de Theis sont les suivantes :

- le puits de pompage traverse en son centre une fracture horizontale circulaire (de rayon r) située à mi-hauteur de la couche aquifère,
- la fracture est de faible épaisseur par rapport à son rayon et à l'épaisseur de l'aquifère,
- le débit est capté par la fracture et non par le puits,
- la conductivité hydraulique de la fracture est infinie et la charge en tout point dans la fracture est égale à celle du puits.

- **Autres méthodes**

Il existe d'autres méthodes spécifiques aux milieux fissurés, reposant notamment sur le principe qu'une roche poreuse affectée d'importantes fractures peut être représentée par la superposition de deux milieux homogènes, constitués de pores de tailles différentes, ayant chacun une perméabilité et une porosité propre.

Dans cette approche, le milieu poreux est conceptualisé sous la forme de blocs de dimensions irrégulières séparés par des fissures, l'ensemble présentant une continuité

hydraulique. Lors d'un pompage, le rééquilibrage de la pression différentielle entre les deux milieux induit un déplacement du fluide des blocs vers les fissures.

Warren & Root ont proposé en 1963 une méthode d'interprétation des pompages d'essai en milieu fissuré basée sur ce concept. Le modèle proposé correspond aux hypothèses suivantes :

- la matrice (porosité primaire) est un milieu homogène isotrope, constitué de blocs identiques entre eux et de forme parallélépipédique,
- les fractures constituent un système orthogonal continu selon les trois directions principales de perméabilité,
- la matrice a une forte capacité d'emmagasinement et une faible transmissivité,
- l'écoulement entre la matrice et les fissures est pseudo-permanent,
- l'écoulement radial vers le puits provient uniquement du réseau de fractures.

Les paramètres nécessaires à la résolution analytique de ce schéma sont les suivants :

- épaisseur, transmissivité et coefficient d'emmagasinement de la fracture,
- nombre de familles de fractures.

Méthode de diagnostic des essais de pompage à l'aide des dérivées

La méthode mise en œuvre pour l'interprétation des tests hydrauliques basée sur l'interprétation des dérivées des charges hydrauliques (Illustration 32) permet de caractériser les dimensions d'écoulement et d'identifier l'existence d'alimentation par des conduits karstiques lors de la sollicitation du forage par pompage.

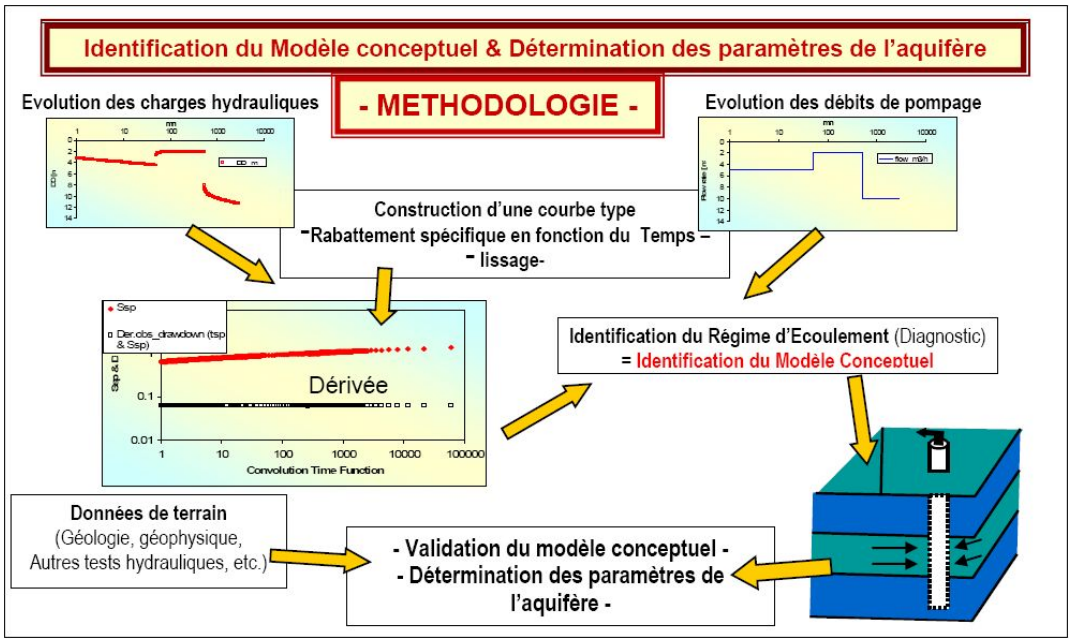


Illustration 32 : Méthodologie mise en œuvre pour l'interprétation des pompages d'essai

Le diagnostic repose sur l'interprétation de la courbe de dérivée logarithmique des rabattements (d(s)/d(ln(t)) ; à la descente ou à la remontée), qui a l'avantage de représenter tous les régimes d'écoulement sur un seul et même graphique bi-logarithmique (Bourdet et al., 1983, 1989 ; Spane and Wurstner, 1993). L'avantage de cette méthode est que pour chaque type et/ou géométrie d'aquifère (et type de configuration forage-aquifère), il correspond un certain régime ou une succession de certains régimes d'écoulement qu'il est en général possible d'identifier sur la courbe de dérivée (Deruyk et al., 1992 ; Schlumberger, 2002).

Le calcul de la dérivée nécessite souvent un traitement par lissage de la dérivée afin d'augmenter le rapport signal sur bruit (engendré soit par des micro-variations du débit et/ou par la sensibilité de l'outil de mesure des niveaux). Ce traitement n'altère en rien la qualité des données originelles. Par contre, lorsque le débit varie de façon significative durant l'essai, il est nécessaire de prendre en compte ces variations dans le calcul de la dérivée. On obtient ainsi une courbe type qui est dérivée et interprétée suivant la méthode précédemment décrite.

Une fois la courbe des dérivées construite, le diagnostic consiste à identifier les différents régimes d'écoulement et à en déduire les propriétés du forage (effet de capacité, pertes de charges, …), de l'aquifère (isotrope, anisotrope, fractures, double porosité, etc.), de sa géométrie (effet de limites) et des éventuelles relations entre l'aquifère capté et les aquifères de sub-surface (effet de drainance par exemple). Enfin, une fois le diagnostic posé, l'estimation des paramètres de l'aquifère est réalisée à partir du modèle mathématique le plus approprié. Puis, le modèle conceptuel de l'aquifère est validé en jugeant de la pertinence de la modélisation et des informations géologiques disponibles sur la formation testée.

A partir de la courbe des dérivées, il est déjà possible d'estimer les paramètres hydrodynamiques, en particulier la transmissivité de la formation captée lorsqu'un écoulement radial cylindrique est atteint.

Différents exemples sont donnés en annexe 1.

4.4. HYDROGEOCHIMIE ET QUALITÉ DE L'EAU

Type de situation	Situation 1 et Situation 2
Données nécessaires	Analyses hydrochimiques, isotopiques selon les questions à résoudre au niveau du bassin d'alimentation voire à l'extérieur (campagne spatiale, suivi dans le temps) ; valeurs de débits ponctuels ou en continu pour des suivis de crues en particulier
Résultats attendus	Information sur la qualité de l'eau, sur l'organisation des écoulements (traceurs susceptibles de marquer la zone épikarstique, la zone noyée par interaction avec la roche encaissante), sur le temps de séjour (âge moyen de l'eau), sur l'origine de contaminations, sur la nature de mélanges d'eaux au sein de l'aquifère, sur l'altitude de la zone de recharge, sur l'origine profonde d'eaux participants aux écoulements

L'hydrogéochimie est définie comme étant *« la connaissance des caractéristiques chimiques des eaux souterraines, des processus de leur acquisition et des lois qui régissent les échanges entre l'eau, le sol et le sous-sol. L'hydrogéochimie donne une interprétation hydrogéologique des données hydrochimiques.»* (Castany et Margat, 1977). L'hydrogéochimie intègre donc la notion d'écoulement de l'eau dans un système géologique, donnant ainsi une image dynamique de l'état d'un système chimique.

La caractérisation hydrogéochimique repose généralement sur l'évolution spatiale et temporelle des concentrations en différents marqueurs de l'eau. L'objectif de ce guide étant d'ordre pratique et méthodologique, c'est le langage utilisé dans le domaine opérationnel (donneurs d'ordre et bureaux d'étude) qui a été retenu. Ainsi, le terme de **« traceur »** est réservé à ce qui est introduit dans l'aquifère par l'homme (en particulier pour les traçages

artificiels), alors que le terme de **« marqueur »** caractérise les éléments naturels ou anthropiques liés au déplacement de l'eau dans le milieu souterrain (Molinari, 1969).

En milieu carbonaté, l'eau joue un double rôle : celui de vecteur d'informations (sur la structure et le fonctionnement du karst, ainsi que sur la contamination des eaux de l'aquifère) mais aussi celui de créateur d'informations en réagissant avec la roche encaissante (Bakalowicz, 1979). Cette double information doit être analysée de façon à dégager les informations purement hydrogéologiques de celles propres au comportement des marqueurs.

Lorsque l'approche hydrogéochimique est employée dans le cadre d'une analyse globale du système karstique à partir de son fonctionnement (analyse systémique), celle-ci devient très complémentaire à l'approche hydrodynamique. En effet, si les méthodes hydrodynamiques permettent d'appréhender l'inertie et les volumes des systèmes karstiques, elles ne permettent pas de distinguer les temps de transit liés aux différentes modalités de transit dans l'aquifère, les mélanges d'eau entre pôles distincts (eau de pluie et eau de la zone noyée par exemple), ni la localisation des différents lieux de stockage de l'eau (épikarst, zone d'infiltration ou zone noyée…). Parallèlement, l'hydrogéochimie est aussi l'outil permettant d'identifier l'origine et l'extension de la contamination des eaux souterraines. De ce fait, l'hydrogéochimie permet de mener de front l'étude du fonctionnement des systèmes karstiques et des objectifs de qualité de la ressource.

La composition chimique de l'eau d'un aquifère karstique est liée à de nombreux facteurs comme l'occupation du sol, les processus de recharge (diffuse ou concentrée, les conditions climatiques, la lithologie du réservoir et de la zone d'infiltration et les conditions d'écoulement/ temps de transit (dans une matrice micro-fracturée, des cavités ou des conduits). Celle-ci varie aussi pour un même système selon des critères spatiaux (selon le lieu de prélèvement au sein du système karstique, source ou regard sur la zone noyée par exemple), ainsi que selon des critères temporels. En effet, c'est la plupart du temps les variations du chimisme de l'eau en même point d'observation et en fonction des conditions hydrologiques qui informent sur ce qui se passe dans le système. Les méthodes hydrogéochimiques reposent donc en grande partie sur des chimiogrammes (traduction littérale de chemograph), c'est-à-dire des séries temporelles de concentrations en différents marqueurs. Le chimiogramme est l'équivalent chimique de l'hydrogramme.

C'est au niveau des sources karstiques que les chimiogrammes sont les plus riches en enseignements car l'eau qui s'écoule à ce niveau résulte d'un mélange plus ou moins complexe qui a atteint la zone noyée selon différents chemins que les divers marqueurs naturels ou anthropiques peuvent nous aider à comprendre.

L'interprétation des variations des signatures géochimiques repose d'une part sur un certain nombre d'hypothèses concernant la structure d'un aquifère karstique :

- En **période d'étiage avancé**, on suppose que l'écoulement à l'exutoire est uniquement assuré par la vidange des systèmes annexes aux drains karstiques (milieu fissuré ou grands vides mal connectés). La chimie des échantillons prélevés lors de cette période caractérisent la signature géochimique de l'eau qui circule au sein de la partie capacitive de la **zone noyée** du système karstique.
- En **période de crue**, les débits mesurés aux exutoires des systèmes karstiques peuvent être expliqués comme résultant de la superposition de différents écoulements distincts tels que :
  - un **écoulement épikarstique** assuré par le drainage de l'eau du réservoir épikarstique qui a un effet régulateur sur l'infiltration ;
  - un **écoulement « rapide »** assuré par une partie de la pluie efficace qui est collectée par des conduits plus ou moins verticaux directement connectés au

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

- un **écoulement de base** assuré par le drainage des systèmes annexes au drainage de la zone noyée.

L'interprétation des chimiogrammes nécessite par ailleurs d'avoir une connaissance préalable de l'origine des différents marqueurs et des processus qui peuvent affecter leur concentration au cours de leur trajet souterrain. Les marqueurs chimiques et isotopiques les plus pertinents et les plus fréquemment utilisés sont décrits ci-après en fonction de leur origine (4.4.1).

Pour que l'hydrogéochimie apporte le maximum d'informations, il est primordial d'adapter la stratégie d'échantillonnage au problème posé et aux moyens financiers mobilisables. Le chapitre 4.4.2 propose des plans d'échantillonnage (lieu de prélèvement, fréquence) pour rendre compte au mieux de la variabilité spatiale ou plus souvent, de la variabilité temporelle des concentrations des marqueurs géochimiques. De la plus simple à la plus complète, les différentes stratégies apportent des informations plus précises sur des fonctionnements plus complexes.

Un petit rappel des contraintes de prélèvement et des méthodes analytiques à mettre en œuvre est exposé ensuite dans le chapitre 4.4.3.

Enfin, les principales méthodes d'interprétation des données géochimiques sont présentées dans le chapitre 4.4.4. Elles devront être adaptées aux données disponibles et aux questions posées.

4.4.1. Les principaux marqueurs géochimiques

Que ce soient des éléments majeurs, mineurs ou traces, que ce soient des isotopes stables ou radioactifs, ou encore des matières organiques, nous traitons dans ce chapitre de l'ensemble des marqueurs qui caractérisent les principales origines naturelles ou anthropiques généralement retrouvées dans les eaux souterraines. En ce qui concerne les éléments dits « majeurs », c'est-à-dire les anions et cations qui constituent de façon prépondérante la minéralisation des eaux, nous nous référons à leur concentration volumique (en $mg.l^{-1}$). Les éléments traces sont les éléments présents à de très faibles concentrations dans les eaux (inférieures à 1µg l^{-1}). Parmi ces éléments, ce sont les métaux les plus classiquement utilisés en hydrogéologie. Aucun des marqueurs décrits dans ce chapitre n'est spécifique aux eaux karstiques. En revanche, la rapidité des écoulements dans des conduits karstiques et l'absence de filtration au cours du trajet souterrain font que les éventuels processus d'abattement des concentrations (dégradation, adsorption, complexation…) sont souvent peu efficaces dans ce milieu.

4.4.1.1. Les marqueurs d'origine météorique

L'eau de pluie n'est pas de l'eau pure. Sa composition chimique peut être influencée par des facteurs naturels (aérosols marins riches en **Cl^-, Na^+, K^+, SO_4^-**) et anthropiques (acidité, pesticides, composants organiques…).

Du fait de leur origine météorique, les chlorures, le sodium, le potassium et les sulfates (Cl^-, Na^+, K^+, SO_4^-) présentent généralement des concentrations inférieures à 10 mg/l dans les eaux des milieux karstiques (non influencés par une intrusion d'eau marine ou des roches évaporitiques).

La signature isotopique de la molécule d'eau des précipitations (**$\delta^{18}O$** et **δ^2H** ou deutérium **δD**) est extrêmement variable dans le temps (selon la température et la quantité de pluie) et dans l'espace (effet de continentalité, effet d'altitude…). A l'inverse, les compositions isotopiques de l'eau des systèmes karstiques sont généralement très homogénéisées suite à

leur transit au sein du réservoir souterrain. De ce fait, $\delta^{18}O$ et δD de l'eau d'une source karstique constitue un bon marqueur des eaux infiltrées dans les aquifères, dès lors que la signature isotopique de l'eau préexistante dans le système est différente de celle des précipitations. Dans les systèmes de montagne pour lesquels une différence d'altitude significative existe entre le bassin d'alimentation et la zone de captage, le fractionnement isotopique lié à la différence de température est fréquemment utilisée pour identifier la zone de recharge des aquifères (Blavoux 1978).

Il existe une relation linéaire entre le $\delta^{18}O$ et le $\delta^{2}H$ des pluies, aussi bien à l'échelle mondiale ($\delta D = 8\ \delta^{18}O + 10$) qu'à l'échelle locale (la pente est ajustée localement, Illustration 33). Les eaux d'origine non météorique (eaux hydrothermales, eaux de formation, eaux marines ou saumures) ou qui ont été affectées par des processus de fractionnement (évaporation) ne sont plus alignées le long de la droite des eaux météoriques. Selon leur position par rapport à cette droite, leur origine peut-être mise en évidence.

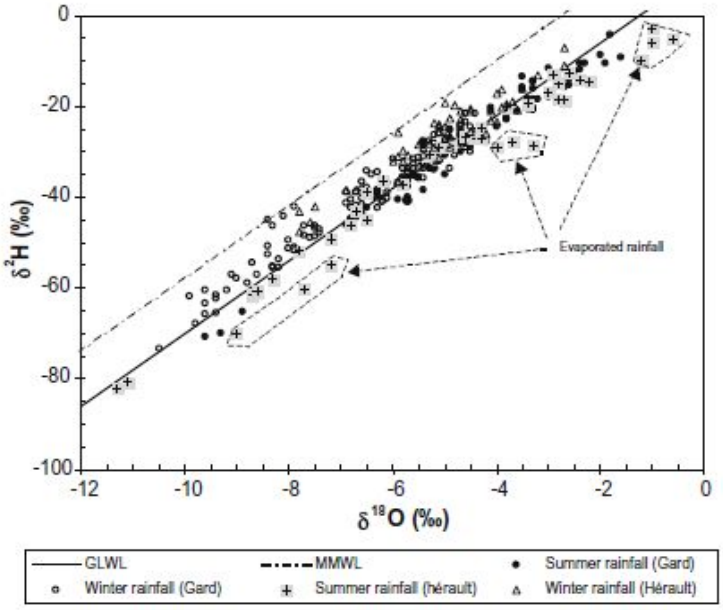


Illustration 33 : Relation entre le $\delta^{18}O$ et le $\delta^{2}H$ des eaux de pluie dans le Sud de la France (Ladouche et al. 2009)

Contrairement à l'oxygène 18 et au deutérium, l'isotope tritium (**^{3}H ou T**) de la molécule d'eau est instable dans le temps et peut-être utilisé comme chronomètre pour dater les eaux (^{3}H, période courte : 12,26 ans). Cet aspect sera traité au paragraphe 4.4.4.

4.4.1.2. Les marqueurs d'origine pédologique

De nombreux processus physiques, chimiques et biologiques prennent place dans le sol, même si son épaisseur est faible (10-20 cm). Ces processus conduisent à fournir deux types de marqueurs aux eaux d'infiltration qui le traversent : des éléments dissous et des éléments particulaires.

- **Eléments dissous**

Bien qu'ils aient une origine météorique (hormis quand il existe des évaporites ou une intrusion marine), les ions **Cl^{-}** constituent de bons marqueurs des horizons de surface où ils sont concentrés par évapotranspiration. Les ions **Na^{+} et K^{+}** marquent aussi les horizons pédologiques bien qu'ils ne s'accumulent pas à ce niveau contrairement aux chlorures. En effet, Na^{+} et K^{+} participent activement au cycle de la matière vivante et sont donc fortement consommés au niveau des horizons biologiquement actifs du sol. De ce fait, l'interprétation

de ces concentrations se fera en relation avec d'autres marqueurs, en particulier le Cl^- qui est conservatif.

Les eaux de pluie, lorsqu'elles s'infiltrent, tendent à se charger en **CO_2** produit dans le sol, lui-même issu de la dégradation de la matière organique et de la respiration des racines. Ces teneurs en CO_2 varient dans le sol en fonction de la température, ainsi que du type et du degré de développement de la végétation. Ce CO_2 est marqué isotopiquement par cette origine, le carbone résultant possède un rapport isotopique (**$\delta^{13}C$**) compris entre - 20 et -25 ‰. Ce type de carbone présente également des activités en **^{14}C** caractéristiques de l'atmosphère actuelle ($A^{14}C$ compris entre 105 et 130 %) car son temps de résidence est très faible au sein des systèmes karstiques.

Vu que les roches carbonatées en sont dépourvues, le sol est le principal fournisseur de carbone organique total ou dissout (**COT**, **COD**). Il s'agit d'un mélange de molécules organiques de taille variable ayant pour origine la décomposition de la matière organique. Ce CO est lessivé depuis le sol dans l'aquifère via l'infiltration. Sa teneur varie en fonction de l'activité biologique dans les sols (en lien avec la température) et de l'intensité de l'infiltration. Bien que ses concentrations soient faibles dans les eaux karstiques, le COT est un marqueur très sensible de l'infiltration depuis les horizons pédologiques (Emblanch, 1997 ; Batiot, 2002). Couplé aux teneurs en Mg^{2+}, il est aussi utilisé comme traceur du temps de séjour (Illustration 34, Batiot et al., 2003).

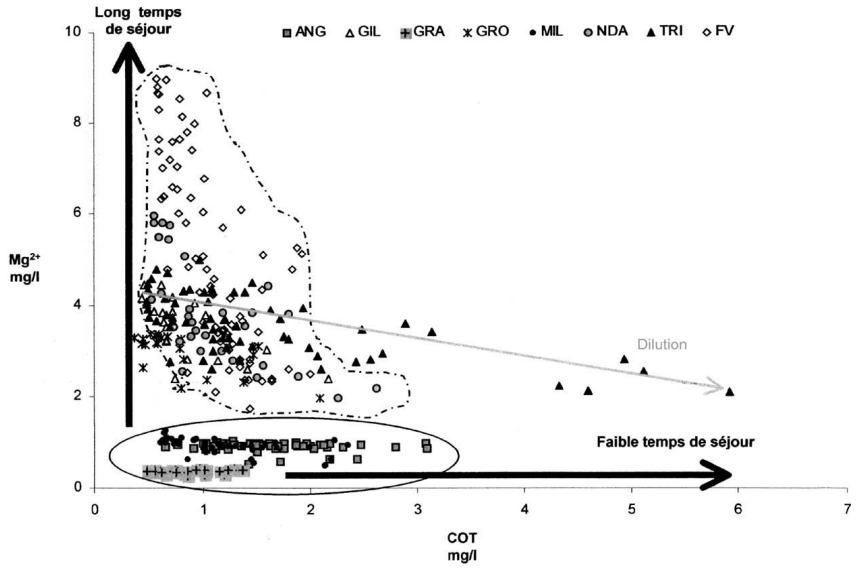


Illustration 34 : Relation COT–Mg^{2+} pour les systèmes de Vaucluse (ANG Font d'Angiou, GIL Font Gillarde, GRA GRO Grozeau, MIL Milet, NDA Notre Dame des Anges, TRI St Trinit, FV Fontaine de Vaucluse).

Le COD est aussi un paramètre à surveiller du point de vue de la qualité de l'eau. En effet, il peut former des complexes avec des métaux et des composés organiques hydrophobes, facilitant son transport au sein de l'aquifère. De même, il peut former des molécules toxiques en association avec des sous-produits de la désinfection au chlore.

- Eléments particulaires

Combinés aux éléments dissous, une fraction particulaire peut être infiltrée depuis le sol vers l'aquifère sous-jacent. Ces particules ont une origine minérale (sédiments, minéraux argileux ...) ou biologique (micro-organismes). Les sédiments restitués aux exutoires des systèmes karstiques constituent des traceurs particulaires naturels à la fois témoins de l'évolution, mémoire et archives du fonctionnement de ces systèmes. Ce transport de particules conduit dans des systèmes bien karstifiés à des épisodes de turbidité aux exutoires karstiques lors des épisodes de crues (Valdès, 2005 ; Fournier, 2006). Cette

turbidité a deux origines potentielles (Massei 2001) : soit elle provient du transport direct par l'introduction d'eaux déjà chargées en particules (allochtone, Illustration 35), soit elle correspond à de la remobilisation de dépôts intra-karstiques remis en suspension (autochtone). Dans les deux cas, des organismes pathogènes qui ont tendance à s'agréger aux particules, vont rendre l'eau turbide potentiellement dangereuse (Dussarat-Baptista 2003). La turbidité est donc utilisée comme un critère de potabilité.

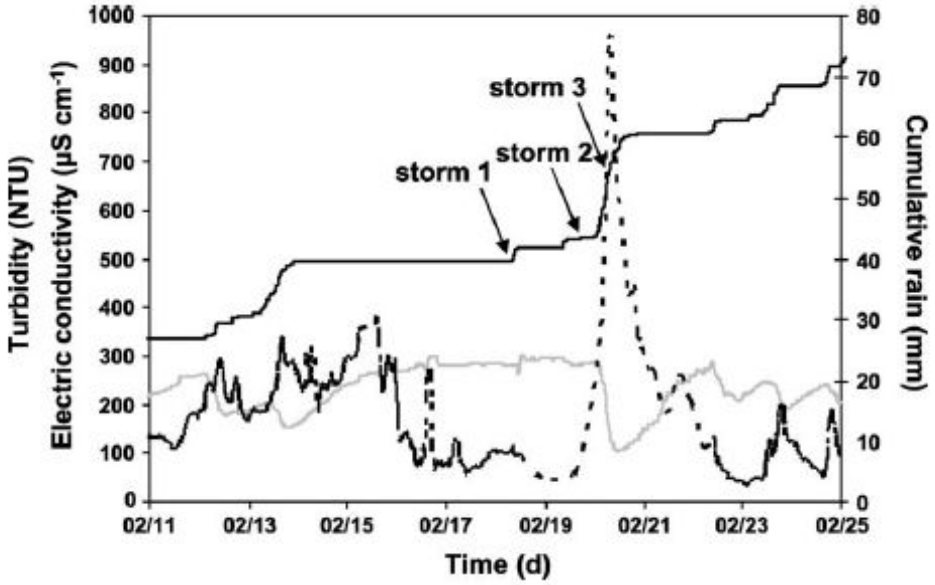


Illustration 35 : Turbidité, conductivité électrique et précipitations cumulées au niveau de la perte dans laquelle s'engouffrent les eaux du Bébec au sein du système karstique crayeux de Norville (Haute Normandie, Dussarat-Baptista et al. 2003)

4.4.1.3. Les marqueurs d'origine géologique

- Roche calcaire : les espèces du système calco-carbonique

Dans les milieux karstiques (non influencés par une intrusion marine), les concentrations en calcium, magnésium et bicarbonate (**Ca^{2+}, Mg^{2+}, HCO_3^-**) des eaux sont quasi exclusivement liées au système carbonaté. Les interactions avec les autres minéraux sont en effet négligeables face aux dissolutions de minéraux carbonatés.

De par la nature des pluies (généralement acide) d'une part et surtout du fait de la présence de CO_2 d'origine biogénique dans les sols, l'eau entrant dans le système karstique possède un fort pouvoir de dissolution vis-à-vis des carbonates. C'est cette propriété qui conduit à la karstification. Dans les formations carbonatées où l'on est en présence de dolomies, le système carbonaté est à même de fournir non seulement du calcium (Ca^{2+}) et du bicarbonate (HCO_3^-), mais également du magnésium (Mg^{2+}). Cependant, les cinétiques de dissolution sont très différentes pour la calcite et la dolomite, l'acquisition du magnésium est un phénomène lent qui signe des temps d'interaction importants (plusieurs semaines) par rapport à la dissolution de la calcite (quelques jours).

Les eaux karstiques constituent le groupe des « eaux bicarbonatées calciques », plus de 90% de leur minéralisation est due aux ions HCO_3^- et Ca^{2+}. L'acquisition de la minéralisation des eaux dépendra de l'agressivité de l'eau qui parcourt la roche carbonatée (régie par sa teneur en CO_2 dissout et son pH), mais aussi du temps de séjour de l'eau et de l'état de saturation de la solution vis-à-vis de l'encaissant carbonaté (sous-saturation, équilibre ou sur-saturation vis-à-vis de la calcite ou de la dolomite). De ce fait, l'analyse de l'évolution temporelle de ce paramètre au cours des évènements hydrologiques va représenter la

source majeure d'information sur l'aquifère. La mesure de la **conductivité électrique** de l'eau, mesurée sur le terrain, est utilisée pour représenter la minéralisation des eaux karstiques. Il n'y a toutefois pas d'interprétation toute faite de ses variations car il existe différents types de comportement à la suite d'épisodes pluvieux. La littérature est abondante, l'Illustration 36 résume les trois réponses extrêmes que l'on rencontre dans la nature (Plagnes, 1997). Une chute brutale de la minéralisation en période de crue peut traduire un effet de dilution par des eaux d'infiltration rapide (Source du Verneau). Au contraire, un pic de la minéralisation en crue peut être la conséquence d'une chasse par « effet piston » d'eaux ayant séjourné préalablement dans l'aquifère (Source du Baget). Quelquefois, il n'y a pas de variation chimique synchrone à la crue (Source des Plagnes).

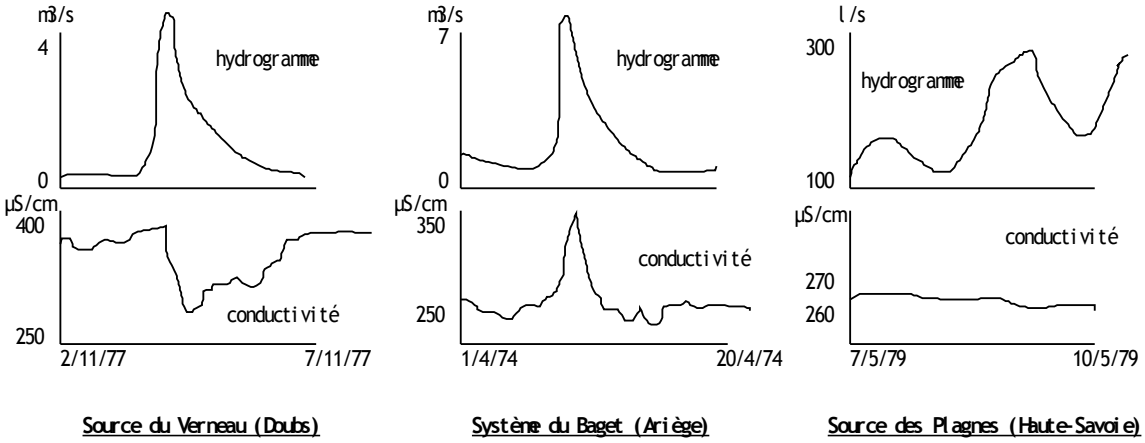


Illustration 36 : Schéma représentatif des différentes évolutions de la minéralisation d'aquifères karstiques

A l'inverse du CO_2 du sol, les roches carbonatées présentent des rapports isotopiques en carbone (**$\delta^{13}C$**) proches de zéro ainsi que des activités en ^{14}C nulles. Le carbone 13 permet ainsi de déterminer l'origine du carbone dissous dans l'eau (matière organique, carbonates...). Lorsque les fractions respectives de C provenant de la roche et du sol sont connues, il est ensuite possible d'utiliser le carbone 14, instable dans le temps, comme chronomètre pour dater les eaux (**^{14}C**, période de 5 250 ans, exemple dans Duriez 2006).

Le strontium (**Sr^{2+}**) peut remplacer le calcium au sein du réseau cristallin des minéraux carbonatés. Les teneurs moyennes rencontrées en milieu carbonaté sont de quelques µg/l à quelques centaines de µg/l et les rapports isotopiques en Sr peuvent être utilisés comme marqueur des circulations souterraines en domaine carbonaté. Ainsi, les eaux qui drainent des roches carbonatées ont des rapports isotopiques faibles (**$^{87}Sr/^{86}Sr$** peu radiogéniques, Illustration 37) par rapport à des circulations dans d'autres milieux géologiques (Plagnes et al., 1997).

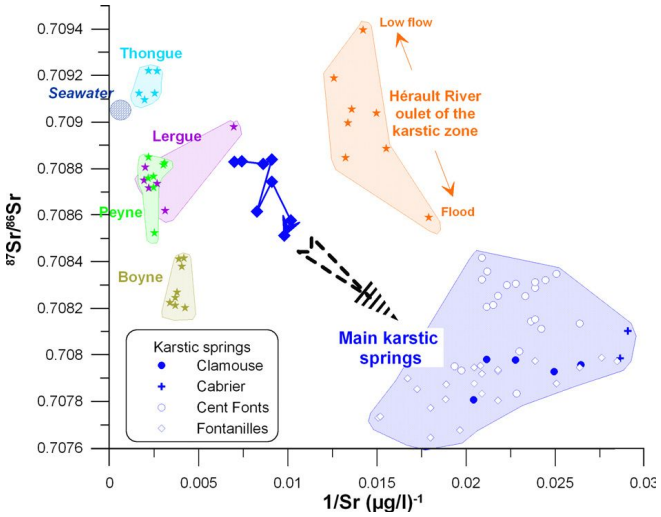


Illustration 37 : Evolution des rapports isotopiques et des concentrations en Sr à l'exutoire du bassin versant de l'Hérault au cours de la crue de novembre 2002. Lorsque le débit augmente, la contribution des eaux karstiques de l'amont du bassin augmente (Pételet-Giraud et Négrel, 2007)

- Autres roches

La présence de minéraux évaporitiques (halite, gypse, anhydrite) sur le trajet souterrain des eaux conduit à augmenter très significativement les concentrations en Cl^-, K^+, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, $SO4^{2-}$, B^-. Ces minéraux sont communs dans les formations triasiques. Ils restent longtemps sous forme dissoute car ils requièrent d'importantes saturations avant précipitation. Des valeurs remarquables de Sr^{2+} témoignent aussi d'une circulation des eaux dans des formations évaporitiques de type célestite ($SrSO_4$), minéral toujours associé au gypse. De même, la présence de F^-, Ba^{2+} dans les eaux karstiques est liée à la présence de minéraux de barite et de fluorite.

La présence de minéraux argileux influence aussi la composition chimique des eaux qui circulent dans le karst. Les variations de concentration en Na^+ et K^+, dans les eaux karstiques peuvent être attribuées à des interactions avec la matrice argileuse (échange de cations). L'intensité de ces échanges peut être calculée par un paramètre particulier : l'Indice d'Echange de cations (IEC). Ces minéraux argileux peuvent aussi constituer une source secondaire de SO_4^{2-} et de Mg^{2+}. Une fois dissous, les sulfates peuvent être considérés comme un élément conservatif au même titre que les chlorures.

Enfin, des minéraux silicatés peuvent influencer les eaux karstiques. La silice (SiO_2) provient essentiellement de ces minéraux (feldspaths, plagioclases, argiles…). Elle est peu soluble sous nos climats plutôt froids et sa mise en solution se fait avec un temps de séjour élevé, ce qui constitue un traceur d'acquisition lente dans le réservoir (Illustration 38). Dans les aquifères carbonatés, la rareté des minéraux silicatés fait que les concentrations en silice des eaux souterraines restent faibles (quelques mg/l). Les variations de la concentration en silice (même faibles) peuvent constituer un bon marqueur de l'origine des eaux, qu'il s'agisse par exemple de formations superficielles argilo-sableuses sus-jacentes au massif, ou d'eaux issues de parties non karstiques (grès, sables, roches plutoniques…)

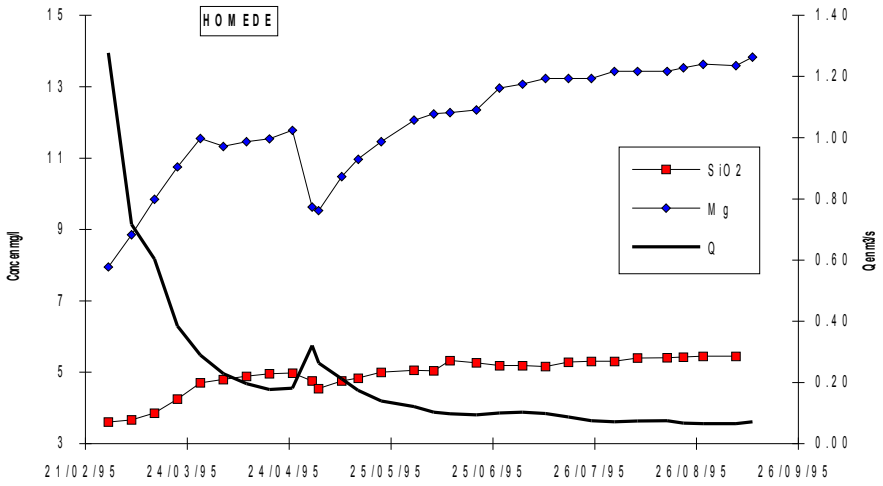


Illustration 38 : Débit et variations en Mg et SiO_2 à la source de l'Homède (Larzac) au cours d'une décrue du 26/2/95 au 8/9/95 (Plagnes, 1997)

4.4.1.4. Les marqueurs d'origine marine

Dans les karsts côtiers affectés par une intrusion d'eau marine, les concentrations en **Cl^-, Na^+, K^+, SO_4^{2-}, Br^-, B^- ,Sr^{2+}** sont particulièrement enrichies. Les eaux marines constituent l'origine unique des ions bromures. Comme pour les chlorures, ils présentent une charge électrique négative, non propice aux phénomènes d'adsorption, ce qui leur donne un caractère conservatif intéressant pour calculer la proportion d'eau de mer dans l'eau des systèmes karstiques (Barbecot et al. 2000 ; Arfib 2001).

Les outils isotopiques sont aussi très performants pour mettre en évidence une contribution marine dans les écoulements souterrains. Si des concentrations en bore atteignent des concentrations élevées, leur présence est souvent attribuée à des intrusions d'eau marine. Mais c'est le couplage des rapports isotopiques du B (**$^{11}B/^{10}B$**) avec les concentrations qui informe sans équivoque sur l'origine marine de cet élément. De même, une contamination par de l'eau de mer explique généralement de fortes teneurs en strontium et le rapport **$^{87}Sr/^{86}Sr$** permet de confirmer voire de quantifier le mélange eau douce / eau marine. Les isotopes des sulfates ($\delta^{18}O$ et $\delta^{34}S$) sont aussi utilisés pour quantifier les mélanges avec de l'eau de mer, récente ou ancienne (Barbecot et al. 2000).

4.4.1.5. Les marqueurs d'origine anthropique

Ces marqueurs sont issus de l'activité humaine et sont injectés dans le système aquifère selon deux modes d'infiltration. Une *infiltration concentrée* tout d'abord (décharges, effluents d'eaux usées ou de STEP, fuites de réservoirs, accidents) qui peut être continue dans le temps (cas de fuites non détectées) ou discrète suite à un évènement particulier (cas d'un accident). Il peut s'agir aussi d'une *infiltration diffuse* lorsque les produits sont appliqués sur de grandes surfaces (agriculture ou salage des routes). A l'exception de l'apport anthropique transporté par l'atmosphère, ce dernier mode d'infiltration correspond la plupart du temps à des injections discrètes, lors d'évènements ponctuels (en période de gel pour le sel, épandage pour les cultures). Les marqueurs d'origine anthropique sont de nature aussi bien minérale qu'organique ou micro-organique, ils sont décrits ci-dessous selon le type d'élément.

- Nutriments :

L'utilisation **d'engrais organiques et minéraux** a fortement modifié la composition chimique des eaux du sol ainsi que des eaux souterraines. Les fertilisants minéraux contiennent des éléments nutritifs pour les plantes tels que **NO_3^-, K^+ et P, mais aussi du Cl^-, du B^-, des SO_4^{2-} et divers métaux** (Cd, Cu, Zn). Les fertlisants organiques apportent au système naturel de la **matière organique** et des **micro-organismes** dont certains peuvent être pathogènes. Une partie de ces apports fertilisants ne sont pas consommés par les plantes et sont lessivés vers le sous-sol. Une partie reste stockée dans les sols, le reste rejoint les nappes aquifères sous-jacentes. Même si les épandages d'engrais sont ponctuels dans le temps, le lessivage se produit tout au long de l'année à cause du stockage dans les sols. **Les eaux usées** domestiques sont aussi une source de nutriments tels que les **NO_3^-**, les **PO_4^-, le NH_4^+** en plus d'une pollution par certains éléments minéraux tels que les Cl^-, le B^-.

Les rapports isotopiques de l'azote et de l'oxygène des nitrates ($\delta^{15}N$ et $\delta^{18}O$ des NO_3) ainsi que les isotopes du bore ($^{11}B/^{10}B$) sont très pertinents pour mettre en évidence l'origine de ces élements (Widory et al., 2004 ; http://isonitrate.BRGM.fr).

- Métaux :

Diverses activités sont susceptibles d'être à l'origine d'un apport **d'éléments métalliques** dans la nature : engrais minéraux (Cu, Cd, Zn, Mn), ruissellement des routes (Pb), activités industrielles (Cr, Cd, Ni, Hg, As) et minières (Zn, Pb, As…). La présence d'un ou plusieurs de ces éléments est un indice de pollution des eaux. Mais l'interprétation de leurs concentrations est délicate à cause des processus qui peuvent siéger et interférer au sein des aquifères en fonction entre autres du degré d'oxydation : complexation avec des matères organiques, précipitation, adsorption, processus biologiques, transport sous forme colloïdale (Al, Fe, Pb, Mn). Certains de ces éléments sont toxiques à fortes concentrations (As, Cd, Cr, Hg, Pb, Mo, Ni, Se), et la plupart sont considérés comme indésirables car peuvent présenter des inconvénients d'ordre organoleptique (goût, saveur, coloration). C'est le cas pour le Cu, Zn, Fe, Mn et Al.

- Polluants organiques :

Les pesticides ou produits phytosanitaires (insecticides, fongicides, herbicides, acaricides etc…) sont utilisés pour combattre toutes espèces nuisibles ou concurrençant les cultures, grandes cultures, maraîchage, arboriculture, viticulture, traitement des forêts, traitements en zone urbaine et des voies de communication (routes, chemin de fer). Si le principe de la dose juste au bon moment n'est pas respecté, et si les sols n'ont pas une capacité de rétention suffisante, l'eau de pluie devient le principal vecteur de migration de ces produits vers le milieu souterrain (Malher et Masséi, 2006). Au cours de ce transport se greffent des processus d'adsorption/désorption et des processus de dégradation, qui peuvent freiner ou accélérer la migration. Le nombre de molécules utilisées est important et leur évolution à long terme est complexe faute de connaître précisément le comportement de ces molécules dans le sol. De plus, chaque année, 800 à 1000 nouveaux produits phytosanitaires sont commercialisés, augmentant ainsi la diversité des molécules utilisées (environ 450 substances actives en France).

Les **agents de surface** (surfactifs, tensioactifs, détergents) employés pour le nettoyage industriel et domestique constituent un autre type de pollution organique. Il s'agit de produits complexes contenant un ou plusieurs agents de surface et des composés minéraux souvent associés à des matières organiques améliorantes, à des enzymes hydrolysantes et à des séquestrants. La biodégradabilité de ces substances est très variable. L'inconvénient majeur de ces détergents peu toxiques, est qu'ils présentent un fort pouvoir mouillant qui va faciliter la dispersion d'autres produits polluants (en particulier les pesticides).

Les **hydrocarbures** (LNAPLs et DNAPLs en anglais pour Light and Dense non aqueous phase liquids, composés organiques constitués par des dérivés hydrogénés du carbone) sont aussi une source de pollution organique. Il s'agit de molécules très variées liées

essentiellement aux produits pétroliers mais aussi à l'industrie chimique de synthèse (benzène, PCB). Les solvants chlorés, qui n'existent pas à l'état naturel sont utilisés dans de nombreux champs d'activité (nettoyage ou séparation de certains produits, réfrigérants (CFC)). Ils peuvent de ce fait être rencontrés dans les effluents industriels et dans les eaux usées urbaines, leur emploi domestique étant aussi très répandu. Peu dégradables, les produits denses ont tendance à se déposer dans la partie basse des nappes et entretiennent souvent une pollution à long terme selon leur solubilité. Dans le karst, ces éléments stockés dans les conduits profonds peuvent être remobilisés lors d'épisodes de crues. Les éléments légers peuvent aussi être piégés dans la zone épikarstique où ils peuvent migrer latéralement et engendrer une pollution à long terme de l'infitration lente. La biodégradation est le processus de remédiation le plus employé quand les conditions d'oxydo-réduction le permettent.

Les **phtalates** sont aussi des molécules toxiques qui jouent un rôle important comme plastifiants des résines (PVC) et largement utilisées dans les peintures, les laques, les encres etc… Ces produits sont de faible volatilité, très peu solubles dans l'eau mais bien qu'ils soient fortement biodégradables, ils peuvent être détectés dans les eaux souterraines (Dargnat, 2008).

4.4.1.6. Les marqueurs microbiologiques

De nombreux microorganismes, virus, bactéries et protozoaires, voire des champignons et des algues sont présents dans l'eau. Si une grande majorité de ces microorganismes permet la dégradation de certains contaminants dans l'eau, certains sont pathogènes, susceptibles d'engendrer des infections humaines redoutables. Ces organismes diffusent dans l'environnement hydrique par l'intermédiaire de souillures fécales humaines ou animales, qui proviennent de fosses septiques, de décharges, d'épandages d'eaux usées, de l'élevage, de matières fermentées, de cimetières, du rejet d'eaux superficielles polluées ou de fuites de canalisations ou d'égouts.

Les pollutions microbiologiques se propagent particulièrement rapidement et facilement dans les aquifères à perméabilité de fissure (craie et calcaires fracturés et karstifiés), dans lesquels la fonction épuratrice du sous-sol ne peut s'exercer et dans lesquels la matière organique est dégradée partiellement. Comme indiqué précédemment, la pollution microbiologique est souvent associée à des épisodes de turbidité au niveau des sources karstiques au moment des crues (Valdès, 2005).

4.4.2. Les stratégies d'échantillonnage

Le problème de l'échantillonnage se pose à deux niveaux, selon que l'on souhaite comprendre la variabilité spatiale et/ou temporelle des paramètres géochimiques.

L'approche spatiale portera préférentiellement sur un échantillonnage en plusieurs points d'un même système karstique (forages, épikarst, regard sur la zone d'infiltration en grotte et/ ou sur la zone noyée, source karstique) ou sur plusieurs exutoires karstiques d'une même région. Dans ce cas, il est nécessaire de géo-référencer les points d'échantillonnage et d'avoir préalablement une idée de la position de ces points par rapport à la structure d'ensemble du système karstique. La comparaison des paramètres géochimiques concernera une même date ou une même période hydrologique (étiage par exemple). Cette approche permet de mettre en évidence des différences de fonctionnement entre divers exutoires ou entre les différentes parties d'un même système karstique. Elle permet aussi de relier la qualité des eaux souterraines à différents facteurs comme la lithologie du réservoir, l'occupation du sol ou le temps de résidence. Cette approche peut être utilisée aussi bien pour les karsts bien développés aux variations rapides (karsts du Larzac, Plagnes 1997), que pour les karsts plus inertiels comme ceux de la craie du bassin parisien. Dans ces

milieux crayeux, elle permet aussi de créer des cartes d'isoconcentrations pour comprendre l'origine et le devenir des différents marqueurs (Illustration 39, Valdès, 2005).

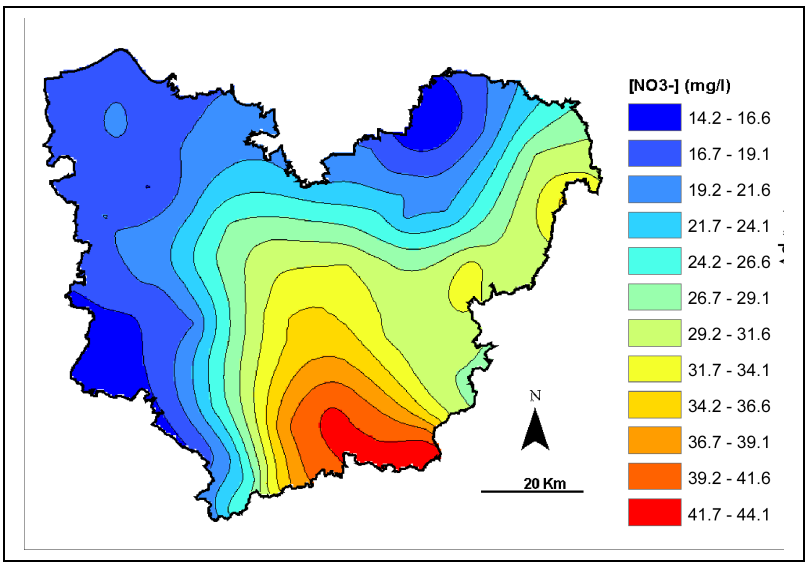


Illustration 39 : Cartes d'isoconcentrations en NO_3^- de l'aquifère de la craie sur le département de l'Eure (Valdès, 2005)

Le plus souvent, c'est la **variabilité temporelle** des concentrations des marqueurs géochimiques en un même point que l'on cherche à établir pour comprendre le fonctionnement d'un système karstique et/ou la vulnérabilité d'un captage. C'est en général au niveau des sources karstiques que les chimiogrammes sont les plus intéressants car l'eau qui s'y écoule renseigne sur le transport au sein de l'ensemble du système karstique. Le fonctionnement des karsts varie au cours du cycle hydrologique. En période de basses eaux, le comportement des aquifères est relativement stable et les variations chimiques sont de faible amplitude. En revanche, les réponses des exutoires karstiques en période influencée (crues) indiquent un comportement complexe avec des variations chimiques importantes. Malgré ces variations, l'évènement « crue », même s'il dépend de la position de la crue dans le cycle hydrologique, apparait d'un point de vue chimique bien structuré (Bakalowicz, 1979). Il constitue un épisode de choix pour l'étude des karsts.

La stratégie temporelle consiste donc à adapter un suivi géochimique aux questions à résoudre et aux moyens financiers disponibles. Une fois les points de prélèvements établis, les choix portent sur les paramètres géochimiques à enregistrer ou à analyser et sur la fréquence d'échantillonnage. De la plus simple vers la plus complète, quelques stratégies sont proposées ci-dessous :

- Choix des paramètres géochimiques

Il n'y a pas de méthode basée sur l'hyrogéochimie qui soit simple et généralisable à tous les systèmes karstiques. En effet, les informations apportées par les différents marqueurs sont liées au contexte géologique, aux interactions géochimiques entre l'eau et la roche, aux activités anthropiques et aux conditions climatiques auxquelles est soumis le système. Les informations apportées par les principaux marqueurs géochimiques sont synthétisées dans le tableau de l'Illustration 51. Le choix des marqueurs sera imposé par le type d'information recherchée (sur la structure, le fonctionnement ou encore la pollution) et les moyens dont on dispose (disponibilité, matériel, budget). Les élements majeurs sont largement les plus utilisés (prélèvements et techniques d'analyse simples et peu coûteuses). Juste après ces élements et malgré des coûts plus élevés, les isotopes de l'eau font l'objet de nombreuses applications. Les produits phytosanitaires, hydrocarbures ou certains élements traces sont

également souvent employés pour des aspects qualitatifs. Les autres marqueurs sont utilisés de façon plus ponctuelle pour répondre à des problèmes précis.

Concernant la structure des karsts, certains marqueurs vont :

- renseigner sur le type de roches qui constituent le réservoir aquifère : par exemple la présence de calcaires ou de dolomies (HCO_3, Ca, Mg), de bancs marneux ou gypseux (SO_4, Sr), ainsi que de colmatages détritiques (SiO_2). Par contraste, les eaux d'origine externe au système ou bien stockées dans une couverture sédimentaire au dessus du karst pourront aussi être mises en évidence (selon la géologie des formations superficielles, turbidité des eaux),
- aider à la délimitation des bassins d'alimentation (altitude recharge via les gradients isotopiques $\delta^{18}O$ et δD, nature de l'encaissant géologique, turbidité, traçages artificiels),
- mettre en évidence l'existence d'un aquifère épikarstique : selon la lithologie dans laquelle il est localisé (Mg élevé dans un épikarst dolomitique) ou en fonction de l'effet de l'évapotranspiration qui provoque la concentration de Cl, Na et K,
- détecter une origine profonde d'une partie des eaux qui s'écoulent à l'exutoire (T, compositions isotopiques en O, H et C, gaz dissous),
- montrer l'existence d'un colmatage argileux du karst (SiO_2, U, Rb, Na, K, $^{87/86}Sr$, turbidité des eaux).

Concernant le fonctionnement du karst, certains marqueurs vont :

- informer sur les conditions d'écoulement en régime dénoyé ou en charge dans les conduits (indices de saturation vis-à-vis de la calcite, pCO_2, O_2 dissout),
- renseigner sur les modalités d'infiltration via la caractérisation des différents types d'eaux en jeu pendant les crues : l'eau de la zone noyée (minéralisation élevée, marqueurs de temps de séjour long comme Mg et SiO_2), l'eau d'infiltration rapide directe très peu minéralisée qui dilue les teneurs des éléments et l'eau d'infiltration rapide différée qui est minéralisée car ayant dissout des carbonates sur son trajet souterrain
- Ce sera souvent la conjonction de marqueurs qui permettra de caractériser précisément les différents types d'eaux en présence ainsi que le sens de leur évolution respective (Mg augmente avec le temps de séjour dans la zone noyée et COD diminue, Emblanch, 1997 ; évolution de la turbidité en fonction du Q ou de la conductivité électrique).
- permettre d'estimer le temps de séjour de l'eau dans le système. En effet, la réactivité des variations hydrodynamiques aux évènements pluvieux ne donne pas forcément une bonne indication du temps de séjour de l'eau au sein du système. A l'échelle de l'évènement, des variations de température et de conductivité électrique vont facilement informer sur des circulations rapides, ces paramètres étant les plus directs et les simples à acquérir (cf § 4.4.4). Les temps de séjour longs sont mis en évidence par les éléments dont la cinétique de dissolution est lente (Mg, SiO_2, SO_4). A l'échelle pluri-annuelle, des datations peuvent être effectuées à l'aide du ^3H, du ^{14}C ainsi que récemment par le ^{85}Kr et les SF6 et CFC (cf. § 4.4.5).
- détecter des mélanges d'eaux de différentes origines (eau marine, lac ou étang, rivière, autre aquifère). Dans ce cas, c'est généralement la combinaison de plusieurs marqueurs (isotopes, Cl, SO_4, élements traces) qui permet de définir les pôles du mélange, voire de quantifier les proportions de ce mélange.

Une stratégie minimaliste en terme de nombre de marqueurs suivis consiste à suivre en continu deux paramètres simples : **la température et la conductivité électrique**. Des enregistreurs performants (de précision 1/100°C pour la température et de 1µS/cm) existent sur le marché et l'équipement peut se faire à coût relativement réduit par comparaison avec un suivi par prélèvement régulier et analyses en laboratoire. Ces deux marqueurs apporteront des informations cruciales sur le fonctionnement (développement et organisation de la karstification au sein du système). L'iIllustration 40 montre l'évolution de la T et de la conductivité électrique de deux sources karstiques captées pour l'AEP : la source du Pito et celle de Biscot (Lot). La forte variabilité des deux paramètres en période de crue pour la source du Pito (1°C et >100µS/cm) témoigne d'un degré d'évolution et d'organisation du karst élevé ce qui rend le captage très vulnérable aux pollutions ponctuelles. En revanche, la source du Biscot montre de faibles variations chimiques (0,5°C et 35 µS/cm au maximum) pour la même période, attestant du caractère moins fonctionnel de la source et de la moins grande vulnérabilité du captage face aux pollutions ponctuelles. La source du Biscot reste néanmoins vulnérable aux pollutions diffuses qui peuvent avoir un effet à long terme (Tarrisse et Hannoyer, 2008).

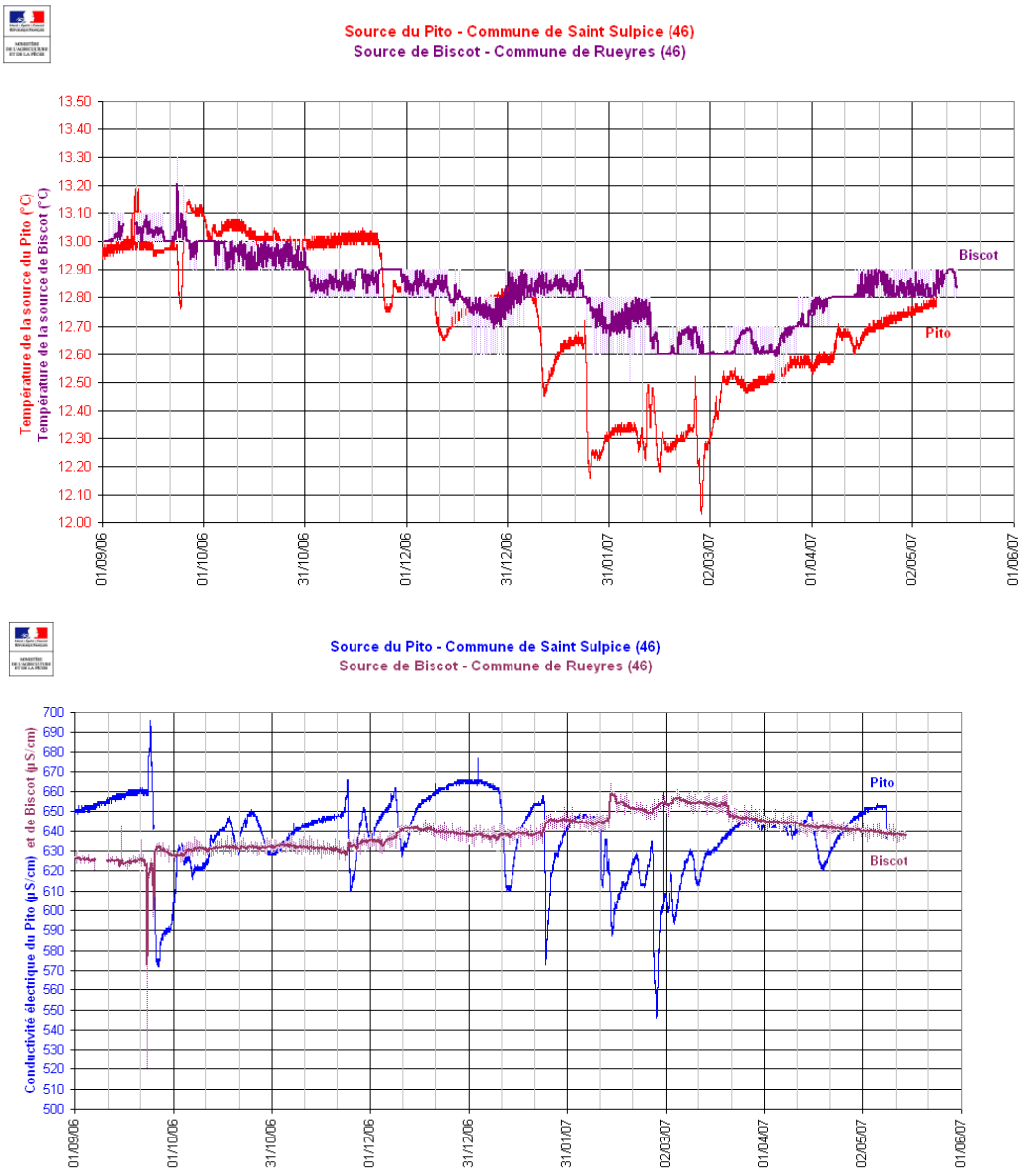


Illustration 40 : Evolution de la température et de la conductivité électrique de deux sources karstiques du Lot

Concernant *l'évaluation de l'anthropisation des eaux karstiques*, les marqueurs à rechercher dépendront des activités présentes sur le bassin d'alimentation. Le plus souvent, l'appréciation de la qualité des eaux repose sur les teneurs en NO_3 et Cl qui tracent les principales pollutions agricoles, routières et domestiques. Les autres marqueurs d'activité anthropique (métaux, hydrocarbures, pesticides) seront spécifiquement recherchés selon les cas, ils ne peuvent pas faire l'objet d'un échantillonnage et d'une analyse simples.

- Choix de la fréquence d'échantillonnage

Une fois les paramètres à suivre décidés, la question de la fréquence d'échantillonnage se décline différemment selon que l'on a besoin d'une connaissance à court ou à long terme et en fonction des moyens humains et financiers mobilisables.

Si un suivi à court terme est envisagé, il faut prévoir un échantillonnage ponctuel en période d'étiage d'une part pour connaitre la signature de la zone noyée et un ou plusieurs suivis de crue d'autre part pour appréhender la variabilité du fonctionnement à l'échelle de l'évènement. Pour cela, la première crue du cycle hydrologique sera privilégiée (septembre-octobre). Quelques échantillons prélevés avant la crue, au pic de crue et au cours de la décrue permettront en première approche d'évaluer le type de fonctionnement du système (fonctionnel à non fonctionnel) et l'amplitude des variations donnera une idée du degré de développement du karst. Des suivis de crue au pas journalier ou infra-journalier permettent d'établir les chimiogrammes de crue qui serviront de base à l'analyse plus précise du fonctionnement en complément des hydrogrammes.

Pour un suivi à long terme, il faudra mettre en place un suivi sur plusieurs cycles hydrologiques (au moins deux) pour rendre compte de l'effet des conditions hydrologiques et de l'état de remplissage des réserves sur le fonctionnement du karst à l'échelle saisonnière. La fréquence d'échantillonnage devra être aussi régulière que possible pour permettre le traitement des données par des outils statistiques. Elle sera adaptée aux possibilités d'accès au terrain et aux moyens financiers disponibles mais aussi à l'inertie du système karstique par rapport aux variations de la pluie et du débit. Le pas mensuel semble un minimum, il est adapté aux systèmes inertiels ; les pas bimensuels voire hebdomadaires seront nécessaires dans le cas de karsts plus réactifs. Dans ces derniers cas, il est conseillé de compléter l'acquisition bi-mensuelle ou hebdomadaire par des suivis plus resserrés en période de crue pour mieux rendre compte du délai de réaction du système après un épisode pluvieux. L'ensemble de ces suivis permettront une meilleure caractérisation du fonctionnement ainsi que des calculs plus précis en particulier des flux de matières exportés.

Entre ces deux extrèmes, des solutions intermédiaires peuvent être envisagées aussi bien du point de vue du nombre de point de prélèvement que de la fréquence de prélèvement ainsi que du nombre de paramètres à analyser sur chaque échantillon.

- Choix du mode d'échantillonnage

D'un point de vue matériel, le mode d'échantillonnage sera adapté à la stratégie retenue.

D'un coté, il s'agira **d'enregistrer certains paramètres** (en particulier la température, la conductivité électrique et de plus en plus fréquemment les NO_3) et non pas de prélever des échantillons. Cette approche est adaptée au suivi temporel. Dans ce cas, de hautes fréquence de mesure seront privilégiées : 1h, 1/2 heure ou ¼ d'heure, à ajuster en fonction de la capacité d'enregistrement des appareils, de leurs batteries et de la durée entre deux tournées de récupération des données. Ces enregsitrements se révèlent souvent d'un bon rapport qualité-prix car après l'investissement d'équipement, les frais de fonctionnement sont réduits (peu de missions de terrain et pas de frais analytiques). Ces paramètres acquis à haute fréquence, même s'ils ne concernent qu'une période limitée dans le temps et un nombre de paramètres limité, permettent d'appréhender de façon très juste le comportement d'un système karstique, en particulier son degré de fonctionnalité, de même que le degré et l'évolution temporelle d'une contamination en nitrates. En fonction des connaissances

apportées par ce type de suivi, il peut être nécessaire de préciser les choses en prélevant de l'eau et en analysant plus précisément d'autres marqueurs.

Dans ce cas, les échantillons pourront être prélevés par un opérateur ou par des préleveurs automatiques. Les échantillons « manuels » présentent l'avantage d'être réalisés dans des conditions optimales pour l'analyse de certains marqueurs qui nécessitent des conditions de conservation particulières (filtration pour ne garder que la phase dissoute, acidification pour l'analyse des cations, pas d'interaction avec des bulles d'air pour éviter les échanges entre phase gazeuse et liquide, conservation dans différents contenants selon les marqueurs). De plus, tous les paramètres physico-chimiques peuvent être mesurés au moment même du prélèvement, offrant ainsi le maximum de marqueurs pour un même échantillon. Par contre, ce type de prélèvement nécessite le déplacement d'un opérateur à chaque prélèvement.

Les préleveurs automatiques permettent par ailleurs d'échantillonner de l'eau à pas de temps très réguliers sans avoir à se déplacer, si ce n'est pour récupérer les flacons et les remplacer par des flacons vides (Illustration 41). Certains préleveurs permettent même d'ajuster la fréquence d'échantillonnage à certains paramètres mesurés in situ (débit, conductivité électrique ou pluie). Leur utilisation est préconisée dans le suivi des épisodes de crues, ou pour le suivi d'une contamination des eaux par un marqueur en particulier. En revanche, l'analyse de certains paramètres n'est plus possible quand les flacons sont restés ouverts en communication avec l'atmosphère après échantillonnage (tous les paramètres du système calco-carbonique en particulier mais aussi les gaz dissous ou les contaminants volatiles).

Illustration 41 : Préleveur automatique à 24 flacons

4.4.3. Protocoles analytiques

Concernant les protocoles analytiques, ceux-ci sont différents selon les analyses à mener. Des conditionnements des échantillons spécifiques peuvent être nécessaires, tout comme les volumes à prélever. L'opérateur se rapportera aux recommandations faites par les laboratoires d'analyse lorsqu'il demandera des devis et passera commande.

4.4.4. Les méthodes d'interprétation

L'aspect hydrogéochimique des écoulements souterrains ne peut être abordé avec les mêmes méthodes selon que l'on considère les aquifères karstiques ou d'autres milieux hydrogéologiques. En effet, les variations du chimisme dans le karst présentent des caractères originaux (forte amplitude, peu d'inertie après la pluie, effet mémoire, existence de mélanges…) qu'il faut arriver à décomposer que ce soit à court ou long terme pour mieux comprendre le fonctionnement. Le plus souvent, une étude hydrogéochimique conduit à la

constitution d'une base de données conséquente (plusieurs sites, plusieurs dates et nombreux marqueurs pour une même date). Les méthodes interprétatives doivent donc être adaptées à traiter ces grands tableaux de données. Elles sont de deux types : purement descriptives ou quantitatives à partir d'hypothèses. L'analyse temporelle de l'ensemble de ces variations chimiques peut être réalisée à l'échelle du cycle ou de plusieurs cycles mais aussi à l'échelle des évènements de crue.

Les méthodes les plus utilisées sont **descriptives** car elles s'adaptent au volume de données disponibles. En ce qui concerne les suivis temporels, il s'agit la plupart du temps d'exploiter au mieux les chimiogrammes et d'en tirer des informations sur la structure et le fonctionnement des karsts. Cette exploitation des chimiogrammes peut se faire via différentes approches :

*La **description simple de l'évolution temporelle*** des concentrations des différents traceurs en fonction des évènements pluviométriques. Elle peut être faite marqueur par marqueur ou simultanément pour plusieurs marqueurs. C'est souvent l'évolution simultanée de différents traceurs qui permet une interprétation du fonctionnement du système karstique. Par exemple, la combinaison des variations du débit, de la conductivité électrique, de la température et de la turbidité constitue la plupart du temps un jeu de paramètres essentiel.

On peut aussi considérer les marqueurs les uns par rapport aux autres en utilisant par exemple des **diagrammes binaires** qui mettent en évidence les relations qui existent entre marqueurs ou des rapports molaires entre espèces ioniques.

Par exemple, un alignement dans un diagramme Cl = f (Na), permet d'attribuer une origine météorique commune à ces deux marqueurs ou de mettre en évidence un mélange entre une eau douce et une eau de mer (Illustration 42). Si l'alignement n'est pas respecté, des apports anthropiques sont mis en évidence pour l'un des deux marqueurs.

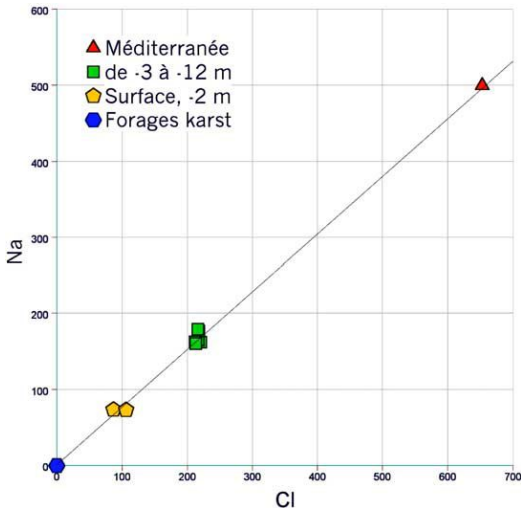


Illustration 42 : relation Na = f(Cl) pour la source de Port Miou à différentes profondeurs ainsi que pour l'eau de mer et l'eau karstique mesurée dans des forages à proximité (Blavoux et al. 2004)

Le rapport molaire Ca/Mg est aussi classiquement utilisé en hydrogéologie karstique afin de différencier différents types d'eaux participant à l'écoulement souterrain (infiltration rapide, zone noyée…). En effet, la cinétique de dissolution de la dolomite étant plus lente que celle de la calcite, une augmentation du rapport Ca/Mg implique que l'eau soit saturée vis-à-vis de la calcite. Une telle augmentation met en évidence le passage à l'exutoire d'une eau à long temps de séjour.

Cette approche est aussi très largement utilisée pour traiter les données isotopiques. Par exemple, l'utilisation couplée des isotopes du bore et du strontium apparaît très performante dès lors que l'on recherche à identifier et à caractériser l'origine de la salinité comme en témoigne la littérature scientifique récente (Kloppmann W. *et al.*, 2002). L'association de ces isotopes aux informations apportées par les rapports isotopiques ($^{34}S/^{32}S$) et ($^{18}O/^{16}O$) des sulfates dissous dans l'eau permet de bien identifier l'origine des sources de salinité des eaux, notamment lorsque le milieu présente des niveaux argileux ou gypsifères (Fritz et Fontes, 1986).

Cette approche est simple et rapide, cependant elle ne permet pas de traiter de grands tableaux de données.

La distribution des fréquences de minéralisation est une des méthodes les plus utilisées et tout particulièrement adaptée au milieu karstique (Bakalowicz, 1977). Il s'agit d'une méthode globale, utilisant des données de conductivité électrique, paramètre représentant la totalité des espèces dissoutes dans l'eau (facilement mesurable voire enregistrable en continu sur le terrain), acquises de façon régulière sur au moins un cycle hydrologique. Dans ces conditions, la distribution de fréquence de ce paramètre donne une image convenable du degré d'organisation des écoulements souterrains. La méthode consiste à comparer l'allure des courbes obtenues avec un catalogue préalablement établi à partir de l'étude de systèmes variés présentant des comportements caractéristiques de milieux poreux, fissurés ou karstiques avec différents degrés d'organisation (Illustration 43). Ainsi un aquifère carbonaté de type poreux présente une distribution unimodale peu dispersée qui traduit un comportement géochimique très homogène au cours du cycle (cas de la source Cachat, de Surgeint ou du Lac Bleu). Par contre, un système karstique bien développé sera caractérisé par des distributions plurimodales et étalées sur une large gamme de conductivité (cas des sources du Baget, d'Aliou etc…) attestant d'une structure hétérogène à l'origine de cette variabilité chimique.

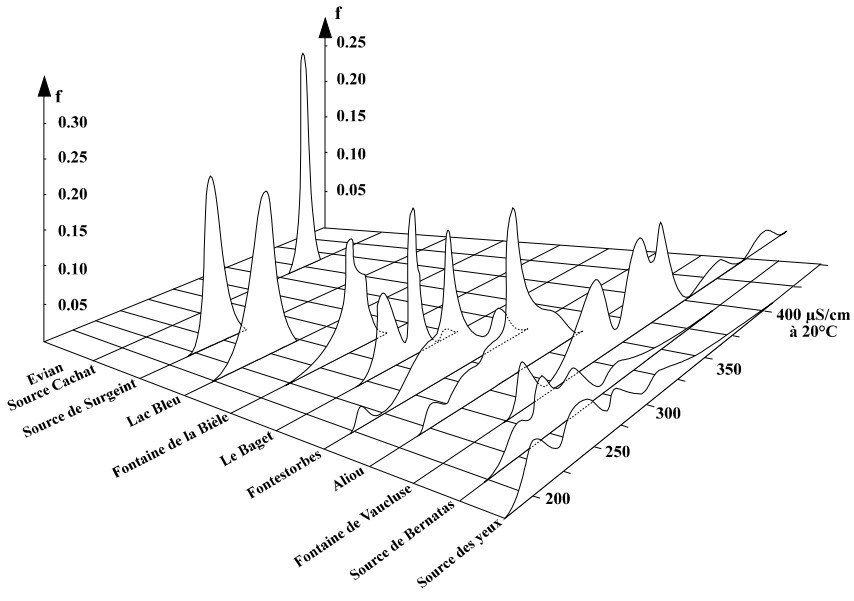


Illustration 43 : Distribution des fréquences de conductivité (Bakalowicz, 1979)

Si l'on veut traiter de façon simultanée l'évolution temporelle de davantage de marqueurs, *les analyses multi-dimensionnelles ou analyses factorielles* sont les plus adaptées. Cette approche permet de synthétiser l'information et de révéler les facteurs qui sont à l'origine de l'évolution des variables et de leurs relations. Selon que l'on recherche les ressemblances ou les différences entre les variables et leur évolution, nous utiliserons l'Analyse en Composantes Principales (ACP) ou l'Analyse Factorielle Discrimante (AFD) respectivement.

Un module spécifique à ce type d'analyse peut être facilement intégré à Excel (XI-Stat), il permet de réaliser l'ensemble des analyses multi-factorielles et de représenter graphiquement les résultats.

Dans le cas des ACP, il s'agit de résumer au mieux la structure d'un nuage de données dans l'espace multidimensionnel en le projetant sur des directions préférentielles d'allongement appelés axes factoriels. Pour Mudry et Blavoux (1986), l'ACP est plus qu'une représentation synthétique des résultats car elle met en évidence des phénomènes pas toujours bien perceptibles à l'aide des représentations graphiques habituelles ou des corrélations simples. Il est important de bien décrire aussi bien l'espace des variables que l'espace des individus de l'ACP car ces deux représentations apportent des informations très complémentaires. Dans l'espace des variables, il est important de regarder la distribution de la variance entre les différents facteurs et de ne chercher à interpréter que les facteurs dominants (en général 3 facteurs expriment l'essentiel de la variance). L'opposition des différents marqueurs sur ces axes factoriels renseignera sur la signification de ces facteurs. Très souvent, au moins un des axes dominants correspond au temps de séjour dans l'aquifère : opposition de marqueurs de temps de séjour élevé (Mg) et du débit ou d'un marqueur d'eau d'infiltration rapide. Selon le sens donné à ces facteurs, des informations sur le système karstique sont apportées : temps de séjour, conditions d'écoulement, origine de l'eau (superficielle ou zone noyée). Une fois ces facteurs interprétés, il est particulièrement intéressant d'analyser comment les individus se positionnent vis-à-vis de ces facteurs les uns vis-à-vis des autres et aussi en fonction des évènements pluviométriques (Illustration 44).

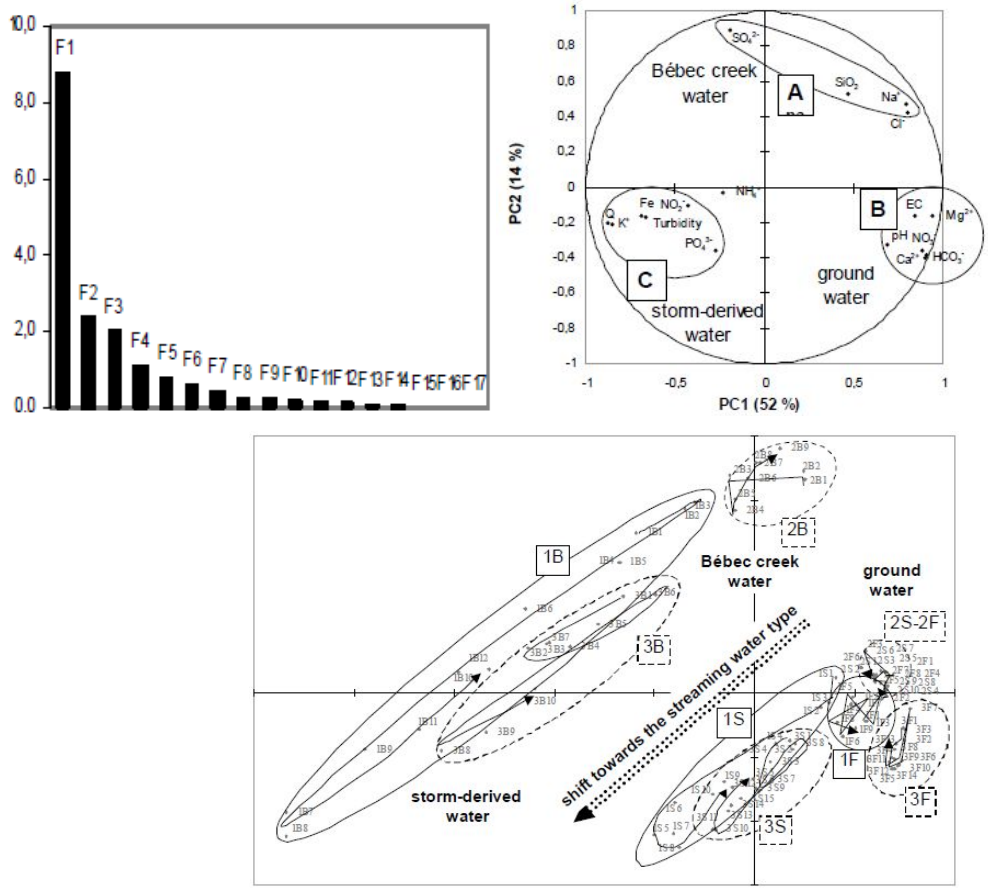


Illustration 44 : *Diagramme des valeurs propres, et espace des variables et des individus pour une ACP effectuée sur ces données acquises sur les 3 sites (perte, source, forage) du système karstique du Hannetôt durant 3 événements pluvieux (décembre 1999, avril 2000 et novembre 2000) B = perte du bébec, S = source, F = forage (Fournier et al.)*

Alors que l'ACP décrit un tableau de données sans qu'aucune hypothèse ne soit formulée, l'AFD décrit le même tableau auquel est rajoutée une variable qualitative supposée être responsable de la structuration des données dans le temps ou l'espace. Le principe consiste à définir un certain nombre de groupes dans le tableau de données, à éliminer la variance intergroupe et à analyser la variance intra-groupe. L'objectif est de vérifier l'hypothèse de départ en respectant le bon classement des échantillons. Cette technique est toutefois moins utilisée que l'ACP, plus de détails sont donnés par les travaux de Mudry (1987).

Une autre technique descriptive particulièrement utilisée pour étudier le transport particulaire au sein des karsts est **l'analyse des hystérésis turbidité-Conductivité** électrique. Celle-ci permet de mieux comprendre le transport des phases dissoutes et particulaires durant une crue. Cette méthode met en évidence les processus sédimentologiques durant le transport : remise en suspension, dépôt ou transfert direct. Fournier (2006) propose même des hystérésis à 3 paramètres (Conductivité, turbidité et débit, Illustration 45). La méthode consiste à représenter en abscisse les valeurs normalisées de conductivité électrique et en ordonnée celles de turbidité. Les valeurs de débit sont représentées par la superficie des cercles. L'étude et la comparaison des courbes EC-T-Q sont réalisées sur les différentes portions de la courbe définissant des droites dont la régression (α) peut être évaluée visuellement. Trois types de relations sont définis :

- les valeurs normalisées de turbidité et de conductivité décroissent à la même vitesse (α=1) ce qui signifie un transport synchrone des éléments dissous et particulaire mettant en évidence un transport direct d'eau depuis la surface,

- si α>1, les valeurs normalisées de turbidité augmentent avant la diminution de conductivité ; ce qui illustre une remise en suspension de sédiments intrakarstiques,

- si α<1, les valeurs normalisées de conductivité diminuent avant l'augmentation de turbidité, ce qui illustre un dépôt de sédiments à l'intérieur du système karstique.

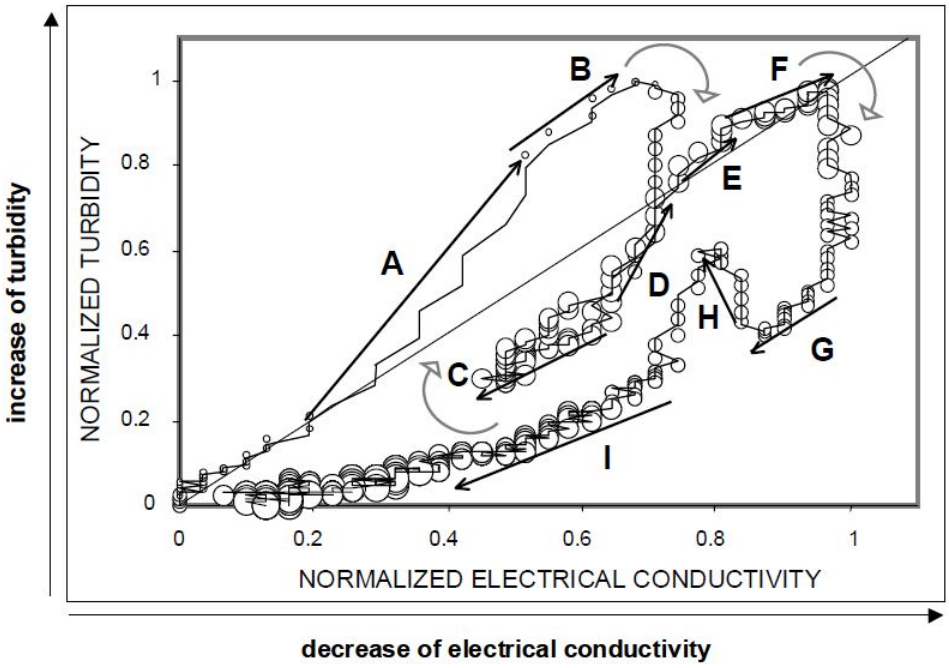


Illustration 45 : Courbe normalisée EC-T-Q, les lettres correspondent aux différentes phases identifiées par les pentes (RS pour resuspension de sédiments et Dt pour transfert direct : A=RS, B=DT, C=DT, D=RS, E=DT, F=DT, G=DT, H=RS, I=RS)(Fournier, 2006)

Quand le débit des sources et le volume de données chimiques (longueur des séries et nombre de marqueurs pour un même échantillon) sont disponibles et en nombre suffisant, des méthodes d'interprétation quantitative peuvent être mises en œuvre.

La décomposition chimique de l'hydrogramme de crue est une méthode classiquement employée en hydrologie de surface. Elle repose sur l'étude de la perturbation engendrée par une crue sur le contenu chimique de l'écoulement. Les variations de la conductivité électrique peuvent être utilisées mais aussi celles des teneurs en différents marqueurs ioniques et mêmes des rapports isotopiques de l'eau (Blavoux 1978), du carbone (Emblanch 1997) ou des teneurs en différents contaminants (Mahler et Masséi 2006). La décomposition hydrodynamique ou chimique de l'hydrogramme est nécessairement guidée par le modèle conceptuel du système karstique auquel on se réfère. Par exemple, s'il y a seulement deux composantes dans l'écoulement souterrain (matrice Q_m et ruissellement souterrain Q_{rs}), la décomposition chimque donne l'équivalence : $Q*C = Q_m*C_m + Q_{rs}*C_{rs}$, Q et C correspondant au débit et à la composition chimique de l'exutoire. L'idée est de distinguer dans les eaux de l'exutoire les différents types d'eau en jeu dans l'écoulement : eaux de surface (pluie et eaux de ruissellement introduites via des pertes), eaux d'infiltration retardée si l'eau a été stockée dans un aquifère épikarstique ou d'infiltration directe si elle circule via des drains ou fractures verticales, eaux de la zone noyée, eau matricielle éventuellement. Selon les utilisateurs et les sites, les composantes de l'écoulement sont un peu différentes (Blavoux et Mudry 1983 ; Dreiss 1989, Pinault et al., 2002). Le choix des marqueurs utilisés pour la décomposition est primordial : il doit se faire au cas par cas en prenant en compte le fait qu'ils doivent présenter des variations d'amplitude significatives et que le pas d'échantillonnage doit être adapté à la durée de l'étude. Les deux hypothèses de départ de la méthode sont la constance de la composition chimique de chaque type d'eau au cours de l'évènement ainsi que le maintien d'un régime permanent. Bien qu'aucune de ces hypothèses ne soit vérifiée dans le karst en période de crue, cette méthode est couramment employée et apporte des informations quantifiées intéressantes sur les volumes des différents types d'eau en jeu et sur le moment où ces types d'eau jouent un rôle dans l'écoulement souterrain. C'est ainsi que Blavoux et Mudry (1983) ont montré l'importance du volume d'eau à caractère matriciel chassé en montée de crue à la source du Verneau (Jura), ils l'ont interprétée comme un indice de fort développement de la karstification dans la zone noyée (Illustration 46).

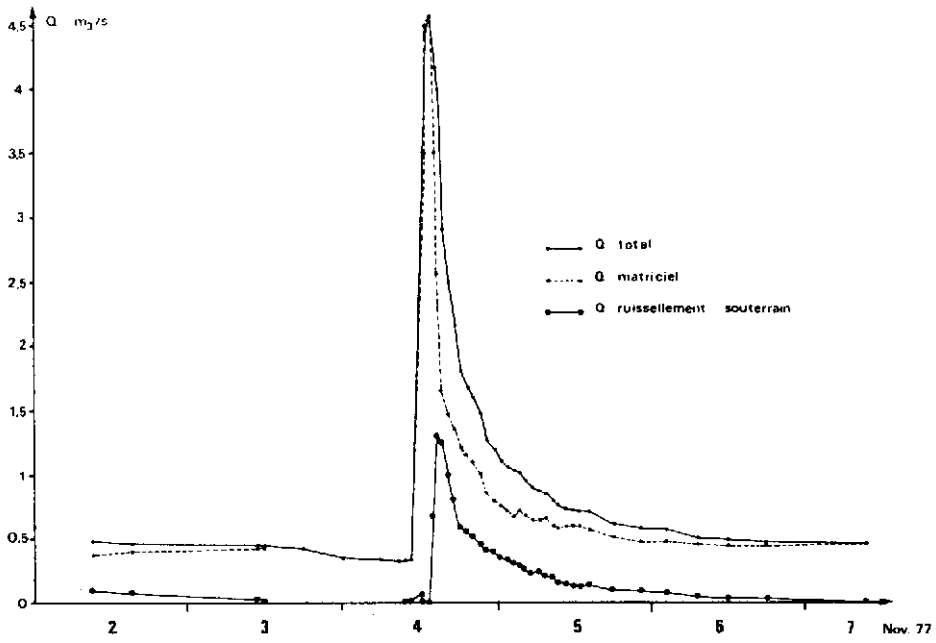


Illustration 46 : Décomposition à l'aide du Ca de l'hydrogramme de la crue de nov.1977 à la source du Verneau (Blavoux et Mudry 1983)

En complément des méthodes classiques, la décomposition de l'hydrogramme peut aussi être obtenue par **modélisation inverse basée sur des fonctions de transfert**. C'est ainsi que Pinault et al (2002) ont décomposé avec succès les hydrogrammes des sources du Larzac en deux composantes (écoulements rapide et lent) en utilisant certains marqueurs chimiques représentatifs des différents types d'eau en jeu dans l'écoulement à l'exutoire : Mg a représenté systématiquement l'eau préalablement stockée dans les systèmes (pre-event water), tandis que Cl, Ca ou SO_4 ont été utilisés pour caractériser l'eau d'infiltration rapide (event water) selon les sources.

Cette décomposition peut aussi être appliquée aux **turbidigrammes** . Différentes méthodes ont été utilisées pour décomposer les hydrogrammes et les turbidigrammes, en particulier la méthode aux dérivées secondes (Masséi et al. 2003) ou à partir des hystérésis Q-Conductivité-Turbidité (Fournier, 2006).

Finalement la décomposition de l'hydrogramme de crue est très adaptée à l'évaluation de la vulnérabilité d'un système karstique, au moins dans les cas où les éléments polluants sont associés à des eaux d'infiltration rapide ou des eaux superficielles.

Le calcul des flux massiques (produit du débit par la concentration du marqueur) est très utile pour tenir compte des variations hydrodynamiques dans l'interprétation des données chimiques. Ce calcul nécessite des données de débit et de chimie concomittantes, ces deux variables n'étant généralement pas mesurées au même pas de temps (Q en continu et échantillons discrets pour la chimie). L'approche par flux permet de faire des bilans chimiques entre l'entrée et la sortie des exutoires karstiques. Ces bilans peuvent être appliqués à :

- la délimitation des bassins d'alimentation,
- l'estimation de l'impact anthropique d'éventuelles activité présentes sur le bassin dans le cadre d'une approche environnementale. Dans ce cas, les Cl et NO_3 sont les plus utilisés (Illustration 47).

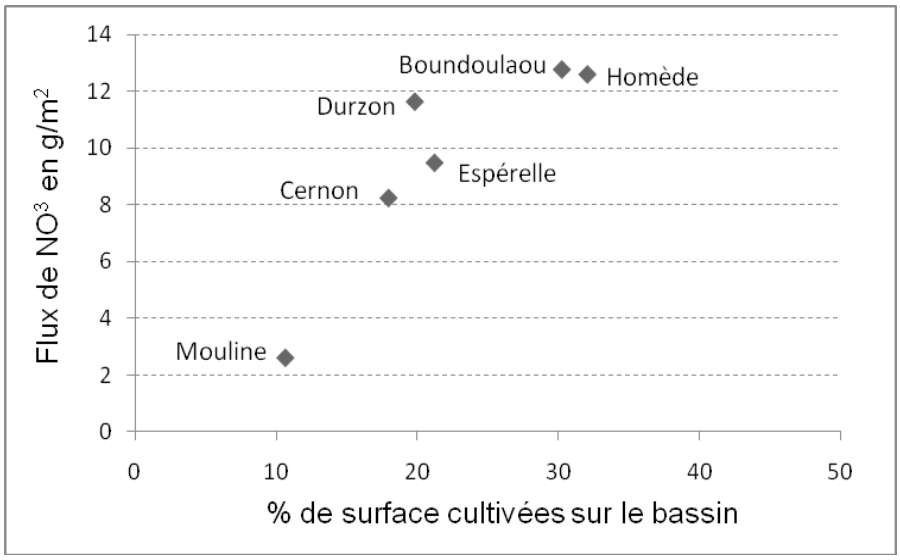


Illustration 47 : Flux de NO_3 exportés par les différentes sources du Larzac septentrional sur la même période de 564 jours (du 16/2/95 au 1/9/96)

- des calculs de dissolution spécifique, c'est-à-dire de la quantité de roche dissoute évacuée par une source karstique annuellement (exprimée en $m^3.km^2.an^{-1}$ ou mm/1000 ans). Ces calculs sont réalisés à partir des données de Q et des concentrations en HCO_3, Ca et Mg, quelquefois aussi avec la conductivité électrique (Ford et Williams, 2007). Ce calcul permet d'évaluer la

vitesse d'évolution d'un karst (dénudation et transformation du relief, mais aussi développement des réseaux souterrains en profondeur) et également de quantifier le rôle des crues dans la dissolution.

4.4.5. La datation des eaux karstiques

L'âge de l'eau souterraine (ou son temps de résidence) correspond à la durée que l'eau a mis de son point d'infiltration jusqu'au point où elle est prélevée (captage, forage, puits, source ou rivière). Le cycle de l'eau dans un système karstique étant généralement annuel à pluri-annuel (de 1 à quelques dizaines d'années au maximum), la plupart des eaux karstiques des systèmes fonctionnels sont « récentes ». De ce fait, il faut utiliser des méthodes adaptées à des âges jeunes. Dans des conditions particulières (karsts non fonctionnels ou systèmes complexes et/ou de grandes dimensions), des eaux plus anciennes peuvent être stockées au sein des réserves et peuvent éventuellement s'écouler aux exutoires ou être captées par forage. Le plus souvent, ce sont des mélanges d'eaux d'infiltration rapide et d'eaux de la réserve noyée que l'on rencontre.

L'âge moyen des eaux est un paramètre particulièrement intéressant qui peut être utilisé pour divers objectifs :

- quantifier la recharge de l'aquifère, en particulier quand les profils verticaux montrent des âges plus anciens en profondeur (Stuart et al. 2010),
- déterminer la vitesse des écoulements et le temps de stockage au sein du système karstique,
- comprendre les processus et les époques de contamination des eaux, en particulier pour la pollution azotée liée à l'agriculture (Katz et al. 2004, Ayraud 2005),
- caler des modèles hydrodynamiques ou de transport, les âges moyens des eaux des différentes zones d'un aquifère peuvent servir de contrainte aux modèles d'écoulement souterrains.

Pourtant, compte tenu des âges « récents » des eaux des aquifères karstiques et de la complexité des méthodes de datation (échantillonnage, analyse et coût), il y a encore peu d'exemples de datation dans le milieu opérationnel. Le présent chapitre a pour objectif de présenter brièvement le principe et les limites des méthodes utilisées dans ce domaine. Il concerne aussi bien les méthodes classiques (tritium, radiocarbone) que les méthodes récentes ($^{3}H/^{3}He$, CFC, SF6, ^{85}Kr) qui font encore l'objet de développements dans le milieu de la recherche mais qui seront certainement les méthodes de demain. A noter que c'est souvent le couplage de plusieurs méthodes qui permet de « dater » avec le plus de précision les eaux souterraines.

Datation par le tritium. Cet isotope de H a deux origines : une origine naturelle cosmique (produit dans la haute atmosphère par le bombardement des rayons cosmiques sur les noyaux de ^{14}N, puis entrainé par les précipitations à la surface de la terre) et une origine artificielle anthropique liée aux essais nucléaires dans l'atmosphère. Une dizaine d'années après les premiers essais (1952), l'atmosphère a présenté des teneurs en ^{3}H très élevées (5000 à 10000 UT) dans l'hémisphère nord. Depuis l'interdiction d'exercer ces essais (1964), on observe une décroissance régulière des teneurs en ^{3}H. Ces variations de ^{3}H dans l'atmosphère sont bien connues au cours du temps et fournissent un signal atypique qui est utilisé pour calculer l'âge des eaux.

L'eau est marquée par la teneur en ^{3}H caractéristique de l'époque où elle a été précipitée. Si le signal entre cette eau de pluie et l'eau souterraine est suffisamment contrasté, la teneur en ^{3}H permet d'estimer le temps moyen de séjour de l'eau dans le système. Elle permet de différencier les eaux vieilles de plus de 50 ans (0 UT) et les eaux récentes (environ 5 UT aujourd'hui) et aussi de mettre en évidence des mélanges entre eaux d'âges différents (<

5UT ou > 20 UT). Ces mélanges sont simulés par différents modèles : mélange par piston, exponentiel, par dispersion, piston exponentiel etc (Fontes, 1992).

Aujourd'hui, les eaux karstiques présentent la plupart du temps les mêmes teneurs en ^{3}H que celles des eaux de pluie. Cet outil de datation qui a été largement utilisé par le passé pour l'étude des karsts (Bakalowicz et Olive 1970, Eberentz 1975) est maintenant limité à la distinction d'eaux anciennes et deviendra prochainement inopérant pour nos cas d'étude.

Pour pallier à cet inconvénient, la possibilité de dater les eaux à partir de l'isotope radiogénique du tritium (^{3}He) a été développée récemment, c'est **la méthode ^{3}H /^{3}He**. L'hélium est un gaz qui se volatilise quand l'eau est en contact avec l'atmosphère. Par contre, il se comporte comme un marqueur accumulatif quand l'eau est isolée de l'atmosphère et sa concentration augmente proportionnellement à la concentration initiale en tritium et au temps écoulé. La difficulté de la méthode réside dans la séparation de l'hélium produit par la désintégration du tritium des autres sources d'hélium (atmosphère, décroissance radioactive des séries de l'U et du Th, dégazage du manteau). Pour éliminer ces éventuelles contributions, il est nécessaire de faire un certain nombre de calculs et de faire appel à d'autres marqueurs tels que le néon (^{20}Ne) pour connaitre la contribution atmosphérique (Ayrauld, 2005). Les échantillonnages et les analyses sont complexes (il faut éviter le contact atmosphérique) et longues (il faut attendre que le tritium présent dans l'eau au moment du prélèvement se désintègre en He pour calculer sa concentration initiale). C'est une méthode réalisée actuellement en complément d'autres méthodes de datation (Illustration 48) et qui nécessite encore des développements en particulier pour les corrections à apporter. Elle ne fait pas encore partie des méthodes couramment utilisées dans le milieu opérationnel.

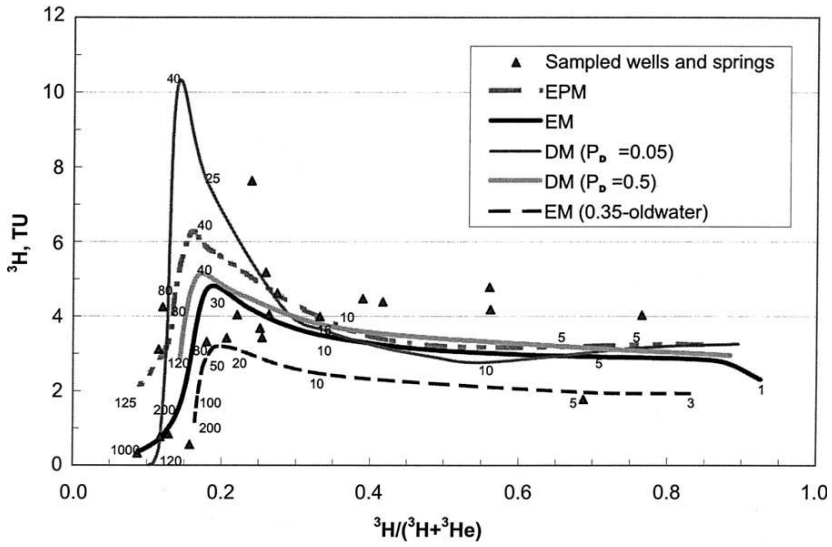


Illustration 48 : Comparaison des sorties de différents modèles de mélange (EPM exponential piston flow , DM dispersion , EM exponential) pour estimer l'âge des eaux de la source de Woodville (USA). Les nombres à côté des courbes indiquent l'âge calculé par ces modèles (Katz et al. 2004).

Datation au radiocarbone (activité ^{14}C). Aussitôt formé dans la haute atmosphère, le ^{14}C se combine avec de l'oxygène pour donner du CO_2 qui se mélange au réservoir atmosphérique et commence à se désintégrer selon une loi de décroissance bien connue. Il existe trois sources de carbone dans la nature : le CO_2 atmosphérique dont la teneur en ^{14}C varie au cours du temps ; le C fixé par les organismes vivants (végétaux et animaux) qui présentent la teneur en ^{14}C de l'atmosphère quand ils sont vivants, lequel commence à se désintégrer au moment de leur mort ; et enfin le C de la roche carbonatée qui présente une activité en

^{14}C nulle. Dans les aquifères carbonatés, la teneur en C minéral de l'eau qui circule provient de deux sources distinctes : apport gazeux (CO_2 du sol) et apport minéral (dissolution de la roche carbonatée qui ne contient pas de ^{14}C). L'activité initiale ^{14}C de l'eau résulte donc d'un mélange entre ces deux sources et il est complexe de remonter à l'activité initiale A_0 correspondant au moment où l'eau s'est infiltrée. Compte tenu de sa période de désintégration (5 700 ans), la datation au radiocarbone permet de donner des âges entre l'actuel et 40 000 ans environ. C'est une méthode qui est utilisée pour caractériser des écoulements lents, de l'ordre de plusieurs milliers d'années, comme le cas des nappes fossiles.

L'activité ^{14}C doit être couplée au $\delta^{13}C$ pour être un outil pertinent pour étudier les écoulements souterrains dans le karst. En effet, le $\delta^{13}C$ permet de différencier le CO_2 pédologique (-20‰), atmosphérique (-8‰) ou provenant de la roche (0‰). Si les proportions du mélange sont ainsi préalablement établies, si l'ensemble des paramètres du système calco-carbonique sont connus (pH, T, teneurs en HCO_3 et Ca), et si on considère qu'il n'y pas de précipitation/dissolution de carbonates au cours du séjour souterrain, il est alors possible d'utiliser différents modèles de mélange pour calculer l'activité ^{14}C initiale et aboutir à l'âge moyen de l'eau (Fontes 1992, Gillon et al. 2009).

Il y a ensuite un ensemble de méthodes récentes qui utilisent des gaz d'origine anthropique produits depuis les années 1950 et dont l'évolution des concentrations dans l'atmosphère est enregistrée depuis cette époque. Ces méthodes sont souvent couplées les unes aux autres et même si elles sont déjà opérationnelles, elles font encore l'objet de développements analytiques ou de précisions quand aux hypothèses de calcul.

Datation par les CFC et le SF6 : les CFC (chlorofluorocarbones) et le SF6 (hexafluorure de soufre) sont deux gaz dont la production n'a commencé qu'au milieu du XX^{ème} siècle (activité industrielle et domestique), et a connu une augmentation jusqu'à la fin du siècle (Illustration 49). Compte tenu de cette évolution, on en déduit que si aucun processus naturel ne vient modifier la signature hydrochimique de l'eau, plus il y a de CFC et/ou de SF6 dans l'eau souterraine plus cette eau est récente. CFC et SF6 sont des traceurs des eaux souterraines infiltrées au cours des 50 dernières années, l'âge de l'eau pouvant être estimé à partir de ces marqueurs à plus ou moins 5 ans. Ces deux types de gaz sont souvent utilisés conjointement. En effet, suite à un certain nombre de normes internationales, les teneurs en CFC ont commencé à décroitre depuis les années 2000, alors que SF6 continue d'augmenter. Il y a une faible variabilité spatiale de la teneur en ces gaz dans l'atmosphère, par contre leur utilisation est limitée aux sites non pollués (risque de production locale de ces gaz). Peu d'applications ont jusqu'à présent concerné les aquifères karstiques (Katz et al. 2004 , Stuart et al 2010, Illustration 50).

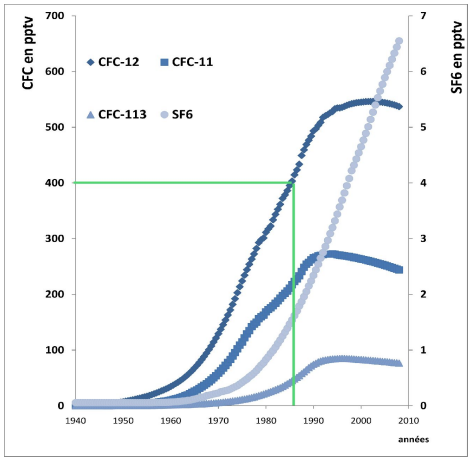


Illustration 49 : Concentration en trois CFC et en SF6 dans l'atmopshère

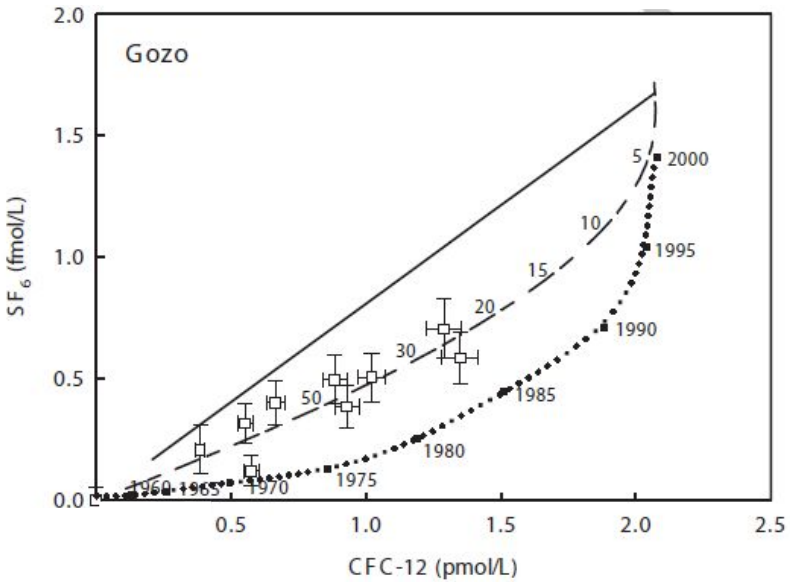


Illustration 50 : Estimation des âges des eaux dans les calcaires de l'île de Gozo (Malte, système carbonaté fissuré peu fonctionnel). Ligne noire = mélange simple, pointillé = mélange exponentiel, points = mélange par piston avec l'année de recharge

Datation au Krypton ^{85}Kr : il s'agit d'un gaz radioactif produit par des réactions de fission de l'^{238}U dans les réacteurs nucléaires. Sa demi-vie est de 10,76 ans. Sa concentration augmente dans l'atmosphère régulièrement mais sa répartition spatiale n'est pas homogène à cause de la présence de sources d'émission locales (présence de réacteurs) et d'un fort gradient entre les hémisphères sud et nord. Cette variabilité entraine un manque de précision par rapport à l'utilisation des CFC et SF6 qui eux sont très homogènes dans l'atmosphère. D'autre part, compte tenu de sa faible solubilité et des faibles concentrations en ^{85}Kr dans l'atmosphère, l'échantillonnage est complexe (prélèvement de très gros volumes d'eau, pas de contact avec l'atmosphère). Enfin, l'analyse qui est onéreuse est pratiquée par très peu de laboratoires, ce qui en fait une méthode employée uniquement pour des objectifs de recherche à ce jour. Pourtant, vu que la concentration en ^{85}Kr va continuer à augmenter, ce marqueur restera un moyen de datation pour l'avenir.

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

Illustration 51 : Synthèse de l'origine et du type de renseignement apporté par les principaux marqueurs présents dans les eaux des systèmes karstiques.

4.4.6. Contaminations microbiologiques des systèmes karstiques

IPL santé, environnement durables (créé en 2007 par l'Institut Pasteur Lille), laboratoire d'études et d'expertises a réalisé pour le compte de l'Agence de l'Eau Adour-Garonne une étude bibliographique qui ouvre de nouvelles perspectives dans la recherche de l'origine des contaminations microbiologiques. Les principaux enseignements de ce rapport sont repris ci-dessous.

Jusqu'à présent, l'origine des pollutions microbiologiques était généralement difficile à déterminer car les outils classiques de suivi traduisent la présence potentielle de pathogènes d'origine fécale sans pour autant apporter des indications plus précises sur la source de contamination.

En effet, devant l'impossibilité de réaliser une recherche de l'ensemble des microorganismes pathogènes potentiellement présents dans un milieu hydrique soumis à l'influence de sources de contamination fécale, la stratégie adoptée consiste à rechercher un nombre limité de microorganismes dont la présence est susceptible de traduire une pollution fécale et donc d'alerter sur la possibilité que des microorganismes pathogènes soient présents. Les germes ainsi recherchés sont regroupés sous le terme générique d'indicateurs de contamination fécale.

Ce sont des bactéries fécales :

- des coliformes thermotolérants (et en particulier Escherichia coli),
- des entérocoques (assimilables aux Streptocoques fécaux du groupe D selon Lancefield),
- des clostridies avec en particulier l'espèce Clostridium perfringens.

Ces indicateurs sont présents dans le tractus intestinal des animaux à sang chaud, et leur présence dans un milieu est donc aussi bien représentative d'une contamination par des selles humaines que par des fèces animales (on notera aussi que si la présence d'indicateurs dans un milieu traduit bien la survenue d'une contamination fécale plus ou moins récente, il reste cependant impossible d'établir un rapport direct entre les concentrations de ces indicateurs et les concentrations des microorganismes pathogènes potentiellement présents).

Une des stratégies retenues pour déterminer l'origine des contaminations consiste à caractériser les contributions relatives attribuables d'une part aux effluents d'origine humaine et d'autre part aux effluents issus des animaux. Dans un premier niveau, il s'agit ainsi de distinguer les pollutions issues des effluents de STEP, des pollutions issues des effluents d'élevages extensifs (ruissellements) ou intensifs (rejet d'exploitations agricoles).

Une approche consistant à déterminer le rapport entre les coliformes totaux et les streptocoques fécaux avait été proposée au début des années 1970, mais dès 1991, l'incapacité de cet outil à identifier l'origine humaine ou animale d'une pollution a été démontrée. Devant l'impossibilité de déterminer l'origine d'une contamination à partir des données classiquement disponibles, d'autres approches ont été développées selon deux axes qui sont d'une part l'adaptation de nouvelles méthodes d'interprétation applicables aux indicateurs usuels déjà en place, et d'autre part l'emploi d'indicateurs alternatifs associés à de nouvelles méthodes d'interprétation.

Les indicateurs alternatifs sont de deux sortes :

- les marqueurs physicochimiques : trois catégories, ceux qui sont naturellement présents dans les selles (les stérols et stanols), ceux qui sont spécifiques du régime alimentaire et qui une fois ingérés sont partiellement métabolisés (caféine, substances pharmaceutiques…), et enfin les molécules évacuées dans les rejets et qui sont caractéristiques d'activités humaines (constituants des composés lessiviels, parfums, retardateurs de flamme, …).
- les marqueurs microbiologiques alternatifs, micro-organismes indicateurs utilisés en complément ou en remplacement des indicateurs classiques. Les nouvelles méthodologies, s'appliquant à ces microorganismes (bactéries, virus et parasites), permettent de discerner des différences phénotypiques ou génotypiques qui révèlent la nature de l'hôte (homme, ruminants, bovins, porcs, …).

Les nouvelles méthodes de recherche de sources de contamination peuvent être divisées en deux groupes, d'une part celles qui font nécessairement appel à des bases de données ou « bibliothèques » et d'autre part celles qui en sont indépendantes. Dans le deuxième cas, les données produites sont directement utilisables sans qu'il y ait besoin au préalable d'obtenir et de collecter des résultats permettant d'interpréter les résultats à venir.

Les méthodes dépendantes d'une base de données ou « bibliothèque dépendante » impliquent une première étape de culture et consistent à obtenir un profil caractéristique de bactéries cibles dans l'échantillon. Une fois celui-ci obtenu il est confronté aux profils déjà existants obtenus avec des méthodologies identiques et collectés dans la base de données. La similarité entre le profil obtenu et un profil déjà existant caractéristique d'une pollution soit humaine soit animale, permet de conclure sur l'origine de la contamination qui affecte la ressource étudiée. Mais les bases de données souffrent généralement de leur trop petite taille ce qui conduit à des difficultés d'interprétation. Aussi ces dernières années des méthodes indépendantes de bibliothèques ont été développées.

Les méthodes non dépendantes d'une base de données font appel soit à des méthodes de culture, soit à des méthodes de biologie moléculaire (généralement des méthodes de PCR, conventionnelle ou quantitative) visant des marqueurs spécifiques.

Dans le rapport produit pour l'Agence de l'Eau, ces différentes méthodes sont discutées du point de vue de critères tels que leur fiabilité, leur niveau de développement actuel, leur coût, leur possibilité de mise en œuvre à grande échelle et la rapidité de réponse.

4.5. UTILISATION DES TRAÇAGES ARTIFICIELS EN HYDROGEOLOGIE KARSTIQUE

Type de situation	Situation 1 et Situation 2
Données nécessaires	Inventaire des points d'eau, des objets karstiques, débits aux points de suivi de la restitution
Résultats attendus	Eléments pour la délimitation de la surface du bassin d'alimentation ; volume tracé + vitesse apparente de transit + taux de restitution => indications sur organisation du réseau de drainage

© Ginger

4.5.1. Introduction

Le traçage artificiel des eaux souterraines est une méthode rapide et pratique de reconnaissance des écoulements souterrains. Elle est utilisée depuis très longtemps en hydrogéologie. L'idée de tracer l'eau est très ancienne. Dès l'antiquité l'homme a essayé de reconnaître les directions des écoulements souterrains en utilisant des moyens très simples comme de la paille ou de la sciure. Les premiers « vrais essais de traçage » des eaux souterraines remontent à la fin du 19ème siècle (1877 : traçage sur 12 km entre les pertes du Danube et la source de l'Aach, Allemagne). Il s'agit du premier test quantitatif réalisé à l'aide du sel. C'est également en 1877, que l'on emploie pour la première fois la fluorescéine en utilisant sa visibilité. L'uranine ou fluorescéine sodique est depuis cette date un des traceurs artificiels les plus utilisés en hydrogéologie (Käss, 1998).

En France, l'approche des circulations karstiques remonte aux années 1930 grâce aux travaux de Martel et Fournier d'après la synthèse de 75 expériences de coloration (Gèze, 1957). Jusqu'à une période assez récente, les traçages étaient exclusivement utilisés pour déterminer le point de résurgence des eaux d'une perte de cours d'eau ou des eaux d'une rivière souterraine découverte lors d'explorations spéléologiques. Les traçages étaient, d'ailleurs, dans leur grande majorité réalisés par les spéléologues. Depuis quelques décennies le traçage artificiel des eaux est utilisé dans des domaines plus variés et, en particulier, est devenue une méthode très utilisée en hydrogéologie karstique. Le développement des méthodes d'analyses des traceurs et, surtout, des méthodes d'interprétation des résultats permet d'obtenir des informations sur la structure et le fonctionnement de la partie tracée du système karstique.

Dans son principe la méthode du traçage artificiel des eaux paraît simple. Dans la pratique, il existe un certain nombre de précautions à prendre et de procédures à appliquer pour obtenir des résultats fiables.

Ce chapitre propose de dresser de manière synthétique un panorama général de la méthode traçage. Le but est de permettre aux praticiens d'avoir une vision globale de la réalisation concrète d'une expérience de traçage, prenant en compte les bonnes pratiques et sources d'erreur, de l'injection aux interprétations, en passant par l'étape analytique.

4.5.2. Définition et objectifs

Le terme ***traceur*** définit « tout caractère spécifique ou toute substance solidaires d'un corps en mouvement, notamment de l'eau en déplacement, permettant de l'identifier et de décrire son mouvement » (Castany et Margat, 1977). En d'autres termes en hydrogéologie karstique, un traceur peut être soit une substance transportée par l'eau à l'état solide ou dissous, soit une propriété physique de l'eau (ex. : conductivité, température ...) qui permet d'acquérir des informations sur les modalités de circulation des eaux souterraines (Benischke et al., 2008).

Un **traceur artificiel** est défini comme « toute substance (sel, soluble, colorant, corps en suspension, eau marquée par isotope radioactif etc.) absente dans les conditions naturelles dans l'aquifère étudié et détectable, incorporée à l'eau, pour l'identifier et permettre d'observer son mouvement » (Castany et Margat, 1977). Son introduction dans le milieu souterrain nécessite l'intervention volontaire d'un opérateur (Goldscheider et al., 2008).

Un **traçage artificiel** est une « procédure expérimentale visant à rendre apparent et observable le déplacement réel de l'eau souterraine dans un aquifère suivant une (ou des) trajectoires définies entre un point d'origine et un ou plusieurs points de détection, au moyen de traceur artificiel marquant l'eau » (Castany et Margat, 1977).

Dans l'étude des aquifères karstiques, on peut scinder les traçages en deux catégories en fonction de l'objectif qu'ils visent :

- **les traçages de reconnaissance** (ou exploratoires) dont la finalité est de déterminer l'appartenance d'un point (injection) au bassin d'alimentation d'une source captée ou non. Cette approche reste comparable à celle des spéléologues. Le résultat attendu est binaire : il y a ou il n'y pas relation entre ce point d'injection et cette source ou cet ensemble de sources.
- **les traçages de simulation** dont la finalité est de connaître de façon approfondie les paramètres caractéristiques du transit du traceur entre un point d'injection et un point de résurgence connu. Le résultat du traçage est alors assimilé à une fonction de transfert et utilisé pour évaluer les conditions de restitution d'un produit introduit dans le milieu souterrain dont on connait la masse et la répartition de cette masse dans le temps. Ce type de traçage permet de simuler des pollutions.

4.5.3. Les grandes catégories de traceurs

4.5.3.1. Généralités

Le *traceur idéal* serait celui dont le comportement en écoulement serait identique à celui de l'eau elle-même. Il doit donc avoir une bonne stabilité chimique, physique ou microbiologique, ne pas réagir avec le milieu naturel et ne pas avoir de tendance à l'adsorption avec la phase solide des milieux traversés.

De plus d'un point de vue pratique cette substance doit également :

- Etre absente naturellement dans des eaux ou en très faible concentration,
- Avoir une limite de détection basse,
- Etre totalement inoffensive pour l'homme, l'animal et les plantes,
- Avoir une bonne solubilité et une bonne capacité de dispersion,
- Avoir un coût raisonnable (achat et analyse).

Un traceur répondant à la totalité de ces conditions n'existe pas. On devra donc se contenter des traceurs se rapprochant le plus du traceur « idéal ».

Les traceurs artificiels utilisés en hydrogéologie peuvent être scindés en 3 grandes catégories :

1. **Traceurs solubles à l'eau**

   - Traceurs fluorescents,

   - Traceurs salins,

   - Tensioactifs, colorants alimentaires, composés aromatiques,

2. **Traceurs radioactifs**

3. **Traceurs sous forme de particules**

   - Spores,

   - Microsphères fluorescentes,

   - Bactéries,

   - Bactériophages.

© GINGER (1, 2 et 5) et CALLIGEE (3 et 4)

Type	Avantages	Inconvénients
Traceurs fluorescents	Adsorption souvent faible, Bruit de fond naturel souvent faible, Limite de détection basse, Généralement bonne solubilité à l'eau, Le plus souvent sans impact sur le milieu naturel, Faible coût d'achat et d'analyse	Ne se comportent pas exactement comme l'eau, La plupart perdent leur caractère fluorescent en présence d'oxydants puissants (chlore notamment) ou lors d'exposition à la lumière (UV principalement). Sensibles à certains paramètres (pH principalement)
Traceurs salins	Se dégradent peu dans le milieu naturel Faible adsorption pour les anions, Généralement bonne solubilité à l'eau, Le plus souvent sans impact sur le milieu naturel, Faible coût d'achat et d'analyse Invisibles et stables à la lumière	Ne se comportent pas exactement comme l'eau, Phénomènes d'adsorption souvent importants (cations), Bruit de fond naturel élevé et variable Limites de détection assez fortes
Tensioactifs, colorants alimentaires, composés aromatiques	Bruit de fond assez faible, Se dégradent peu dans le milieu naturel, Généralement bonne solubilité à l'eau, Le plus souvent sans impact sur le milieu naturel, Faible coût d'achat et d'analyse	Ne se comportent pas exactement comme l'eau, Phénomènes d'adsorption souvent importants, Limites de détection très fortes
Traceurs radioactifs de la molécule d'eau	Se comportent comme la molécule d'eau, Pas de phénomène d'adsorption, Bruit de fond faible, Limites de détection très faible, Ne se dégradent pas dans le milieu naturel, Très bonne solubilité à l'eau	Impact psychologique négatif sur les populations, Coût d'achat et d'analyse importants. Mise en œuvre réglementaire difficile.
Spores	Facile à détecter au microscope	Echantillonnage cumulatif ne permettant pas de décrire fidèlement la restitution
Microsphères fluorescentes	Assez facile à analyser	Phénomènes d'adsorption souvent importants,
Bactéries	Simulation du transport de germes pathogènes	Manipulations délicates Coûts analytiques élevés
Bactériophages	Bon comportement dans le milieu souterrain (préférable aux bactéries) Absence de toxicité pour le milieu aquatique et l'homme Seuil de détection assez bas	Manipulations délicates et très spécifiques faites dans des instituts spécialisés Coûts analytiques élevés

Illustration 52 : Avantages et inconvénients des divers traceurs utilisés

Les traceurs les plus fréquemment utilisés dans le domaine karstique sont les traceurs fluorescents et les traceurs salins. Aussi dans la suite de ce chapitre il sera principalement question des traceurs fluorescents et les propriétés des principaux traceurs salins seront évoquées.

Pour plus de détails sur les traceurs on pourra se reporter aux ouvrages suivants :

- KÄSS W. (1998) : « Tracing Technique in Geohydrologie » ; Balkema, Rotterdam
- Office Fédéral des Eaux et de la Géologie (2002) : « Utilisation des traceurs artificiels en hydrogéologie – Guide Pratique », Série Géologie, Rapport n°3, Berne (document téléchargeable sur le site : http://www.bafu.admin.ch/publikationen/publikation/00439/index.html?lang=fr,
- GOLDSCHEIDER N. et DREW D. (2007): « Methods in Karst Hydrogeology – Chapter 8 : Tracer techniques » ; IAH Book Series n°26, Taylor & Francis, Londres, pp. 147-170.

4.5.3.2. Les traceurs fluorescents

Les traceurs fluorescents peuvent être classés de la façon suivante Käss (1998) :

Xanthènes	Azurants optiques	Autres fluorescents
Fluorescéine	Napthionate	Pyranine
Eosine	Tinopal	Duasyne
Rhodamines	Amino G.Acide	

Illustration 53 : Différents types de traceurs fluorescents (Käss, 1998)

Les traceurs fluorescents le plus couramment utilisés sont :

- l'Uranine (ou fluorescéine sodique),
- l'Eosine Y,
- la Sulforhodamine B,
- la Sulforhodamine G,
- le Naphtionate de sodium,
- le Tinopal CBS-X,
- l'Amino-Acide-G,
- la Pyranine,
- la Duasyne ou jaune fluorescent (fabrication interrompue, utilisation de stocks),

Le tableau suivant rassemble les principales caractéristiques de ces différents traceurs :

Nom du traceur	Excitation	Emission	Solubilité	Seuil détection	Couleur	Visibilité à l'oeil	Dégradation	Adsorption	Interférences
Uranine	491 nm	515 nm	600 g/L à 20°C	0,001 µg/L	Vert jaune	50 à 100 µg/L	UV ; pH < 7 ; micro-organismes ; oxydants	Faible	Eosine
Eosine	513 nm	537 nm	320 g/l	0,008 µg/L	Rouge	250 à 500 µg/L	**UV** ; oxydants; pH < 5	Faible	Uranine
Sulforhodamine B	565 nm	585 nm	50 g/L	0,01 µg/L	Rouge fuchsia	>500 µg/L	oxydants	Moyenne	Sulforhodamine G
Sulforhodamine G ou Amidorhodamine G	532 nm	552 nm	5 g/L	0,01 µg/L	Rouge orangé	>500 µg/L	oxydants	Moyenne	Sulforhodamine B
Naphtionate	320 nm	420 nm	240 g/L	0,1 µg/L*	Bleu pastel	Invisible	UV ; pH < 4 ou >10, oxydants micro-organismes	Moyenne à forte	Tinopal CBS- X, Amino-Acide-G
Tinopal CBS-X	350 nm	435 nm	25 g/L	0,1 µg/L*	Bleu pastel	Invisible	UV ; oxydants ; pH < 7	Moyenne à forte	Naphtionate, Amino-Acide-G
Amino-Acide-G	345 nm	452 nm	Très faible	0,1 µg/L*	Bleu pastel	Invisible	UV ; oxydants	Moyenne à forte	Tinopal CBS- X, Naphtionate
Duasyne**	449 nm	477 nm	Liquide	0.01 µg/L	Vert sombre				aucune
Pyranine	452 nm	513 nm	178G/L	0,01 µg/l	Vert		UV, très sensible aux variations de pH	Faible	Uranine ; Eosine

Illustration 54 : Principales caractéristiques des traceurs Fluorescents

(*) Bruit de fond important dans les eaux naturelles lié aux matières organiques
(**) Très bon traceur. Ne se fabrique plus. Parfois encore disponible sur stocks

4.5.3.3. Traceurs salins

Malgré des difficultés de mise en œuvre dans le milieu karstique, les traceurs salins sont utilisés en complément lorsque qu'aucune solution n'est disponible avec des traceurs fluorescents. C'est le cas lors de multi-traçages avec un nombre important de traceurs imposés, ou lorsque l'on ne peut pas accepter l'éventualité d'une coloration des eaux en un point de restitution. Ces traceurs interfèrent peu avec les traceurs fluorescents.

La plupart des anions peuvent être considérés comme des traceurs conservatifs car ils présentent une faible adsorption, contrairement aux cations qui sont l'objet d'échanges avec les minéraux argileux (traceurs réactifs avec le milieu). Parmi ces cations, le Lithium reste celui qui s'adsorbe le moins et donc le seul susceptible d'être utilisé pour un traçage.

Nom du traceur	Solubilité	Seuil détection	Dégradation	Adsorption	Remarque
Lithium (Chlorure de lithium)	832g/L à 20°C 984 g/l à 60°C (Li=16%en poids)	0,5 µg/L	Stable	Faible	Mise en solution exothermique
Iodure (de potassium ou de sodium)	Très soluble	1 µg/L	tendance à une réactivité chimique et biologique	Négligeable	
Chlorure (de sodium ou de potassium)	KCl :313 g/L NaCl : 358 g/L	2 mg/L	Stable	Négligeable	
Bromure (de Potassium)	25g/L à 20°C 16g/L à 10°C	20 µg/L	Stable	Faible	Interférence avec l'Eosine

Illustration 55 : Principales caractéristiques des traceurs salins

4.5.4. Les traceurs artificiels sont-ils nuisibles pour l'homme et pour l'environnement ?

4.5.4.1. Cas des traceurs fluorescents

Pour la plupart des traceurs fluorescents utilisés en hydrogéologie, les informations toxicologiques disponibles ne montrent pas de risque pour la santé du consommateur ni d'effets cancérogènes chez l'animal (Carré et al., 2007).

Signalons simplement que quelques résultats toxicologiques, semblent montrer que la rhodamine B est capable d'induire une activité génotoxique *in vitro*. Ce traceur, par ailleurs inutilisable en hydrogéologie du fait d'une très forte tendance à l'adsorption, est à proscrire. De même, quelques résultats contradictoires montrent un éventuel effet dangereux de la Rhodamine WT. Même si ce traceur est intéressant en hydrogéologie, il est déconseillé de l'utiliser. Enfin la Sulforhodamine B pourrait avoir une écotoxicité faible lorsque la concentration est élevée (> 160 µg/l) et l'exposition supérieure à 48 h. Il est donc peu recommandé de l'injecter dans les eaux superficielles.

La coloration de l'eau peut affoler la population et faire croire à une pollution. Souvent, par méconnaissance, il existe un amalgame entre nuisance liée à la coloration et toxicité. La toxicité des traceurs fluorescents fait actuellement l'objet de débats. Il faut préciser que ce débat est survenu plus par « principe de précaution » qu'à la suite de

cas de contaminations avérées.

Les opérations de traçage se présentent comme des opérations de durée limitée et normalement uniques. Il s'agit donc d'une exposition courte, qui conduirait à ne considérer que les effets aigus. Les doses auxquelles le consommateur est exposé sont, sauf accident, très faibles. Le risque sanitaire est considéré comme négligeable à nul pour un niveau d'exposition correspondant aux faibles concentrations des expériences de traçage (inférieures à 1 – 2 mg/L) durant de courtes durées (24 à 48 heures).

Dans l'état actuel des connaissances, toutes les substances paraissent utilisables sans restriction particulière. Le bon sens impose simplement d'adapter les quantités injectées aux objectifs de l'opération pour éviter les fortes concentrations. Les limites basses de détection facilitent cette adaptation.

4.5.4.2. Cas des traceurs salins

En tant que tels les sels utilisés ne sont pas nocifs pour l'environnement, mais tout est question de concentration et de durée d'exposition. Un effet toxique temporaire sur les organismes aquatiques n'est donc pas à exclure au voisinage des lieux d'injections où sont appliquées des concentrations élevées en sel.

4.5.5. Fondements théoriques et interprétation

4.5.5.1. Approche systémique et notion de système traçage

Un traçage consiste le plus souvent à observer l'évolution du transfert d'une matière soluble dans l'eau entre un point d'injection et un ou plusieurs points de restitution.

Ce transfert est régi par un certain nombre de phénomènes tels que :

- La **convection** : c'est l'entraînement de la matière par le mouvement du fluide,
- La **dispersion cinématique** : l'eau circulant à des vitesses différentes suivant les points de l'aquifère, la matière va se disperser dans la masse d'eau (le nombre de Peclet rend compte de ce phénomène),
- La **diffusion moléculaire** : l'agitation moléculaire tend à équilibrer les concentrations dans l'eau en fonction du gradient de concentration (Loi de Fick),
- **Adsorption** : la matière est retenue sur les éléments solides.

Dans le karst, il n'est pas possible de définir analytiquement l'importance de chacun de ces phénomènes. De plus, il est rare de pouvoir suivre l'évolution du traceur entre le point d'injection et le point de restitution. On va donc, comme pour l'étude de la structure et du fonctionnement hydrologique d'une unité de drainage karstique, assimiler le volume d'aquifère dans lequel évolue le traceur à un système que l'on va étudier à partir des fonctions d'entrée et de sortie.

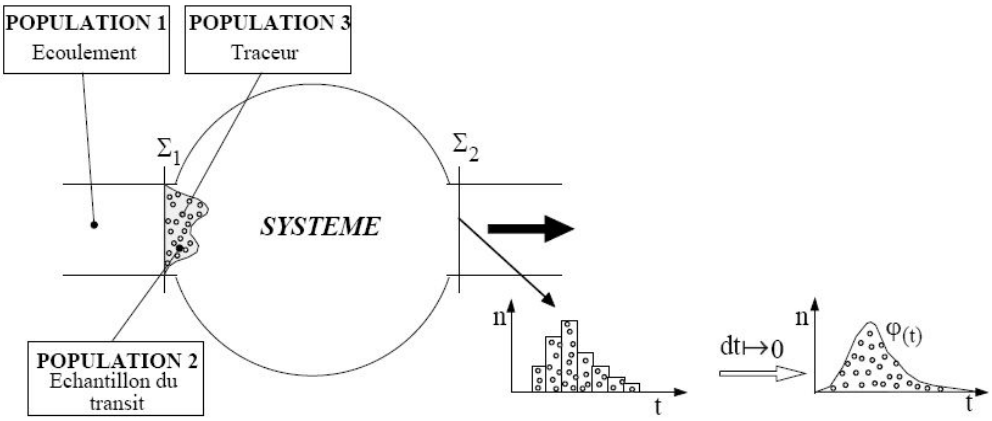


Illustration 56 : Marquage de l'échantillon de transit (d'après Guizerix, in I.A.E.A, 1990)

Ce système est le système traçage (A. Mangin 1975). L'injection du traceur est considérée comme l'entrée de ce système et sa restitution comme la sortie. Le système traçage ne représente pas la totalité du système karstique, mais uniquement les structures par lesquelles le traceur a transité.

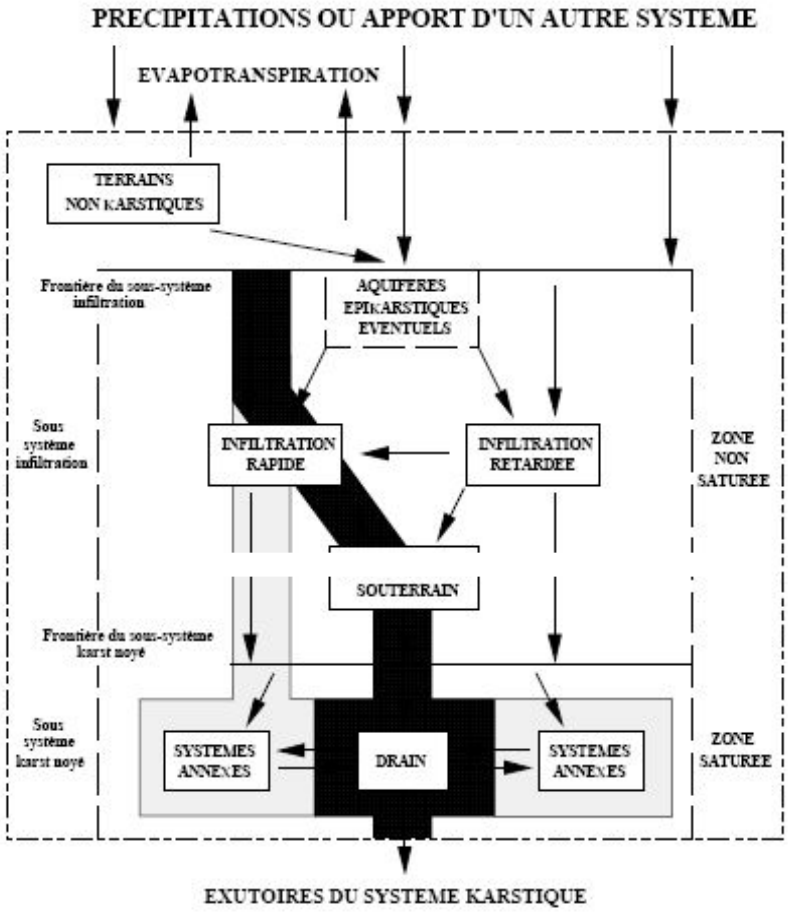


Illustration 57 : Schéma du système traçage au sein du système karstique (M.Lepiller & P.H.Mondain - 1986)

La limite supérieure du système traçage est représentée par le lieu d'injection du traceur au sein du système karstique (Illustration 57) :

- Injection à partir de la perte d'un écoulement superficiel,
- Injection à partir d'une cavité siège d'un écoulement,
- Injection dans un drain,
- Injection dans un système annexe au drainage.

4.5.5.2. Exploitation des résultats

Un résultat de traçage doit toujours être illustré par la courbe de restitution donnant la répartition des concentrations en fonction du temps.

A partir de cette représentation on peut déterminer des paramètres simples du transit comme :

- Le temps de transit minimum « t_{min} » correspondant au temps écoulé entre l'heure de l'injection et l'heure où la première apparition du traceur est constatée à l'exutoire,
- La durée de la restitution correspondant à la différence du temps écoulé entre l'heure de la première apparition du traceur (t_{min}) et l'heure de la disparition du traceur dans l'eau (t_{max} = moment où les concentrations s'apparentent au bruit de fond),
- Le temps modal de transit « t_m », donné par la différence entre l'heure d'injection et l'heure d'observation du maximum de concentration.

En prenant la distance horizontale la plus courte parcourue par le traceur entre le point d'injection et le point de restitution que l'on nomme la distance apparente « L_a » on peut en déduire :

- La vitesse maximale de transit : $V_{max} = L_a/t_{min}$,
- La vitesse modale de transit : $V_m = L_a/t_m$,

Remarque : Pour certains systèmes traçages où la structure géologique influence de façon importante les écoulements souterrains on peut donner à « L_a » la valeur de la distance horizontale la plus probable parcourue par le traceur (cas de synclinaux parallèles par exemple).

A partir de la courbe de restitution on peut tracer la restitution normée ou « restitution unitaire » correspondant à la répartition de la concentration que l'on aurait pu observer si la masse injectée correspondait à l'unité :

$$R_u(t) = \frac{C(t)}{M_i}$$

Où $R_u(t)$ est la restitution unitaire (unité L^{-3}),
$C(t)$ est la concentration (unité $M \cdot L^{-3}$)
M_i la masse de traceur injectée (unité M).

Le maximum de cette restitution normée, que l'on peut appeler $C_u max$, correspond à la dilution minimale observée à l'exutoire.

La maîtrise des débits au point de restitution permet de calculer un bilan de restitution (Masse restituée, pourcentage de restitution). Ce bilan de restitution est obtenu à partir de la courbe de flux dont l'expression est la suivante :

$$\Phi(t) = Q(t)C(t)$$

Où Φ (t) est le flux (unité M . T^{-1}),
Q(t) est le débit (unité L^3 . T^{-1}),
C(t) est la concentration (unité M . L^{-3}).

La masse restituée est alors donnée par l'expression :

$$M_r = \int_0^{+\infty} Q(t)C(t)dt$$

Où M_r est la masse restituée (unité M),
Q(t) est le débit,
C(t) est la concentration.

Le pourcentage de restitution est obtenu en faisant le rapport entre la masse injectée et la masse restituée :

$$r = \frac{M_r}{M_i} x\,100$$

Où r est le pourcentage de restitution,
M_r la masse restituée,
M_i la masse injectée.

On peut également calculer des volumes d'eau caractéristiques du système traçage :

$$v_i = \int_0^{t\min} Q(t)dt$$

Où V_i est le volume d'eau passé à l'exutoire avant la première apparition de traceur (unité L^3),
t_{min} est le temps avant l'apparition du traceur (unité T),
Q(t) est le débit (unité L^3 . T^{-1}).

$$v_r = \int_{t\min}^{t\max} Q(t)dt$$

Où V_r est le volume d'eau écoulé à l'exutoire au cours de la restitution du traceur ; c'est le volume d'eau tracé (unité L^3),
t_{min} est le temps avant l'apparition du traceur,
t_{max} est le temps au bout duquel le traceur n'est plus présent à l'exutoire,
Q(t) est le débit.

L'approche systémique des traçages a permis d'adapter aux traçages hydrologiques et en milieu karstique, les concepts développés en génie chimique (Gaillard, 1976 ; Guizerix & al, 1970 ; Molinari, 1976).

La réponse impulsionelle (fonction de transfert) de ce système traçage correspond à la fonction de sortie pour une fonction d'entrée de très courte durée et d'une amplitude égale à l'unité (signal de Dirac).

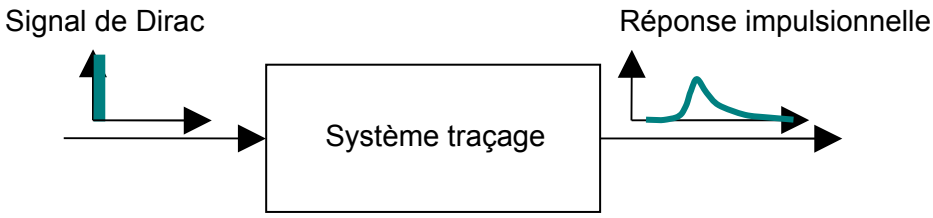


Illustration 58 : Approche systémique des traçages

La Distribution des Temps de Séjour (DTS) permet de décrire le transit du traceur dans le système traçage. Elle correspond à la fonction de densité de probabilité qui donne la probabilité qu'a une molécule de traceur de séjourner dans le système durant un temps compris entre t et t+dt. C'est la courbe de distribution du nuage de traceur. L'expression de la DTS est la suivante :

$$h(t) = \frac{C(t)Q(t)}{\int_0^{+\infty} C(t)Q(t)dt}$$

où h(t) est la DTS (unité T^{-1}),
C(t) est la concentration en fonction du temps,
Q(t) est le débit au point de restitution.

La DTS n'est en fait rien d'autre que l'expression du flux de traceur normé par rapport à la masse de traceur restituée. Elle peut également s'écrire :

$$h(t) = \frac{\Phi(t)}{M_r}$$

où h(t) est la DTS (unité T^{-1}),
$\Phi(t)$ est le flux en traceur en fonction du temps (unité $M \cdot T^{-1}$),
M_r est la masse restituée (unité M).

De ce fait :

$$\int_0^{+\infty} h(t)dt = 1$$

Si le débit est constant durant l'opération de traçage, la DTS peut être calculée sans avoir besoin de mesurer ce dernier. Ceci est très pratique dans le cas où le débit de l'exutoire surveillé n'est pas mesurable compte tenu des conditions d'émergence.

Lorsque l'injection peut être assimilée à une impulsion de Dirac (injection courte devant le temps de la restitution), la DTS donne la réponse impulsionnelle du système-traçage pour les conditions hydrologiques dans lequel il se trouve au moment du traçage (M.Lepiller & P.H.Mondain – 1986).

A partir de la DTS, on peut calculer un certain nombre de paramètres décrivant le transit du traceur au sein du système-traçage. Comme toute distribution statistique, la

DTS peut être décrite par des moments du temps qui caractérisent la répartition du nuage de traceur.

Le moment d'ordre 1 correspond au temps moyen de transit (de séjour) ou espérance mathématique de la distribution. Il correspond à l'abscisse du centre de gravité du nuage de traceur :

$$\bar{t} = \int_0^{+\infty} t\, h(t)dt$$

où $\bar{t}$ est le temps moyen de transit (unité T),
t est le temps,
h(t) est la DTS.

Les moments d'ordre 2, 3 et 4 peuvent également être calculés et fournir des paramètres complémentaires pour décrire la DTS : coefficient de variation, coefficient d'asymétrie et coefficient d'aplatissement (Dreiss et Dzikowski in Marsaud – 1997).

Le temps de moyen de transit permet calculer la **vitesse apparente** de transit :

$$v_{app} = \frac{L_a}{\bar{t}}$$

où v_{app} est la vitesse apparente (unité L . T^{-1}),
$\bar{t}$ est le temps moyen de transit,
L_a est la distance horizontale la plus probable parcourue par le traceur entre les points d'injection et de suivi.

Cette **vitesse apparente** est une caractéristique du déplacement du nuage de traceur dans son ensemble. Elle caractérise le transport hydraulique du traceur. Il ne faut pas la confondre avec la vitesse moyenne de transit qui rend compte du déplacement de chaque molécule de traceur :

$$\bar{v} = L_a \int_0^{+\infty} \frac{1}{t} h(t)dt$$

où $\bar{v}$ est la vitesse moyenne de transit (unité L . T^{-1}),
h(t) est la DTS,
L_a est la distance horizontale la plus probable parcourue par le traceur entre les points d'injection et de suivi.

Enfin il peut être intéressant de calculer le volume d'eau parcouru par le traceur. Ce volume peut-être assimilé au volume du système traçage. Il est également connu sous le nom de volume de Allen (Allen 1923 in Guizerix &Margrita, 1976). Ce volume se calcule de la façon suivante :

$$v_a = \int_0^{\bar{t}} Q(t)dt$$

où V_a est le volume de Allen (unité L^3),
$\bar{t}$ est le temps moyen de séjour,

Q(t) est le débit à l'exutoire.

A partir de ce volume on peut calculer une section moyenne du système-traçage :

$$S_a = \frac{v_a}{L_a}$$

où S_a est la section de Allen,
V_a est le volume de Allen (unité L^3),
L_a est la distance horizontale la plus probable parcourue par le traceur entre les points d'injection et de suivi.

4.5.6. Interprétation des résultats

4.5.6.1. Considérations générales

L'interprétation des résultats sera différente suivant l'objectif poursuivi : **traçage de reconnaissance ou traçage de simulation.**

Pour un traçage de reconnaissance l'objectif principal est d'avoir un résultat fiable sur l'appartenance d'un point d'injection à l'impluvium du système karstique. Dans le cas d'un traçage de simulation il est important de pouvoir décrire avec précision les modalités de transit du traceur au sein du système traçage. Outre la possibilité de simuler des pollutions, il est également possible de tirer des renseignements sur le type de structures karstiques traversées par le traceur.

En s'inspirant du travail fait par Lepiller et Mondain en 1986 nous proposons un tableau permettant de voir les informations que l'on peut tirer des divers paramètres issus du traitement des résultats d'un traçage (Illustration 59).

Courbe utilisée	Paramètres calculés	Traçage de reconnaissance	Traçage de simulation
Courbe de restitution	t_{min} - V_{max} t_m - V_m Durée de la restitution C_{max}	Description de la restitution	Modalités de transit d'un éventuel polluant
Courbe de restitution normée	C_{umax}		Approche simple pour estimer la concentration maximale attendue suite à un déversement accidentel d'une quantité connue
Débit	V_i V_r	Conditions hydrodynamique régnant durant le traçage	Conditions hydrodynamique régnant durant le traçage
Flux massique	M_r r %	Fiabilité des résultats obtenus. Présence ou non d'autres exutoires non surveillés	Fiabilité des résultats obtenus. Présence ou non d'autres exutoires non surveillés. Validité des simulations
Distribution des Temps de Séjour	$\bar{t}$ v_{app} $\bar{v}$ V_a et S_a	Renseignements sur la structure karstique intéressée par le traçage	Modalité de transit d'un polluant. Simulation de pollutions par convolution. Renseignement sur la structure karstique intéressée par le traçage

Illustration 59 : Exploitation des résultats issus d'un traçage

4.5.6.2. Importance du calcul du taux de restitution

Pour un traçage de reconnaissance on doit maîtriser la courbe de restitution et le débit de façon à aller jusqu'au calcul du flux massique en traceur. En effet, lorsque le débit à l'exutoire est mesurable, il est important de vérifier le pourcentage de restitution pour critiquer les résultats. Plusieurs cas peuvent alors être distingués (Illustration 60).

Lorsqu'il n'est pas possible de mesurer les débits, cas assez classique dans les régions karstiques tabulaires, il peut être intéressant de vérifier le pourcentage de restitution avec un débit moyen estimé. On obtient alors un ordre de grandeur du pourcentage de restitution et pour l'interprétation il devient possible de se référer à l'Illustration 60.

A partir du moment où l'on maîtrise les débits, rien n'empêche d'aller plus loin dans l'interprétation d'un traçage de reconnaissance et de le considérer comme un traçage de simulation. Certains traçages de reconnaissance pourront ainsi apporter des informations sur la structure et le fonctionnement du système karstique sans qu'il y ait pour autant une approche liée à la protection des eaux souterraines.

% restitution	Bonne maîtrise des débits	Restitution bien structurée ou concentrations largement supérieures au bruit de fond	Interprétation
>100%	Oui	Oui	Pb analytique et/ou erreur sur les débits ou absence de restitution fiable
		Non	Absence probable de restitution fiable
	Non	Oui	Erreur sur les débits
		Non	Pb analytique et/ou erreur sur les débits ou absence de restitution fiable
80 à 100 %	Oui	Oui	Exutoire unique
		Non	Absence possible de restitution fiable
	Non	Oui	Exutoire unique
		Non	Absence possible de restitution fiable
40 à 80%	Oui	Oui	Possibilité d'un autre exutoire ou phénomènes de sorption ou de piégeage
		Non	Absence possible de restitution fiable
	Non	Oui	Possibilité d'un autre exutoire ou phénomènes de sorption ou de piégeage
		Non	Absence possible de restitution fiable
10 à 40%	Oui	Oui	Existence probable d'un autre exutoire ou forts phénomènes de sorption ou de piégeage
		Non	Absence probable de restitution fiable
	Non	Oui	Existence probable d'un autre exutoire ou forts phénomènes de sorption ou de piégeage
		Non	Absence probable de restitution fiable
1 à 10%	Oui	Oui	Autre exutoire certain ou très forts phénomènes de sorption ou de piégeage
		Non	Absence de restitution fiable
	Non	Oui	Autre exutoire très probable ou très forts phénomènes de sorption ou de piégeage
		Non	Absence de restitution fiable
< 1%	Oui	Oui	Autre exutoire certain ou très forts phénomènes de sorption ou de piégeage et doit pouvoir être expliqué pour être certain d'une restitution fiable
		Non	Absence de restitution fiable
	Non	Oui	Autre exutoire certain ou très forts phénomènes de sorption ou de piégeage et doit pouvoir être expliqué pour être certain d'une restitution fiable
		Non	Absence de restitution fiable

Illustration 60 : Importance du pourcentage de restitution dans l'interprétation des traçages de reconnaissance

4.5.6.3. Exploitation des courbes de DTS

Les DTS étant des courbes normées, il devient possible de comparer les DTS de plusieurs traçages réalisés au niveau d'un même système-traçage ou de comparer les DTS de plusieurs système-traçages.

Pour un même système-traçage il va exister autant de DTS que des régimes hydrologiques. En hautes eaux les DTS vont être pointues et de courte durée. Pour les basses eaux le flux sera plus faible et la restitution plus étalée. Les maximums des DTS obtenus pour des traçages réalisés en diverses conditions hydrologiques s'agencent suivant une relation assez simple en fonction des débits. En réalisant un même traçage deux ou trois fois dans des conditions hydrologiques différentes, on peut approcher cette relation et proposer des DTS pour des débits intermédiaires. En particulier, les vitesses apparentes de transit sont notablement plus faibles en basses eaux qu'en hautes eaux.

La comparaison des DTS de plusieurs systèmes-traçages au sein d'un même système karstique est plus complexe car la forme de la DTS dépend :

- des débits et donc des conditions hydrologiques qui prévalaient lors de l'expérience,
- de la distance entre le point d'injection et le point de restitution,
- des structures karstiques traversées par le traceur.

On s'affranchit partiellement de la distance en raisonnant par rapport aux vitesses de transit. Toutefois la forme de la DTS varie fortement en fonction de la distance parcourue par le traceur.

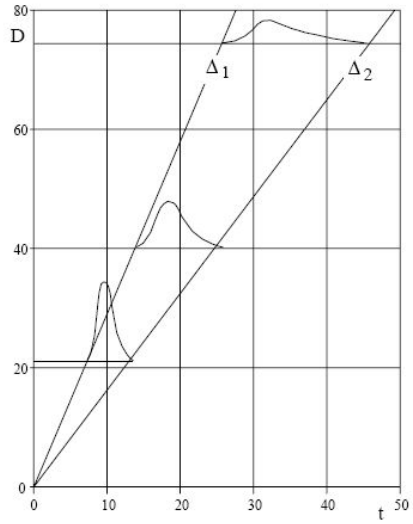


Illustration 61 : Variation de la réponse impulsionnelle en fonction de la distance (exemple de la loire – Guizerix & al – 1976 in Marsaud 1997)

Même si c'est théoriquement possible, il apparaît très difficile de comparer les DTS, et les paramètres qui en sont directement déduits, de plusieurs systèmes-traçages. Si on prend soin de comparer des traçages réalisés dans des conditions hydrologiques comparables, on peut donner une indication sur les structures traversées à partir des vitesses apparentes de transit.

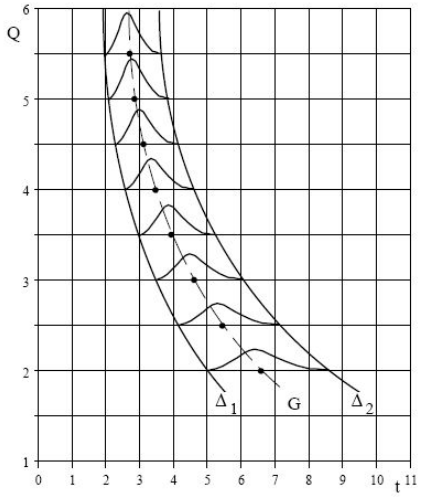


Illustration 62 : Variation de la réponse imulsionnelle obtenue pour différents états pseudo-stationnaires en fonction du débit (Loire – Guizerix & al – 1976)

En règle générale et pour des conditions de hautes eaux, des vitesses supérieures à 100 m/h caractérisent des systèmes-traçages correspondant à des écoulements souterrains bien organisés tant au niveau de la zone non-saturée que de la zone noyée.

Les vitesses comprises entre 50 et 100 m/h en hautes-eaux attestent d'une moins bonne organisation dans une partie au moins du système-traçage. La forme de la DTS peut alors apporter des compléments d'information. Si la vitesse maximale V_{max} et la vitesse modale sont assez proches et sont très fortes devant la V_{app} (donc un étalement important de la restitution après le pic) on peut en déduire que la partie moins bien organisée se trouve en amont des structures de drainage. Si la vitesse maximale V_{max} reste homogène avec V_{app} et la vitesse modale, on peut en déduire que l'ensemble du système traçage est mal organisé.

Les vitesses inférieures à 50 m/h observées en hautes eaux montrent un transit dans une partie du système karstique globalement peu, à très peu, organisée.

4.5.6.4. Simulation d'une pollution

La simulation d'une pollution à partir d'un traçage est possible moyennant quelques précautions. Les éléments importants en cas de pollution sont :

- Le temps de première arrivée « t_{min} ». Il conditionne souvent la mise en place d'un système d'alerte,
- Le temps d'apparition du maximum de concentration « t_m »,
- La durée de la restitution qui conditionne la mise en place d'un système de gestion de crise.

Habituellement c'est le « t_{min} » de hautes eaux et la durée de la restitution de basses eaux qui sont retenus en cas de pollutions accidentelles.

La concentration maximale C_{umax} de la courbe de restitution normée permet de donner un ordre de grandeur rapide et simple d'une contamination ponctuelle à partir de différentes hypothèses de quantités déversées. Il suffit de multiplier C_{umax} par la masse déversée. Dans ce cas, la fonction d'entrée (pollution accidentelle) doit pouvoir être assimilée à l'injection instantanée du traceur dans le système-traçage. Il est intéressant de remarquer la C_{umax} varie dans un rapport souvent inférieur à 5 entre les hautes eaux et les basses eaux alors que les débits peuvent varier d'un facteur largement supérieur à 50.

On peut également prévoir le résultat d'une pollution chronique ou accidentelle dont le déversement se ferait suivant une fonction d'entrée quelconque. Pour cela on emploi la notion de Convolution. Dans un système scalaire, la fonction de sortie est le résultat de la convolution d'une fonction d'entrée avec la fonction de transfert du système. La fonction de transfert ou réponse impulsionnelle du système peut, dans bien des cas, être assimilée à la DTS. On a alors :

$$S(t) = h(t) * E(t)$$

Où S(t) est la fonction de sortie du système,
h(t) est la DTS,
E(t) est la fonction d'entrée,
« * » l'opérateur de convolution.

On peut également l'écrire :

$$S(t) = \int_0^t E(x)h(t-x)dx$$

L'opérateur de convolution correspond à une sommation avec déphasage. Dans la pratique, il faut discrétiser la fonction d'entrée E(t) et la DTS h(t) et additionner chaque segment en tenant compte du déphasage entre l'injection et le temps minimum d'apparition.

Pour chaque segment élémentaire, on peut écrire cette addition sous la forme :

$$s_n = \tau \sum_{k=0}^{n} e_k h_{n-k}$$

Où s_n est un segment élémentaire de la fonction de sortie,
τ est le déphasage,
e_k est un segment élémentaire de la fonction d'entrée,
h_{n-k} est un segment élémentaire de la DTS.

Si l'on considère la suite de segments issus de la discrétisation de la fonction d'entrée et de la DTS comme respectivement :

$F(E) = [e_0, e_1, e_2...]$

$F(h) = [h_0, h_1, h_2...]$

Alors F(S) correspondant à la séquence de sortie s'écrira :

$$F(S) = \tau\left[e_0h_0, e_1h_0 + e_0h_1, e_2h_0 + e_1h_1 + e_0h_2, \ldots, \sum_{k=0}^{n} e_k h_{n-k}, \ldots\right]$$

4.5.7. Précautions pour l'utilisation des résultats de traçages

Toutes les possibilités d'interprétation qui ont été développées précédemment ne sont en toute rigueur licites que si le bilan de restitution est proche de 100%.

S'il ne l'est pas, on peut bien évidemment utiliser les outils d'interprétation évoqués précédemment, mais il faudra s'assurer que le plus faible taux de restitution constaté a bien une réalité physique. En effet les simulations de pollution, en particulier, ne seront réalisées que sur une partie de la masse totale de traceur injectée. Dans certains cas on pourra choisir de normer :

- la courbe de restitution avec la masse restituée (Ru). Dans ce cas là on estimera que le faible taux de restitution n'est pas dû à un piégeage naturel pouvant se reproduire avec un polluant quelconque. L'évaluation sera pessimiste par rapport au traçage,
- la DTS avec la masse injectée pour obtenir un flux plus important que celui du traçage et là encore faire une évaluation pessimiste.

Toutes les interprétations faites avec un faible taux de restitution sont à utiliser avec énormément de précautions.

Il ne faut surtout jamais oublier que les conclusions obtenues à partir d'un traçage ne sont pas extrapolables à l'ensemble du système karstique. Elles ne concernent que le système-traçage. De plus, elles ne concernent que le système-traçage pour les conditions dans lesquels le traçage a été réalisé. En particulier si le débit varie fortement pendant le traçage, il sera très difficile de se servir des résultats du traçage. Pour pouvoir caractériser un système traçage en hautes eaux et en basses eaux il faut choisir des périodes où les débits sont les moins variables possibles. En effet la DTS et la courbe de restitution sont fortement déformées par les variations de débit.

En conclusion, le traçage artificiel des eaux souterraines est un outil intéressant dans l'étude des aquifères karstiques à condition de se rappeler qu'ils ne donnent qu'une image partielle du transit souterrain pour des conditions hydrologiques particulières qui sont celles qui existaient au moment de la réalisation du traçage. Pour les traçages de simulation, il fait également l'hypothèse que le polluant simulé aura au sein de l'aquifère karstique un comportement analogue à celui du traceur utilisé.

4.5.8. Les aspects pratiques

4.5.8.1. Les questions à se poser avant de réaliser un traçage

Traçage simple ou multi-traçage

Un multi-traçage consiste à injecter un traceur différent en plusieurs points distincts. Il permet de répondre de manière simultanée à plusieurs questions. En outre, cette technique permet de rentabiliser les opérations de terrain et de gagner beaucoup de temps dans la reconnaissance des écoulements souterrains. Elle impose toutefois un choix judicieux des traceurs puisqu'ils doivent pouvoir être détectés en même temps dans la même eau.

En pratique, dans la même eau on sait différencier 3 à 4 traceurs fluorescents au maximum. En ajoutant les trois traceurs salins les plus couramment utilisés, et dans la mesure où les conditions d'utilisation sont compatibles avec les conditions de terrain, on peut arriver à utiliser 6 ou 7 traceurs simultanément. Il faut garder à l'esprit que la réalisation de multi-traçages comportant plus de 5 traceurs conduit inévitablement à recourir à l'emploi de traceurs peu ou pas performants.

A chaque fois que cela est possible, il est conseillé de réaliser des multi-traçages, surtout dans le cas de traçages de reconnaissance. Toutefois, un multi-traçage ne doit pas être un but en soi, mais correspondre à un choix technique cohérent.

4.5.8.2. Où injecter ?

Cas des traçages de reconnaissance des circulations souterraines

Lorsque l'objectif est de cerner les limites d'un système karstique, on cherchera un point d'injection le plus loin possible de l'exutoire du système. Une reconnaissance préalable des points potentiels d'injection est à prévoir en tenant compte du contexte géologique et structural du secteur.

Quel que soit l'objectif, les points d'injection peuvent être assez divers :

- perte naturelle pérenne ou temporaire bien localisée d'un écoulement superficiel (cas le plus simple)
- dans des eaux de surface affectée par des pertes diffuses,
- cavité reconnue en spéléologie recoupant un écoulement souterrain,

- point d'infiltration privilégiée correspondant à une doline ou à cavité naturelle,
- puits existant à condition de s'assurer préalablement des capacités d'infiltration dans l'ouvrage,
- piézomètre spécialement réalisé à cet effet,
- fosse tractopelle réalisée au travers de la couverture.

On privilégiera toujours les points bien localisés d'infiltration d'écoulements naturels permanents ou temporaires. Ils sont en effet le siège d'écoulements fonctionnels bien connectés avec la zone noyée du Karst.

Cas des traçages de simulation d'une pollution

On connaît d'emblée quels sont les points d'injection. Ils correspondent généralement au point d'infiltration naturel d'un déversement potentiel.

Dans tous les cas où l'on n'est pas en présence d'une circulation d'eau naturelle, il est nécessaire de prévoir un approvisionnement en eau avant l'injection, pour injecter et chasser le traceur vers la zone noyée du karst.

4.5.8.3. A Quelle période ?

Cas des traçages de reconnaissance des circulations souterraines

Il est préférable de réaliser ces traçages en période de hautes eaux, lorsque les conditions sont favorables à des écoulements rapides, en ciblant préférentiellement une période de décrue.

Cas des traçages de simulation d'une pollution

Les traçages de simulations doivent être répétés dans des conditions hydrologiques contrastées (basses et hautes eaux), car les résultats obtenus peuvent fluctuer dans de larges proportions.

L'optimum est de réaliser l'injection dans une période où les débits resteront stables pendant toute la durée du traçage.

4.5.8.4. Quel traceur choisir ?

Le choix du (des) traceur(s) est primordial pour la réussite d'une opération de traçage. D'autres choix stratégiques tels que la quantité d'injection, ou le moyen de suivi, dépendent du type de traceur choisi.

Le choix du traceur dépend fortement des objectifs poursuivis et du contexte hydrogéologique local (Illustration 63). Dans le cadre de l'injection de plusieurs traceurs (multi-traçages) les aspects analytiques jouent un rôle primordial dans le choix des traceurs à utiliser afin d'éviter des éventuelles interférences entre traceurs (Illustration 64). Il est ainsi recommandé de consulter le laboratoire d'analyses sur le choix des traceurs envisagés avant de procéder aux injections.

Traceur	Injection en liaison directe avec le réseau karstique		Injection en liaison diffuse avec le réseau karstique	
	Proche de l'exutoire	Loin de l'exutoire	Proche de l'exutoire	Loin de l'exutoire
Uranine	++	++	++	++
Eosine	++	++	++	++
Sulforhodamine B	++	++	++	+
Sulforhodamine G	++	++	++	+
Naphtionate	++	+	+	0
Tinopal	++	+	+	0
Amino-G-Acide	++	+	+	0
Dyasine	++	++	++	+
Pyranine	+	+	+	0
Iodures	++	-	+	-
Chlorures	++	-	+	-
Bromures	++	-	+	-
Lithium	++	-	+	-

Evaluation : ++ Bon ; + Satisfaisant ; 0 peu indiqué ; - déconseillé

Illustration 63 : Adaptation des traceurs aux conditions d'injection (Rapport OFEG-Série Géologie n°3 (2002) – modifié)

A titre indicatif, un tableau synoptique permet d'apprécier quelles sont les conditions optimales d'utilisation d'un traceur (Illustration 64). Celles-ci sont, outre les caractéristiques intrinsèques du traceur, fonction notamment des conditions de pH, de la présence ou non de matières organiques et de micro-organismes, de la présence ou non d'argiles, de l'éventualité d'un traitement des eaux (chloration, ozonation) avant leur prélèvement pour analyse de traceur. On privilégiera à chaque fois le traceur le plus performant compte tenu du milieu qu'il aura à traverser, de sa sensibilité de détection et de ses interférences éventuelles avec d'autres traceurs injectés et susceptibles ou non de parvenir au même exutoire.

Nom du traceur	Bruit de fond naturel	Toxicité	Interférences	Adsorption	Problèmes spécifiques
Uranine	Faible – Plus important en période de crue	aucune	Eosine	Faible	Très sensible à la lumière, Eaux usées
Eosine	Faible – Plus important en période de crue	aucune	Uranine, Bromure	Faible	Très sensible à la lumière
Sulforhodamine B	Faible – Plus important en période de crue	Quelques tests daphnies positif	Sulforhodamine G	Moyenne	
Sulforhodamine G	Faible – Plus important en période de crue	aucune	Sulforhodamine B	Moyenne	
Naphtionate	Important en présence de matière organique	aucune	Tinopal CBS- X, Amino-Acide-G	Moyenne à forte	Très sensible à la lumière
Tinopal CBS-X	Important en présence de matière organique	aucune	Naphtionate, Amino-Acide-G	Moyenne à forte	Très sensible à la lumière
Amino-Acide-G	Important en présence de matière organique	Pas évaluée	Tinopal CBS- X, Naphtonate	Moyenne à forte	Très sensible à la lumière
Pyranine	Faible – Plus important en période de crue	aucune	Uranine, Eosine	Faible	Peu conservatif
Lithium	< 1 µg/l	Aucune avec restrictions		Faible	
Iodure	< 10 µg/l	Pas évaluée		Négligeable	Eaux riches en matières organiques
Chlorure	10 à 50 mg/l	Aucune avec restrictions		Négligeable	
Bromure	< 100 µg/l	Aucune avec restrictions	Eosine	Faible	

Illustration 64 : Particularités des traceurs fluorescents et salins les plus usuels

4.5.8.5. Quelles quantités injecter ?

Approche théorique de la quantité à injecter

La quantité de traceur à injecter est toujours une question délicate, surtout lorsque l'on ne dispose pas d'informations sur des traçages antérieurs réalisés dans le même secteur.

La masse injectée doit permettre d'obtenir une restitution dont l'amplitude des concentrations est largement supérieure au bruit de fond naturel sans pour autant nuire à l'utilisation de l'eau au point de restitution ou en aval de ce dernier.

La quantité à injecter devient une question d'autant plus pertinente si l'exutoire du système-traçage est un captage pour l'alimentation en eau potable. Dans ce cas précis on souhaite obtenir un résultat fiable sans être obligé d'arrêter la distribution aux usagers.

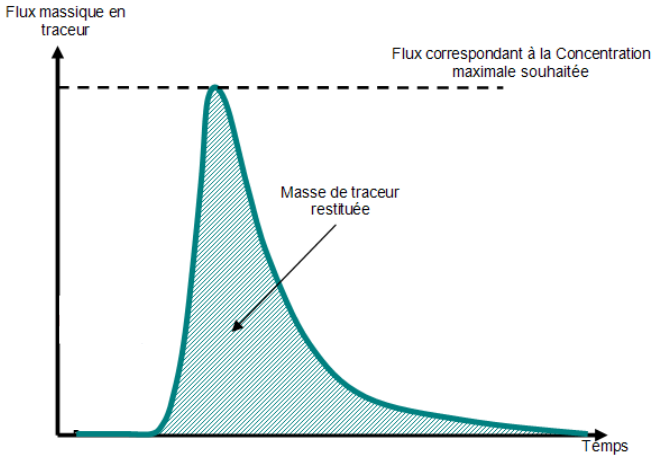


Illustration 65 : Représentation schématique d'une restitution en flux massique d'un traceur artificiel

Le flux maximum correspondant à la concentration maximale souhaitée ou admissible, est directement lié à l'étalement de la restitution et donc à la forme de la fonction de transfert.

La forme de la DTS et en particulier l'étalement de la restitution dépend :

- de la nature du système traçage, c'est-à-dire des structures que le traceur va traverser avant d'atteindre l'exutoire,
- de la distance entre le point d'injection et le point de restitution,
- de la saison (étiage ou hautes eaux).

La masse restituée étant le plus souvent significativement inférieure à la masse injectée à cause de phénomènes d'adsorption ou de piégeage du traceur dans des proportions plus ou moins importantes, le calcul de la masse à injecter devient alors encore plus délicat.

On est donc en présence d'une équation à plusieurs inconnues. Dans ces conditions, si l'on ne connait pas parfaitement les caractéristiques de transfert du système traçage pour toutes les conditions hydrologiques, il n'est pas possible de calculer avec précision la quantité à injecter.

Ainsi par définition, la masse de traceur à injecter lors de traçages de reconnaissance est impossible à connaître avec précision.

A ces inconnues directement liées au système traçage, viennent s'ajouter d'autres paramètres dont il faut tenir compte.

La concentration maximale souhaitée ou acceptable dépend :

- du seuil de détection analytique du traceur,
- du seuil de visibilité du traceur suivant l'usage de l'eau en aval,
- du bruit de fond naturel en traceur,

Enfin le débit à l'exutoire est un paramètre qui détermine le flux en traceur et donc la concentration observée.

Pourtant, dans la pratique il faut bien trouver un moyen d'évaluer la quantité de traceur à injecter. Pour simplifier, on a l'habitude d'évaluer la quantité à injecter en équivalent uranine (fluorescéine) pour les raisons suivantes :

- c'est le traceur le plus utilisé,
- le seuil de détection est très faible,
- le bruit de fond naturel est faible et assez peu variable.

Dans ces conditions, il suffira d'appliquer un coefficient multiplicateur pour évaluer la quantité à injecter pour un autre traceur que la fluorescéine (Illustration 66).

Nom du traceur	Coefficient multiplicateur
Uranine	1
Eosine	2 à 5
Sulforhodamine B	4
Sulforhodamine G	2
Naphtionate	15
Tinopal CBS-X	3 à 25
Amino-Acide-G	
Pyranine	5
Lithium	1000
Iodure	10
Chlorure	10 à 20000
Bromure	3 à 5000

Illustration 66 : Coefficient multiplicateur par rapport à l'Uranine
(Sources principales : Rapport OFEG-Série Géologie n°3 (2002), AIH - International Contribution to Hydrogeology n°26 (2007)

Pour un même système traçage, l'expérience montre que la concentration maximale pour une unité de masse de traceur injectée est assez peu variable entre les hautes et les basses eaux. Généralement la concentration unitaire maximale pour les basses eaux est 2 à 4 fois supérieure à celles des hautes eaux. Autrement dit, en basses eaux il faut en moyenne diviser par 3 la quantité que l'on aurait injectée en hautes eaux alors que le débit peut être divisé par 50 ou 100 voire plus. Pour conserver une masse restituée égale, cela signifie que l'étalement de la restitution est bien plus important en basses eaux qu'en hautes eaux. Si on connait la réaction d'un type de système traçage pour des conditions de hautes eaux, il sera facile de prévoir la quantité à injecter pour un système traçage équivalent en basses eaux ou inversement.

Cette constatation montre également, que même si le débit à l'exutoire du système traçage est un paramètre important et pratiquement toujours pris en compte, les caractéristiques de transfert du système traçage sont de loin celles qui déterminent la quantité à injecter.

Approche pratique de la quantité à injecter

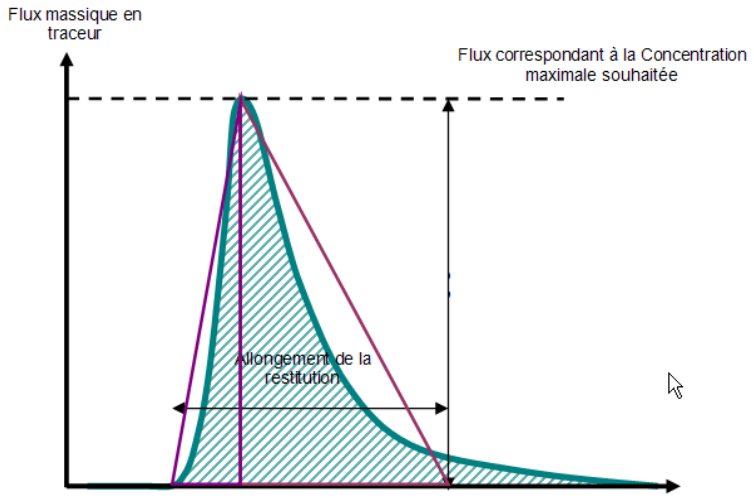


Illustration 67 : Evaluation de la quantité à injecter selon une approche pratique

La première approche pour évaluer la quantité à injecter est une approche très simpliste. Elle consiste à ramener la masse restituée à un triangle dont la base correspond à l'étalement de la restitution (T) et la hauteur au flux massique pour la concentration souhaitée (Cs).

L'expression de la masse restituée (M_r) s'écrit simplement de la façon suivante :

$$M_r = (T \times Q \times Cs)/2$$

Où T est l'étalement de la restitution,
Q est le débit à l'exutoire,
Cs est la concentration maximale souhaitée

Dans cette équation la seule inconnue est « T » l'étalement de la restitution, valeur caractérisant d'une façon simple la fonction de transfert. En effet, le choix de C_s est assez simple, il varie généralement entre 50 et 100 µg/l suivant que l'on souhaite que le traceur soit visible à l'œil nu ou qu'il demeure uniquement bien supérieur au bruit de fond. L'ordre de grandeur du débit Q est déterminé par la connaissance du terrain.

Pour tenir compte d'éventuels effets d'adsorption ou de piégeage ou se laisser une marge de sécurité, on multiplie M_r par un coefficient correctif C_c variant de 1 à 4 pour obtenir « M_i » la masse à injecter :

$$M_i = M_r \times C_c$$

Il n'y a bien évidemment pas de règle stricte pour déterminer T et C_c. D'une façon générale on peut donner les indications suivantes :

- plus la distance entre le point d'injection et le point de restitution est grande et plus « T » est grand,

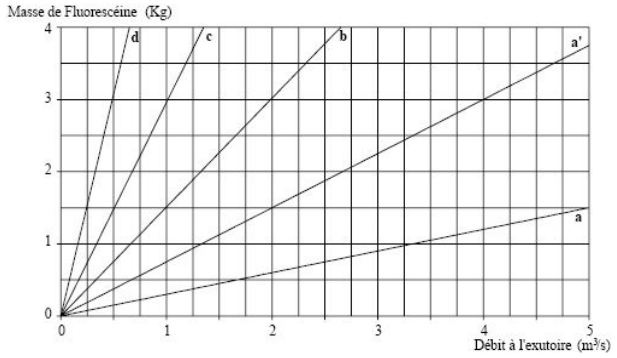
- plus le système traçage est complexe, c'est-à-dire avec un transit long par la zone non saturée ou saturée avant le drainage vers l'exutoire, plus « T » est grand et plus « C_c » doit être fort,
- en étiage « T » est plus important qu'en hautes eaux,
- si l'injection se fait depuis la surface du sol, « C_c » devra être pris au maximum.

Les masses les plus importantes à injecter s'adresseront aux traçages réalisés à partir de la surface du sol, loin de l'exutoire et pour des débits importants à l'exutoire du système traçage. A contrario, pour un débit équivalent la quantité à injecter depuis une perte en connexion directe avec le drainage souterrain nécessitera une quantité de traceur plus faible.

Exemple de l'abaque de A. Mangin

A. Mangin utilise un abaque qui reprend le principe énoncé précédemment (in Marsaud –1997) et permet d'évaluer une quantité de traceur à injecter.

Dans cet abaque, l'auteur sous-entend que l'étalement est directement lié à la structure du système traçage et à la distance entre le point d'injection et l'exutoire. Pour injecter la bonne quantité il faut émettre des hypothèses sur la position du point d'injection par rapport aux structures du système karstique. Autrement dit, il faut *a priori* choisir la structure du système karstique que va parcourir le traceur, alors que justement, c'est le traçage qui va nous renseigner sur la position du point d'injection par rapport à la structure du système karstique.



Figu

Les droites sont relatives à la position du point d'injection :

a : Point d'injection sur un drain et à une distance inférieure à 5 km ;

a' : Point d'injection sur un drain à plus de 5 km de l'exutoire ;

b : Point d'injection sur un SAD bien connecté au drain ;

c : Point sur un SAD moyennement connecté au drain ;

d : Point sur un SAD mal connecté avec le drain.

Illustration 68 : Abaque de détermination de la concentration de la masse de fluorescéine à injecter en fonction du débit à l'exutoire

Autres formules empiriques

De nombreuses formules sont proposées dans la bibliographie pour estimer la quantité de traceur à injecter. A titre indicatif on se limitera ici à ne présenter que deux formules : l'une assez simple proposée par Worthington & Smart (2003) et une autre faisant appel à plus de paramètres et tirée du guide pratique suisse sur les traçages artificiels (OFEG, 2002).

1 – Formule de Worthington & Smart (2003) :

$$M_r = 1{,}9 \cdot 10^{-5} \times (L \times Q \times C)^{0{,}95}$$

Où L est la distance entre les points d'injection et de restitution (km)
Q est le débit de l'exutoire (l/s)
C est la concentration maximale attendue à l'exutoire (µg/l)

2 – Formule du guide pratique suisse sur les traceurs artificiels (2002) :

$$Mi = \alpha \times L \times A$$

Où Mi = Masse (quantité à injecter) en g,
α = Facteur de correction du traceur (g/m),
L = Distance (m)
A = Facteur d'ajustement aux conditions de l'aquifère

Traceurs	α
Uranine	1
Eosine	2 à 3
Sulforhodamine B	4
Sulforhodamine G	2
Naphtionate	15
Tinopal	25
Dyasine	4
Pyranine	5
Chlorure de sodium NaCl	10^4
Chlorure de lithium LiCl	10^3
Bromure de potassium KBr	$3x10^3$ à $5x10^3$

Illustration 69 : Facteur de correction α des traceurs (g/m)

Pour les aquifères karstiques le facteur A varie entre 0.2 et 1. Si le point d'injection est en liaison avec une source dont le débit est connu :

$$A = 10 \times (Q/100)^{0.93}$$

Où Q est le débit de la source en m^3/s

Il est en outre préconisé de multiplier le résultat obtenu par un facteur 2 ou 3 dans les cas où le résultat risque d'être perturbé :

- injection faite dans la zone non saturée ou sur des sols plutôt argileux
- présence d'un bruit de fond élevé
- caractéristiques physico-chimiques de l'eau défavorables (turbidité, matières organiques, pH inapproprié ….)

4.5.8.6. Quels points surveiller et pendant combien de temps ?

Cas des traçages de reconnaissance des circulations souterraines

Ceci suppose de connaître non seulement l'exutoire probable du système karstique, mais aussi les autres exutoires où le traceur est susceptible de ressortir (systèmes karstiques voisins). Ainsi tous les points potentiels de restitution seront à surveiller. A défaut la surveillance pourra porter plus en aval sur l'écoulement superficiel drainant un groupe d'exutoires karstiques pressentis.

Le choix de ces points passe par un inventaire des sources, avec si possible une évaluation de leur débit. Une analyse du contexte géologique et hydrogéologique permettra ensuite de sélectionner les sources qui sont les plus susceptibles de constituer un point de restitution du traceur.

Le temps de suivi de la restitution est lui aussi très délicat à cerner en l'absence de traçages connus dans le secteur d'étude. Il est tributaire des conditions hydrologiques survenant au cours du traçage, de la distance de transit entre point d'injection et point de restitution et de la localisation du point d'injection par rapport au réseau de drainage karstique fonctionnel.

A titre indicatif des valeurs sont données (Illustration 70). Celles-ci doivent cependant être modulées selon que le point d'injection est en relation aisée avec un drain karstique et selon que les écoulements tracés sont des écoulements naturels ou non :

Hydrologie	Basses-eaux	Moyennes-eaux	Hautes-eaux
Vitesse maximale de transit du traceur	10 à 30 m/h	30 à 60 m/h	70 à 200 m/h

Illustration 70 : Valeurs indicatives des vitesses maximales d'écoulement en milieu karstique

Connaissant la distance apparente de transit du traceur, il devient alors possible d'évaluer une fourchette de temps pour l'arrivée du traceur au point surveillé.

Dans la pratique, une période d'un mois de suivi est suffisante dans la plupart des cas. Une durée supérieure peut être nécessaire en période de basses eaux lorsque les distances de transit sont importantes.

Cas des traçages de simulation d'une pollution

Le choix du point de suivi ne se pose pas.

Le choix du temps de suivi de la restitution posera les mêmes problèmes que dans le cas d'un traçage de reconnaissance.

4.5.9. Mise en œuvre des traçages

4.5.9.1. Information préalable

Avant toute injection de traceur, il est indispensable de prévenir les collectivités locales de façon à éviter l'affolement de la population en cas de restitution fortement colorée en un point : mairies, services de l'état (SDIS, Préfecture, Gendarmeries, ARS, Police de l'Eau - ONEMA) et aussi les activités de loisirs liées à l'eau (Associations de Pêche, Bases nautiques …). Une information de la population par voie de presse peut également être un bon complément.

Lorsqu'il existe des captages AEP, il est impératif de contacter les exploitants des captages susceptibles d'être concernés par l'opération afin de définir avec eux les modalités de suivi sur le point de captage et les dispositions à prendre en cas d'apparition d'une coloration visible. Quand cela est possible, il est préférable de prévoir l'arrêt de la production du captage pendant la durée du traçage, ou du moins, tant qu'une restitution de traceur n'a pas été constatée.

4.5.9.2. Préparation et réalisation de l'injection

Mise en solution des traceurs

Les traceurs sont généralement fournis sous forme de poudre assez volatile. Nous conseillons d'amener le traceur au point d'injection sous forme d'une solution préalablement préparée. Pour minimiser les risques de pollution des échantillons prélevés, la pré-dissolution des traceurs doit s'effectuer dans des lieux adaptés, et éloignés du lieu de stockage des flacons d'échantillonnage. Pour une bonne mise en solution, il faut respecter les rapports de dilution qui différent d'un traceur à l'autre. Les personnes chargées de l'injection ne doivent aucunement être en contact avec le matériel de surveillance.

Réalisation de l'injection

L'injection doit être effectuée soigneusement et de manière la plus instantanée possible (impulsion de Dirac) devant le temps de restitution. En pratique une injection dure entre quelques minutes et une demi-heure. En l'absence d'écoulement naturel, un apport d'eau est nécessaire :

- avant l'injection pour créer un écoulement souterrain,
- au moment de l'injection pour entraîner le traceur,
- après l'injection pour pousser le traceur vers la zone noyée du karst.

Le débit d'injection d'eau doit rester assez constant durant toute l'opération.

4.5.9.3. Suivi de la restitution

Généralités

Les modes de surveillance dépendent de plusieurs facteurs :

- de l'objectif du traçage
- du type du traceur choisi (fluorescent ou salin)
- de la possibilité d'installation du matériel au point d'eau
- du type de point d'eau (source, captage, forage etc..)
- des moyens financiers

Les traceurs fluorescents

Détection visuelle

Moins simple qu'il n'y paraît, cela dépend de l'éclairage, de l'épaisseur d'eau, de la transparence de l'eau etc. Ce mode de suivi est sans équivoque lorsque la coloration au point de restitution est intense, mais elle peut prêter à confusion lorsque la coloration est faible. Dans ce dernier cas, une coloration naturelle de l'eau peut alors être interprétée comme une restitution. Ceci est particulièrement vrai dans le cas d'une coloration verte qui peut être attribuée à de la fluorescéine. Le suivi visuel nécessite des quantités importantes pour être certain d'observer un signal sans ambigüité, chose qui n'est pas du tout cohérente avec la recherche d'une réduction des quantités injectées qui nous est souvent imposée. Aussi la détection visuelle n'est-elle pas recommandée comme mode de suivi dans des protocoles classiques, mais elle peut être envisagée dans certains cas particuliers.

Détecteur au charbon actif (ou fluocapteur)

Un sachet de charbons actifs en grains (CAG) immergé dans l'eau pendant une période déterminée est supposé adsorber le traceur fluorescent s'il est présent dans l'eau. La restitution est alors appréciée à partir de la coloration visuelle de l'éluat (désorption dans un bain de potasse alcoolique), et/ou d'une analyse spectrofluorimètrique.

Il convient de rester très prudent sur les résultats ainsi obtenus. L'absence de signal ne veut pas dire pour autant absence de restitution : si tous les sites d'adsorption du CAG sont saturés au moment où le traceur est restitué, le traceur ne sera pas piégé sur le fluocapteur. A contrario, une coloration non vérifiée par spectrofluorimétrie ne veut pas dire nécessairement restitution d'un produit fluorescent. Il y a dans ce cas la nécessité de disposer de plusieurs fluocapteurs positifs, prouvés par spectrofluorimétrie pour être certain qu'il ne s'agit pas d'une pollution. La comparaison avec un témoin (blanc) est indispensable. Les concentrations mesurées sur l'éluat ne sont pas utilisables de manière quantitative car les performances d'adsorption sont très variables selon le traceur et selon les conditions physico-chimiques.

De plus, ce mode de suivi n'est pas du tout adapté aux azurants optiques (Naphtionate, Tinopal, Amino-Acide-G).

La détection par charbons actifs doit être utilisée en dernier recours lorsque les conditions de terrain ne permettent pas un autre mode de détection.

Fluorimètres de terrain

D'un usage facile, ces appareils permettent d'obtenir un signal de fluorescence dans une gamme de longueur d'onde donnée. Ils permettent une connaissance en temps quasi-réel du résultat. Si l'appareil est préalablement bien étalonné, les résultats quantitatifs sont honorables.

Toute fluorescence à la longueur d'onde d'émission sera enregistrée sans que l'on puisse déterminer si le signal mesuré est réellement dû au produit injecté. C'est un handicap lorsque les concentrations constatées sont faibles, puisque l'on ne saura pas, sans analyse au spectrofluorimètre, différencier ce signal d'une augmentation naturelle du bruit de fond.

De plus, le seuil de détection reste assez élevé comparativement à la sensibilité des appareils de laboratoire, et un résultat positif peut passer inaperçu avec un fluorimètre.

Les résultats positifs obtenus avec un fluorimètre ne sont fiables que si :

- la restitution est bien structurée avec des concentrations largement supérieures à l'amplitude des variations naturelles du bruit de fond de fluorescence à la longueur d'onde de la mesure (variable suivant les traceurs, la qualité de l'eau et les conditions hydrologiques),
- un dosage de quelques échantillons par spectrofluorimétrie, avec réalisation de spectres d'émission et d'excitation, permet de prouver la présence du traceur.

Analyses au laboratoire

L'analyse des traceurs fluorescents au laboratoire se fait à l'aide d'un spectrofluorimètre (spectromètre à fluorescence). Les spectrofluorimètres permettent aujourd'hui la détection des substances fluorescentes en très faibles concentrations. Mais ces seuils de détection n'ont qu'une signification théorique. Il ne faut pas confondre performance analytique de l'appareil et limite de détection de traceur. Ces limites sont fortement dépendantes du bruit de fond et varient en fonction du traceur. Les concentrations réelles ne peuvent être obtenues que via une courbe d'étalonnage.

L'analyse spectrofluorimètrique est la seule méthode qui nous permet d'identifier la présence ou pas du traceur dans une situation de faible valeur de concentration, ceci grâce à l'analyse spectrale, chaque traceur fluorescent est caractérisé par des spectres d'excitation et d'émission[1] spécifiques. Les dosages spectrofluorimétriques associés à la réalisation de spectres constituent la méthode la plus fiable de détection d'un traceur fluorescent.

Les dosages analytiques associés à des spectres deviennent de plus en plus nécessaires pour étayer un diagnostic de résultat de traçage dans la mesure où les utilisateurs emploient fréquemment de faibles quantités de traceur afin de rester sous le seuil de détection visuelle en cas de restitution sur un exutoire capté pour l'alimentation en eau potable, ceci dans un souci de ne pas perturber la distribution d'eau.

Dans l'ensemble des démarches qui interviennent, la composante analytique est donc d'une très grande importance. L'optimisation des résultats d'un traçage passe nécessairement par la prise en considération de la composante analytique, souvent négligée par les praticiens. Aucune interprétation fiable ne pourrait être formulée à partir de résultats qui ne seraient pas basés sur une démarche analytique et des mesures rigoureusement contrôlées.

Les traceurs salins

Mesures in-situ

Elles se font à l'aide d'appareils de mesures en continu (conductimètre, électrodes spécifiques, capteur chimique). D'une manière générale, les remarques formulées à ce sujet pour les traceurs fluorescents restent applicables également au cas des traceurs salins recherchés in-situ et en continu au moyen d'électrodes spécifiques. En particulier, il faut être très méfiant des résultats obtenus par des sondes spécifiques dont le seuil de détection est bas, car le résultat positif même structuré peut correspondre à une variation naturelle du bruit de fond (cas des iodures en particulier).

Analyses au laboratoire : Plusieurs techniques peuvent être utilisées pour doser les traceurs salins :

- IC (Chromatographie ionique)
- ICP (Inductively Coupled Plasma)
- SAA (spectrométrie d'absorption atomique)

Inutile de chercher l'appareil de mesure le plus sensible. Ce qui détermine les limites de détection, et par là même la technique de dosage, c'est le bruit de fond du sel dans le milieu naturel.

[1] Spectre d'excitation est la courbe intensité de la lumière émise par une substance éclairée (ou excitée) à diverses longueurs d'onde et mesurée à une longueur d'onde fixe, correspondant à la longueur d'onde d'émission de la substance, dans une direction perpendiculaire à celle de la radiation d'excitation.
Le spectre d'émission est la courbe intensité d'émission à différentes longueurs d'onde et mesurée à une longueur d'onde fixe d'excitation caractéristique à la substance. Il est en général centré sur un pic caractéristique de la molécule correspondant à sa longueur d'onde d'émission.

4.5.9.4. Echantillonnage

Plan d'échantillonnage

Un échantillonnage performant est celui qui permet d'obtenir une courbe de restitution complète du traceur comprenant :

- l'apparition du traceur,
- la montée en concentration, avec de manière précise la concentration maximale,
- la queue de restitution de façon à pouvoir déterminer la fin de celle-ci.

L'échantillonnage doit être suffisamment discrétisé pour parfaitement décrire la forme de la restitution.

En pratique, le pas d'échantillonnage doit être adapté aux conditions spécifiques du traçage (distance entre les point d'injection et de suivi, conditions hydrologiques de hautes ou basses eaux…). Il dépend directement de l'étalement de la courbe de restitution que l'on cherche à décrire. Toutefois, dans le cas général, le pas d'échantillonnage doit être petit immédiatement après l'injection. Plus le temps passe après la date de l'injection, plus le pas de temps peut s'allonger.

Un pas d'échantillonnage classique est :

- 1 à 2 heures la première semaine,
- 2 à 4 heures la deuxième semaine,
- 4 à 6 heures les deux dernières semaines.

Attention en cas de crue il faudra diminuer le pas d'échantillonnage.

De façon à caractériser le bruit de fond avec des échantillons « blancs », il est recommandé de mettre en œuvre l'échantillonnage avant la date de l'injection. Il est souhaitable aussi de prélever sur l'exutoire surveillé, avant l'essai de traçage, une quantité d'eau suffisante dont le laboratoire se servira pour de réaliser la courbe d'étalonnage du traceur injecté.

Récipients destinés à l'échantillonnage et quantité nécessaire

Pour les traceurs fluorescents

Les flacons doivent être en verre fumé de façon à stopper le passage des UV. Ils sont réutilisables par la suite à condition de les tremper quelques heures dans de l'eau additionnée d'eau oxygénée et d'être rincés abondamment avec l'eau du robinet et un rinçage final avec de l'eau peu minéralisée. Des résidus de traceur à l'intérieur des bouchons sont souvent des sources de contamination. Il est donc recommandé pour ces récipients de choisir des bouchons sans capsules poreuses, ou sinon, d'utiliser de nouveaux bouchons chaque fois. Les flacons en matière synthétique sont moins adaptés. Ils sont susceptibles de favoriser au fil du temps l'adsorption du traceur sur leur paroi ou de libérer des substances organiques fluorescentes interférant sur les dosages. Une quantité de 30 ml est suffisante même dans le cadre de multi-traçages, si plusieurs traceurs sont à analyser.

Pour les traceurs salins

Les flacons en verre sont aussi utilisables pour les anions, mais pour les cations il est préférable d'utiliser des flacons en matière synthétique. Un volume de 100 ml suffit dans la plupart des cas.

Conditions de prélèvement et de stockage

C'est un aspect qui ne doit pas être sous-estimé. La pollution d'un échantillon d'eau peut venir de nombreuses sources. Les flacons doivent être rincés 2 fois dans l'eau à prélever ainsi que les bouchons avant le remplissage final. La conservation et le transport des échantillons doivent avoir lieu à l'abri de la lumière (surtout pour les traceurs fluorescents) et être protégés contre la chaleur et le gel. Les échantillons doivent être envoyés au laboratoire le plus rapidement possible afin d'éviter toute évolution de traceur dans les flacons.

4.5.9.5. Fiabilité des résultats de traçages

Le grand nombre de colorations et de traçages réalisés dans une région donnée débouche généralement sur la réalisation d'inventaires, de bases de données ou d'atlas (Franche Comté ; Rhône-Alpes, Alpes-Maritimes, cartes hydrogéologiques dans diverses régions de France). La plupart du temps, ces inventaires accordent la même valeur à toutes les expériences de traçages. Or, les méthodologies employées pour obtenir les résultats sont très différentes et certaines s'avèrent parfois, après une analyse plus approfondie, peu fiables. Elles conduisent alors à des conclusions hâtives ou bien à des théories compliquées sur l'hydrogéologie d'un secteur, ou sur le fonctionnement particulier d'un aquifère karstique.

Dans certains cas, on peut même aboutir à des incohérences hydrogéologiques reposant sur :

- la restitution systématique d'un même traceur à tous les exutoires suivis,
- les croisements d'écoulements souterrains au sein de la même formation,
- les vitesses apparentes très élevées malgré des conditions hydrologiques de basses eaux,
- les traçages récents contredisant des résultats de traçages plus anciens.

Pour ces raisons, une grille d'évaluation de la fiabilité d'un traçage compte tenu des moyens mis en œuvre a été préconisée en ce qui concerne les traceurs fluorescents (Jozja et al. – 2009). Cette cotation attribuée à un traçage, variant entre 0 et 10 doit être considérée comme un indice de fiabilité au sens statistique du terme :

- « Zéro » signifie dire que l'information fournie par 100% des expériences réalisées dans ces conditions n'apporte aucune information fiable sur le transit souterrain,
- « Dix » signifie que la totalité (100%) des traçages réalisés avec cette méthode de détection apporte une information fiable sur les écoulements souterrains.

Ainsi une note faible donnée à un traçage ne veut pas dire que le résultat est faux, mais plutôt dire que statistiquement pour un échantillon de traçages réalisés dans des conditions similaires seul un certain pourcentage des expériences fournit une information correcte telle qu'elle aurait pu être vérifiée avec la méthode de détection la plus fiable. Cette approche permet ainsi de relativiser les résultats de traçages antérieurs, lorsque l'on envisage de réaliser de nouveaux traçages dans un même secteur.

Dans cette cotation, la méthode fiable à 100% concerne les traçages réalisés avec un nombre suffisant d'analyses spectrofluorimétriques en laboratoire, avec vérification de la nature du produit fluorescent par réalisation de spectres d'excitation et d'émission, permettant de décrire de façon satisfaisante une courbe de restitution structurée et, lorsque que c'est possible, confirmée par un bilan de restitution du traceur cohérent. Les seuls résultats obtenus avec un fluorimètre de terrain sont moins fiables, mais peuvent acquérir une fiabilité identique s'ils sont couplés avec quelques dosages spectrofluorimétriques en laboratoire. La fiabilité des fluocapteurs reste le plus souvent

assez médiocre, mais peut être également améliorée si l'on dispose de dosages spectrofluorimétriques en laboratoire avec réalisation de spectres. En l'absence d'observation d'une coloration forte décroissant au cours du temps, le constat visuel d'une coloration de l'eau reste une méthode très approximative et sujette à caution.

Par analogie, une grille d'évaluation de 0 à 10 a été aussi établie pour juger de la fiabilité d'un traçage qui a été considéré comme négatif : absence de restitution observée avec les moyens analytiques mis en œuvre et la durée du suivi retenue.

Ces grilles ont par la suite été transformées en logigrammes de façon à faciliter l'appréciation du degré de fiabilité d'un traçage pour chaque mode de suivi utilisé en fonction du résultat obtenu : restitution avérée (positif) ou non (négatif) (Illustration 71).

Mode de suivi : visuel

Coloration	Observateur	Nb observations	int. Color.	variations	Positif	Négatif
Non	→	→	→	→		0
Oui	un	une	forte	→	7	
			faible	→	1	
		plusieurs	forte	→	8	
			faible	oui	5	
				non	3	
	plusieurs	une	forte	→	8	
			faible	→	2	
		plusieurs	forte	→	9	
			faible	oui	6	
				non	4	

Mode de suivi : Fluocapteur

Eluat coloré	Nombre	Fluorimètrie	spectres	Restitution	Positif	Négatif
Non	un	non	→	→		0
		oui	non	→	2	1
			oui	→	3	2
	plusieurs	non	→	→		1
		oui	non	aucune		3
				pas structurée	1	2
				structurée	4	
			oui	aucune		5
				pas structurée	2	4
				structurée	7	
Oui	un	non	→	→	1	
		oui	non	→	2	1
			oui	→	3	2

	plusieurs	non	→	pas structurée	1	5
			→	structurée	3	
		oui	non	aucune		3
				pas structurée	2	3
				structurée	5	
			oui	aucune		5
				pas structurée	3	4
				structurée	8	5

Mode de suivi : Echantillons puis analyses au labo (spectrofluorimétrie)

Intensité à la longueur d'onde	Nombre	spectres	Restitution	-	Positif	Négatif
non	un	→	→	→		0
	plusieurs	→	→	→		10
oui	un	non	→	→	2	0
		oui	→	→	3	0
	plusieurs	non	pas structurée	→	2	9
			structurée	→	9	
		oui	aucune	→		10
			pas structurée	→	3	10
			structurée	→	10	

Mode de suivi : Fluorimètre enregistreur de terrain

Intensité à la longueur d'onde	Nombre dosages spectrofluorimétriques	spectres	Restitution	-	Positif	Négatif
non	→		→	→		5
oui	aucun	→	pas structurée	→	1	
		→	structurée	→	5	
	un	non	pas structurée	→	2	
			structurée	→	6	
		oui	pas structurée	→	3	6
			structurée	→	9	6
	plusieurs	non	pas structurée	→	2	9
			structurée	→	8	
		oui	aucune	→		10
			pas structurée	→	4	10
			structurée	→	10	

Illustration 71 : Logigrammes concernant la fiabilité des résultats des essais de traçage selon les différents modes de suivi

4.6. METHODES GEOPHYSIQUES

Type de situation	Situation 2
Données nécessaires	Cartes géologiques, cartes morphologiques, topographie de conduits karstiques
Résultats attendus	Localisation de conduits pour implantation d'un forage, caractérisation de l'infiltration sous une doline

La géophysique permet de caractériser le sous-sol (décrire la géométrie et identifier les propriétés des milieux constituant ce sous-sol) et les flux actifs dans ce sous-sol (décrire le mouvement de fluide dans le sous-sol). On peut ainsi avec la géophysique (Benderitter, 1997 ; Fauchard et Pothérat, 2004 ; Bechtel et al., 2007) obtenir des informations concernant un système karstique (conduit, cavité, doline, fracturation…) et le déplacement de l'eau karstique (eau dans un conduit, ou alimentant un conduit), ainsi que des données concernant l'épaisseur de terrains de recouvrement au dessus de l'aquifère karstique.

Les méthodes géophysiques existent à partir de la surface, en forage (diagraphie) et à partir du conduit (« endoscopie »).

Les caractéristiques principales de ces méthodes sont qu'elles sont :

- non intrusives et non destructrices (elles n'influent pas sur la vulnérabilité du système karstique),
- indirectes, c'est-à-dire qu'elles ne donnent pas accès directement à une image du sous-sol (un travail d'analyse permet de proposer une image du sous-sol à partir des mesures),
- entachées d'une certaine incertitude avec des bruits (des structures géologiques ou des objets anthropiques peuvent apporter un signal qui se superpose au signal cible rendant sa détection plus compliquée), des phénomènes appelés équivalence (plusieurs sous-sols différents peuvent sous certaines conditions induire des mesures identiques) et des paradoxes (des sous-sols proches peuvent sous certaines conditions induire des mesures très différentes),
- limitées par la profondeur d'investigation (définie comme étant la profondeur jusqu'à laquelle une couche ou un volume peut se situer pour être détecté par les mesures géophysiques).

Les informations obtenues peuvent être **qualitatives** (le mesurable géophysique présente une différence entre plusieurs points permettant ainsi de localiser une anomalie) ou **quantitatives** (l'analyse/interprétation de mesures géophysiques permet d'obtenir une image du sous-sol à l'origine des mesures). A noter que le mesurable géophysique correspond à une valeur apparente englobant plusieurs informations : propriétés physiques et propriétés géométriques de plusieurs matériaux « affectant » le signal géophysique mesuré (ces valeurs apparentes sont souvent cohérentes avec des propriétés physiques, mais n'en sont pas directement).

Dans tous les cas, il n'existe (malheureusement !) pas de technique géophysique miracle qui permette de détecter/localiser… à coup sûr l'objet karstique ciblé. Il n'y a pas non plus bijection entre une question hydrokarstique et une méthode géophysique. La combinaison de plusieurs méthodes et/ou l'utilisation d'informations

extérieures (calage sur un forage, un affleurement…) est souvent un gage de reconnaissance plus sûre en raison d'une possibilité de contraindre l'interprétation d'une méthode par les résultats de l'autre.

Les méthodes géophysiques répondent chacune à des questions différentes (), ciblent des propriétés physiques (propriétés électriques, mécaniques, hydrauliques…) qui dépendent de plusieurs paramètres : contenu en eau, fracturation, de porosité, granularité, contenu en argile…

		Avec une couverture sédimentaire					Sans couverture sédimentaire					Couverture sédimentaire	
Méthode	Technique de mesure	Limites	Zone fracturée	Voies préférentielles	Cavités		Limites	Zone fracturée	Voies préférentielles	Cavités		Nature	Epaisseur
					Remplies d'air	Remplies d'eau				Remplies d'air	Remplies d'eau		
Electrique	SE	+++	++	+	0	0	+++	+		0	0	++	+++
	Mise-à-la-masse	0	0	++	0	++	0	+	++	0	++	0	0
	ERT	++	++	++	++	++	+++	++	++	++	++	+++	++
	PS	0	++	+++	0	++	0	++	+++	0	++	+	0
Electro-magnétisme	Slingram	++	++	++	+	+	++	++	++	++	++	+++	++
	VLF	++	+++	+++	+	+	++	+++	+++	+	+	++	+
	TDEM	+++	+	0	0	0	+++	+	0	0	0	+++	+++
	Radar	0	+	+	+	+	+	+++	++	+++	++	+	0
Sismique	Tomographie	+++	++	++	++	++	+++	++	++	++	++	++	++
	MASW	++	++	++	++	++	++	+++	++	++	++	++	++
Gravimétrie	Profilage et cartographie	0	+	+	+++	++	0	+	+	+++	++	0	0
Magnétisme	Profilage et cartographie	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	++	0
RMP	Sondage	0	0	0	0	+++	0	0	0	0	+++	+	0

Illustration 72 : Adéquation de méthodes et techniques géophysiques pour la reconnaissance des différentes parties d'un système karstique d'après Chalikakis, 2006 (+:recommandé, ++: adapté mais incomplet, +++: adapté mais limité, 0 non recommandé)

4.6.1. Méthode électrique et électromagnétique basse fréquence

Ces méthodes visent et/ou sont sensibles à la conductivité électrique (ou son inverse la résistivité) qui est fortement dépendante de la porosité, de la saturation en fluide, du contenu en argile (Archie, 1942 ; Waxman et Smits, 1968).

En courant continu, le courant électrique circule dans le sous-sol principalement par déplacement des ions présents dans l'électrolyte soit occupant les pores ou les fractures de la matrice rocheuse, soit situé à la surface des particules fines pour les matériaux argileux. En électromagnétisme basse fréquence (inférieure à quelques centaines de kHz), lorsqu'un conducteur est plongé dans un tel champ électromagnétique, il devient à son tour la source d'un champ, dit secondaire dont l'intensité est proportionnelle à la conductivité du corps.

4.6.1.1. Electrique à courant continu

Il s'agit de mesurer une différence de potentiel (V_M-V_N) aux bornes de deux pôles M et N (électrodes plantées dans le sol suivant les techniques classiques) due à l'injection d'un courant électrique (I) aux bornes de deux autres pôles A et B (autres paires d'électrodes). Cette mesure (Kunetz, 1966) est représentative d'un certain volume de terrain qui dépend de la position et de la géométrie du dispositif utilisé (configuration géométrique des quatre électrodes ou quadripôle). Plusieurs mises en œuvre sont possibles : (i) le sondage électrique (SE), (ii) le profilage (ou cartographie si plusieurs profils sont acquis), (iii) la tomographie de résistivité électrique (ERT).

On peut calculer la résistivité électrique apparente :

$$\rho_a = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \frac{V_M - V_N}{I}$$

Le sondage électrique consiste à effectuer des mesures (aboutissant à la résistivité électrique apparente ρ_a) avec un quadripôle autour d'un point donné (le lieu du sondage) en agrandissant progressivement la taille du quadripôle. Plus la taille augmente, plus la profondeur d'investigation du milieu souterrain est importante. L'inversion de l'ensemble des données permet d'obtenir une information 1D du sous-sol (la résistivité ρ en fonction de la profondeur), pouvant renseigner sur la structure géologique au sein de laquelle des phénomènes endokarstiques peuvent être présents.

Pour la cartographie, on peut utiliser une mise en œuvre dite « mise-à-la-masse » ; il s'agit de placer une des électrodes d'injection dans un milieu conducteur allongé, l'autre étant placée à l'infini. On mesure alors le potentiel entre un point fixe et des points de la zone d'étude. La représentation des mesures de différence de potentiel permet d'avoir : l'extension, une idée du pendage, la direction et la continuité du milieu conducteur dans lequel on a placé l'électrode d'injection de courant. Sa mise en œuvre

dans un système karstique peut être possible en choisissant une résurgence ou un regard sur un conduit rempli d'eau (Chalikakis, 2006) et peut donc donner des informations sur le conduit.

La technique de la tomographie (ou imagerie) permet d'acquérir, une fois tout le dispositif installé au sol (il s'agit d'un système multi-électrodes où le nombre d'électrodes est de plusieurs dizaines), un grand nombre de mesures correspondant aux différentes combinaisons possibles de quatre électrodes (Dahlin, 2001). Les données acquises sont représentées par une pseudo-section de résistivité apparente où l'axe vertical correspond à une pseudo-profondeur, les mesures sont placées par convention de représentation à une distance sur l'axe vertical fonction de l'écartement des électrodes et du type de dispositif. L'inversion permet d'obtenir des coupes verticales de résistivité. Plusieurs types de dispositif peuvent être employés lors de la prospection, dont notamment le Wenner-α (les quatre électrodes sont alignées avec AM=MN=NB=a) et le Wenner-Schlumberger (les quatre électrodes sont alignées avec AM=na, MN=a et NB=na). Chacun de ces dispositifs est caractérisé par des sensibilités différentes aux hétérogénéités du sous-sol : le Wenner-α donne une réponse régularisée et peu dépendante des hétérogénéités superficielles, le Wenner-Schlumberger est sensible aux hétérogénéités superficielles et a un bon pouvoir de résolution d'anomalies latérales et verticales.

Noel and Xu (1992) ont détecté par ERT des anomalies électriques qui correspondaient à des cavités karstiques. Šumanovac et Weisser (2001) ont combiné des mesures électriques et sismiques pour localiser des zones fracturées.

Une tomographie de résistivité électrique ne permet pas de localiser exactement un conduit : le pouvoir intégrateur des mesures électriques « noie » l'image du conduit dans une zone de forte résistivité. Mais les structures associées au système karstique (fracturation par laquelle se recharge l'aquifère karstique) sont bien imagées (Illustration 73) avec une zone altérée au-dessus du conduit.

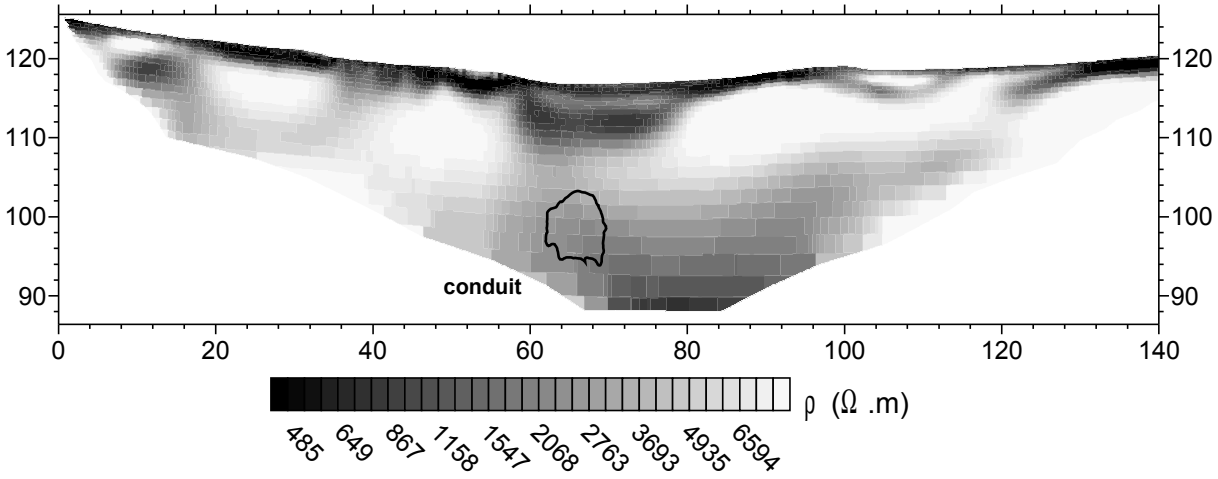


Illustration 73 : Tomographie de résistivité électrique sur le site de Poumeyssen (Lot, France), 4ème itération, erreur RMS = 6,08 %, avec le contour du conduit positionné (d'après Guérin et al., 2009).

4.6.1.2. Polarisation spontanée

La polarisation spontanée (PS) est une technique de mesure, sans source externe, de la variation des potentiels électriques naturels existant dans le sous-sol. Les sources des signaux PS sont nombreux : les potentiels d'électrofiltration ou potentiel d'écoulement (dus à une circulation de fluide le long de fractures ou de conduits, dans un capillaire, à travers un milieu poreux…), les potentiels de diffusion ou potentiels de membrane (dus à la diffusion d'ions lorsque deux solutions de différente minéralisation ou de différente concentration en ions sont en contact), les potentiels de minéralisation (lorsqu'un corps métallique comme des pyrites, des sulfures… se trouve dans un milieu encaissant baigné par une eau minéralisée), et les potentiels thermoélectriques (dus à un gradient de température). Des phénomènes naturels (les courants telluriques dus à l'induction de l'ionosphère et aux tempêtes électromagnétiques, et l'effet bioélectrique des racines des arbres) peuvent aussi engendrer des différences des potentiels mesurables. Même si le phénomène d'électrofiltration est très séduisant pour suivre la circulation de l'eau dans un milieu karstique, la plupart du temps les signaux enregistrés lors de mesures PS ont plus qu'une seule origine et donc on ne peut pas souvent obtenir des résultats probants sur la circulation d'eau dans le système karstique. Les mesures sont effectuées à l'aide d'un voltmètre à haute impédance d'entrée, et d'électrodes métalliques immergées dans une solution sursaturée de son propre sel, dites électrodes impolarisables.

Zhou et al. (1999) ont observé des anomalies PS générées par l'écoulement horizontal d'eau le long de fractures ou de conduits et par l'infiltration verticale de l'eau dans les fractures dans les formations karstiques. Jardani et al. (2007) ont délimité une cavité par combinaison de mesures PS et électromagnétiques slingram.

4.6.1.3. Electromagnétisme slingram

La méthode électromagnétique slingram (Frischknecht et al., 1991 ; McNeill, 1980) est une méthode électromagnétique fréquentielle à faible nombre d'induction (i.e. la distance émetteur-récepteur, s, est petite). Une bobine émettrice parcourue par un courant alternatif, génère un champ magnétique primaire H_p. Celui-ci engendre dans le sol des courants de Foucault dont la distribution en volume dépend des hétérogénéités du sous-sol, qui créent à leur tour un champ magnétique secondaire H_s, de fréquence $(2\pi/\omega)$ identique au champ primaire. La somme des champs primaire et secondaire est mesurée par une bobine réceptrice dont la distance à l'émettrice est petite. Le rapport du champ secondaire en quadrature au champ primaire est proportionnel à la conductivité électrique apparente. La profondeur d'investigation ne dépend que de la distance entre l'émetteur et le récepteur, et est indépendante de la fréquence du signal émis. Les données acquises sont représentatives d'un volume de sol allant de la surface à une profondeur d'investigation qui pour le mode DMV (où l'axe des dipôles magnétiques est vertical, i.e. où les deux bobines sont horizontales coplanaires), est de l'ordre de 1,5 fois l'écartement inter-bobines. L'intégration volumique fournit une réponse majeure pour les terrains situés à environ 0,4 fois l'écartement.

On peut calculer la conductivité électrique apparente (inverse de la résistivité) :

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega \mu_0 s^2} \frac{H_s}{H_p}$$

où μ_0 est la perméabilité magnétique du vide.

Avec un même écartement émetteur-récepteur, les mesures effectuées permettent d'obtenir rapidement des informations sur les variations relatives de la conductivité électrique apparente sous forme de profil ou de carte renseignant sur d'éventuelles dolines, variations d'épaisseur d'un recouvrement au-dessus d'un système karstique... On peut aussi obtenir des informations à des profondeurs différentes en réalisant un sondage géométrique (mesure en même point avec différentes distance émetteur-récepteur) pour renseigner tout comme le sondage électrique sur la structure géologique au sein de laquelle des phénomènes endokarstiques peuvent être présents.

4.6.1.4. Electromagnétisme VLF

L'électromagnétisme 'very low frequency' (VLF) est une méthode électromagnétique fréquentielle à grande nombre d'induction. Elle utilise un champ électromagnétique, dit primaire, émis par les antennes radio VLF (de 3 à 30 kHz) et 'low frequency' (LF de 30 à 300 kHz) et qui consiste en une composante électrique verticale E_{Px} et une composante magnétique horizontale H_{Py} perpendiculaire à la direction de la propagation x. A une distance de la source d'une dizaine de longueurs d'ondes (3.10^8/fréquence du signal), les composantes du champ primaire peuvent être considérées comme des ondes planes. En pénétrant dans le sous-sol le champ primaire induit un champ électromagnétique, dit secondaire, dont l'intensité dépend de la résistivité du sous-sol (McNeill & Labson, 1991). Le champ secondaire consiste en une composante électrique horizontale E_{Sx} dans la direction de propagation et d'un champ magnétique associé constitué de deux composantes, une horizontale dans la direction de la propagation H_{Sx} et une verticale H_{Sz}. La profondeur d'investigation est dépendante de la fréquence du signal émis et de la distribution des résistivités dans le sous-sol (à la différence de l'électromagnétisme slingram) ; c'est l'effet de peau, c'est-à-dire l'atténuation du signal électromagnétique avec la profondeur et la croissance de la profondeur d'investigation avec la période de l'onde.

La technique de la radiomagnétotellurique (RMT) est une extension de la VLF-Résistivité (VLF-R) à la bande de fréquence LF. Elle mesure la composante horizontale du champ magnétique résultant (somme du champ primaire et du champ secondaire) à l'aide d'une bobine réceptrice et la composante horizontale du champ électrique secondaire à l'aide de deux électrodes mis au sol. Pour une fréquence donnée par l'émetteur ($f=\omega/2\pi$), on peut calculer la résistivité électrique apparente, et la phase entre le champ électrique et le champ magnétique, suivant les formules données dans un milieu homogène et isotrope, en fonction de l'impédance Z et de la perméabilité magnétique μ (on prend en général celle du vide) :

$$\rho_a = \frac{1}{\omega \mu} \left| \frac{E_{Sx}}{H_{Ry}} \right|^2$$ et $$\varphi_a = \arctan\left(\frac{\mathrm{Im}\, Z_{xy}}{\mathrm{Re}\, Z_{xy}} \right)$$ où $$Z_{xy} = \frac{E_{Sx}}{H_{Ry}}$$

Avec différents émetteurs (différentes fréquences), on obtient des informations à des profondeurs différentes et cela permet d'effectuer un sondage multifréquentiel. Après inversion, un modèle géoélectrique 1D du sous-sol peut être obtenu. Les variations que l'on observe pour le champ électrique horizontal informent sur la distribution électrique apparente du sol ; les variations du champ magnétique induit sont masquées par l'importance du champ primaire. La direction de l'émetteur influence les mesures en créant une anisotropie pouvant se superposer à celle éventuelle du sous-sol.

La 'radio frequency electromagnetic' (RF-EM) ou VLF-électromagnétisme (VLF-EM) est une technique de prospection en continu, sans contact avec le sol, qui permet de mettre en évidence à l'échelle métrique les changements de propriété électrique du sous-sol engendrés par la fracturation. Avec cette technique, on obtient des variations latérales de résistivité apparente à une profondeur quasi constante. Les paramètres mesurés sont les composantes verticales et horizontales du champ magnétique résultant pour une fréquence choisie, qui correspond à une profondeur d'investigation. La composante verticale de ce champ secondaire est détectable par une bobine à axe vertical. Son intensité sera comparée en pourcentage à l'intensité du champ primaire, mesurée simultanément par une bobine à axe horizontal. En déplaçant les deux bobines le long des profils, il est possible de détecter la présence des fractures conductrices, par l'enregistrement en continu des paramètres de l'induction (rapport en phase, 'inphase', et en quadrature, des composantes verticale sur horizontal). Les courbes ainsi obtenues, par l'enregistrement en continu, donnent une très bonne information sur la position et la dimension des fractures (elles doivent encore être localisées entre un pic positif et un pic négatif).

Avec ces techniques, Bosch & Müller (2001) ont détecté des fractures karstiques et des zones de failles, qui favorisent la circulation d'eau.

Une prospection VLF réalisée le long d'un profil met en évidence les zones de fracturation (Illustration 74).

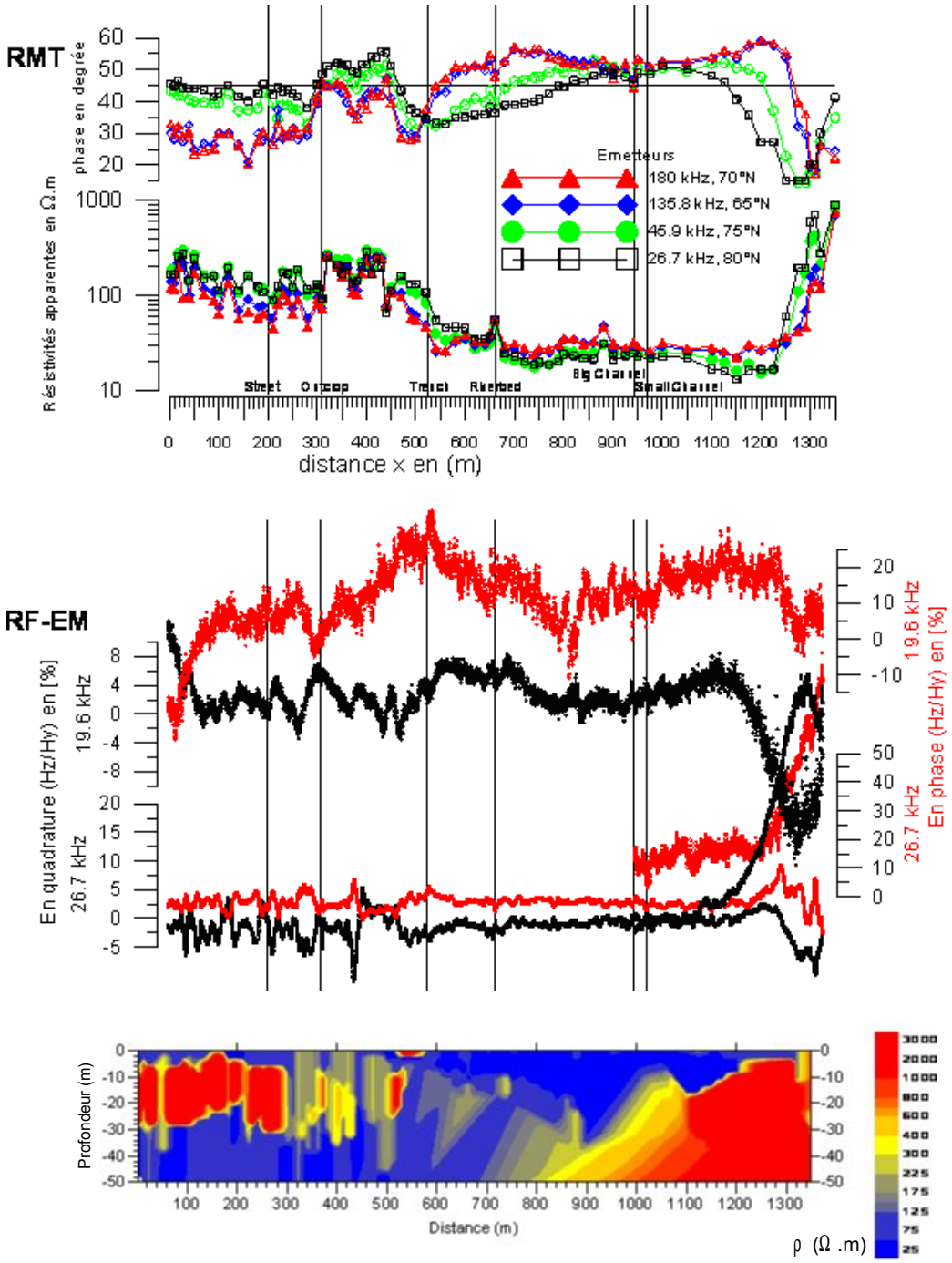


Illustration 74 : Profil VLF à Limnes Kastrion (Péloponnèse, Grèce) pour les différences fréquences en phase et en résistivité apparente pour la RMT, et en phase et en quadrature pour la RF-EM, et coupe géoélectrique interprétative (d'après Chalikakis, 2006).

4.6.1.5. Electromagnétisme TDEM

La méthode 'time domain electromagnetism' (TDEM) ou 'transient electromagnetism' (TEM) est une méthode électromagnétique à source contrôlée dans le domaine temporel, qui utilise la diffusion d'un champ électromagnétique transitoire (Nabighian et Macnae, 1991 ; McNeill, 1994). L'émetteur est composé d'un câble posé au sol (ou suspendu au-dessus du sol) où est alternativement injecté puis coupé un courant électrique. Durant la période d'injection du courant, un champ magnétique primaire statique, perpendiculaire à la boucle de l'émetteur, est créé. A la brusque coupure du courant, une force électromotrice, induite par la variation de flux du champ primaire, produit des courants de Foucault dans les corps conducteurs et pénètre avec le temps en profondeur dans le sous-sol. Ces courants créent un champ magnétique secondaire dont l'amplitude décroît avec le temps et d'autant plus vite que les formations sont résistantes. Pendant l'absence d'injection de courant dans l'émetteur, la décroissance de l'amplitude des champs magnétiques secondaires en fonction du temps est mesurée en surface dans un récepteur (soit par une bobine/boucle positionnée à l'intérieur de l'émetteur : dispositif central, ou à l'extérieur : dispositif offset, soit par la même bobine : dispositif à boucles coïncidentes). La pente de cette décroissance suivant le temps dépend de la distribution des résistivités du sous-sol. En augmentant la période du signal d'émission et/ou le temps de mesure, les courants induits atteignent des terrains plus profonds, et fournissent ainsi des informations sur les profondeurs plus importantes. En fait, la longueur du côté de la bobine/boucle d'émission doit être du même ordre de grandeur que la profondeur à explorer.

Les avantages du TDEM sont :

- une grande sensibilité aux terrains conducteurs,
- un pouvoir de résolution latéral et vertical important,
- une bonne détection des anomalies de faible résistivité en terrain conducteur,
- une mise en œuvre aisée en raison de l'absence de contact avec le sol et donc rapide en terrain dégagé (une fois le dispositif installé, le sondage est réalisé en quelques dizaines de minutes).

Les inconvénients sont : une faible résolution des terrains résistants, et une résolution de la partie superficielle assez limitée.

Un sondage TDEM renseigne donc la structure géologique au sein de laquelle des phénomènes endokarstiques peuvent être présents. En raison de la rapidité d'exécution, un profil de sondages TDEM permet d'imager en 2D le sous-sol.

Une coupe géoélectrique construite par juxtaposition de plusieurs sondages TDEM effectués le long d'un profil, fournit une image du massif calcaire karstique (Illustration 75), cohérent avec l'image donnée par le VLF (Illustration 74).

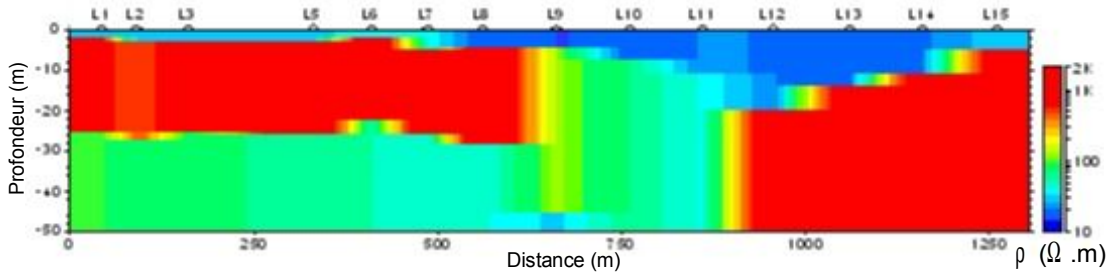


Illustration 75 :Coupe géoélectrique TDEM à Limnes Kastrion (Péloponnèse, Grèce) d'après Chalikakis (2006).

4.6.2. Electromagnétisme haute fréquence : radar

Cette méthode cible la permittivité diélectrique qui est principalement dépendante de la teneur en eau (Topp et al., 1980).

L'utilisation des hautes fréquences présente l'intérêt par rapport aux mesures électriques et électromagnétiques basse fréquence (cf. supra), d'offrir une méthode d'investigation de la structure verticale du terrain par propagation et réflexion. La technique du radar ('ground penetrating radar' ou GPR) est basée sur l'étude de la propagation des ondes électromagnétiques haute fréquence (de quelques MHz à quelques GHz) dans le sol (Olhoeft, 2000). Ces ondes sont émises sous forme d'impulsions temporelles de très courte durée, en un point de la surface par une antenne émettrice. Elles interagissent avec le milieu en créant des phénomènes de conduction et de polarisation qui dépendent de la permittivité complexe (dépendant de la permittivité, de la conductivité et de la fréquence de l'onde) des matériaux rencontrés. Dans les milieux résistants (comme les calcaires), seule la partie réelle de la permittivité influence la propagation des ondes ; les phénomènes de polarisation dominent. Dans les milieux conducteurs (comme une couverture sédimentaire), les phénomènes de conduction dominent et les ondes ne pénètrent plus dans les milieux. Lorsque les ondes rencontrent un contraste diélectrique, elles se réfléchissent partiellement vers la surface (loi de Snell-Descartes) où leurs caractéristiques sont mesurées par une antenne réceptrice et sont analysées pour en déduire les propriétés du sous-sol. On mesure ainsi les variations d'amplitude du champ électrique en fonction du temps de propagation des ondes dans le milieu.

Beres et al. (2001) ont illustré l'application du radar pour l'exploration des zones karstifiées peu profondes. Doolittle et Collins (1998) ont utilisé le radar pour mettre en évidence des zones fracturées et karstifiées.

Un exemple de section radar acquise sur un site sans couverture sédimentaire (c'est-à-dire sur le calcaire affleurant) donne une image précise des cavités et de l'encaissant (Illustration 76).

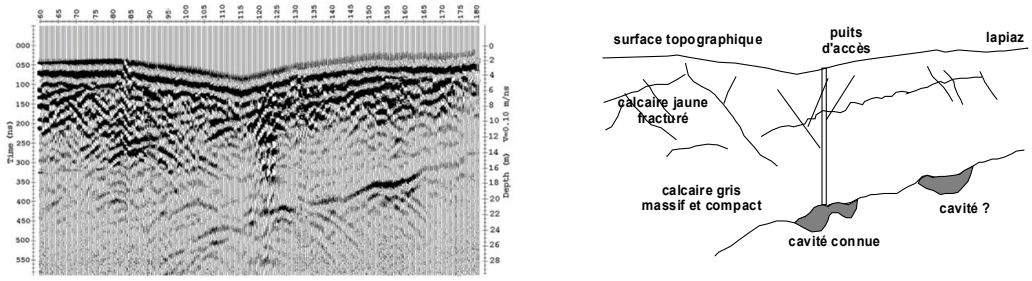


Illustration 76 : Profil radar (section brute et interprétation) au-dessous du système karstique du Lamalou (Hérault, France), d'après Al-Fares et al. (2002).

4.6.3. Méthode sismique

La sismique étudie les variations de la vitesse sismique du sous-sol (la propagation des ondes élastiques), variations qui sont en relation avec la dureté, le degré de consolidation et la saturation (Wyllie et al., 1956). Avec cette méthode on peut distinguer la roche compacte du terrain meuble, la roche compacte et la roche altérée, les zones fracturées dans une roche saine, le niveau de la nappe phréatique. En effet, le paramètre qui nous intéresse est la vitesse de propagation de ces ondes dans le sous-sol. Ces ondes ont été générées par une source sur ou dans le sol (coup de marteau contre une plaque, chute de poids, explosion…). Cette propagation des ondes élastiques dépend des propriétés élastiques des roches composant le sous-sol. Les mesures consistent à enregistrer les temps d'arrivée d'ondes mécaniques/acoustiques provoquées par le tir sismique à l'aide de capteurs (géophones). Deux types d'ondes existent : les ondes de volume (les ondes de compression ou ondes longitudinales dites ondes P : les plus rapides, et les ondes de cisaillement ou ondes transversales dites ondes S) et les ondes de surface ou ondes guidées (ondes de Rayleigh et ondes de Love) plus lentes mais plus dynamiques que les ondes de volume. Toutes ces ondes se réfléchissent, se diffractent et se réfractent (si les vitesses sont croissantes avec la profondeur) sur les interfaces entre couches. L'analyse des temps d'arrivée permet de déterminer les vitesses de propagation et la position des interfaces (Mari et al., 1998). Les contrastes de vitesse permettent de bien discriminer les milieux saturés, non saturés, compacts ; en effet les vitesses des recouvrements superficiels sont proches de celle du son dans l'air (300-350 $m.s^{-1}$), celles du niveau piézométrique proches de 1500-1800 $m.s^{-1}$, et celles des substratums rocheux supérieures à 2500 $m.s^{-1}$.

La sismique réfraction consiste à mesurer uniquement le temps des premières ondes arrivant aux récepteurs. Au delà d'une certaine distance, les ondes les plus rapides sont celles se propageant le long d'une interface, séparant deux milieux de vitesse différente. Cette technique permet en général de détecter les premières couches (notamment le niveau piézométrique).

La sismique réflexion consiste à analyser toutes les ondes arrivant aux récepteurs. Les résultats sont présentés sous forme de « coupe-temps » où l'on place sur l'axe horizontal les abscisses des points de tir et sur l'axe vertical dirigé vers le bas le temps. Le signal reçu est ainsi indiqué à la verticale de chaque point. Après détermination des

vitesses dans les différentes couches, on peut transformer cette « coupe-temps » en « coupe-profondeur ».

Pour l'étude détaillée de la partie superficielle comme pour l'étude d'un système karstique, on s'intéresse à l'enregistrement, le traitement et l'inversion de toutes les ondes P : directes, réfractées, réfléchies et diffractées (Kuniansky, 2005). Cela prend la forme d'une tomographie des ondes P, qui permet de bien définir le champ des vitesses.

L'analyse de la dispersion des ondes de surface (ou 'multispectral analysis of surface waves', MASW) est performante pour reconnaître les cavités et les zones de fracture (Leparoux et al., 2000).

Le modèle de vitesse des ondes P issu d'une tomographie sismique présente un fort gradient près de la surface ; la zone correspondante est plus épaisse au-dessus du conduit (Illustration 77) ce qui est cohérent avec les données de l'ERT (Illustration 73).

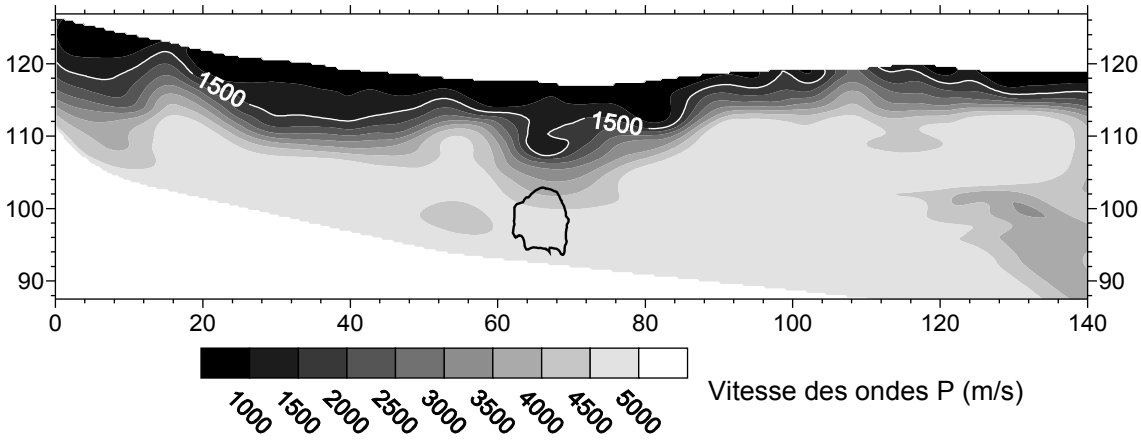


Illustration 77 : Tomographie sismique sur le site de Poumeyssen (Lot, France) : modèle de vitesse des ondes P, avec le contour du conduit positionné (d'après Guérin et al., 2009). L'isovaleur 1500 m.s^{-1} (correspondant à la vitesse de propagation dans l'eau) présente un approfondissement, qui suggère que le milieu est altéré et/ou fracturée au-dessus du conduit.

4.6.4. Méthode gravimétrique

La prospection gravimétrique consiste à mesurer l'accélération de la pesanteur due à un excès ou un manque de masse dans le sous-sol. Les appareils de mesure, les gravimètres, sont des pesons à ressorts très perfectionnés. Les mesures sont relatives : on mesure en chaque point une variation de l'allongement qui est proportionnelle à l'accélération de la pesanteur moyenne locale et de l'anomalie. La principale difficulté rencontrée dans les mesures gravimétriques provient du fait que les variations de densité dans le sous-sol ne sont pas les seules causes de modification de l'accélération de la pesanteur. Afin de ne faire ressortir que les anomalies dues seulement aux variations de densité du sous-sol, il faut effectuer des corrections : **(i)** de latitude correspondant à l'effet de rotation de la terre et à sa forme elliptique, **(ii)** des effets topographiques locaux (regroupant les corrections de relief, de plateau et d'air

libre dus au fait que les différents points de mesure ne sont pas à la même altitude, ni entourés du même relief).

Une fois les corrections effectuées, le prospecteur dispose d'une carte d'anomalies dites de Bouguer qu'il doit interpréter en proposant une distribution de la densité du sous-sol qui explique exactement les anomalies observées. De faibles valeurs de la pesanteur correspondent à des densités apparentes faibles (cavités, zones décompressées) ; réciproquement, de fortes valeurs correspondent à des densités élevées (Neumann, 1967). En raison des lois d'équivalence, on s'attache dans un premier temps à réaliser des transformations qui permettent de rendre plus lisibles les différentes anomalies et d'en mieux localiser les sources. Dans un deuxième temps on cherche à déterminer les paramètres invariants communs à toutes les solutions (par exemple l'excès ou le manque total de masse) et les limites des solutions (profondeur maximale des sources).

L'application de la méthode gravimétrique suppose l'existence d'un contraste de densité entre les différentes unités géologiques ou entre une cible et son encaissant. Selon les objectifs fixés, on parlera de microgravimétrie pour des études de subsurface (de quelques mètres à quelques dizaines de mètres) que l'on distinguera de la gravimétrie dite classique pour des objectifs profonds. Dans le cas de la microgravimétrie, la précision topographique est très importante.

Dans les milieux karstiques, la microgravimétrie est une méthode bien adaptée à la recherche des cavités vides. Debeglia et al. (2006) ont ainsi combiné la microgravimétrie et l'analyse des ondes de surface pour caractériser des cavités karstiques peu profondes. La gravimétrie absolue (qui consiste à mesurer en une station fixe et pendant une période de temps longue, des changements de gravité) permet d'obtenir des informations sur les aquifères karstiques (Jacob et al., 2008).

4.6.5. Magnétisme

En prospection magnétique, on distingue champ normal et champ d'anomalie. Le champ normal (appelé aussi champ géomagnétique ou champ magnétique terrestre) est d'origine profonde, il est considéré comme lisse et interpolable. On l'assimile à un champ d'un dipôle situé au centre de la Terre. Le champ d'anomalie est la différence entre le champ observé et le champ normal. Il représente les structures superficielles. Les mesures sont effectuées à l'aide de magnétomètres qui fournissent des informations sur l'intensité et la direction du champ magnétique (à noter qu'il faut effectuer des corrections liées à la dérive temporelle du champ normal).

Dans le cas de l'étude de système karstique, cette technique géophysique n'est utilisée que pour renseigner sur l'éventuelle couverture du système, ou encore dans le but d'une connaissance régionale avec des mesures aéroportées.

4.6.6. Méthode de la résonance magnétique des protons

Cette méthode « récente » (utilisée depuis les années 2000) a l'avantage d'avoir un signal avec une amplitude directement liée à la présence d'eau mobile dans le sous-sol et avec un temps de relaxation lié à la taille des pores. Les sondages de résonance magnétique des protons (RMP ou 'magnetic resonance sounding', MRS) peuvent être

utilisés en profilage pour étudier des objets bi ou tridimensionnels tels que les conduits et cavités karstiques. L'inversion des données permet de déterminer une distribution de la teneur en eau en fonction de la profondeur et de fournir des indications sur les paramètres hydrodynamiques des formations aquifères. Le principe physique de la RMP repose sur le fait que les protons, i.e. noyaux d'hydrogène des molécules d'eau, placés dans un champ magnétique (tel que celui de la Terre ou un champ artificiel), possèdent des moments magnétiques non nuls qui, à l'équilibre, sont alignés dans la direction de ce champ principal (Legchenko & Valla, 2002). L'émission d'un champ magnétique perturbateur à une fréquence spécifique (dite fréquence de Larmor) modifie cet état d'équilibre naturel et provoque une précession de ces moments autour de la direction du champ magnétique initial. Cette précession crée à son tour un champ magnétique alternatif qui est détecté après coupure de l'injection de courant et donc du champ perturbateur, et du retour à l'état d'équilibre initial, constituant ainsi la réponse RMP. Plus l'amplitude de ce champ est intense, plus le nombre de protons entrés en résonance est grand, et donc plus la teneur en eau est importante. La fréquence spécifique à laquelle les protons sont excités assure que la méthode est sélective. La très grande majorité des noyaux d'hydrogène présents dans le proche sous-sol provenant des molécules d'eau implique ainsi que la méthode RMP renseigne directement sur la présence ou l'absence d'eau dans le milieu étudié et aussi sur les caractéristiques hydrodynamiques du milieu.

Vouillamoz et al. (2003) ont pu localiser la zone noyée d'un aquifère karstique en employant la méthode RMP.

La méthode RMP permet de localiser le conduit (Illustration 78) et complète donc l'image proposée par la sismique (Illustration 77).

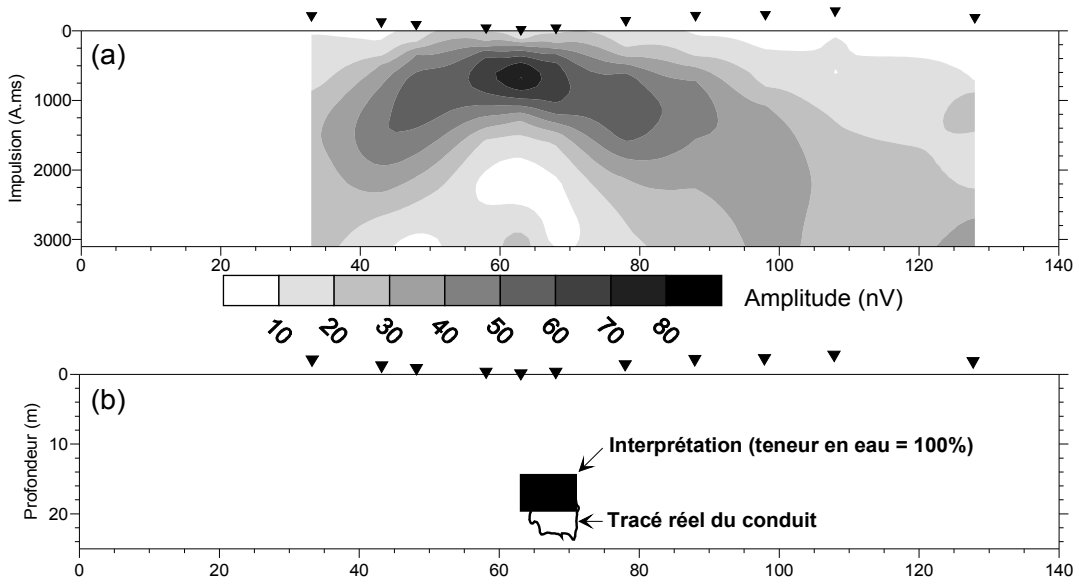


Illustration 78 : Profil RMP sur le site de Poumeyssen (Lot, France) : (a) coupe en amplitude, (b) comparaison entre l'inversion RMP et la section du conduit karstique donnée par les spéléologues (d'après Guérin et al., 2009).

4.6.7. Diagraphie

La plupart des méthodes géophysiques employées en surface, existe pour les mesures en forage (les capteurs : émetteurs et récepteurs étant adaptés au forage). Quelques outils complémentaires (mesures de la température et de la conductivité de l'eau dans le forage, radioactivité naturelle de certains matériaux comme les argiles avec un 'gamma ray', mesure du diamètre du forage avec un 'caliper', image vidéo du forage…) existent utilisant le fait que la mesure en forage correspond à une mesure directe de certains composants du sous-sol.

Gautam et al. (2000) ont cartographié des formes karstiques en couplant la technique gamma-ray et l'ERT. Deceuster et al. (2006) ont démontré l'intérêt de l'application de l'ERT à l'intérieur de forages pour mettre en évidence des vides karstiques sous les fondations de bâtiments.

4.6.8. Autres méthodes physiques

De nouvelles techniques de positionnement souterrain basé sur la propagation d'un champ électromagnétique émis dans une cavité existent. Ces techniques sont plus élaborées que la localisation depuis la surface d'un barreau magnétique placée dans une cavité par des spéléologues ou des plongeurs dans le cas d'une cavité située dans la zone noyée d'un aquifère karstique.

GPS de positionnement souterrain (U-GPS) et radio-localisation

La radio-localisation consiste à déterminer depuis la surface, à l'aide d'un récepteur radio spécialisé, la position et la profondeur auxquelles une balise émettrice est placée sous terre, dans une grotte. Ce dispositif est un complément à la topographie souterraine. Il permet très précisément :

- de "caler" une topographie souterraine par rapport au relief extérieur,
- de connaître les coordonnées GPS de points caractéristiques de la cavité,
- d'implanter en surface des repères correspondant à des stations topographiques particulières de la grotte (grandes salles, carrefour de galeries, siphon, …) en vue de l'utilisation optimum d'un système de communication par le sol,
- d'effectuer un forage en vue de communiquer avec une équipe en difficulté dans la grotte,
- de connaître la profondeur d'un éventuel forage pour ouvrir une nouvelle entrée ou pour réaliser un forage d'alimentation en eau potable.

Deux types de dispositif existent : (i) l'U-GPS, l' « underground GPS » développé par l'INERIS et l'ISSKA (Institut Suisse de Spéléologie et Karstologie) et (ii) la balise ARCANA, anagramme de « Appareil de Repérage de Cavité Artificielle ou Naturelle Accessible » développée par Daniel Chailloux, membre de l'Association de Recherche et d'Etude du Milieu Souterrain.

Le principe de cette technique de positionnement ou de radio-positionnement repose sur la propagation des lignes d'un champ magnétique produites par une bobine

électromagnétique placée dans une cavité souterraine. Le point d'émergence « O » de la ligne de champ verticale située à l'aplomb de la balise est nommée « Point zéro ». C'est ce point qui est recherché à la surface. La balise émettrice est disposée dans une cavité, en position verticale. La recherche du point zéro s'effectue en surface à l'aide d'un récepteur constitué d'une bobine de réception (fil de cuivre enroulé sur un cadre) et d'un casque écouteur pour l'écoute du signal de basse fréquence.

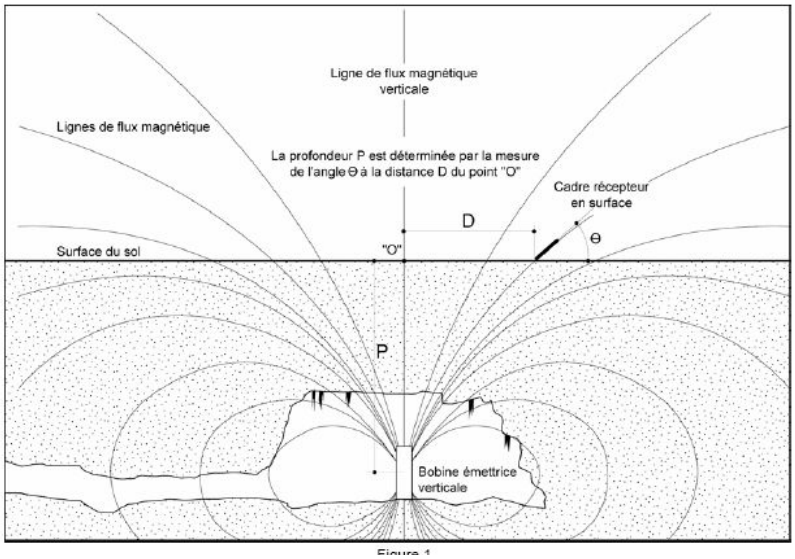


Illustration 79 : Champ magnétique émis par une bobine émettrice placée verticalement dans une cavité (Chailloux, 2005)

Le cadre récepteur

La balise d'émission (à gauche) sortie de son tube de protection (au centre) et le boîtier d'alimentation 24 volts (à droite)

Illustration 80 : Photos du cadre récepteur avec ses écouteurs et la balise d'émission ARCANA et le boîtier d'alimentation (Chailloux, 2005).

L'INERIS dispose depuis 2004 d'un appareil de positionnement (2ème appareil développé), nommé U-GPS pour "Underground GPS" par l'ISSKA.

L’émetteur est constitué d'un boîtier de 30 x 20 x 15 cm pesant 2 à 3 kg et d'une antenne. Celle-ci est constituée d'un carré de 1 m de côté que l'on place en principe horizontalement (contrôle avec un niveau à bulle), à la différence de la balise ARCANA disposée verticalement (suspendue au plafond d’une cavité ou placée à l’aide d’un niveau à bulle sur le sol en position verticale). Pour le transport, l'antenne est conditionnée dans un tube de 65 cm de long par 8 cm de diamètre.

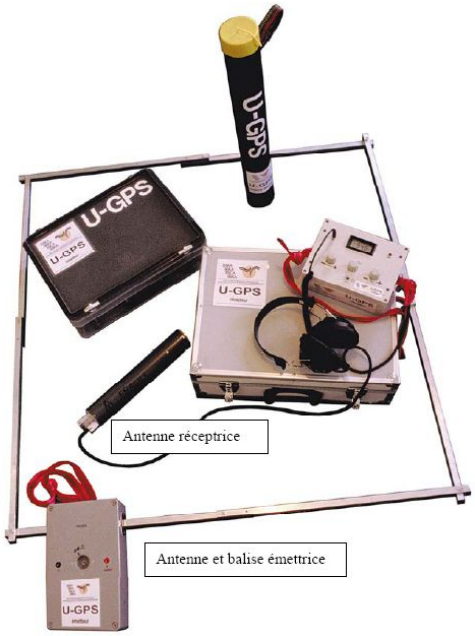


Illustration 81 : Matériel émetteur et récepteur de l’U-GPS (Watteret et Jeannin, 2004).

En surface, l'appareillage est constitué d'un boîtier (30 x 20 x 15 cm) auquel sont reliés des écouteurs et l'antenne détectrice. Cette dernière mesure environ 40 cm de long (diamètre 5 cm). En quelques cheminements en surface, moyennant le respect d’une procédure définie, il est possible d’obtenir un positionnement précis en termes de superposition « fond-jour » entre les systèmes émetteurs et récepteurs.

Ce type d’instrument permet d’estimer la profondeur des cavités. Ces appareils sont des prototypes, ils sont fabriqués à l’unité, sans aucun standard industriel.

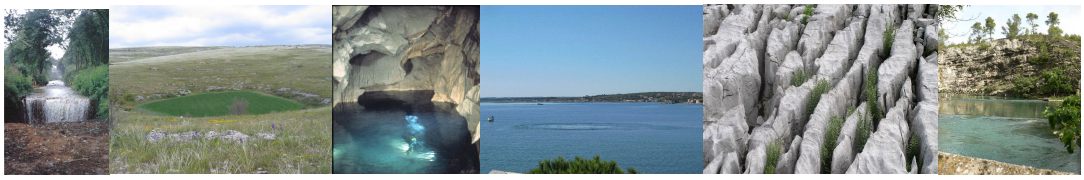
L'appareil U-GPS est conçu pour fonctionner jusqu'à 200 m de profondeur au maximum. Il a d’ailleurs été testé par l’ISSKA jusqu'à 100 m. Pour l'estimation de la profondeur, la précision donnée est de l'ordre de 2 à 10 % selon les configurations géologiques rencontrées et l’environnement de surface.

La version prototype de la balise U-GPS développée par ISSKA (Institut suisse de spéléologie et de karstologie) a été testée par l’INERIS à plusieurs reprises sur des sites de carrière et de mines présentant des épaisseurs de recouvrement de 15 à 40 m, en campagne et en ville. Ces essais ont montré que ce dispositif, léger et rapide de mise en œuvre, fonctionnait bien, même si les opérateurs pouvaient ponctuellement rencontrer des problèmes en présence de surépaisseurs de terrains argileux ou, lors

des actions de calibrage, de par l'existence de champs parasites en surface. L'indication de l'aplomb est correctement réalisée avec une précision voisine du mètre. En revanche, les mesures de distance (profondeur) apparaissent plus délicates à réaliser, notamment à faible profondeur (même en disposant l'antenne verticalement pour une mesure de champ électro-magnétique en mode parallèle).

Des développements sont en cours, pour que le dispositif fonctionne en mode inverse, à savoir repérer en continu depuis la surface un émetteur mobile transporté dans des galeries, à partir de plusieurs balises fixes posées en surface (Watelet & Jeannin, 2004). Ce type de dispositif peut donc être placé sur le dos d'un spéléologue et/ou d'un plongeur professionnel qui explore un réseau de conduits dans la zone noyée de l'aquifère karstique.

5. Conclusions et perspectives



Les aquifères karstiques possèdent des spécificités tant au niveau de l'organisation de leur réseau de drainage que de leurs conditions de recharge, spécificités résultant de la mise en place de la karstification ; ces particularités ont pour conséquence qu'il est nécessaire d'avoir recours à une démarche d'étude et à des outils spécifiques adaptés pour étudier et caractériser les aquifères et/ou systèmes karstiques. Les résultats des analyses et études menés à l'aide de ces différents outils permettent d'apporter des réponses par rapport à des questions sur l'extension du bassin d'alimentation, sur le degré de karstification, sur l'organisation des écoulements tant au niveau vertical qu'au niveau de la zone noyée, sur l'importance des réserves et des ressources, sur la productivité d'un forage sollicité par pompage, …. Tous ces éléments sont indispensables pour proposer des schémas de gestion durable de ce type d'aquifères tant du point de vue quantitative que de la qualité de l'eau. Ils sont nécessaires et indispensables pour la mise en œuvre de la cartographie de la vulnérabilité selon l'approche PaPRIKa décrite dans le guide édité en 2009 (BRGM RP-57527-FR).

Deux types de modèles conceptuels ont été présentés et discutés. Ils ne sont pas si opposés l'un à l'autre, mais prennent en considération les deux propriétés fondamentales des aquifères karstiques résultant du processus de la karstification, à savoir :

- le degré d'évolution de l'aquifère et l'organisation du réseau de drainage aboutissant à une organisation et une indépendance du milieu fissural qui ne contribue que pour une infime partie à des écoulements en chenaux ;

- la fonctionnalité de l'aquifère avec des contrastes hydrauliques importants et de fort potentiel hydraulique aux limites du système ; celle-ci se manifeste par des réactions rapides de débits aux exutoires ainsi que de fortes mises en charges rapides dans les conduits.

Ainsi, en fonction du degré d'évolution atteint par les systèmes karstiques, des différents événements intervenant au cours du processus de karstification et des différentes configurations possibles (présence ou non d'un impluvium non karstique, système jurassien ou vauclusien), il existe une **multitude d'aquifères** formant **un continuum** à partir de l'aquifère carbonaté originellement fissuré jusqu'à l'aquifère karstique caractérisé par une organisation hiérarchique d'une part des écoulements

rapides au sein d'un réseau de conduits et d'autre part des écoulements lents au niveau d'une matrice plus ou moins fissurée et karstifiée (présence de vides permettant le stockage d'eau).

Face à cette grande diversité d'aquifères karstiques, il a été mis en place une démarche spécifique qui repose sur le concept de base que la structure et le fonctionnement du milieu ne peuvent pas être déterminés a priori à partir uniquement de la géométrie et de la morphologie du milieu. Ainsi, il convient dans un premier temps d'appréhender le fonctionnement du système à l'aide de méthodes :

- soit ponctuelles dans le cas de forages, notamment les pompages d'essai qui vont renseigner sur le comportement hydraulique du milieu au travers du schéma d'interprétation utilisé pour restituer les rabattements observés,
- soit globales dans le cas de sources (approche *fonctionnelle*)

Il en a résulté le développement d'une méthodologie appliquée reposant sur quatre phases principales et s'appuyant sur différents outils qui ont été présentés dans ce guide :

- la première phase – ***identification*** - a pour but d'identifier le type de système et de mettre en évidence la présence de réserves. Elle s'appuie sur diverses méthodes, tant conventionnelles (géologie structurale, stratigraphie, etc.) que spécifiques au milieu karstique (débits classés, analyse des courbes de récession, analyses corrélatoires et spectrales, etc.) ;
- la seconde phase – ***caractérisation*** - permet de préciser les caractéristiques de la zone noyée à partir de l'étude des transferts de masse (traçages, hydrogéochimie) ;
- lorsque la présence de réserves est mise en évidence, une troisième phase -***démonstration – exploitation*** - est mise en œuvre pour tester leur mobilité et définir ainsi l'aménagement (pompages à l'exutoire, sur un regard ou en forage, barrage souterrain) ainsi que le mode d'exploitation les mieux adaptés au système étudié ; la ***définition de la vulnérabilité*** doit permettre d'appréhender le la sensibilité du système vis-à-vis de contaminations ponctuelles et diffuses à l'aide de la méthode PaPRIKa.

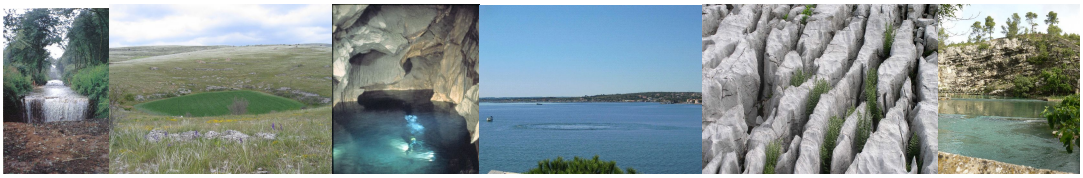
Les méthodes et outils présentés résultent tous de développements et de publications scientifiques des chercheurs universitaires et des organismes de recherche ; ils sont été utilisés depuis de nombreuses années (plus de 30 ans pour certaines et moins de 10 ans pour d'autres) dans le cadre de travaux de thèse, ainsi que d'études régionales d'évaluation de la ressource en eau, notamment menées par le BRGM en partenariat avec des Agences de l'eau et des collectivités territoriales. Ces outils sont présentés dans ce guide, avec des illustrations et des exemples au sein de l'annexe 1. Si certaines méthodes ou outils sont facilement utilisables ou compréhensibles, d'autres sont plus complexes faisant appel à des connaissances spécifiques ; c'est le cas pour l'hydrogéochimie, la géophysique et dans une certaine mesure la modélisation. Ces outils pourront être utilisés par les bureaux d'étude, d'autres devront être confiés à des spécialistes (géologues, géophysiciens voire hydrogéologues du karst….). D'autres outils appartenant aux méthodes hydrogéologiques n'ont pas été présentés, car jugés trop complexes ; il s'agit en particulier des techniques d'analyses en ondelettes appliquées aux systèmes karstiques dès 2000 avec les travaux de Labat, et par la

suite par Fournier, Massei à l'université de Rouen, mais qui restent des techniques très spécifiques, nécessitant des chroniques de données importantes et difficilement utilisables dans le cadre d'études menées par les bureaux d'étude. De plus, les outils de caractérisation de l'organisation des écoulements souterrains à l'aide de la typologie de la microfaune stygobie n'ont pas été abordés dans le cadre de ce guide, bien qu'ils apporteront très certainement des informations complémentaires des outils hydrogéologiques sur les compartiments des écoulements. La distinction par caractérisation génétique de faunes développant un très fort endémisme devrait permettre d'identifier des compartiments d'écoulements au niveau d'aquifère karstique.

La connaissance du réseau de drainage d'un aquifère ou d'un système karstique reste un verrou scientifique à lever ; différentes approches existent pour tenter d'apporter des éléments : (i) des méthodes de simulation numérique d'élargissement de réseaux de fractures initiales les plus réalistes possibles à l'aide de code prenant en compte les processus de dissolution ou des processus analogues avec la prise en considération des vitesses et des temps de transit ; (ii) des techniques de type « endoscopiques » à l'aide de stratégies de positionnement en partie limitées à la dimension des conduits par l'homme, voir de micro caméra reliée à un câble transmettant l'information, etc… complémentaires aux techniques géophysiques. D'autres verrous concernent les outils pour imager en 2 voir 3D la structure et le fonctionnement d'un épikarst en prenant en compte sa variabilité spatiale et temporelle. Les recherches s'orientent sur la géophysique (mesure à partir de la surface et/ou aéroportée) avec des outils de suivi temporel et des résolutions spatiales fines. Des outils géophysiques en forage en plaçant une sonde émettrice dans une cavité recoupée par un forage, devraient être adaptés des techniques utilisées en exploration pétrolière pour les besoins de l'hydrogéologie karstique.

De nouvelles méthodes pour caractériser la structure et le fonctionnement des aquifères karstiques apporteraient des éléments précieux pour mieux appréhender le fonctionnement et protéger la ressource.

6. Glossaire



Aquifère : Formation géologique constituée de roches perméables, permettant l'écoulement significatif d'une nappe d'eau souterraine.

Bassin versant de surface: ensemble des pentes inclinées vers un même cours d'eau et y déversant leurs eaux de ruissellement.

Bassin versant souterrain syn. Bassin hydrogéologique : partie d'un aquifère, simple ou complexe dans laquelle les eaux souterraines s'écoulent vers un même exutoire ou groupe d'exutoires ; il est délimité par une ligne de partage des eaux souterraines.

Bilan hydrologique : il vise à établir le budget entre les entrées et les sorties en eau d'une unité hydrologique définie pendant une période de temps donné. Il est basé sur la résolution de l'équation $P = I + R + ETR + \Delta R$ (P : précipitations ; I : Infiltration ; R : Ruissellement ; ETR : évapotranspiration réelle ; ΔR = variations des réserves en eau).

Conduits : drains résultants de l'élargissement de fissures ou d'inter-strates en milieu carbonaté par l'action agressive de l'eau d'infiltration ; ils sont connectés hydrauliquement au milieu environnant et forme un réseau de conduits plus ou moins développés et hiérarchisés. Ces conduits en charge ou à écoulement libre permettent d'évacuer les eaux vers l'exutoire de manière rapide.

Couverture protectrice : couches de sol et de sous-sol situées au-dessus de la nappe d'eau souterraine. L'effet protecteur de cette couverture dépend de son épaisseur, mais aussi et surtout de sa composition: les matériaux fins retiennent l'eau, tandis que des roches fissurées ou karstiques ne retiennent guère les polluants. La terre végétale ainsi que les formations de couverture offrent une protection.

Doline : dépression circulaire ou elliptique, généralement moins profonde que large, située à la surface des roches solubles, telles le calcaire, et résultant de leur dissolution chimique.

Epikarst : l'épikarst ou la zone épikarstique rassemble l'eau d'infiltration dans un aquifère perché local et discontinu, drainé vers le bas soit par les vides les plus larges en un ruissellement souterrain rapide, soit par les vides de petites dimensions, en une infiltration lente.

Failles : Cassure de terrain avec déplacement relatif des parties séparées.

Infiltration : phénomène du passage de l'eau (ou d'un autre fluide) à travers la surface du sol, de sa pénétration dans le sol et de son mouvement descendant dans la zone non saturée du sous-sol.

Karst : Région de calcaires et dolomites ayant une topographie souterraine particulière due à la dissolution de certaines parties du sous-sol et au cheminement des eaux dans les galeries naturelles ainsi formées.

Karstification : processus particulier d'érosion commandé par la dissolution des roches carbonatées (calcaires et dolomies). L'eau de pluie s'infiltre dans le sol où elle acquiert de l'acidité nécessaire à la mise en

solution de la roche en se chargeant en CO2.

Lapiez : surface calcaire mise à nu soumis à l'érosion (vent, gel-dégel, précipitations) caractérisée par la présence de rainures encadrées par des arrêtes aiguës.

Pertes : lieu où un cours d'eau de surface, permanent ou temporaire, disparaît naturellement, en totalité ou partiellement, dans le sous-sol

Phénomènes karstiques : phénomènes endo- et exo-karstiques s'appliquant aux reliefs calcaires érodés par l'action dissolvantes des eaux de ruissellement (ex. gouffre, dolines, vallées sèches, grotte, réseau karstique).

Polluant/Contaminant : Agent physique, chimique ou biologique dans un hydrosystème, qui y provoque, par sa concentration dans l'eau, des perturbations préjudiciables au bon équilibre de l'écosystème et en réduit les possibilités d'usages de l'eau.

Recharge diffuse : réalimentation d'un aquifère à l'échelle de la totalité du bassin d'alimentation, par opposition à une recharge ponctuelle, au niveau d'une perte d'un cours d'eau.

Réserves d'eau souterraine : les réserves définies en termes de volumes, correspondent au volume d'eau total contenu dans un aquifère à un instant donné.

Ressources souterraines : elles représentent pour une période déterminée l'alimentation totale de l'aquifère, soit sa recharge. Elles s'expriment en débit ou en volume pour une période donnée qui peut être l'année ou le mois ; elles sont constituées par l'infiltration des pluies, par l'alimentation d'un aquifère adjacent ou par les pertes d'un cours d'eau.

Ruissellement : ce terme désigne l'eau de pluie qui s'écoule à la surface du sol.

Système karstique : le bassin d'alimentation des sources karstiques est dénommé à l'aide de ce terme. Elles sont alimentés d'une part par l'eau infiltrée de manière diffuse dans l'aquifère et d'autre part par des eaux de surface issues du ruissellement sur un impluvium non karstique, au niveau de pertes.

Tarissement : phase d'écoulement d'un cours d'eau ou d'une source correspondant à la décroissance régulière du débit en l'absence de tout apport météorique et d'intervention anthropique, conduisant en ultime phase à l'interruption de l'écoulement.

Traçage : méthode de mise en évidence des réseaux de drainage souterrains par injection d'eau marquée. Les techniques de marquage font appel à des colorants fluorescents (uranine, fluorescéine, rhodamine, leucophore, pyranine etc.), à des spores lycopodium, ou encore à des composés chimiques tels que le chlorure de sodium.

Vallée sèche : vallée privée d'écoulement d'eau pérenne, les eaux de ruissellement s'infiltrant dans le sous-sol carbonaté. La vallée s'est asséchée en raison de la formation ou de la réouverture de pertes ou de puits.

Vulnérabilité intrinsèque : terme utilisé pour représenter les caractéristiques géologiques et hydrogéologiques naturelles qui déterminent la sensibilité des eaux souterraines à la contamination par les activités anthropiques. C'est une propriété générale, non mesurable et sans dimension.

Vulnérabilité spécifique : vulnérabilité d'un aquifère à un polluant particulier ou à un groupe de polluants. Elle prend en compte les propriétés des polluants et leurs relations avec les divers composants de la vulnérabilité intrinsèque.

Zone d'infiltration ou Zone non saturée : Zone du sous-sol comprise entre la surface du sol et la surface d'une nappe libre ; elle représente la zone d'infiltration de l'aquifère.

Zone saturée ou **zone noyée** (pour les aquifères karstiques) **:** Zone du sous-sol dans laquelle l'eau occupe complètement les interstices des roches, formant dans un aquifère, une nappe d'eau souterraine.

7. Bibliographie

Bibliographie Hydrogéologie-Hydrologie

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

Aunay B., Le Strat P., Duvail C., Dörfliger N. & Ladouche B. 2003a : Méthode d'analyse géologique sur la karstification des Corbières orientales et influence des événements néogènes (Tortono-messiniens). *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions*. IAHS Publ. **278**, 124-129.

Aunay B., Dörfliger N., Le Strat P., Ladouche B. & Bakalowciz M. 2003b : Évolution géologique, mise en place de la karstification et thermalisme des aquifères karstiques périméditerranéens. Exemple du karst des Corbières d'Opoul. 10ème journée technique du Comité Français de l'AIH, Circulations hydrothermales en terrains calcaires, 28 nov. 2003, Carcassonne, 15-30.

Bakalowicz M., 1999 : Guide technique N°3 – Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques, Juin 1999 – AERM&C.

Bakalowicz M, Ricard J., 1994 : Karst aquifers of the Grands Causses (F) water reserves that must be protected. COST 65 Action, pp. 137-148.

Bakalowicz M. 1979 : Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Doctorat ès Sciences naturelles, Université P. et M. Curie Paris-6. Laboratoire Souterrain du CNRS, 269 p.

Boc, G.E.P. & Jenkins G.M. 1970: Time series analysis: Forecasting and control, San

Bourdet D., Ayoud J.A. and Prirard Y.M., 1989 : Use of pressure derivative in well-test interpretation. SPE, 293-302.

Bourdet, Whittle T.M., Dougals, A.A., Pirard V.M., 1983 : A new set of type curves simplifies well test analysis, World Oil.

Castany G., Margat J. 1977 : Dictionnaire français d'hydrogéologie – Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans.

Cooper H.H. and Jacob C.E., 1946 : A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. Am. Geoph. Union Trans. 27, 526-534.

Crochet Ph., Marsaud B., 1996 **:** Approches conceptuelles de l'aquifère karstique - Problèmes méthodologiques et d'exploitation – Hydrogéologie 1997 n°3, pp 3-18.

Crochet Ph., 1996 : Le karst de Gervanne (Drôme) - Evaluation et mobilisation de la ressource en eau – Pour une gestion active des ressources en eau d'origine karstique, Séminaire national 27, 28 et 29 novembre 1996, Montpellier, pp 24-40.

Crochet Ph., 2001 : Vers une gestion et une exploitation optimisées des aquifères karstiques en France –Colloque de l'Association Internationale des Hydrogéologues, Paris, Décembre 2001, pp 55-58.

Crochet Ph., 2001 : Systeme karstique de la Gervanne (Beaufort s/ Gervanne – Drôme) - Essai de pompage sur le forage de reconnaissance en amont de la source des Fontaigneux – 7ème Colloque d'Hydrogéologie en Pays Calcaire et en milieu fissuré, Besançon, Septembre 2001, pp 105-110.

Crochet Ph., 2003 : Appréciation de la structure d'un aquifère karstique à partir de pompages d'essai - Application aux forages thermaux F8 (source Saint Clair) et F9 (source Ase) des

thermes de Balaruc-les-Bains (34) – Colloque de l'Association Internationale des Hydrogéologues, Carcassonne, Novembre 2003, pp 105-114.

Deruyck B., Ehlig-Economides C. and Joseph J., 1992 : Testing design and analysis. Oilfield and analysis. 28-45.

Dörfliger N., Plagnes V. 2009 : Cartographie de la vulnérabilité intrinsèque des aquifères karstiques. Guide méthodologique de la méthode PaPRIKa. Avec la collaboration de K. Kavouri et J. Gouin ; BRGM RP- 57527-FR, 105pp., 55 ill., 4 ann.

Drogue C. 1974 : Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux de forages, C.R. Acad. Sci. Paris 278 (1974), pp. 2621–2624 Sér. D.

Drogue C. 1971 : Coefficient d'infiltration, ou infiltration efficace sur les roches calcaires. Colloque d'hydrogéologie en pays calcaire. Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, 3" série, fasc. 15, pp. 124-130.

El-Hakim M., Bakalowicz M. 2007: Significance and origin of very large regulating power of some karst aquifers in the Middle East. Implication on karst aquifer classification. *Journal of Hydrology*, 333: 329-339.

Fournier, M., 2006 : Identification des modalités de transport et de la vulnérabilité du karst de la craie. Application de nouveaux outils statistiques d'analyse des données au système du Hannetot (Seine-Maritime, France).Thèse de doctorat, Université de Rouen, déc. 2006, 232 pp.

Geyer T. 2008 : Process based characterisation of flow and transport in karst aquifers at catchment scale, Ph D thesis, Université de Göttingen, Allemagne, 2008, 101pp.

INERIS et ISSKA, 2009

Jacob C.E., 1947. Drawdown test to determine effective radius of artesian well. Transactions ASCE, 112 : 1047-1064.

Jenkins G.M., Watts D.G. 1968 : Spectral analysis and its applications. Holden Days, San Fransisco, 525 p., Francisco: Holden-Day.

Kiraly L. 1975 : Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaines des caractères physiques des roches karstiques. In: Burger A. and Dubertret L. (Eds), Hydrogeology of karstic terrains, Int. Union of Geol. Sciences, B, 3, 53-67.

Laborde J-P., 2000 : Eléments d'hydrologie de surface, cours, Université de Nice-Sophia Antipolis, 191 pp.

Ladouche B., Maréchal J.C., Dörfliger N., Lachassagne P., Bakalwicz M., Olivier M.J., Martin D., Bou C., Prié V. 2006 : Système karstique des Cent Fonts : simulation de scénarios d'exploitation et de gestion de la ressource, Rapport BRGM RP-54865-FR.

Ladouche B., Dörfliger N., Izac J-L., Cubizolles J., Le Strat P., Du Couedic C., Aunay B., Thomson P., 2004 : Evaluation des ressources en eau des Corbières. Phase 1 : synthèse de la caractérisation des systèmes karstiques des Corbières Orientales. Vol. 2 – Caractérisation géologique et hydrogéologique du système karstique du « synclinal du Bas-Agly », Rapport BRGM RP-52919-FR.

Mandelbrot B., 2000 - Gaussian Self-Affinity and Fractals, Globality, the Earth, 1/F Noise, R/S, Springer edt.

Mangin A. 1971 - Étude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. Ann. Spéléol., 26, 2, p. 283-329.

Mangin A. 1975 - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques, thèse de Doctorat, univ. de Dijon, (Ann. Spéléol., 1974, 3, p. 283-332, 1974, 29, 4, p. 495-601 ; 1975, 30, 1, p. 21-124).

Mangin A. 1981 - Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques. Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Série III, Paris, t. 293, p. 401-404.

Mangin A. 1984 - Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. J. hydrol., 67, p. 25-43.

Mangin, A. 1970 : Contribution à l'étude d'aquifères karstiques à partir de l'analyse de courbes de décrues et de tarissement. Annales de Spéléologie, 25, 3, p. 581-609.

Mangin, A. 1982 : Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. Annales scientifiques de l'université de Besançon, 3ème colloque d'hydrogéologie en pays calcaire.

Marchet P. 1991 : Approche de la structure et de l'évolution des systèmes aquifères karstiques par l'analyse de leur fonctionnement: application au Nord-Ouest du Causse de Martel (Quercy, France). Thèse univ. Paul Sabatier de Toulouse.

Marsaud, B. 1997 : Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. Thèse de doctorat, Univ. Paris XI Orsay. Edition BRGM.

Martel E.A. 1910 : Cavernes et Eaux Souterraines de la Belgique (Van den Broeck, Martel et Rahir), Lamertin Bruxelles, 1800 p.

Martel E.A. 1927 : L'Aven Armand, Artieres et Maury, Millau, 48 p.

Massei, N., B. J. Mahler, M. Bakalowicz, M. Fournier, and J. P. Dupont. (2007b). Quantitative interpretation of specific conductance frequency distributions in karst. Ground Water45:288-293.

Mocochain L. 2007 : Les manifestations géodynamiques -externes et internes- de la crise de salinité messinienne sur une plateforme carbonatee peri-mediterranéenne : le karst de la Basse Ardèche (moyenne vallée du Rhône, France). Université de Provence Aix-Marseille 1.

Nind T.E.W., 1965. Influences of absolute and partial hydrologic barriers on pump test results. Can.J. Earth Sci. 2, 309-323.

Oudin L., Michel Cl., Anctil F. 2005 : Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model ? Part 1- Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs ? Journal of Hydrology 303 (2005) 275-289.

Oudin L., Hervieu F., Michel Cl., Perrin Ch., Andreassian V., Anctil F., Loumagne C. 2005 : Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model? Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling, Journal of Hydrology 303 (2005) 290–306

Reménieras G. 1960 : Hydrologie de l'ingénieur. Ed. Eyrolles,413 p., Collection du Laboratoire national d'hydraulique

Schlumberger. 2002 : Well test interpretation. SCHLUMBERGER. Rap., 122 p.

Spane F.A. and Wurstner S.K., 1993. DERIV: a computer program for calculating pressures derivatives fir use in hydraulic test analysis.

Streltsova, T.D., 1988: Well testing in heterogeneous formations. Exxon Monograph, John Wiley & Sons, Inc. p. 413.

Teutsch G., Sauter M. 1991: Groundwater modelling in karst terranes: Scale effects, data acquisition and field validation. Proc. 3rd Conf. on hydrogeology, ecology, monitoring and management of ground water in karst terranes. Nashville: 17-38.

Theis, C.V., 1935: The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. Trans. Am. Geoph. Union, 16, 519-524.

Vanara, Nathalie 2000 : Le karst des Arbailles (Pyrénées occidentales, France) : contrôles tectonique, climatique, hydrogéologique et anthropique de la morphogénèse, 320 p. Karstologia . Mémoires ; 8 ; .Thèse de doctorat, Université Bordeaux 3

Bibliographie Hydrogéochimie

Arfib B. 2001 : Etude des circulations d'eaux souterraines en aquifère karstique côtier : observations et modélisation de la source saumâtre Almyros Héraklion (Crète). Thèse Université Paris 6.

Ayraud V. 2005. Détermination du temps de résidence des eaux souterraines : application au transfert d'azote dans les aquifères fracturés hétérogènes. Thèse Université Rennes.

Bakalowicz M. 1977. Etude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle. C.R.Acad.Sc.Paris, 284(D), 2463-2466

Bakalowicz M. 1979. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance des de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse d'Etat, Université Paris VI

Bakalowicz et Olive 1970, Contribution à l'étude de l'hydrodynamique karstique par les techniques isotopiques, Spelunca, mémoires 7, 61-65

Barbecot F., Marlin C., Gibert E., Dever L. 2000. Hydrochemical and isotopic characterisation of the Bathonian and Bajocian coastal aquifer of the Caen area (northern France), Applied Geochemistry 15, 791±805

Batiot C. 2002. Etude expérimentale du cycle du carbone en régions karstiques, apport du carbone organique et du carbone minéral à la connaissance hydrogéologique des systèmes. Thèse Université Avignon

Batiot C., Emblanch C., Blavoux B. 2003. Carbone organique total (COT) et magnésium (Mg^{2+}) : deux traceurs complémentaires du temps de séjour dans l'aquifère karstique. CR Geosciences, 335, 2, 205-214

Blavoux B. 1978. Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène-18 et du tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Thèse d'Etat Université Paris, 333

Blavoux B. et Mudry J. 1983. Séparation des composantes de l'écoulement d'un exutoire karstique à l'aide des méthodes physico-chimiques. Hydrogéologie 4, 269-278.

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

Castany G. & Margat J. 1977. Dictionnaire français d'hydrogéologie, BRGM, 249p.

Cook P. G., Solomon D. K. 1997. Recent advances in dating young groundwater: chlorofluorocarbons, $^{3}H/^{3}He$ and ^{85}Kr. Journal of Hydrology, 191 (1-4),245-265

Dargnat C. 2008. Sources, transfert et devenir des phtalates sur le bassin versant de la Seine. Caractérisation des dangers pour l'environnement et les écosystèmes. Thèse Université Pierre et Marie Curie – Paris 6

Dreiss S., 1989. Regional scale transport in a Karst aquifer. 1. Component separation of spring flow hydrographs, Water Resources Research, 25 (1), 117-125

Duriez A. 2006. Origine et processus de minéralisation d'eaux thermales en milieu continental méditerranéen : cas du système géothermal des Thermopyles (Grèce), thèse Université Paris XI Orsay.

Dussarat-Baptista L. 2003. Transport de particules en suspension et bactéries associées dans l'aquifère crayeux karstique Haut-Normand. Thèse Université de Rouen, 235p.

Dussart-Baptista L., Massei N., Dupont J.P., Jouenne T. 2003. Transfer of bacteria-contaminated particles in a karst aquifer: evolution of contaminated materials from a sinkhole to a spring. Journal of Hydrology 284 (1-4), 285-295

Eberentz 1975. Apport des méthodes isotopiques à la connaissance de l'aquifère karstique. Thèse de 3ème cycle Université Paris 6

Emblanch C. 1997. Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques : étude en région méditerranéenne de montagne sur le bassin expérimental de la Fontaine de Vaucluse. Thèse Université Avignon

Fontes JC. 1992 Fontes, Chemical and isotopic constraints on ^{14}C dating of groundwater. In: R.E. Taylor, A. Long and S.R. Kra, Editors, Radiocarbon After Four Decades, Springer-Verlag, New York (1992), pp. 242–261.

Ford DC, Williams PW 2007. Karst hydrogeology and geomorphology. Chichester, UK, Wiley

Fournier M. 2006. Identification des modalités de transport et de la vulnérabilité du karst de la craie. Application de nouveaux outils statistiques d'analyse des données au système du Hannetot (Seine-Maritime, France). Thèse Université Rouen

Fournier, M., Massei, N., Bakalowicz, M., Dussart-Baptista, L., Rodet, J. and Dupont, J.P., 2007. Using turbidity dynamics and geochemical variability as a tool for understanding the behavior and vulnerability of a karst aquifer. Hydrogeology Journal. 15 (4) (2007) 689–704

Gillon M., Barbecot F., Gibert E., Corcho Alvarado JA., Marlin C., Massault M. 2009. Open to closed system transition traced through the TDIC isotopic signature at the aquifer recharge stage, implications for groundwater ^{14}C dating. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73, 21, 6488-6501

Isonitrate, Towards new methods to manage nitrate pollution within the Water Framework Directive, EU Life Environment Program, http://isonitrate.BRGM.fr

Katz GA, Chelette AR., Pratt TR. 2004. Use of chemical and isotopic tracers to assess nitrate contamination and ground-water age, Woodville Karst Plain, USA. Journal of Hydrology 289, 36–61

Ladouche B., Aquilina L;, Dörfliger N. 2009. Chemical and isotopic investigation of rainwater in Southern France (1996–2002): Potential use as input signal for karst functioning investigation. Journal of Hydrology 367 (2009) 150–164

Mahler B., Massei N. 2006. Anthropogenic contaminants as tracers in an urbanizing karst aquifer
Journal of Contaminant Hydrology 91 (1-2), 8*1-106*

Massei, N., Wang, H.Q., Dupont, J.P., Rodet, J. and Laignel, B., 2003. Assessment of direct transfer and resuspension of particles during turbid floods at a karstic spring. Journal of Hydrology, 275(1-2): 109-121.

Molinari J. 1976. Perspectives offertes par l'utilisation rationnelle des traceurs naturels et artificiels en hydrologie karstique. Commentaires de nombreux exemples récents de multitraçages. Ann. Sc. Université Besançon, 2ème colloque Hydrologie en Pays calcaire, fasc.25 (3ème série), 275-306

Mudry J. 1987. Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydro-cinématique des aquifères carbonatés. Thèse d'Etat Univ. Besançon – Franche-Comté

Mudry J. et Blavoux B. 1986. Utilisation de l'analyse en composantes principales (sur variables centrées réduites) pour l'étude du fonctionnement hydrocinématique de trois aquifères karstiques du Sud-Est de la France. *Hydrogéologie, 1, 53-59*

Petelet-Giraud E., Négrel P. 2007, Geochemical flood deconvolution in a Mediterranean catchment (Hérault, France) by Sr isotopes, major and trace elements, *Journal of Hydrology*, *337, 1-2*, *224-241*

Pinault J-L, Plagnes V., Aquilina L., Bakalowicz M. 2001. Inverse modeling of the hydrological and the hydrochemical behavior of hydrosystems - Characterization of karst system functioning. *Water Resources Research*, *37 (8), 2191-2204*

Plagnes V., D. Ben Othman, Ch. Joseph, J.M. Luck. 1997. Caractérisation des apports karstiques par les isotopes du Sr. Application au champ captant de Comps (Gard). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, t 324, série IIa, 229-235.*

Plagnes V., Bakalowicz M. 2001. Protection of Karst Water resources. The example of the Larzac karst plateau (South of France). Environmental Geology, 40 (3), 349-358

Stuart M.E, Maurice L, Heaton T.H.E, Sapiano M, Micallef Sultana M., Gooddy D.C, Chilton P.J. 2010. Groundwater residence time and movement in the Maltese islands – a geochemical approach,Applied Geochemistry, In Press

Tarrisse A et Hannoyer P. 2008. Qualité des eaux souterraines, Apports de la mesure en continu de paramètres guides, communication orale, Excursion Quercy

Valdès D. 2005. Variabilité spatiale du fonctionnement hydrologique de l'aquifère karstique de la craie (département de l'Eure, France). Thèse Université Rouen

Valdès D., Dupont J.P., Laignel B., Ogier S., Leboulanger T., Mahler B. 2007. A spatial analysis of structural controls on Karst groundwater geochemistry at a regional scale. Journal of Hydrology 340 (3-4), 244-255

Widory D., Klopmann W., Chery L., Bonnin J., Rochdi H., Guinamant JL. 2004. Nitrate in groundwater: an isotopic multi-tracer approach. Journal of Contaminant Hydrology 72, 165-188

Bibliographie Traçages artificiels

Gaillard B., 1976 : « Méthode de traceur pour la détermination des paramètres de transfert de substances polluantes en solution dans l'eau des aquifères. Contribution à la délimitation des périmètres de protection des captages d'eau d'alimentation publique ». Thèse de l'université des Sciences et médecine, Grenoble.

Gèze., 1957 « Caractères des circulations karstiques, d'après les récentes coloration à la fluorescéine effectuées en France ». Société Géologique de France, n 15, pp 351.

Goldscheider N. et Drew D., 2007: « Methods in Karst Hydrogeology – Chapter 8 : Tracer techniques (rédigé par Benischke R., Goldscheider N. et Smart C.) », International Contributions to Hydrogeology n°26, I.A.H Book Series, Taylor & Francis, Londres, pp. 147-170.

Guizerix J. & Margrita R., 1976a : « Méthodologie d'étude par traceurs des transferts de masse ». La Houille Blanche, n° 3/4, pp 184-196.

Guizerix J. & Margrita R., 1976b : « Théorie de la méthode de Allen et ses conséquences pratiques pour la mesure des débits en conduites », La Houille Blanche, n° 3/4, pp 291-296

Guizerix J. et al, 1970 : « Contribution à la mesure des débits en régime variable par une méthode de dilution de traceurs radioactifs ». International Atomic Energy Agency, Vienne, pp 441-459.

I.A.E.A, 1990 : Guide book on radioisotope tracers in industry, International Atomic Energy Agency, Vienne, 371 p.

Jozja N., 2008 : « Importance de la composante analytique dans la fiabilité de l'interprétation d'un traçage », Actes des Journées techniques du CFH-AIH « Hydrogéologie et Karst au travers des travaux de Michel Lepiller », Orléans, 16/17 mai 2008, pp. 207-218.

Jozja N., Lepiller M. (†), Mondain P-H. et Muet P., 2009 : « Fiabilité de l'interprétation des traçages utilisant des traceurs fluorescents : importance de la composante analytique et proposition d'une grille d'évaluation », Géologues n°163, pp. 67-75.

Käss W. (1998) : « Tracing Technique in Geohydrologie » ; Balkema, Rotterdam

Käss W., 1998 : « Tracing technique in Geohydrology », Taylor & Francis, Londres, 585 p.

Lepiller M. et Mondain P-H., 1986 : « Les traçages artificiels en hydrogéologie karstique – Mise en œuvre et interprétation », Hydrogéologie n°1, 1986, pp. 33-52.

Mangin A., 1975 : « Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques », thèse de docteur es Sciences, Université de Dijon, (Ann.spéléol., 1974, 29,3, pp283-332: 1974, 29,4, pp495-601, 1975, 30, 1, pp21-124).

Marsaud B., 1997 : « Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux » ; thèse soutenue le 5 avril 1996 ; Document du BRGM n°268, 305 p.

Molinari J., 1976a : « Perspective offerte par l'utilisation rationnelle des traceurs naturels et artificiels en hydrogéologie karstique », Actes du 2ième Colloque d'hydrologie en pays calcaire, Besançon, pp 275-306.

Molinari.J, 1976b : « Interactions entre le milieu et développements récents dans l'emploi des traceurs artificiels ». La Houille Blanche, n°3/4, pp197-204.

Mondain P-H. et Muet P., 2008 : « Proposition d'une grille d'évaluation des résultats de traçages en milieu karstique au moyen de traceurs fluorescents », Actes des , Journées techniques du CFH-AIH « Hydrogéologie et Karst au travers des travaux de Michel Lepiller », Orléans, 16/17 mai 2008, pp. 191-205.

Office Fédéral des Eaux et de la Géologie (2002) : « Utilisation des traceurs artificiels en hydrogéologie – Guide Pratique », Série Géologie, Rapport n°3, Berne (document téléchargeable sur le site : http://www.bafu.admin.ch/publikationen/publikation/00439/index.html?lang=fr,

Société Suisse d'Hydrogéologie, Groupe de travail Traçage, 2002 : « Utilisation des traceurs artificiels en hydrogéologie – Guide pratique », Rapport OFEG, Série Géologie, n°3, 78 p.

Bibliographie Géophysique

Al-Fares W., Bakalowicz M., Guérin R., Dukhan M., 2002. Analysis of the karst aquifer by means of a ground penetrating radar (GPR) - example of the Lamalou area (Hérault, France). Journal of Applied Geophysics, 51 (2-4), 97-106.

Archie G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Transactions American Institute of Mining Metallurgical and Petroleum Engineers, 146, 54-67.

Bechtel T.D., Bosch F.P., Gurk M., 2007. Geophysical methods. In: Methods in karst hydrogeology, chapter 9, Goldscheider N. and Drew D. (ed.), Taylor & Francis/Balkema, 171-199.

Benderitter Y., 1997. Karst et investigations géophysiques. Hydrogéologie, 3, 19-30.

Beres M., Luetscher M., Raymond O., 2001. Integration of ground-penetrating radar and microgravimetric methods to map shallow caves. Journal of Applied Geophysics, 46 (4), 249-262.

Bosch F.P., Müller I., 2001. Continuous gradient VLF measurements: a new possibility for high resolution mapping of karst structures. First Break, 10 (6), 343-350.

Chalikakis K., 2006. Application de méthodes géophysiques pour la reconnaissance et la protection de ressources en eau dans les milieux karstiques, Thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie-Paris 6, 217 p.

Chailloux D., 2005 : La radio-localisation appliquée à la spéléologie. **http://wittamdoun.free.fr/documents/radiolocation.pdf** et http://speleo19.free.fr/arcana/article_arcana.htm

Dahlin T., 2001. The development of DC resistivity imaging techniques. Computers & Geosciences, 27 (9), 1019-1029.

Deceuster J., Delgranche J., Kaufmann O., 2006. 2D cross-borehole resistivity tomographies below foundations as a tool to design proper remedial actions in covered karst. Journal of Applied Geophysics, 60 (1), 68-86.

Debeglia N., Bitri A., Thierry P., 2006. Karst investigations using microgravity and MASW; Application to Orléans, France. Near Surface Geophysics, 4, 215-225.

Doolittle J.A., Collins M.E., 1998. A comparison of EM induction and GPR methods in areas of karst. Geoderma, 85 (1), 83-102.

Fauchard C., Pothérat P., 2004. Détection de cavités souterraines par méthodes géophysiques. Guide technique, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, 170 p.

Frischknecht F.C., Labson V.F., Spies B.R., Anderson W.L., 1991. Profiling methods using small sources. In: Electromagnetic methods in applied geophysics 2: Applications, chapter 3, Nabighian M.N. (ed.), SEG Publ., 105-270.

Gautam P., Raj Pant S., Ando H., 2000. Mapping of subsurface karst structure with gamma ray and electrical resistivity profiles: a case study from Pokhara valley, central Nepal. Journal of Applied Geophysics, 45 (2), 97-110.

Guérin R., Baltassat J.M., Boucher M., Chalikakis K., Galibert P.Y., Girard J.F., Plagnes V., Valois R., 2009. Geophysical characterisation of karstic networks - Application to the Ouysse system (Poumeyssen, France). Comptes Rendus Geoscience, 341 (10-11), 810-817.

Jacob T., Bayer R., Chery J., Jourde H., Le Moigne N., Boy J.P., Hinderer J., Luck B., Brunet P., 2008. Absolute gravity monitoring of water storage in a karst aquifer on the Larzac plateau (Southern France). Journal of Hydrology, 359 (1-2), 105-117.

Jardani A., Revil A., Santos F., Fauchard C., Dupont J.P., 2007. Detection of preferential infiltration pathways in sinkholes using joint inversion of self-potential and EM-34 conductivity data. Geophysical Prospecting, 55 (5), 749-760.

Kunetz G., 1966. Principles of direct current resistivity prospecting. Geoexploration monographs series 1 n°1, Braekken H. and van Nostrand R. (ed.), Geopublication associates, 103 p.

Kuniansky E.L., 2005. US Geological Survey karst interest group. Proceedings, USGS Scientific Investigations Report 2005-5160, 296 p.

Legchenko A., Valla P., 2002. A review of the basic principles for proton magnetic resonance soundings measurements. Journal of Applied Geophysics, 50 (1-2), 3-19.

Leparoux D., Bitri A., Grandjean G., 2000. Underground cavity detections: a new method based on seismic Rayleigh waves. European Journal of Environmental and Engineering geophysics, 5, 33-53.

Mari J.L., Arens G., Chapellier D., Gaudiani P., 1998. Géophysique de gisement et de génie civil. Editions Technip. 488 p.

McNeill J.D., 1980. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Technical Note TN-6, Geonics Limited, 15 p.

McNeill J.D., 1994. Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding. Technical Note TN-27, Geonics Limited, 15 p.

McNeill J.D., Labson V.F., 1991. Geological mapping using VLF radio fields. In: Electromagnetic methods in applied geophysics 2: Applications, chapter 7, Nabighian M.N. (ed.), SEG Publ., 521-640.

Nabighian M.N., Macnae J.C., 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. In: Electromagnetic methods in applied geophysics 2: Applications, chapter 6, Nabighian M.N. (ed.), SEG Publ., 427-520.

Neumann R., 1967. La gravimétrie de haute précision – application aux recherches de cavités. Geophysical Prospecting, 15 (1), 116-134.

Noel M., Xu B., 1992. Cave detection using Electrical Resistivity Tomography (ERT). Cave Science, 19, 91-94.

Olhoeft G.R., 2000. Maximizing the information return from ground penetrating radar. Journal of Applied Geophysics, 43 (2-4), 175-187.

Šumanovac F., Weisser M., 2001. Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karst terrains. Journal of Applied Geophysics, 47 (1), 13-28.

Topp G.C., Davis J.L., Annan P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines. Water Resources Research, 16 (3), 574-582.

Vouillamoz J.M., Legchenko A., Albouy Y., Bakalowicz M., Baltassat J.M., Al-Fares W., 2003. Localization of saturated karst aquifer with magnetic resonance sounding and resistivity imagery. Journal of Ground Water, 41 (5), 578-587.

Watelet J-M. & Jeannin P-Y., (2004) : Retour d'expérience sur l'utilisation d'une balise de positionnement Fond-Jour. Un outil de reconnaissance pour les inspections des cavités. http://www.isska.ch/pdf/ugps_0610.pdf

Waxman M.H., Smits L.J.M., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sand. Society of Petroleum Engineers Journal, 243, 107-122.

Wyllie M.R.J., Gregory A.R., Gardner L.W., 1956. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. Geophysics, 21 (1), 41-70.

Zhou W., Beck B.F., Stefenson J.B.,(1999) : Investigation of groundwater flow in karst areas using component separation of natural potential measurements. Environmental Geology, 37 (1-2), 19-25.

Annexe 1

Exemples d’application des outils hydrogéologiques

Feuilles de calcul pour l'analyse des débits classés et l'analyse des courbes de récession

1. Débits classés

L'utilisation du fichier nécessite de travailler avec le logiciel Xlstat, version 2006.

Feuille de calcul
Microsoft Office Exce

Dans ce fichier il y a trois feuilles. La première « Feuille loi log normal » n'est pas utilisée, elle sert à la représentation des points dans une échelle log. La deuxième « donnée » regroupe l'ensemble des données et la dernière est une représentation d'un histogramme (« Histogramme ref »).

La méthode à suivre pour réaliser l'étude des débits classés est la suivante :

- Dans un premier temps copier la chronique de débit dans la colonne B et les dates associées colonne A. Pour fonctionner, il ne doit pas y avoir de lacune, il faut donc impérativement supprimer les lignes où il n'y a pas d'information (le zéro est une information).
- Définir ensuite la classe de débit recherchée comprenant la gamme de débit mesuré (de 0 à valeur max par pas de 0.01 m^3/s par exemple).
- Lancer ensuite XLstat ( ). XLstat devient actif quand l'onglet passe du gris au bleu. Sélectionner ensuite l'onglet histogramme ( ).
- Dans la première page (Général) sélectionner les données et dans la deuxième (Options) les classes définies précédemment. Les autres fenêtres doivent être remplies de la façon suivante :

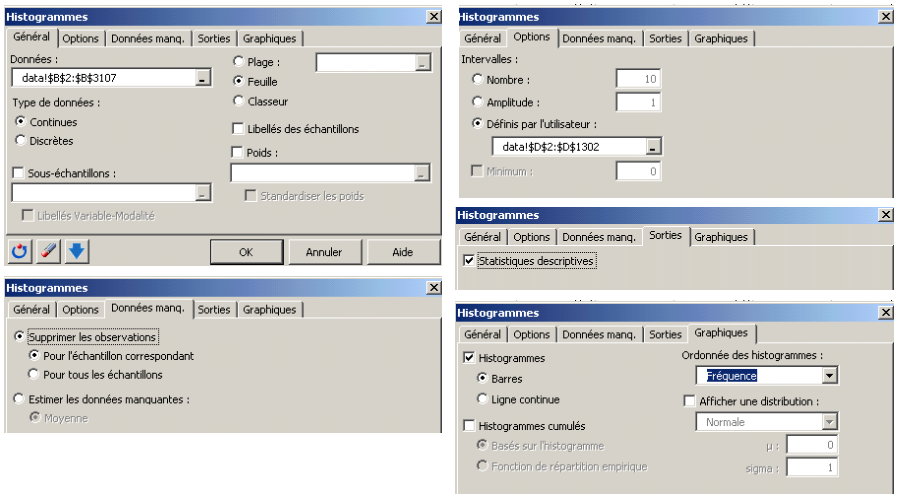


Figure 1 : Caractéristiques de l'histogramme.

- Après avoir validé, une nouvelle feuille Histogramme est crée. Récupérer dans la feuille Histogramme Ref la partie du tableau manquant à savoir les colonnes centre classes, cumul freq relative et loi log normale, ainsi que les formules s'y rattachant (prendre les 3 premières lignes). Copier à partir de la troisième ligne (ligne 39) les formules jusqu'au bas du tableau.
- Dans la colonne loi log normale supprimer les « #NOMBRE ! ». Il faut également garder une seule valeur pour la loi log normale correspondant à une même valeur de densité, supprimer donc les doublons.
- Copier le graphique de l'ancienne feuille histogramme et le coller sur la nouvelle feuille. Modifier ensuite directement dans le graphique les données sources afin qu'elles correspondent à la bonne feuille (en important le graph, on importe les données de la feuille Histogramme Ref).
- Il suffit ensuite de tracer les droites passant par le maximum de points et de définir les fréquences de coupures.

2. Courbes de récession

Il existe deux méthodes pour l'étude des courbes de récession, la méthode de Mangin et la méthode de Mangin adaptée par Ladouche et al. (2006). Le principe associé à ces méthodes est exposé dans la fiche B paragraphe 5.2. Nous allons préciser ici le mode opératoire pour utiliser les documents excel qui permettent de définir les paramètres des récessions. Dans les deux cas le fichier se compose de deux feuilles, la première s'intitule « calcul » et la seconde « graph simulation ». Les fichiers joints concernent l'étude de la récession de 2001 pour la source des Cents Fonts.

Feuille de calcul
Microsoft Office Excel

Méthode de Mangin

- Aller dans la feuille « calcul » et entrer pour la période de récession correspondant au maximum du pic de crue jusqu'à la fin de l'étiage, le débit journalier en m^3/s dans la colonne B. Ajouter les dates associées dans la colonne A. Vérifier que la fin de la chronique correspond bien aux nouvelles valeurs et non pas aux données précédentes (dans le cas ou la durée de la récession du fichier source est supérieur).
- Aller ensuite dans la feuille « graph simulation ». Définir graphiquement le Ti et le QRo (cellule c30 et c29) de la même façon qu'ils ont été définis par Mangin (Illustration 9 fiche B).
- Une fois le Ti définit retourner dans la feuille calcul et aller dans la colonne I, intitulée « Homo ». Copier la formule jusqu'au ti (pour ti on obtient 0), les valeurs après le ti (négatives), si elles existent doivent être effacées.
- Retourner dans la feuille « graph simulation ». Ajuster dans un premier temps la partie tarissement de la récession en calant le paramètre α (ou coefficient de tarissement) situé dans la cellule c27. Ce paramètre permet de caler la vitesse du tarissement, il est compris entre 0 et 1. Plus α est grand, plus la pente du tarissement est forte et donc plus le tarissement est rapide. Ce paramètre est

en général de l'ordre de 10^{-2} ou 10^{-3}. Il faut ajuster ensuite la partie décrue en calant le paramètre ε (coefficient d'hétérogénéité d'écoulement) situé dans la cellule c28. Plus ε est grand et plus la décrue est rapide. Ce paramètre peut être supérieur à 1.

A l'issu du calage, les paramètres provenant de l'analyse de la courbe de récession sont regroupés dans le second tableau.

Méthode de Mangin adaptée par Ladouche et al. (2006)

Feuille de calcul
Microsoft Office Exce

- Copier les valeurs du débit en m^3/s dans la colonne B de la feuille calcul et ajouter les dates associées colonne A.
- Dans la feuille graph simulation définir graphiquement le temps de fin d'infiltration de l'infiltration lente (cellule c39), le temps de fin d'infiltration de l'infiltration rapide (cellule c36), et le Q_0 Zone noyée (cellule c42). Caler le coefficient de tarissement de la Zone Noyée (c41).
- Dans la feuille calcul, colonne K (homographique 1) copier la formule jusqu'au temps de fin de l'infiltration rapide et dans la colonne L (homographique 2) jusqu'au temps de fin d'infiltration de l'infiltration lente.
- Caler ensuite le débit d'infiltration lent à t0 (c40) et le coefficient d'hétérogénéité d'écoulement lent (c38).
- Calculer (c37) le Débit d'infiltration rapide à t=0 (Débit d'infiltration rapide à t_0 = Débit mesuré à t_0 - débit d'infiltration lent à t_0 - Q_0 Zone noyée).
- Caler le coefficient d'hétérogénéité d'écoulement rapide (c35).

Tout comme la méthode de Mangin, les paramètres issus de l'analyse de la courbe de récession sont regroupés dans le second tableau.

Exemple d'analyse des débits classés – Fontestramar (Corbières Orientales)

La chronique des débits journaliers analysée s'étend sur la période 1971-2003, soit compte tenu des lacunes, sur un total de 10625 mesures. En raison des lacunes (1982-1984 et 1996-1997), trois périodes distinctes ont été étudiées :

- Chronique 1 : 1971-1982 (4038 valeurs)
- Chronique 2 : 1984-1996 (4197 valeurs)
- Chronique 3 : 1997-2003 (2900 valeurs)

Pour les périodes considérées, les débits journaliers moyens, minimum et maximum mesurés sont respectivement :

- Chronique 1 : 1971-1982 (Q_{moy} = 1787 l/s, Q_{min} =700 l/s, Q_{maxi} = 30000 l/s)
- Chronique 2 : 1984-1996 (Q_{moy} = 2201 l/s, Q_{min} =640 l/s, Q_{maxi} = 34500 l/s)

- Chronique 3 : 1997-2003 (Q_{moy} = 1878 l/s, Q_{min} =768 l/s, Q_{maxi} = 33300 l/s)

Pour l'ensemble des chroniques, le débit moyen inter-annuel est de l'ordre de 2 m^3/s. Compte tenu des observations disponibles, les valeurs extrêmes et moyennes du débit de la source de Font Estramar ne semblent pas avoir été modifiées depuis la mise en eau du barrage de l'Agly (1996).

L'analyse des débits classés de la source de Font Estramar a été réalisée avec un intervalle de classe de 250 l/s. Cette analyse a pour objectif d'identifier les différents régimes d'écoulement observables sur un exutoire (mise en réserve, fuites vers un autre système, mise en fonctionnement de trop plein, etc…) qui se produisent généralement de manière répétitive pour des valeurs particulières de débit. L'analyse a été menée à la fois sur les trois chroniques individualisées (chroniques 1, 2 et 3) et pour l'ensemble des données disponibles.

Les ajustements réalisés pour l'ensemble de la chronique sont présentés à la figure 2. Deux ruptures ont été identifiées pour des valeurs de débit comprises entre 1500 et 2000 l/s (1ère rupture) et pour des débits proches de 9000 l/s (2nd rupture). Les traitements réalisés sur les chroniques individualisés (chroniques 1, 2 et 3) permettent également de mettre en évidence ces ruptures de pente pour des valeurs de débit comparables (figures non présentées). La première rupture se produit en contexte de moyennes et/ou de basses eaux (débit compris entre 1500 et 2000 l/s) pour une fréquence cumulée de 75 %. La seconde rupture (débit proche de 9000 l/s) se produit, pour une fréquence cumulée proche de 96 % en contexte de forte crue. En moyennes et basses eaux, on montre que la pente $\alpha 2$ est inférieure à $\alpha 1$. En période de très forte crue (Q>9000 l/s), on observe que la pente de la droite $\alpha 3$ est supérieure à $\alpha 2$. Les caractéristiques de la distribution permettent de mettre en évidence les points suivants (Magnin, 1971, Marsaud, 1996) :

- Lorsque le débit excède 2000 l/s, les propriétés hydrauliques du système changent, le système évacue plus facilement les eaux. Ce changement de comportement peut traduire une modification des conditions d'entrées (alimentation plus importante par les pertes). Les conditions de sortie des eaux apparaissent favorisées et peuvent également traduire une diminution de la capacité de stockage du milieu. Pour les débits inférieurs à 2000 l/s, le comportement du système est plus inertiel et traduit globalement la vidange des réserves.
- Lorsque le débit excède 9000 l/s, les propriétés hydrauliques du milieu changent de nouveau (changement de la pente), le système évacue moins facilement les eaux. Ce comportement peut traduire un problème dans la courbe de tarage pour les débits très élevés (débits sous estimés) ou la mise en fonction de trop-plein correspondant à des cavités à proximité de l'exutoire (une part des débits de crue échappe à la station de jaugeage). Cette dernière hypothèse est vraisemblable, puisque de nombreuses résurgences temporaires ont été observées le long de la voie ferrée en période de crue. Ces observations de terrain ont été mises à profit pour implanter le réseau de piézomètre de la DDAF 66 dans les années 1970.

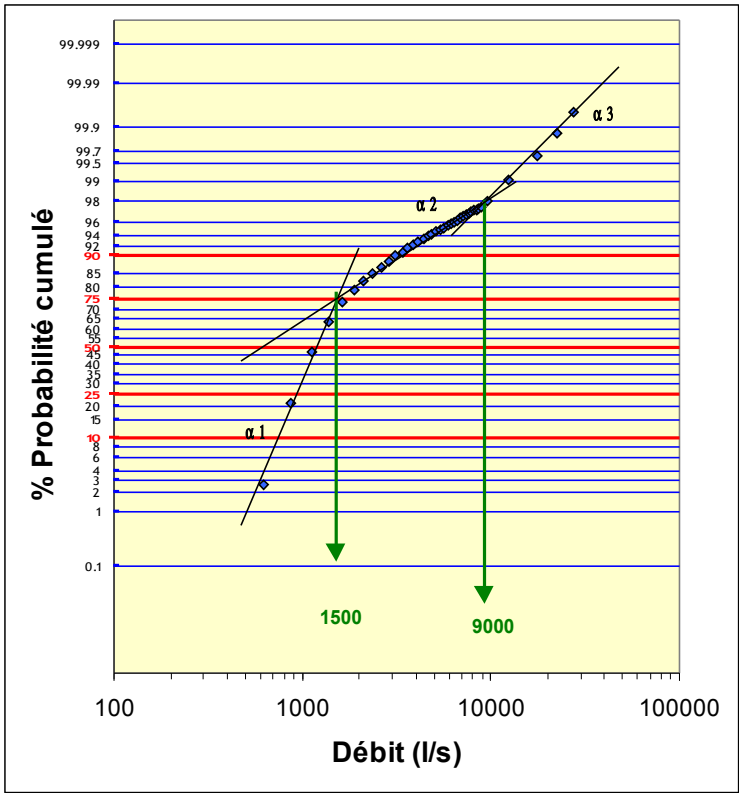


Figure 2 : Débits classés de la source de Fontestramar sur l'ensemble des données de la période 1971-2003, (classes de débit de 250 l/s).

Exemple d'interprétation d'analyses corrélatoires des sources de Font Estramar et de Font Dame (Corbières Orientales)

L'objectif de ces traitements mathématiques est d'appréhender le comportement général du système karstique à travers entre autres, l'étude des relations pluie-débit mesurées au niveau d'un exutoire. Dans le cas présent, il s'agit d'étudier le comportement du système à long terme (plusieurs cycles hydrologiques). L'étude a été réalisée principalement sur les chroniques de la source de Font Estramar (Pyrénées Orientales).

Les corrélogrammes simples des débits des sources de Font Estramar et Font Dame sont présentés figure 3. *L'analyse corrélatoire simple* cherche à traduire la dépendance dans le temps des évènements affectant la chronique, selon des intervalles de temps de plus en plus grand. Elle permet de tester le caractère répétitif des séries temporelles et leurs éventuelles natures cycliques. D'après Mangin, le temps pour lequel le corrélogramme atteint la valeur de 0.2 permet d'appréhender l'effet mémoire du système. L'effet mémoire de Fontestramar est faible, de l'ordre 18 jours, contre 11 jours pour Fontdame (figure 3). Ces résultats indiquent que le système

karstique est globalement peu inertiel, ce qui traduit un système bien drainé (la zone noyée apparait ainsi comme bien karstifiée).

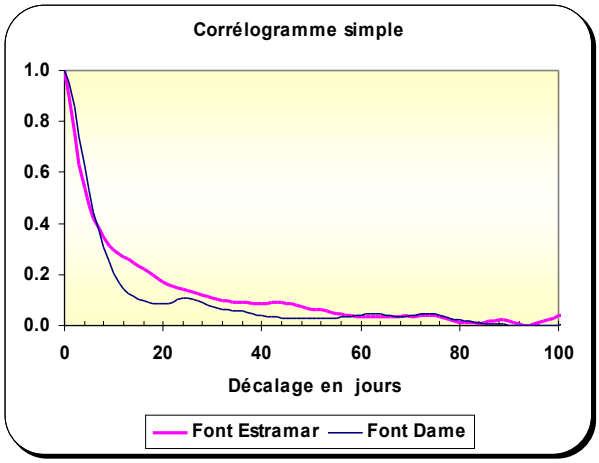


Figure 3 : Corrélogramme du débit à Font Estramar (période 1971-2003) et du débit de Font Dame (période 1998-2003).

Les “analyses croisées” ont été effectués à l’aide des chroniques de pluie mesurée à Périllos, Tautavel et Vingrau (données DAFF 66) et à Perpignan (données Météo France). Les traitements ont été réalisés à l’aide du logiciel Tempo (© BRGM).

Les corrélogrammes croisés (pluie-débit) donnent une image acceptable de la réponse impulsionnelle du système karstique car celle-ci est déterminée à partir d’un nombre important de données pluie-débit (10625 et 2133 mesures de débit journalier respectivement pour Font Estramar et Font Dame) et surtout parce que le signal d’entrée peut être considéré comme aléatoire.

Pour les sources de Font Estramar et de Font Dame, la longueur de la réponse du débit à la pluie (durée de la recharge) est estimé respectivement à 40 et 20 jours environ. Les réponses impulsionnelles, qui présente un pic pour les faibles décalages (2 jours pour Fontestramar, 3 jours pour Fontdame), sont caractéristiques de système bien drainé et donc évolué vis à vis de la karstification (Figure 4).

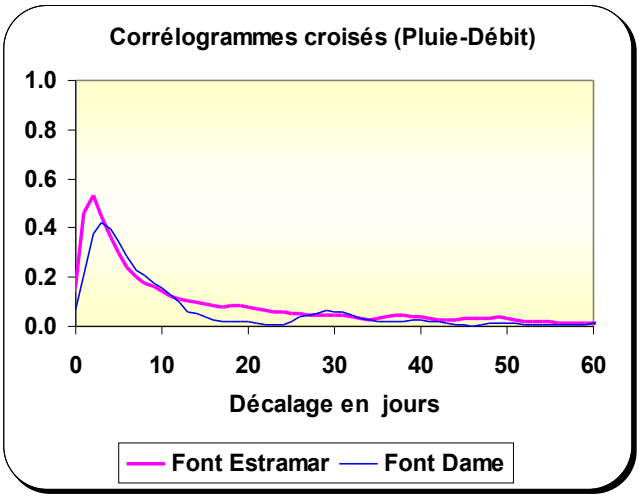


Figure 4 : Corrélogramme *croisé (pluie-Débit)* des sources de Fontestramar (période 1971-2003) et Fontdame (période 1998-2003).

L'analyse spectrale simple (densité spectrale de puissance DSP) permet d'identifier les différentes composantes de la variance totale en fonction de la fréquence. En d'autre terme, la densité spectrale de puissance permet d'obtenir des informations par exemple, sur la tendance du système à long terme.

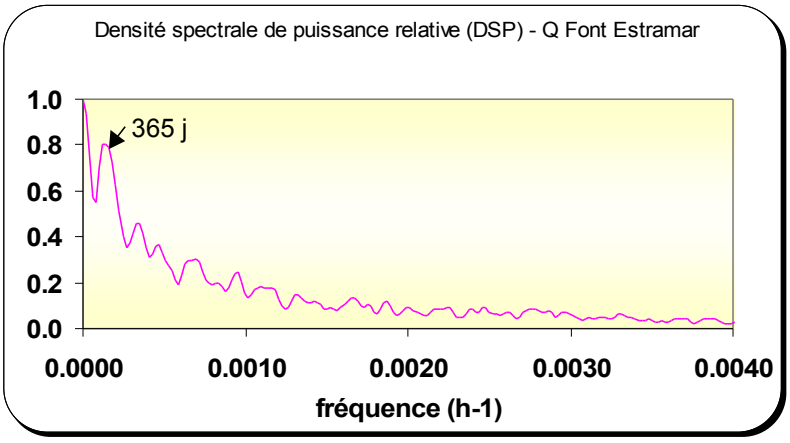


Figure 5 : Densité spectrale de Puissance de la source de Font Estramar (période 1984-1996).

Pour le système de Font Estramar, l'analyse a porté sur les différentes chroniques individualisées (1971-1982 ; 1984-1996 ; 1996-2003). Les densités spectrales de puissance relative présentent un pic pour les basses fréquence (365 j) ce qui indique que l'information portée par les pluies est avant tout transformée dans le cycle annuel (figure 5). Selon les périodes considérées, la fonction de gain qui renseigne sur la manière dont le signal d'entrée est amplifié (>1) ou atténué (<1) par le système présente un pic plus ou moins important pour la fréquence correspondant au pic de

365 j (figure 6). La valeur du gain est inférieure à 1 (gain =0.6) pour la période 1971-1982 contre 1.3 environ pour les périodes 1984-1996 et 1997-2003. Pour la première période (1971-1982), l'atténuation du signal pour les basses fréquences (365 j) traduit une consommation de signal entre l'entrée (pluies/pertes) et la sortie (débit à l'exutoire). Ceci indique donc que le système karstique a globalement stocké de l'eau ou que les pertes par évapotranspiration réelle ont été plus importantes. Pour les deux périodes suivantes (1984-1996 et 1997-2003), l'amplification du signal pour les basses fréquences (365 j) traduit globalement un apport d'eau ou un déstockage et/ou une diminution de la demande évapotranspiratoire réelle. Cette dernière hypothèse n'apparaît pas consistant car les conditions climatiques ne sont pas significativement différentes de celles des périodes précédentes.

Pour la période 1997-2003 (figure 6), les valeurs du gains à 90 jours et 30 jours sont plus importantes que celles des périodes précédentes (1971-1982 et 1997-2003) ce qui indique que l'atténuation du signal entre l'entrée (pluies/pertes) et la sortie (débit à l'exutoire) est moins marquée à moyen terme (90 et 30 jours). Ce résultat est à mettre en relation directe avec une modification des conditions d'entrées, notamment au niveau des pertes de l'Agly. En effet, la gestion du barrage de l'Agly (soutient des débits de l'Agly en étiage depuis 1996) a entraîné une modification des conditions naturelles d'alimentation, notamment en périodes estivales

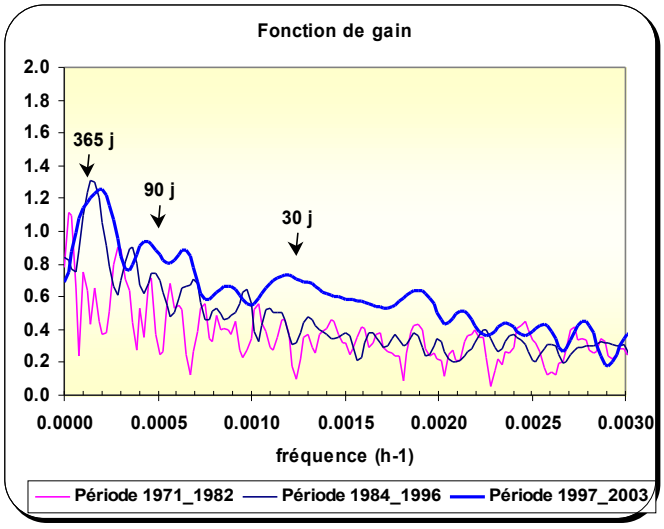


Figure 6 : Fonction de gain entre la pluie et le débit à Font Estramar pour les période 1971-1982, 1984-1996 et 1997-2003.

Le déphasage moyen calculé pour les fréquences inférieures à la fréquence de coupure (fc = 0.01 h^{-1}) suivant la méthode proposée par Padilla et Pulido-Bosch (1995) est de l'ordre de 35 heures (figure 7). Ce faible déphasage exprime à la fois la réponse du système à la pluie efficace et à l'alimentation par les pertes de l'Agly et du Verdouble. Ce résultat indique que la karstification est bien développée entre la zone d'infiltration (épikarst)/d'alimentation (pertes) et la zone noyée du système karstique et

que la transmission des impulsions se produit dans un système en charge, c'est-à-dire dans des conduits karstiques noyés.

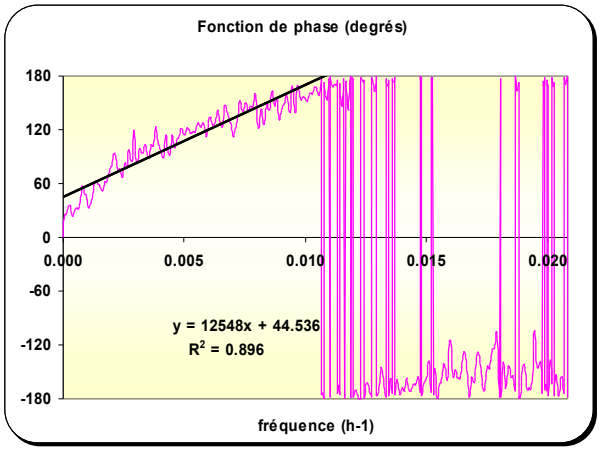


Figure 7 : fonction de phase entre la pluie et le débit à Fontestramar pour la période 1997-2003.

En résumé, les analyses corrélatoires et spectrales ont permis d'étudier le **comportement du système à long terme** (plusieurs cycles hydrologiques).

La **zone noyée du système karstique d'Opoul apparaît bien drainée et bien connectée**, d'un point de vue hydraulique, **à l'épikarst** qui constitue le **siège de l'infiltration des pluies** et **à la zone d'alimentation par les pertes**. Le transfert des impulsions lors des périodes de crue s'effectue de manière rapide, le pic de crue se produisant en moyenne 35 heures après un épisode pluvieux. Ce faible déphasage indique que les écoulements se produisent dans un système en charge, c'est-à-dire dans des conduits karstiques noyés. La **réponse du système à la pluie efficace se produit pendant une durée de 20 jours** environ (durée de la recharge) pour la source de Font Dame contre 40 jours environ pour la source de Font Estramar. L'analyse à long terme de l'hydrogramme de Font Estramar montre que le système karstique a un **comportement non homogène vis-à vis du stockage** (recharge et décharge des réserves en fonction des conditions hydroclimatiques). Le système présente pour certaines périodes, un tendance à déstocker de l'eau à l'échelle annuelle (période 1994-1996), ou au contraite à stocker de l'eau (période 1971-1982).

Pour la période 1997-2003, l'étude de la fonction de gain permet de mettre en évidence une modification des conditions d'entrées, notamment au niveau des pertes de l'Agly. La gestion du barrage de l'Agly (soutient des débits de l'Agly en étiage depuis 1996) a entraîné une modification des conditions naturelles d'alimentation, notamment en périodes estivales. L'effet de la modification est essentiellement perceptible à moyen terme (90 j et 30 j).

Exemples d'interprétation d'essai de pompage en milieu karstique

1. Pompage sur un drain - Forage de reconnaissance en amont de la source des Fontaigneux (Système de la Gervanne)

L'exemple retenu est le pompage de longue durée à gros débit réalisé durant l'été 1998 sur un forage de reconnaissance qui avait recoupé un drain en amont immédiat

de la source des Fontaigneux. Cette source constitue l'exutoire principal du système karstique de la Gervanne, situé à l'extrémité sud-ouest du massif du Vercors, dans le Diois nord occidental. Elle est pérenne avec un débit moyen de 900 l/s. Son débit d'étiage moyen est d'environ 270 l/s.

Le pompage a été réalisé du 10/08/98 au 07/10/98, soit une durée totale de 58 jours (Figure 8). De fortes pluies sont survenues début septembre et début octobre. Cette deuxième série de précipitations a entraîné une forte remontée du niveau dans le forage, obligeant l'arrêt du pompage. Du 10/08 au 5/09, le pompage a engendré un rabattement de 0,33 m pour un débit de 360 m^3/h, ce qui correspond à un rabattement spécifique de 3,3 m/m^3/s. Après 25 jours, le niveau d'eau du forage a été influencé par les précipitations et n'a jamais retrouvé la courbe de tarissement initiale du pompage. Les précipitations induisent une remontée très rapide du niveau d'eau du forage, ce qui est normal compte tenu de la nature karstique de l'aquifère.

Les débits à la source des Fontaigneux sont reportés sur la Figure 9 avec les précipitations à la station de Beaufort sur Gervanne. La source des Fontaigneux réagit très rapidement au pompage sur le forage. Son comportement est influencé à la fois par la variation naturelle des réserves du système et le pompage effectué sur le forage.

Les deux droites obtenues coupent l'abscisse pour une valeur d'environ 430 l/s, qui correspondrait au débit pompé entraînant l'assèchement de la source. Ce résultat, basé sur seulement deux couples de points, doit bien entendu être interprété avec prudence, d'autant plus qu'il repose sur une extrapolation linéaire au delà d'un débit pompé de 100 l/s. Il met toutefois en évidence que le tarissement de la source interviendra pour un débit pompé significativement supérieur au débit naturel.

Les volumes mobilisés durant les 25 premiers jours du pompage sont les suivants :

- volume qui se serait écoulé naturellement à la source (Vn) : 513 10^3 m^3 (obtenu par extrapolation)
- volume pompé au forage (Vp): 210 10^3 m^3 (débit constant de 100 l/s)
- volume réellement écoulé à la source pendant le pompage (Vs): 405 10^3 m^3
- volume total sorti du système (Vt = Vp + Vs) : 615 10^3 m^3
- volume provenant de la réserve (Vr = Vt - Vn) : 102 10^3 m^3

Ces résultats montrent que le pompage a permis de prélever un volume d'environ 100 000 m^3 sur la réserve sans rabattement significatif au niveau du forage (0,33 m). Les réserves alimentent l'axe de drainage (sur lequel est le forage) de façon constante tout au long de l'essai. La capacité du système à libérer ses réserves est calculée à partir du rapport Rp qui traduit l'importance du débit manquant à l'exutoire par rapport au débit prélevé :

Rp = $\frac{Vp - (V - Vs)}{Vp}$ avec	V – Vs = volume manquant à l'exutoire Vp = volume pompé

Dans le cas présent, ce rapport Rp, traduisant la part prise à la réserve, est d'environ 48 %.

Ce pompage a permis d'établir l'ébauche d'une relation entre le débit pompé au forage et la baisse de débit engendrée à la source. Il a ainsi été effectué un calcul du débit supplémentaire obtenu par pompage par rapport au débit "naturel" de la source, par différence entre le débit pompé et le débit naturel de la source. Cette relation, calculée pour deux débits "naturels" de la source de 300 et 200 l/s, est illustrée par la Figure 10. Jusqu'au débit de pompage entraînant le tarissement de la source (430 l/s), le débit supplémentaire obtenu suit des droites de pente différente en fonction de l'état hydraulique du système. Au delà, la pente est identique (la source étant tarie, le débit supplémentaire est celui pompé, soit un gain de 100 %). Il apparaît que le rendement est d'autant plus fort que le débit de la source est faible et que le débit pompé est important. Le débit supplémentaire obtenu est de 200 l/s (soit 520 000 m^3 / mois) pour un pompage à 450 l/s et 650 l/s (soit 1 700 000 m^3 / mois) pour un pompage à 900 l/s.

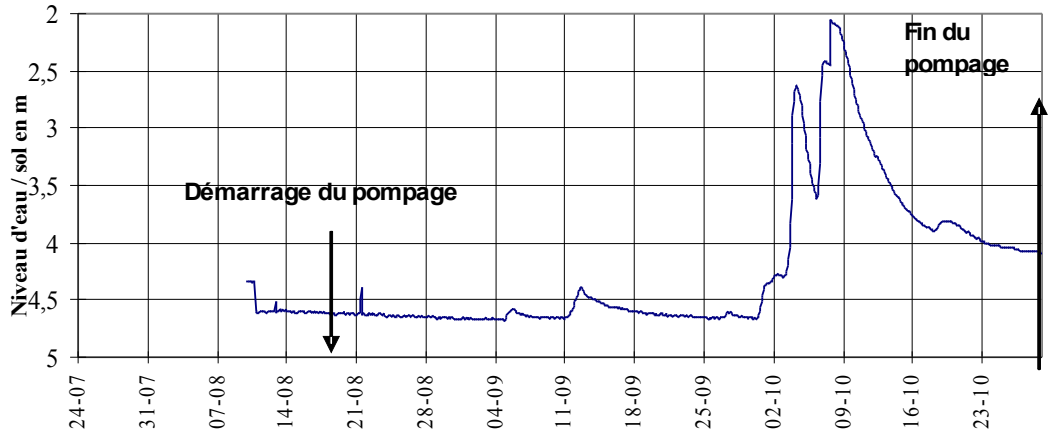


Figure 8 : Evolution des niveaux dans le forage pendant le pompage

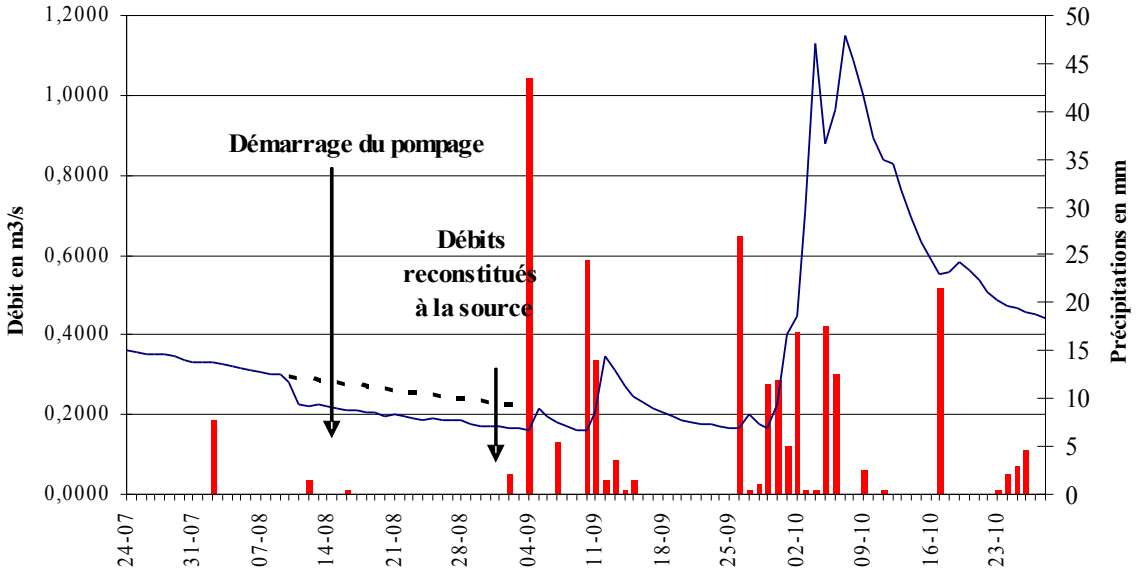


Figure 9 : Débit à la source des Fontaigneux et pluviométrie

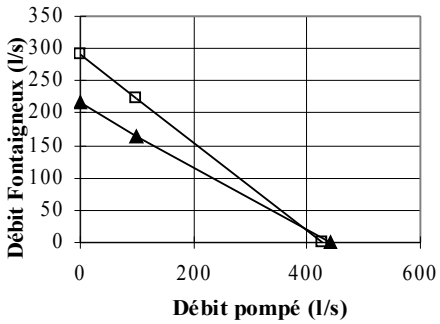


Figure 10: Relation entre débit pompé et débit à la source des Fontaigneux

2. Pompage sur un réservoir compartimenté baignoire - Forage des Bories (Creissan)

Le captage des Bories a été réalisé pour alimenter la commune de Creissan dans l'Hérault. Il capte entre 85 m et 124 m de profondeur une alternance de calcaires et de marnes appartenant au Maastrichtien. Le forage a ensuite recoupé trois venues d'eau correspondant à des failles à 103 m, 114 m et 122 m, cette dernière étant la plus importante. Le niveau dans le forage était à une profondeur de 52 m.

Le pompage d'essai a été réalisé en juillet 2001, en condition d'étiage estival. Il a compris un pompage par paliers (trois paliers de 30 minutes) suivi d'un essai de longue durée (environ six jours).

Pendant toute la durée du pompage de longue durée réalisé à un débit de 60 m^3/h, les rabattements dans le forage ont rapidement présenté une évolution linéaire avec une pente de 25 cm/jour (figure 4). Par ailleurs, les niveaux présentaient avant le test un tarissement marqué avec une pente de 9 cm/jour.

Ce comportement, caractéristique d'un aquifère karstique, traduit une structure de réservoir compartimenté, éventuellement alimenté à flux constant.

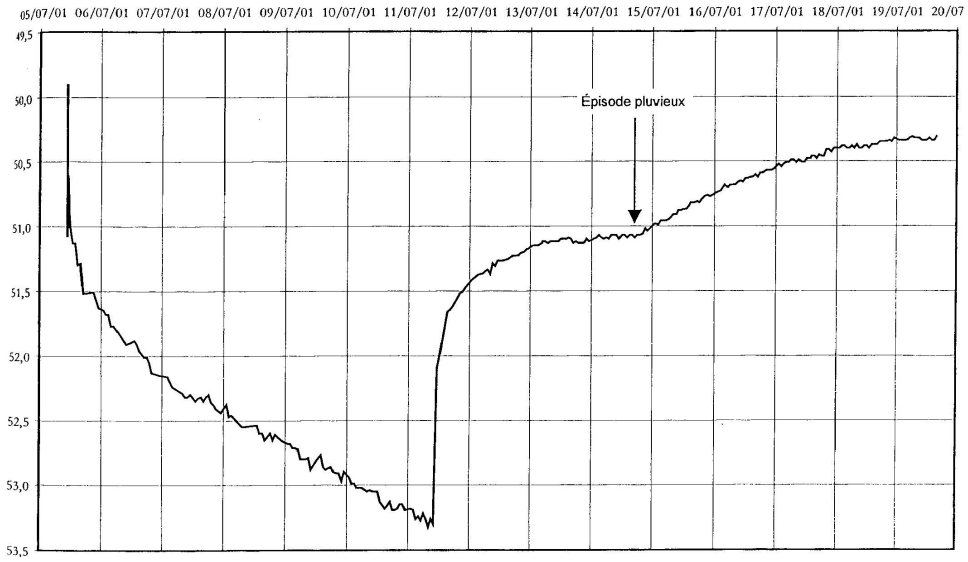


Figure 11 : Evolution du niveau d'eau lors d'un pompage sur le forage de Creissan (Hérault)

3. Pompage milieu fissuré - Forage de Fichoux (Puisserguier)

Le forage de Fichoux a été réalisé en 1990 pour alimenter la commune de Fichoux (Hérault). Il exploite des calcaires et conglomérats de d'Eocène qui ont été recoupés entre 80 à 100 m de profondeur sous un horizon de marnes rouges. Le forage a recoupé une zone faillée importante entre 80 et 100 mètres de profondeur.

Le pompage par paliers (Figure 12 et Figure 13) a permis d'évaluer les pertes de charge quadratiques à à 6.10^{-3} $m/(m^3/h)^2$ à partir de la courbe caractéristique du forage

L'essai de longue durée de 72 h a été réalisé à un débit de 37 m^3/h. Le niveau statique avant le pompage était à 13,38 m de profondeur. Le niveau dynamique à la fin était à 44,61 m, soit un rabattement de 31,23 m.

Un calage très satisfaisant a été obtenu sur le pompage de longue durée en utilisant le schéma de THEIS avec deux limites étanches et les paramètres suivants (Figure 14) :

- transmissivité T = 6,1.10^{-4} m^2/s,
- coefficient d'emmagasinement : S = 1,4.10^{-2},
- pertes de charges quadratiques : c = 75 000 m/(m^3/s)^2 [5.8.10^{-3} m/(m^3/h)^2]
- deux limites étanches à 50 m.

Il apparaît donc que l'aquifère testé présente un comportement global analogue à celui d'un milieu poreux homogène. Les limites sont interprétées comme un cloisonnement de l'aquifère.

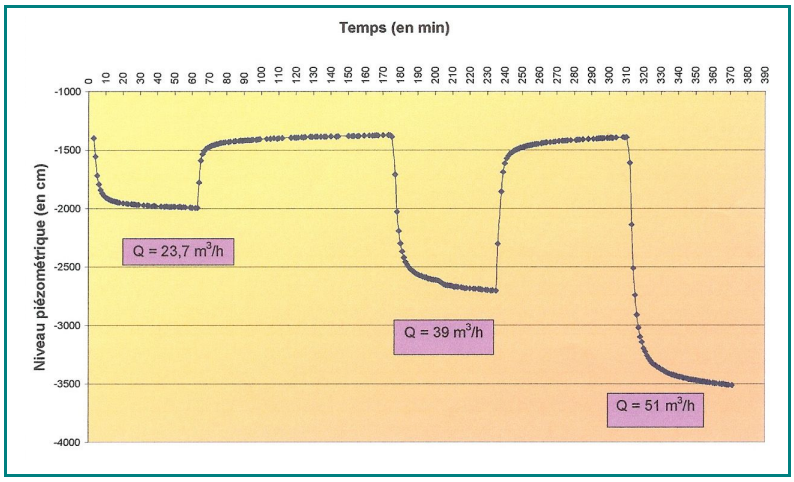


Figure 12 : Evolution du niveau piézométrique lors de trois essais de pompage sur le forage de Fichoux (Puisserguier)

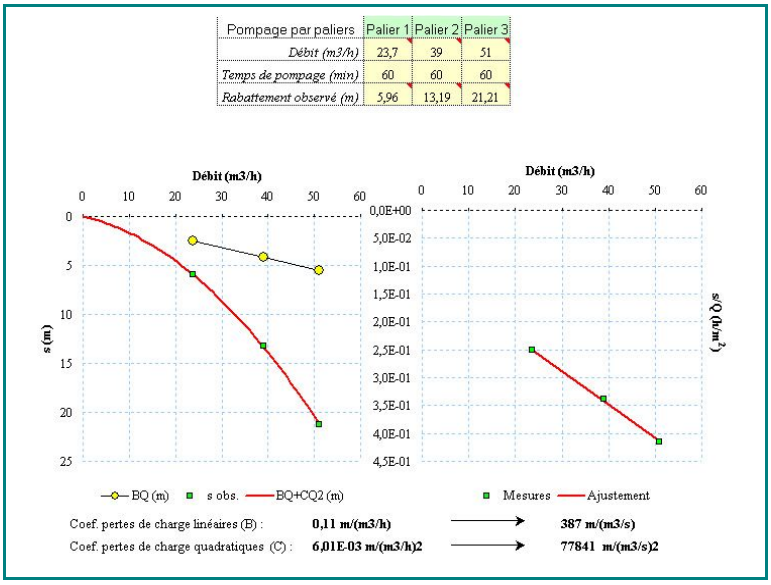


Figure 13 : Pompage d'essai par paliers d'août 2005 sur le forage de Fichoux (Puisserguier)

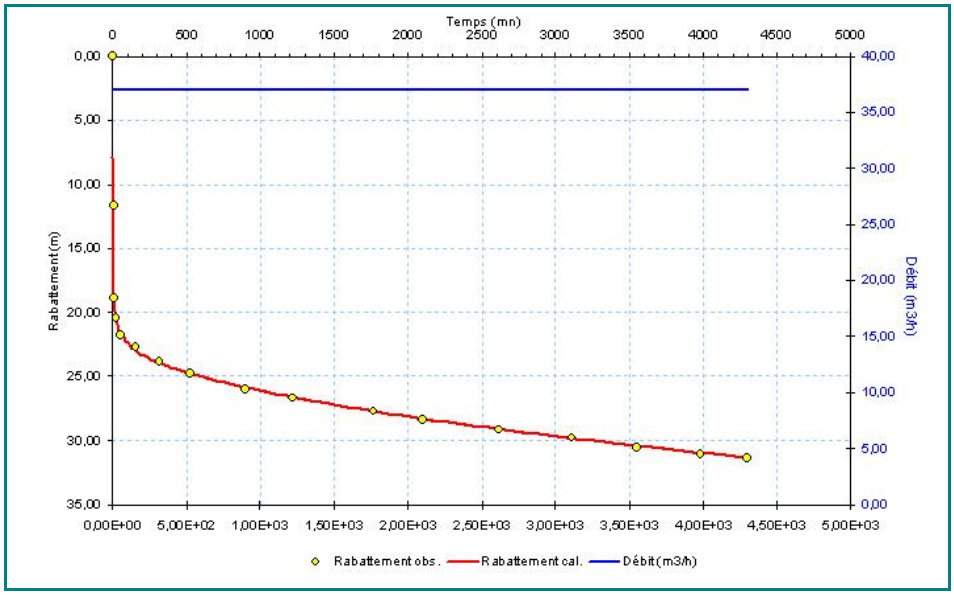


Figure 14 : Evolution du rabattement et calage du forage de Fichoux (Puisserguier)

4. Pompage milieu fissuré - Forage de Falgairas (Neffiès)

Le village de Neffiès se situe dans le canton de Montagnac (arrondissement de Béziers), à 15 km au nord-ouest de Pézenas et à 15 km au sud-est de Clermont l'Hérault. Le forage du Falgairas a été réalisé pour alimenter l'agglomération de Neffiès dans l'Hérault). Le forage capte les dolomies du Gédinnien-Siegénien qui constituent un aquifère carbonaté dont l'exutoire principal est la source de la Resclause.

Le pompage d'essai a compris un essai par paliers suivi d'un pompage de longue durée. Les niveaux ont été suivis sur le forage lui-même (F2) et sur le piézomètre (F1) situé à 75 m au Sud. Les résultats du pompage par paliers sont récapitulés dans le tableau ci-dessous.

	Durée	Débit	Rabattement
1er palier	60 mn	20 m^3/h	3,85 m
2ème palier	60 mn	36 m^3/h	7,84 m
3ème palier	60 mn	49 m^3/h	12,32 m
4ème palier	60 mn	81 m^3/h	27,44 m

L'essai de longue durée (3 jours) a été réalisé du 21 (10h13) au 24 juin 2005 (10h10) à un débit moyen de 30 m^3/h. Il a été enchaîné avec le pompage par paliers. La remontée des niveaux a été suivie jusqu'au 24 juin à 13h45.

Un calage satisfaisant a été obtenu sur l'ensemble des pompages (paliers et longue durée) en utilisant le schéma de THEIS avec les paramètres suivants (Figure 15) :

- transmissivité T = 8.10^{-4} m^2/s,
- coefficient d'emmagasinement : S = 14,
- pertes de charges quadratiques : c = 4500 $m/(m^3/s)^2$ [$3.2.10^{-3}$ $m/(m^3/h)^2$],
- pas de limites étanches ou alimentées.

Bien qu'étant fissuré et a priori karstifié, il apparaît donc que l'aquifère testé présente un comportement global analogue à celui d'un milieu poreux homogène (le schéma de THEIS reposant sur l'hypothèse d'un aquifère homogène, isotrope et d'extension infinie).

Ce résultat doit être interprété en termes de fonctionnement et non de structure. Il signifie que les pertes de charge liées aux écoulements dans l'aquifère sont linéaires, ce qui traduit des vitesses de circulation lentes. A priori, le forage n'a pas recoupé de drain mais l'eau est contenue dans un milieu fissuré relativement continu et homogène à grande échelle. Ce point n'exclut toutefois pas la présence de vides karstifiés de grandes dimensions au sein du magasin, mais ceux-ci ne constituent que des capacités sans rôle fonctionnel.

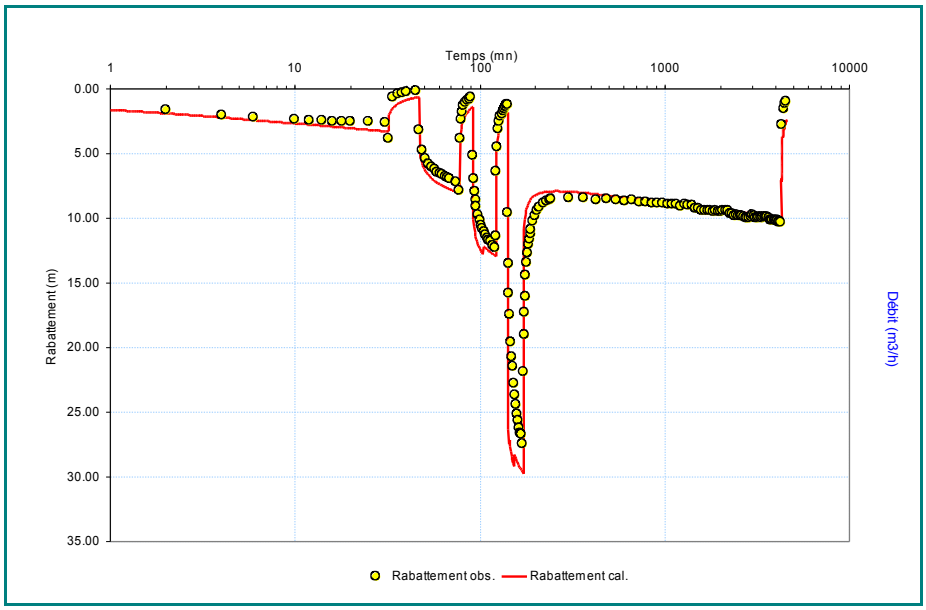


Figure 15 : Evolution des rabattements observés et calculés du Forage de Falgairas (Neffiès)

5. Interprétation des rabattements observés au puits du forage Robol (Corbières Orientales)

Le forage de Robol d'une profondeur de 450m a été réalisé dans le cadre d'une étude de démonstration de la ressource concernant le système karstique de Fontestramar. A partir des rabattements mesurés au puits Robol et aux piézomètres situés à proximité,

Roboul CGE et Mas de la Chique (Figure 16) et des mesures du débit de pompage, l'interprétation par la méthode des dérivées et l'introduction de modèles hydrogéologiques conceptuels ont permis de mettre en évidence l'existence d'**un drain karstique de dimension notable à proximité du puits de pompage**.

Point	Coordonnées Lambert 2		r_ouvrage (m)	d_Puits-Piézo (m)
	X	Y		
Puits Robol	642579	1757690	0.111	0
Piézo. Roboul CGE	642607	1757908	0.2	220
Piézo. Mas de la Chique	642992	1758347	0.2	776

Figure 16 : Disposition du puits et des piézomètres d'observation à proximité

Le graphique bi-logarithmique (Figure 17) présente l'évolution du rabattement spécifique observé dans le puits Robol pendant l'essai de pompage longue durée ainsi que les courbes de dérivée des rabattements lors de la descente (pendant le pompage) et de la remontée (après l'arrêt du pompage) du niveau d'eau.

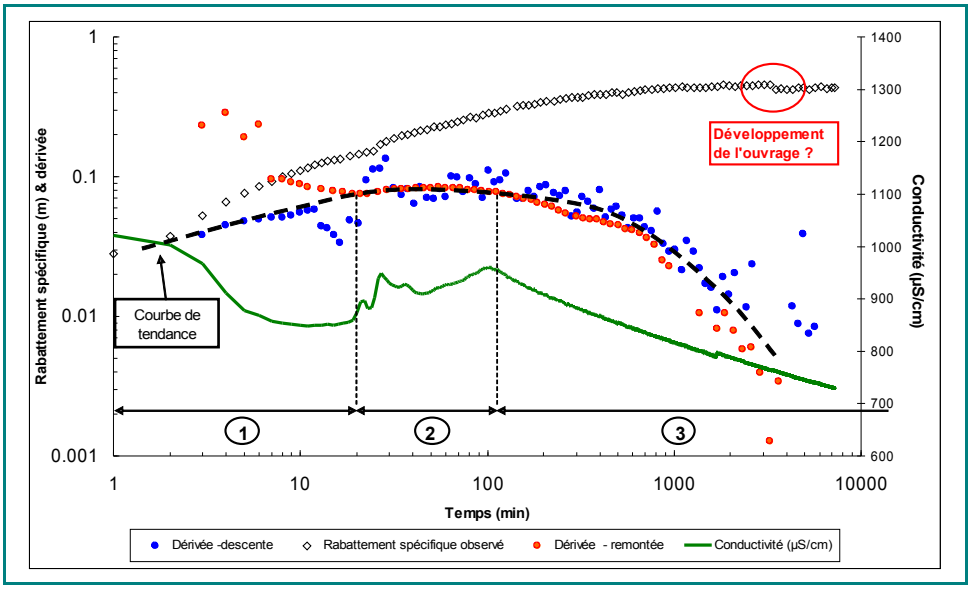


Figure 17 : Rabattements spécifiques, dérivée logarithmique et conductivité électrique en fonction du temps

L'analyse de la courbe de la dérivée (à la descente et à la remontée) mène à la distinction de **trois régimes d'écoulement** intervenant successivement lors du pompage dans l'aquifère karstique :

- De 0 à 20 minutes, un régime d'écoulement où la dérivée augmente suivant une faible pente (0,2 - 0,3), ce qui correspond à la réaction du drain intercepté par le forage ;
- De 20 à 100 minutes, un régime d'écoulement où la dérivée est constante (droite horizontale dans le graphique semi-logarithmique), ce qui correspond à un écoulement radial cylindrique (aquifère homogène isotrope). Une valeur de transmissivité T peut être calculée (elle est estimée à $2{,}5.10^{-4}$ m²/s (Figure 17). Elle correspond à la partie « matricielle » de l'aquifère drainée par le drain ;
- A partir d'une centaine de minutes la dérivée diminue car les rabattements se stabilisent, ce qui correspond à un phénomène de drainance ou de limite alimentée.

Une interprétation de ces trois régimes d'écoulement est présentée dans la Figure 18.

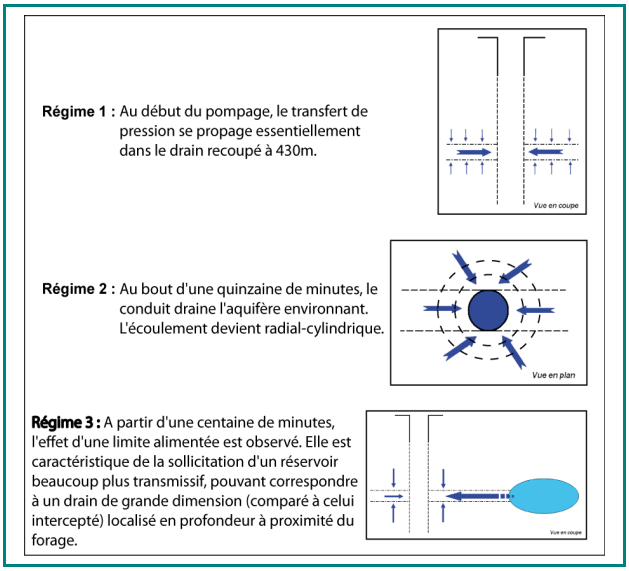


Figure 18 : Représentation des différents régimes d'écoulement

Après 3400 minutes de pompage, soit 57 heures, la courbe des rabattements spécifiques observés présente une légère diminution (Figure 17). Ce phénomène s'explique par un potentiel développement de l'ouvrage lors de l'augmentation du débit de pompage. En effet, un développement de l'ouvrage engendre une meilleure connexion entre l'aquifère et le puits (diminution des pertes de charges), entraînant une diminution du rabattement s pour un débit Q donné et par conséquent une diminution du rabattement spécifique observé S = s/Q. L'analyse de la courbe de dérivée du rabattement en fonction du temps a permis de distinguer plusieurs régimes d'écoulement (Figure 18). Cela conduit à choisir un modèle mathématique adapté à la situation hydrogéologique ainsi identifiée, pour réaliser une simulation de son fonctionnement au cours de l'essai de pompage longue durée. Le modèle de Nind a été choisi, car il permet la prise en compte d'une discontinuité linéaire et subverticale à proximité du puits sollicité, caractérisant une limite avec un milieu de transmissivité différente (Figure 19). Il permet de modéliser l'effet d'une limite alimentée (Régime 3)

en considérant un milieu à transmissivité infinie pour le deuxième compartiment (Figure 19).

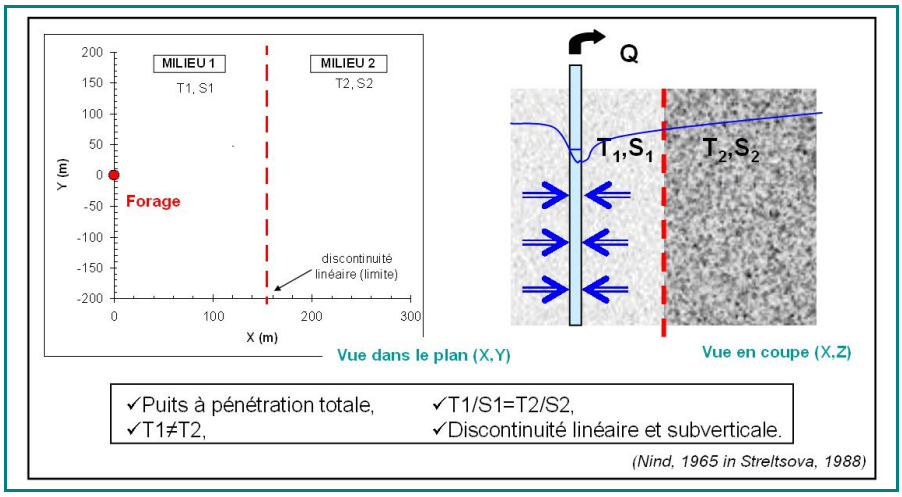


Figure 19 : Illustration et conditions du modèle de Nind

Dans ce cas, le modèle de Nind permet une simulation des niveaux piézométriques de manière similaire au modèle de « Theis avec limite alimentée ». Le modèle de Nind intègre la sollicitation d'un horizon de transmissivité finie ou infinie à partir d'un certain temps t (Lim.Al) et t (lim T2), telle qu'illustrée dans la Figure 20. Les deux modèles (Nind et Theis + limite alimentée) ont été utilisés. Le modèle de Nind est nécessaire afin de pouvoir interpréter les mesures réalisées aux piézomètres Roboul et du Mas de la Chique, où le comportement observé est celui d'un aquifère compartimenté avec des zones de perméabilité différentes. La détermination du temps correspondant à la sollicitation d'un horizon de transmissivité infinie, sert à calculer la distance entre le forage et la limite d'alimentation en considérant le coefficient d'emmagasinement S, valeur de calage intégrant des incertitudes. Par contre, de meilleures estimations seront par la suite réalisées à partir des observations effectuées aux piézomètres.

La distance à la limite (L) est déduite de l'équation :

(Équation 1) $\mathbf{L = 2.((T.t)/S)^{1/2}}$ avec t en secondes (Theis, 1935)

La Figure 21 présente la simulation des rabattements observés au puits de pompage par la méthode de Nind et également par la méthode de « Theis + limite alimentée » où un aquifère de transmissivité infinie jouant comme limite alimentée à proximité du puits est sollicité après un temps donné (valeur de calage). L'échelle de temps est normale sur le graphique du haut et logarithmique sur celui du bas. La juxtaposition de ces deux graphiques permet d'apprécier la qualité des simulations. En effet, les courbes s_Robol, Theis+lim.Al et NIND_Robol sont quasiment confondues. Les simulations sont de bonne qualité et permettent donc d'estimer convenablement les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère. Ainsi, la transmissivité déduite de cette analyse est de l'ordre de $T = 2{,}55.10^{-4}$ m^2/s (Figure 20), ce qui est cohérent avec l'interprétation réalisée lors de la phase de diagnostic.

Interpretation	Theis+lim.Al	Unités	
T	2.55E-04	m2/s	
S	9.86E+00	-	calage
t (Lim.Al)	170	min	calage
pdc	3.50E+04	s2/m5	
Capacité	222	mm	
r	0.111	m	

Interpretation	NIND	Unités	
T1	2.55E-04	m2/s	
S	2.50E+00	-	calage
T2	2.55E+03	m2/s	lim. Al
Lim.T2	100	min	
pdc	3.50E+04	s2/m5	
Capacité	0	mm	
r	0	m	

Figure 20 : Paramètres de calage et résultats des modélisations

Normalement, le paramètre t (Lim.Al) doit être égal au paramètre t (Lim.T2). La différence affichée ici (Figure 20) est due au fait que le modèle Theis+lim.Al utilise la formule $\mathbf{L=1,5(T.t/S)^{1/2}}$ pour calculer la distance L à la limite. Le modèle de Nind prenant en compte l'équation de Theis ((Équation 1) pour le même calcul, les temps sont différents dans chaque modèle afin de prendre en compte une même distance L à la limite.

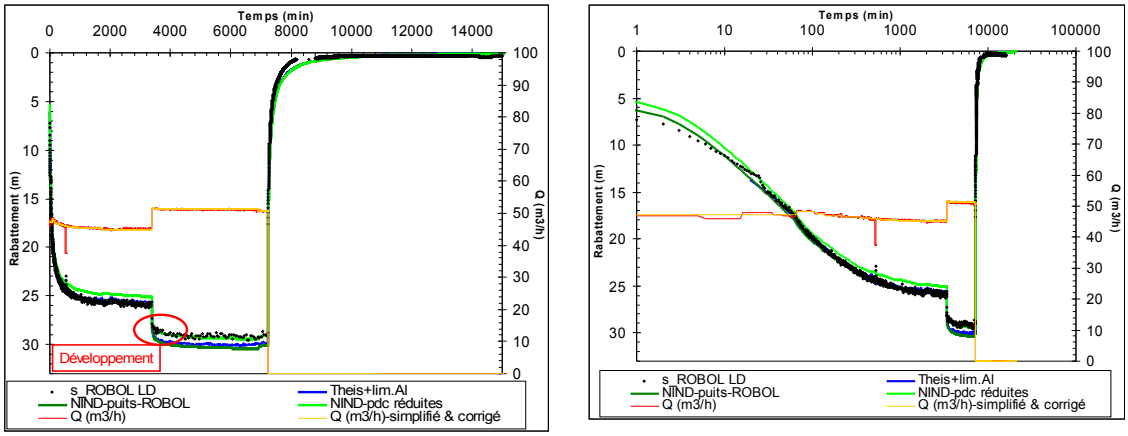


Figure 21 : Simulation des rabattements au puits de pompage ; modèles analytiques de Theis et de Nind, logiciel d'interprétation : WinISAPE (BRGM) (échelle des temps normale en haut et logarithmique en bas)

Les simulations Theis+lim.Al et NIND_Robol présentent un écart avec la courbe des rabattements mesurés à partir de 3400 min soit approximativement 57 heures, ce qui correspond à l'augmentation du débit pendant l'essai de pompage. Un nouveau calage, avec des pertes de charges de 3.10^4 s^2/m^5 contre $3,5.10^4$ s^2/m^5 initialement, « NIND-pdc réduites » (Figure 21) permet de reproduire de façon satisfaisante les rabattements observés après l'augmentation de débit. Ceci montre que l'augmentation du débit a provoqué une amélioration du rendement du puits de l'ordre de 10 à 15 %. Cette conclusion est cohérente avec les observations faites sur la Figure 17 et confirme que l'ouvrage s'est sensiblement développé à la suite de l'augmentation du débit de pompage.

D'autre part, le relativement bon calage des données observées avec celles du modèle montrent l'importance du flux d'eau amené par la structure plus perméable. En effet, à

partir d'une journée de pompage, c'est-à-dire à partir du moment où la piézométrie n'évolue quasiment plus, la quasi-totalité du flux provient de cette structure. Par déduction, cette structure plus perméable, modélisée par un milieu à perméabilité infinie, pourrait correspondre à un drain de dimension très importante par rapport à celui intercepté par l'ouvrage.

Exemples d'interprétation de traçages artificiels

1. Traçage artificiel – bassin d'alimentation de la Fontaine de Bezet

Dans le cadre de la définition des limites de l'aire d'alimentation de la Fontaine de Bezet (46) plusieurs multi-traçages ont été réalisés. Parmi les traceurs injectés, deux ont été retrouvés à la Fontaine de Bezet. Les autres ont soit atteint les sources des systèmes karstiques voisins soit n'ont pas été retrouvés. La comparaison des résultats des deux traçages permet d'obtenir des informations sur les systèmes de traçage au sein du système karstique de la Fontaine de Bezet.

Au point A, situé à 1200 m de la fontaine de Bezet, 1,7 L de fluorescéine concentrée à 300 g/L ont été injectés dans un ruisseau se perdant dans des alluvions selon l'axe d'un thalweg.

Figure 22 : Injection de la fluorescéine (Photo GINGER)

Le point d'injection B est un puits sec atteignant le calcaire situé à 850 m de la source. Pour injecter les 10 kg d'iodure de potassium (13,1 KI) préalablement dilués dans l'eau, il a été nécessaire d'injecter une dizaine de m^3 d'eau claire avant l'injection et une trentaine de m^3 après.

Figure 23 : Injection de l'iodure dans un puits sec (Photo GINGER)

Remarques : Les deux injections sont décalées d'une année. Les conditions hydrodynamiques ne sont donc pas identiques. Les débits étaient plus importants et influencés par des crues pour l'injection au point A, alors que l'on se trouvait en début de tarissement pour l'injection au point B.

Les figures suivantes présentent les courbes de restitutions des deux traceurs à la Fontaine de Bezet.

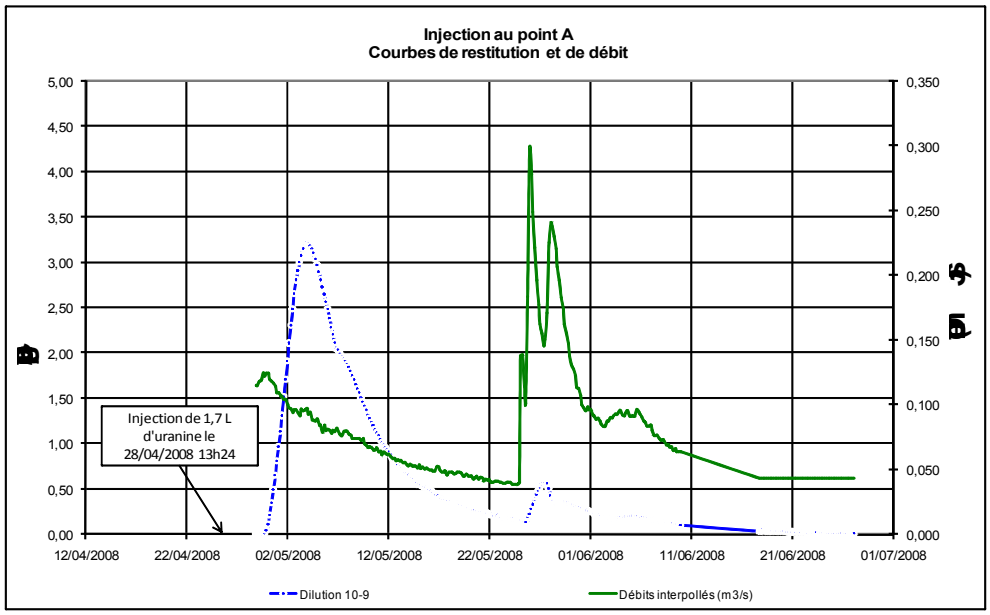


Figure 24 : Restitution de la fluorescéine injectée au point A

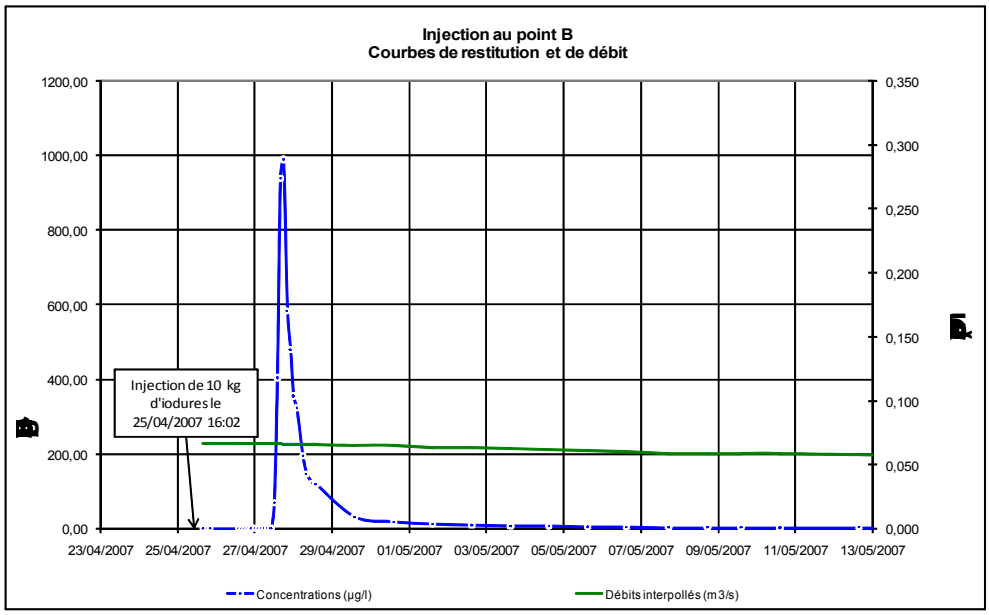


Figure 25 : Restitution de la fluorescéine injectée au point B

Le tableau suivant présente les principales caractéristiques du transit pour les deux systèmes traçages (les résultats complets se trouvent en fin d'exemple):

Points d'injection	Points d'observation	Distance en m	% de restitution	Vitesse maximale m/h	Vitesse modale m/h	Vitesse apparente m/h	Maximum de la DTS s^1
Point A	Fontaine de Bezet	1 200 m	14,1 %	43,2 m/h	9,4 m/h	3,8 m/h	1,31 10^{-6} s^{-1}
Point B	Fontaine de Bezet	850 m	35,7 %	19,7 m/h	17,0 m/h	7,7 m/h	18,4 10^{-6} s^{-1}

Figure 26 : Principaux résultats chiffrés du traçage

De ce tableau on retiendra les points suivants :

- Les deux restitutions de traceurs sont totalement fiables,
- Les pourcentages de restitution sont faibles (<40%) surtout pour l'injection au point A,
- Les vitesses de transit sont globalement faibles pour des conditions de fin de hautes eaux et pour des débits assez proches pour les deux expériences,
- Alors que les vitesses modales et apparentes de transit sont très faibles (<10 m/h) pour l'injection au point A, la vitesse maximale de transit pour ce même point est importante (≈ 45 m/h),
- Les vitesses de transit pour l'injection au point B sont faibles (<20 m/h) mais plus homogènes,
- Le maximum de la DTS pour le traçage à partir du point B est 10 fois plus important que le maximum de la DTS pour le point A.

La figure suivante permet de comparer les DTS des deux systèmes traçages.

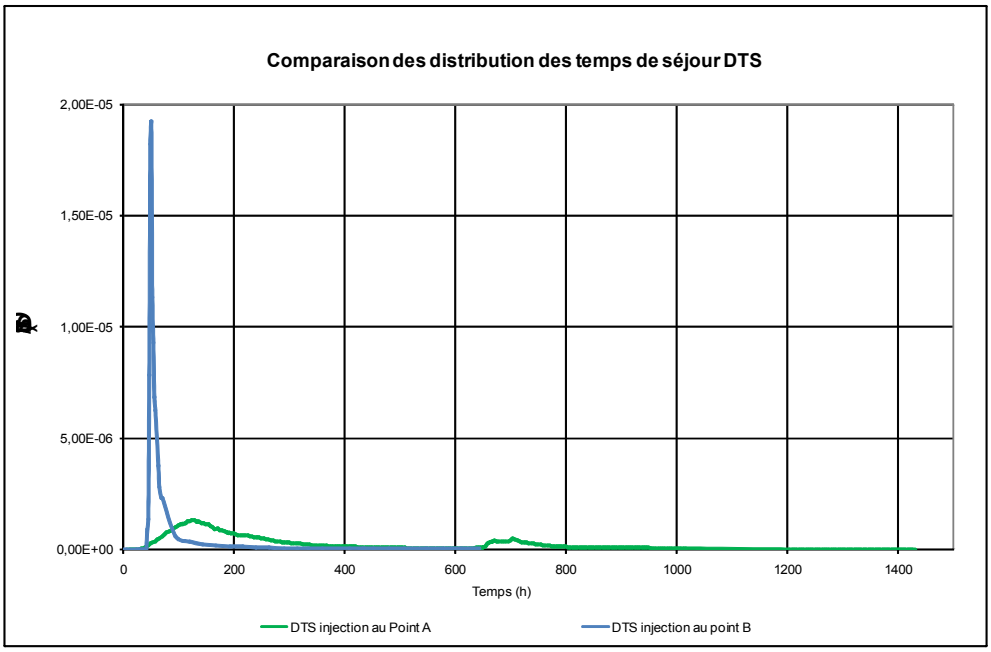


Figure 27 : Comparaison des DTS des deux systèmes traçages

Les DTS montrent clairement que le transit des deux traceurs est très différent.

La fluorescéine apparait très rapidement à la source mais ensuite reste très longtemps présente dans les eaux. La crue qui intervient 600 heures après l'injection fait sensiblement augmenter le flux de traceur. La restitution dure plus de 1400 heures.

L'iodure apparaît également assez rapidement à la source, mais 300 heures après l'injection il n'y a pratiquement plus de traceur dans les eaux. La forme de la DTS est pointue.

L'interprétation de ces divers résultats nous permet d'affirmer les éléments suivants :

- **Le système traçage entre le point A et la Fontaine de Bezet** est constitué d'une zone capacitive située en amont d'une zone plus drainante. En effet il existe une relation rapide entre le point d'injection et la Fontaine (vitesses maximale importante). Mais la restitution de la plus grande masse du traceur se répartit sur un temps très long. Cela implique qu'il existe une zone fortement capacitive qui stocke l'eau colorée et qui la libère lentement vers le drain qui aboutit à la source. De plus, il est probable qu'il existe une perte de charge entre les deux structures puisque la crue en fin de restitution augmente la concentration en traceur à la Fontaine. On peut interpréter cela comme un effet de chasse de la structure capacitive vers la structure drainante : la proportion d'eau venant de cette structure capacitive devenant plus importante que l'eau provenant du reste du système karstique.

- **Le système traçage entre le point B et la Fontaine de Bezet** est plus homogène. Le traceur a transité dans une structure drainante et peu capacitive. Les capacités de drainage restent faibles puisque les vitesses de transit sont lentes pour des conditions de fin de hautes eaux. Cette structure est homogène entre le point d'injection et la source.

Enfin, les résultats du traçage depuis le point B sont utilisables pour réaliser des simulations de pollution. Il faudra toutefois rester prudent et ne pas oublier de tenir compte du faible taux de restitution : soit en estimant qu'il fait partie des caractéristiques du transit, soit en compensant cette perte de traceur.

En revanche, les résultats du traçage réalisé depuis le point d'injection A, ne peuvent pas être utilisés pour simuler une pollution puisque la restitution a été fortement influencée par une crue. Le faible taux de restitution pour ce système traçage est très certainement dû au piégeage d'une partie du traceur dans la zone capacitive de ce système traçage induisant une restitution très longue en dessous du seuil de détection du traceur. Il est également probable qu'une partie du traceur soit restée piégée dans les sols au point d'injection.

Feuille de calcul Microsoft Office Excel : feuille de calcul pour interprétation des traçages artificiels

Figure 28 : Paramètre du transit depuis le point d'injection A (réalisé avec la feuille Excel fournie)

Figure 29 : Paramètre du transit depuis le point d'injection B (réalisé avec la feuille Excel fournie)

2. Traçage artificiel des pertes de Tinnaz (Haute-Savoie)

Les pertes de Tinnaz sont des pertes bien localisées alimentées par un ruisseau pérenne établi au coeur du synclinal perché de Champlaitier, dans le massif des Bornes en Haute-Savoie (Figure 30). Elles contribuent à l'alimentation du système karstique du Pont-de-Pierre (15,8 km^2). Il s'agit donc d'un système de type binaire où les formations imperméables couvrent 30 % de son bassin versant. L'aquifère karstique est constitué par les calcaires urgoniens dont la puissance est supérieure à 200 m.

L'étude des hydrogrammes obtenus à l'émergence du Pont de Pierre permet de classer ce système karstique dans la catégorie des systèmes très karstifiés en aval caractérisés par des décrues rapides et de faibles réserves au niveau du karst noyé (système de type I selon la classification de MANGIN). Les débits de crue atteignent plusieurs m^3/s tandis que les débits d'étiage sont inférieurs à 20 l/s.

Le système traçage qui est constitué par la portion de système karstique reliant les pertes de Tinnaz à la résurgence du Pont de Pierre située 6250 m plus loin et 600 m plus bas (Figure 30), a fait l'objet de deux traçages réalisés dans des conditions hydrologiques contrastées :

- un traçage réalisé en basses-eaux, avec un débit passant de 132 à 12 l/s au cours de la période de surveillance. 0,773 kg d'uranine préalablement diluée dans 7,5 l d'eau ont été injectés.

- un traçage réalisé lors d'une décrue avec 1,016 kg d'uranine diluée dans 10 litres d'eau. Une crue est survenue au cours de la restitution du traceur. Les débits à la résurgence ont fluctué au cours du traçage entre 2,8 et 0,6 m^3/s.

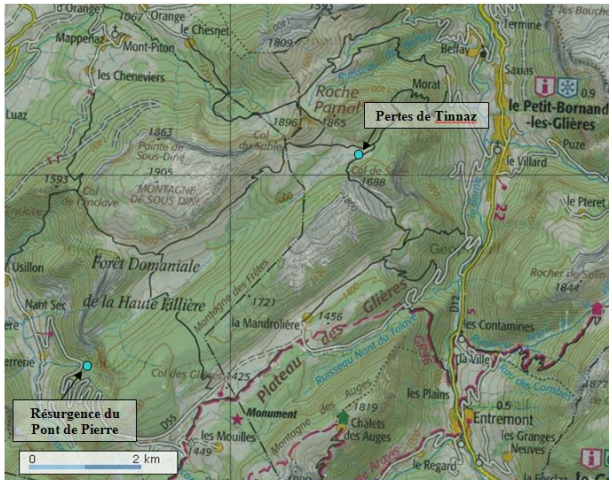


Figure 30 : Localisation des points d'injection et de restitution du traceur

Le traceur a été déversé dans l'écoulement pérenne du ruisseau de Fontaine-Froide à une dizaine de mètres en amont du point de perte constitué par une doline en forme

d'entonnoir (Figure 31). Le débit de perte était supérieur à 20 l/s en hautes eaux, alors qu'il était de l'ordre de 5 l/s en basses eaux.

Figure 31 : Traçage des pertes de Tinnaz en hautes eaux (Cliché PH Mondain)

Conditions hydrologiques	Concentration maximale (mg/l)	Bilan de restitution	Vitesse maximale (m/h)	Vitesse apparente (m/h)	Temps moyen de séjour (h)
Basses eaux	33.2	40%	15	11.3	554
Hautes eaux	20.5	100%	162	93.7	67

Figure 32 ***: Principaux résultats des traçages des Pertes de Tinnaz***

Bien qu'intéressant un même système traçage, les résultats obtenus sont très différents (). Le rapport entre les vitesses de transit est de l'ordre de 10 et le temps moyen de séjour du traceur au sein du système traçage est en basses eaux plus de 8 fois supérieur à celui obtenu en hautes eaux. On constate également des courbes de DTS qui présentent des allures très différentes (Figure 33) :

- le traçage de hautes eaux fournit une DTS très pointue
- le traçage de basses eaux est caractérisé par une DTS très étalée

L'écoulement du traceur, et donc de l'eau, au sein du système traçage change donc radicalement entre les périodes de crue et les périodes d'étiage. L'eau circule très facilement dans un drain karstique en période de crue et les fortes vitesses d'écoulement observées sont représentatives d'un système bien karstifié. En revanche, en période d'étiage les résultats du traçage témoignent plutôt d'un écoulement beaucoup plus difficile alors qu'il est sensé intéresser la même structure de drainage karstique : les vitesses sont faibles et la restitution du traceur est très étalée.

L'interprétation faite de ces résultats est la suivante :

- la structure de drainage karstique fonctionnelle est bien adaptée à l'évacuation des débits en période de hautes eaux. Bien que les reconnaissances

spéléologiques n'aient pas encore permis de reconnaître le drain karstique qui se développe au fond de la gouttière du synclinal de Champlaitier, les investigations menées sur les systèmes karstiques voisins, et situés dans un contexte structural analogue (Bunant, Diau, Morette), permettent d'affirmer qu'un tel drain bien karstifié existe sur le système karstique du Pont de Pierre. Sur ces systèmes la rivière souterraine qui alimente les émergences s'écoule dans de vastes galeries qui ont été reconnues sur plusieurs kilomètres.

- l'analogie avec les observations faites sur les autres drains karstiques du secteur déjà reconnus permet d'expliquer le comportement du traçage en période d'étiage. Il apparaît que la taille du drain n'est pas adaptée à l'écoulement de faibles débits. L'eau au cours de son cheminement rencontre de nombreux obstacles à son écoulement favorisant l'étalement du nuage de traceur : nombreux plans d'eau et écoulement à travers des cailloux et graviers tapissant le fond de la galerie notamment.

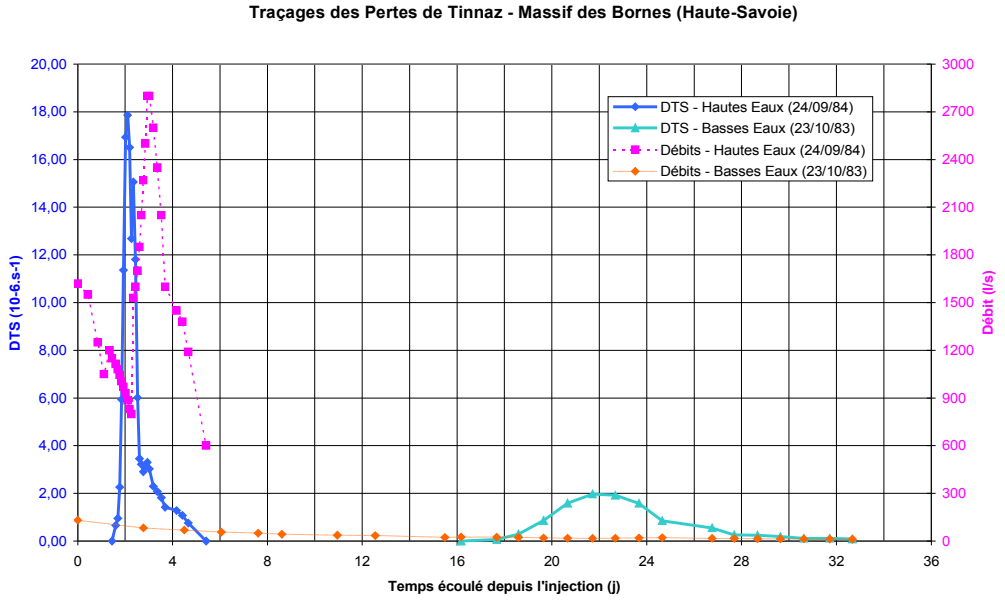


Figure 33 : Courbes de DTS obtenues à la résurgence du Pont de Pierre

On remarquera qu'en dépit de ce contraste dans les modalités d'écoulement, l'ordre de grandeur des concentrations maximales constatées à l'exutoire du système reste le même que l'on soit en régime de basses ou de hautes eaux ().

Les bilans de restitution diffèrent aussi nettement. Les 100 % obtenus en hautes eaux attestent que la résurgence du Pont de Pierre est bien l'unique exutoire du système traçage, du moins en régime de hautes eaux. Le relativement faible bilan de restitution observé en basses eaux (40 %) peut avoir plusieurs explications :

- une adsorption du traceur au cours de son parcours par ruissellement souterrain avant d'atteindre le drain karstique ;

- une forte dispersion du traceur dans les divers plans d'eau répartis au niveau du drain principal pouvant piéger temporairement du traceur. Il n'est pas improbable qu'à l'occasion de la crue mettant fin à la période d'étiage, on ait alors observé, par effet de chasse, une nouvelle restitution de traceur. Le suivi de la restitution aurait dû être poursuivi plus longtemps pour le vérifier ;
- l'hypothèse d'un soutirage vers un autre système karstique n'est pas totalement exclue étant donné le caractère perché du système karstique du Pont de Pierre. Une autre émergence située en contrebas dans la vallée du Borne a bien fait l'objet d'un suivi. Celui-ci s'est avéré négatif. Mais compte tenu des faibles vitesses d'écoulement, il aurait été ici aussi préférable de poursuivre la surveillance plus longtemps afin de lever cette incertitude.

Annexe 2

Compléments sur ACS

- La « *fonction d'amplitude* » fournit une décomposition de la covariance totale entre « entrée » et « sortie » en fonction de la fréquence et indique comment la fonction d'entrée est transformée par le système. Elle permet en outre d'affiner le choix de la fréquence de coupure, car la covariance doit être négligeable à partir de la fréquence de coupure déterminée pour la densité spectrale de puissance (DSP).
- La « *fonction de phase* » permet d'estimer le déphasage (ϕ) entre les signaux d'entrée et de sortie. Selon Padilla et Pulido-Bosch (1995), le retard moyen sur la gamme des fréquences considérées (< fc) peut être estimé à partir de la pente de la droite de régression (A) à l'aide de la formule :

$$d = (A/380°)$$

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

La « *fonction de gain* » renseigne sur la manière dont le signal d'entrée est amplifié ou atténué par le système. Selon Mangin (1981), la fonction de gain met en évidence le rôle joué par les réserves du système. D'un point de vue qualitatif, la recharge des réserves tend à provoquer une atténuation du signal d'entrée (pluie) pour les hautes fréquences au profit d'une amplification (gain > 1) pour les basses fréquences.

Annexe 3

Informations complémentaires sur les analyses géologiques pour l'évolution et la mise en place de la karstification

Le **potentiel de karstification** est défini comme étant (i) une différence de potentiel hydraulique entre la zone d'alimentation de l'aquifère et l'exutoire du système correspondant au niveau de base et (ii) par l'existence d'un flux de solvant agressif vis-à-vis de la roche encaissante (eau et CO_2). L'**accommodation karstique** est définie comme le volume disponible entre le niveau de base d'un karst d'âge donné et la paléosurface qui lui est connectée dans une même séquence eustatique. La karstification est ainsi régie (i) par l'abaissement du niveau de base accroissant l'accommodation karstique et le potentiel de karstification, et (ii) par le flux de solvant. L'épaisseur potentiellement karstifiée est la somme de toutes les accommodations karstiques (Aunay et al., 2003 a,b).

De grandes formes d'aplanissement peuvent marquer autant les paysages que l'histoire géodynamique d'une région d'étude. Ces surfaces, appelées paléosurfaces, matérialisent la réaction aux agents atmosphériques d'un paysage face à des événements eustatiques (variation du niveau marin), tectoniques (uplift-subsidence) et climatiques. Des sédiments se déposent sur ces surfaces planes. Le façonnement d'une telle surface correspond à une longue durée géologique, de quelques millions à plusieurs dizaines de millions d'années. Suivre l'évolution des formes d'aplanissement d'époque différente dans l'espace permet de retracer l'histoire géologique et de marquer les événements fondamentaux de la zone d'étude. La géodynamique des cours d'eau durant le cycle eustatique messino-pliocène a provoqué la formation de quatre surfaces repères dont la géométrie et la nature stratigraphique ont permis de restituer l'évolution du niveau de base des systèmes karstiques de la vallée moyenne du Rhône au niveau de la basse Ardèche, sur une durée de 4 Ma (Mocochain, 2007).

L'identification des paléosurfaces est effectuée dans un premier temps par traitement de données informatiques selon les étapes suivantes :

- à partir du modèle d'altitude numérique de la zone d'étude (au pas de 50 mètres voire inférieurs si cela existe), une carte des orientations des pentes peut être créée afin d'identifier les surfaces de même orientation. De plus une carte des pentes est créée ; les pentes exprimées en pourcentage sont réparties en différentes classes : 0-1 ; 1-3 ; 3-5 ; 5-7 ; 7-10 ; 10-15 ; 15-20 ; 20-30 ; 30-40 ; 40-100 %,
- à partir de la carte des pentes, les pentes dont la classe est égale à 1-3% et 3-5% sont extraites et représentées. Les paléosurfaces sont caractérisées par des pentes comprises entre 1 et 5%,
- chaque classe de pente a une couleur attribuée ; un classement par un ré-échantillonnage des altitudes est effectué. Les paléosurfaces sont ainsi non seulement classées par pente mais aussi par altitude,
- en superposant cette dernière carte obtenue avec le réseau de drainage théorique obtenu par traitement informatique du modèle numérique de terrain, les surfaces situées dans les fonds de vallée sont ainsi supprimées. Seules les paléo-surfaces de type plan sub-horizontal perché en altitude sont conservées.

Dans un deuxième temps, sur la base du résultat du traitement informatique, les surfaces étant positionnées sur un fond topographique et/ou géologique, les axes de recherche de la campagne de terrain peuvent être définis. L'étude de terrain permet d'une part d'identifier et de relier les morphologies entre elles : formes de raccord et de dissection, emboîtement ou étagement, et d'autre part, d'étudier les marqueurs chronostratigraphiques, en particulier les gisements potentiellement fossilifères des

sédiments piégés sur ces surfaces. Les gisements de faune découverts (bibliographie et nouvelles découvertes) permettent de calibrer la mise en place dans le temps de ces différentes surfaces. Différentes surfaces peuvent être identifiées et replacées dans l'échelle du temps :

- des surfaces de hauts niveaux,
- des surfaces fondamentales,
- des surfaces d'abandon datées de différentes périodes (Pliocène par exemple).

De plus, une typologie des remplissages karstiques et une analyse de certains sédiments prélevés au sein des réseaux karstiques fossiles et noyés peuvent être effectuées. L'analyse des remplissages est réalisée par diffractométrie des rayons X et par observation au microscope électronique à balayage (MEB). Des datations peuvent également être effectuées en utilisant des cosmonucléides $^{10}Be/^{26}Al$, donnant un âge absolu de l'enfouissement de sédiments préservés et non remaniés, de part leur position abritée dans le réseau de conduits. Les résultats permettent de dater une des phases de la chronologie relative de l'évolution de la karstification ou de la spéléogenèse d'un système karstique donné (Mocochain, 2007).

A partir de l'ensemble des ces informations, des hypothèses sur la genèse des karsts d'une région d'étude peuvent être dressées en fonction de l'évolution du niveau de base rattaché au niveau marin, de la tectonique et du paléoclimat. Le processus de karstification est lié à l'évolution du profil d'équilibre fluviatile, lui-même connecté à l'évolution eustatique de la Méditerranée ou de l'Atlantique. Dans le cas d'une surrection, le niveau eustatique n'aura que peu d'influence (exemples les Arbas (Bakalowicz) ou les Arbailles (Vanara, 2000). L'existence de réseaux karstiques plans ou à dominante verticale sont à prendre en considération au niveau de la zone d'étude. Des tableaux de synthèse de l'évolution du massif karstique d'une région d'étude depuis le dépôt des sédiments jusqu'à nos jours peuvent ainsi être établis, comme l'exemple de la figure 34.

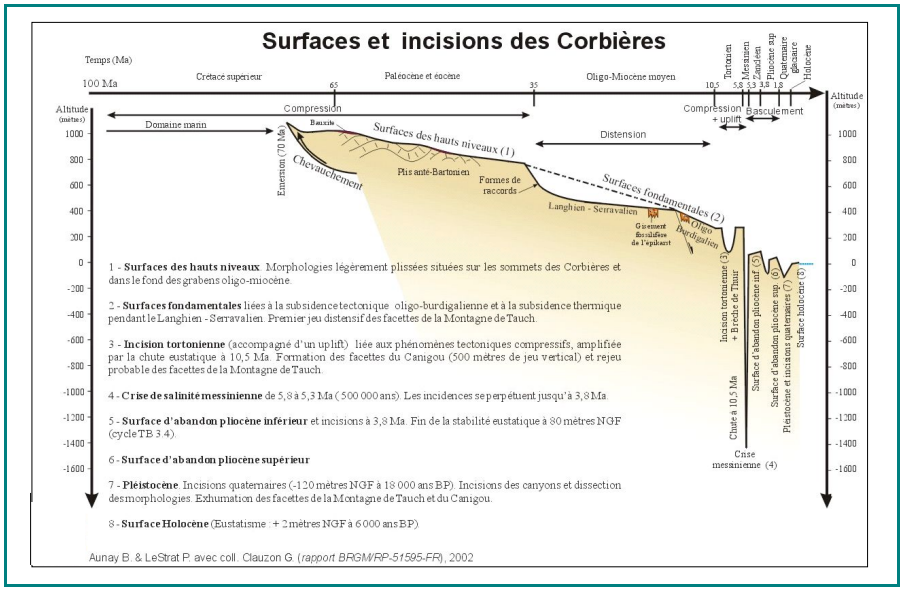


Figure 34 : Surfaces et incisions des Corbières (Aunay et al., rapport BRGM/RP-51595-FR)

Annexe 4

Informations complémentaires sur la modélisation

La **simulation des hydrogrammes** de sources karstiques a été abordée au moyen de deux grands types d'approches de modélisation. Le premier s'appuie sur une modélisation mathématique de l'aquifère, comme cela est fait pour les aquifères poreux ou fracturés, si l'aquifère carbonaté s'apparente plus à un milieu fissuré continu. Ces modèles dits **physiques** sont censés représenter l'ensemble des phénomènes prenant place dans l'aquifère. Le second type d'approche de modélisation est basé sur une approche systémique ou **fonctionnelle** des systèmes karstiques. Les outils développés sont de type **modèles conceptuels (modèles réservoirs)**, ou approche de **modélisation inverse.**

Les modèles à base physique font appel à la résolution de l'équation de Darcy selon des méthodes de différences finies (MODFLOW (© USGS), MARTHE (©brgm)) ou d'éléments finis (FEFFLOW (© WASY). Ces modèles permettent d'introduire un réseau de conduits selon une approche de double continuum.

Les modèles conceptuels sont les plus fréquemment utilisés jusqu'à présent pour simuler les débits des sources, en considérant ou non des scénarios d'exploitation au niveau d'une vasque ou d'un forage. On distingue des modèles dits à réservoirs et des modèles à fonction de transfert.

Les modèles à réservoirs et à fonctions de transfert sont des modèles pluies-débits permettant de reproduire le fonctionnement de l'aquifère à l'exutoire. Des modèles à réservoirs développés en hydrologie tels que GR4 (Cemagref) ou GARDENIA (© brgm) permettent de prendre en compte différents réservoirs depuis le sol, la zone d'infiltration jusqu'à la zone noyée en considérant des transferts rapides et lents d'un réservoir à l'autre. Des logiciels de programmation tels que VENSIM® ou Matlab permettent de concevoir ces différents réservoirs et les différentes lois de vidange associées, de manière plus souple que les logiciels mentionnés ci-dessus.

Les logiciels de programmation ou de simulation de systèmes, permettent de mettre en place facilement des modèles constitués de réservoirs qui se vidangent les uns dans les autres. Un modèle type a été développé pour les karsts sous VENSIM (Fleury, 2005) et d'autres sont en cours de développement à Paris VI sous MATLAB. Testé sur de nombreux systèmes, il s'est révélé particulièrement bien adapté à la simulation du débit de ces sources. Il présente l'avantage d'être constitué d'un faible nombre de paramètres de calage, ce qui lui permet d'être facilement mis en œuvre. Il peut également très facilement évoluer (prise en compte de prélèvements, ajout de seuil de trop plein, fonte de la neige …). Le modèle développé reprend le modèle conceptuel de fonctionnement des aquifères karstiques. Ce dernier est basé sur une fonction de production et une fonction de transfert qui comprend deux réservoirs (vidange lente et rapide). La structure générale est schématisée dans la figure 35.

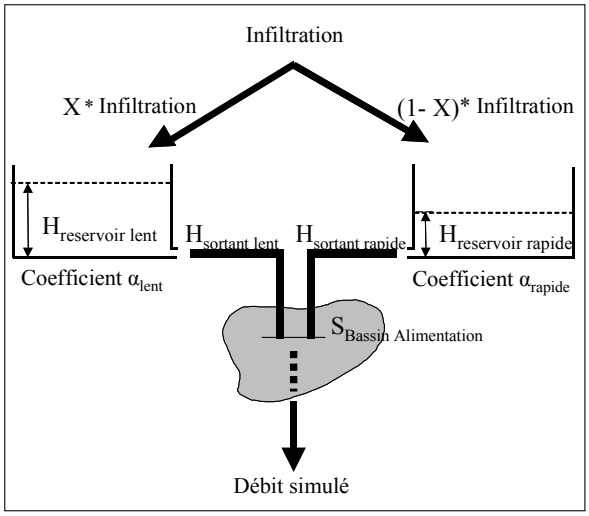
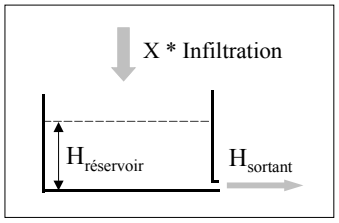


Figure 35 : Structure du modèle simple développée à l'aide du logiciel Vensim.

La fonction de production peut être soit définie par un calcul simple de la pluie efficace (ou infiltration), soit directement définie à partir du logiciel Tempo par optimisation et analyse corrélatoire croisée. La pluie efficace ainsi calculée est ensuite séparée en deux parts (X et 1-X), chacune regagnant un des réservoirs de vidange. Cette proportion est définie par calage, il s'agit du premier paramètre calé. Le réservoir de vidange lente permet de retranscrire les tarissements. Le réservoir de vidange rapide alimente les débits de crue. Ces deux réservoirs se vidangent selon la loi exponentielle de Maillet. La structure de ces réservoirs est schématisée dans la figure 36.



Avec $H_{sortant} = \alpha^* H_{réservoir}$

$H_{réservoir}$ est la hauteur d'eau dans le réservoir, $H_{sortant}$ est la hauteur d'eau sortant du réservoir et αle coefficient de vidange.

Figure 36 : Structure des réservoirs de vidange.

Le coefficient de vidange lent α_{lent} est déduit de l'analyse des tarissements selon la méthode de Mangin. Le coefficient de vidange rapide α_{rapide} est calé afin de reproduire au mieux l'intensité et l'allure des pics de crue. Le débit simulé correspond à la sommation de hauteurs sortantes issues de ces deux réservoirs et intégrées sur la surface du bassin d'alimentation. Dans le cas d'un modèle simple avec la fonction de production calculée par Tempo, seul deux paramètres sont calés (X et α_{rapide}). L'illustration suivante permet d'apprécier la comparaison entre les débits simulés et les débits mesurés à la source du Lez.

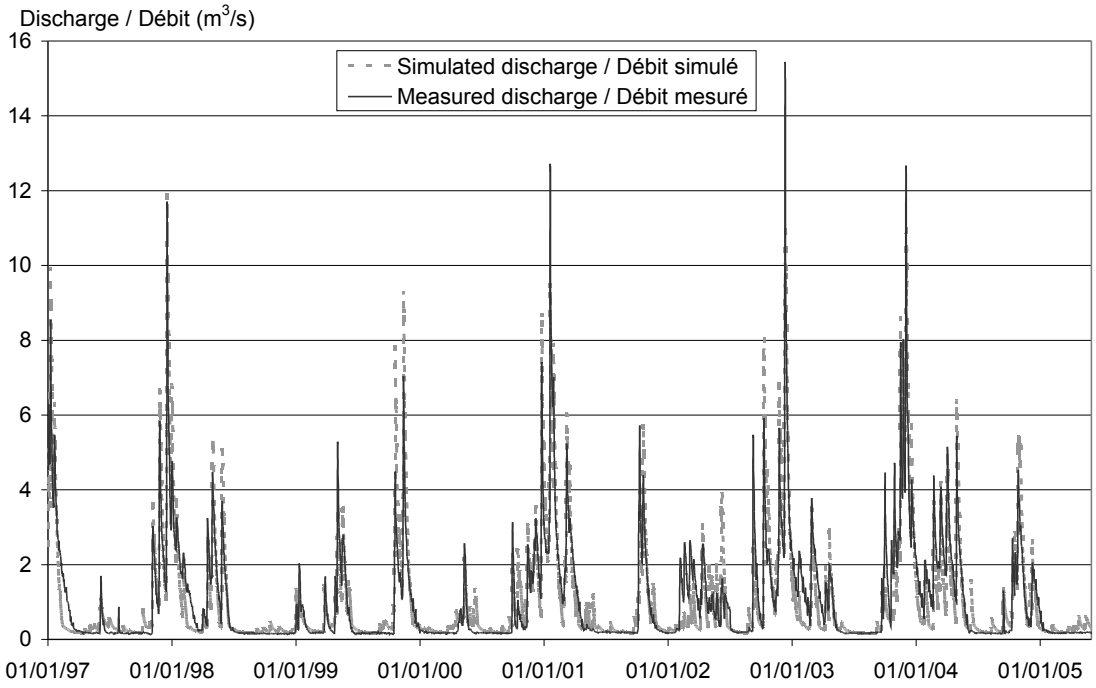


Figure 37 : Débits simulés et observés au niveau de la source du Lez (Fleury et al. 2009)

Le logiciel **GARDENIA** (modèle Global A Réservoirs pour la simulation des DÉbits et des NIveaux Aquifères) fonctionne sur le principe de réservoirs en série symbolisant les différents horizons naturels (Figure 38): le sol, la zone non saturée, et la zone saturée (Thiéry, 2003) tout comme GR4 :

- la pluie efficace constitue la sortie du premier réservoir « SOL » ; elle est calculée à partir des chroniques de précipitations et d'ETP selon la méthode de Turc et Thornthwaite prenant en compte la réserve en eau du sol.

- au niveau du réservoir superficiel « ZONE NON SATUREE » s'effectue le partage entre la pluie efficace et le ruissellement de surface. La part du ruissellement n'intervient donc plus ensuite dans la simulation des débits de la source karstique. L'infiltration vers l'aquifère suit une loi classique de vidange exponentielle.

- le réservoir « ZONE SATUREE » représente l'aquifère, dont la vidange est assimilée à un écoulement retardé. Ce réservoir peut être unique (modèle le plus simple) ou bien constitué de plusieurs sous réservoirs en série pouvant par exemple représenter, selon la structure, des écoulements retardés ou des seuils de débordement. Ces réservoirs se vidangent également selon des lois exponentielles.

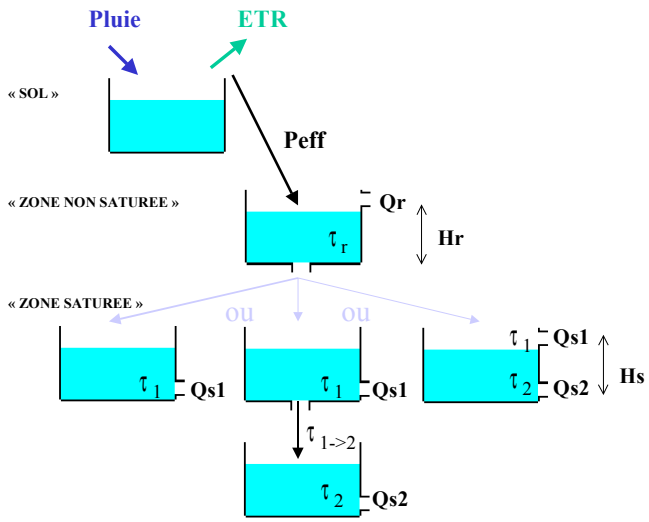


Figure 38: Schématisation des réservoirs à l'aide du logiciel Gardenia (© BRGM)

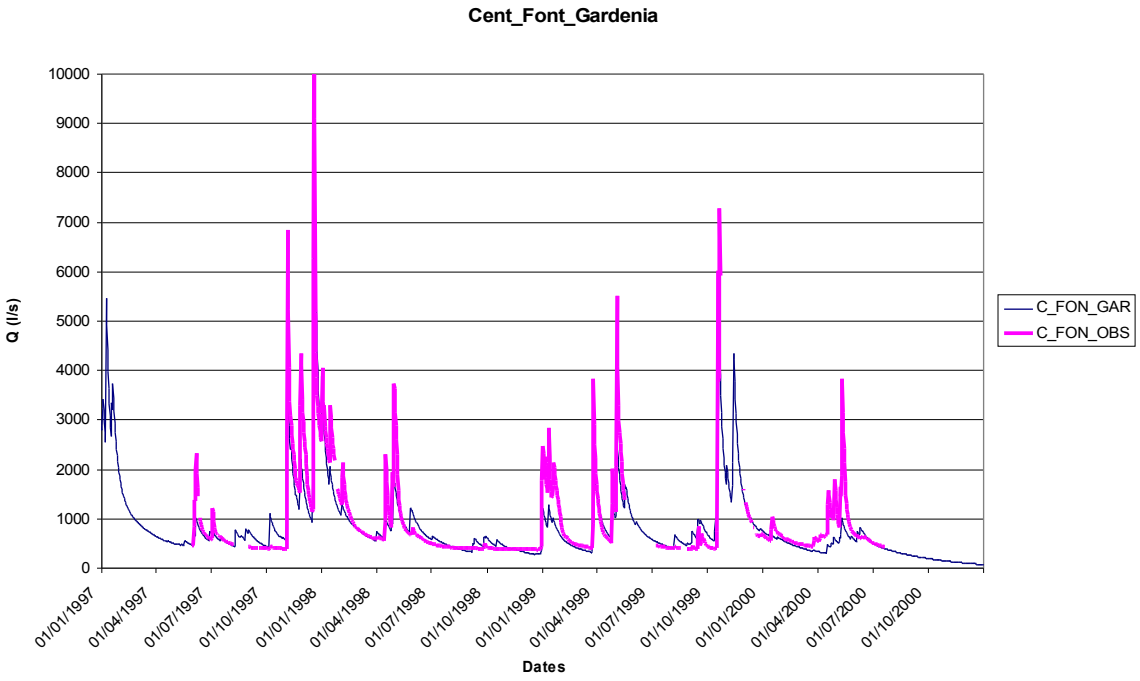


Figure 39 : Exemple de résultats de débits simulés selon une approche réservoirs à l'aide du logiciel GARDENIA sur la source des Cent Fonts (Hérault)

Concernant l'approche fonctionnelle ou basée sur les fonctions de transfert, le logiciel **Tempo** (© brgm) permet de développer des modèles dits **modèles de transfert Pluies – Débit** ou **modèles inverses**. Le suivi en continu du débit et des paramètres physicochimiques (conductivité électrique, température, concentration en certains ions tel que Ca^{2+} et Mg^{2+}), renseigne sur les processus de transfert responsables des

variations observées et, ce faisant, sur les mécanismes régissant le fonctionnement de l'hydrosystème. Ces mécanismes font intervenir en outre la recharge par les pluies efficaces, les modalités de vidange des réservoirs, mais également la contribution des différentes connexions hydrauliques lorsqu'elles existent.

Au préalable à la mise en œuvre de la modélisation inverse, il est nécessaire de déterminer « la chronique de pluie représentative » du fonctionnement du karst. Elle est définie à partir de l'option « **pondération des chroniques de précipitation** ». Cette option équivaut à établir le corrélogramme croisé « pluie-débit » à partir d'une optimisation d'une combinaison linéaire des poids associés à chaque chronique de pluie.

Le traitement numérique des chroniques fait appel à des techniques d'inversion. On parle alors de modélisation inverse des phénomènes. La modélisation inverse décrit le fonctionnement d'un hydrosystème à partir de réponses impulsionnelles (ruissellement, écoulement souterrain, transfert de masse). Ces réponses impulsionnelles (appelées également fonctions de transfert) sont estimées à partir de séries chronologiques de pluie et de débit.

Le schéma de principe de la modélisation inverse des écoulements est présenté au niveau de la figure 40. La technique d'inversion consiste à calculer la ou les **réponses impulsionnelles** (hydrogramme unitaire) et une fonction « seuil » Oméga de pluie efficace de telle sorte que le modèle soit le plus proche possible du débit observé. Ce seuil Oméga est estimé par inversion à partir de la pluie et d'une variable climatique de telle façon que seule la hauteur de pluie située au-dessus de ce seuil génère un débit à l'exutoire. Dans l'approche de modélisation, le choix du type des réponses impulsionnelles est fixé par l'utilisateur. Les réponses impulsionnelles peuvent être de type paramétrique (fonction mathématique connue, fonction exponentielle par exemple) ou non paramétrique. Dans ce dernier cas, c'est le logiciel qui détermine la fonction mathématique appropriée qui permet de décrire au mieux la variable de sortie à modéliser.

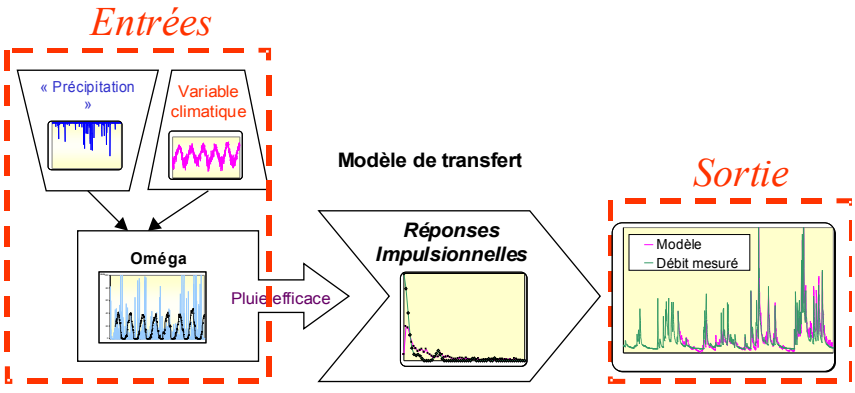


Figure 40 : Schéma de principe du modèle de transfert.

L'hydrogramme unitaire peut également être reconstruit à partir des réponses impulsionnelles des flux de calcium et magnésium. En effet, l'évolution contrastée des

teneurs en calcium et magnésium des eaux de certaines sources permet de caractériser les flux d'eau au sein de l'aquifère. Dans le cas du système des Cents-Fonts dans le département de l'Hérault, le magnésium a été identifié comme traceur de l'eau pré-événementielle et le calcium comme traceur de l'eau événementielle (Ladouche et al., 2002, RP-51584-FR). Grâce à la modélisation, le poids des deux composantes est défini, permettant alors de caractériser la contribution moyenne des modes de transfert.

Une fois établis les modèles de transfert peuvent être utilisés en **mode prévisionnel**, ils permettent alors d'évaluer la réponse du système karstique à une modification des données d'entrées. On peut par exemple introduire de nouvelles chroniques de précipitations.

Cette approche a été testée sur les systèmes de Nîmes (RP-55558-FR) et des Cents-Fonts (RP-53595-FR) afin de voir l'incidence sur les débits de différents scénarios de pluie. Pour ces études les scénarios climatiques ont été générés de manière stochastique à l'aide du **générateur aléatoire** de Tempo à partir des séries climatiques observées. Ce travail permet notamment de mettre en évidence des probabilités d'occurrence de certains phénomènes tels que les crues ou les étiages. Ces informations peuvent alors être directement intégrées pour définir les outils de gestion de la ressource en eau.

Finalement, des modèles semi-globaux basés sur la résolution de solutions analytiques peuvent être développés de manière spécifique pour l'interprétation d'essais de pompage. Ils ne sont pas tranposables de manière aisée et sont encore du domaine de la recherche. Pour plus de détails, le lecteur pourra se rapporter au rapport du BRGM RP-54426-FR où la description du modèle est présentée, appliquée au cas de l'interprétation d'essais de pompage sur le système des Cent Fonts (Hérault). L'approche de modélisation a été implémentée dans le logiciel de calcul MATLAB au moyen du module de simulation SIMULINK. Un modèle de type « réservoir » est associé à une solution analytique d'écoulement vers une tranchée.

Annexe 5

Références bibliographiques d'études hydrogéologiques d'aquifères karstiques en France métropolitaine

4.1 GÉNÉRALITÉ

Batiot, C., 2002. Étude expérimentale du cycle du carbone en régions karstiques. Apport du carbone organique et du carbone minéral à la connaissance hydrogéologique des systèmes. Site expérimental de Vaucluse, Larzac, Jura, Région Nord-Montpelliéraine, Nerja (Espagne).Thèse de Doctorat, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse.

Bezès, C., 1976. Contribution à la modélisation des systèmes aquifères karstiques - Etablissement du modèle Bemer - Son application à quatre systèmes karstiques du Midi de la France. Thèse de 3ème cycle, Université Sciences et Techniques du Languedoc - Montpellier 2.

Blavoux, B., Mudry, J., 1983. Séparation des composantes de l'écoulement d'un exutoire karstique à l'aide des méthodes physico-chimiques. Hydrogéol.-Géol. Ing., BRGM, Orléans, 4, pp. 269-278.

Bourgin, A., Hydrogéologie karstique, la question du niveau de base. Revue de géographie alpine, t. XXXII.

Eberentz, P., **1975**. Apports des méthodes isotopiques à la connaissance de l'aquifère karstique. Thèse de Doctorat, 3e cycle, Université Paris VI.

Fleury, P., 2005. Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers méditerranéens. Fonctionnement et caractérisation. Thèse de Doctorat, Université Paris VI, 286p.

Forkasiewicz, J., 1978. Méthode d'interprétation des pompages longue durée dans la craie, Rouen, 627p.

Gdalia, L., 1980. Application d'un modèle mathématique conceptuel à plusieurs aquifères karstiques de la bordure méditerranéenne française : Correspondance entre les paramètres du modèle et les caractéristiques physiques des bassins versants. Thèse de 3ème cycle, Université Sciences et Techniques du Languedoc - Montpellier 2.

Gilli, E., 1984. Recherche sur le creusement et la stabilité des grands volumes karstiques souterrains. Thèse de 3ème cycle, Université de Provence, Aix-Marseille, 180p.

Marsaud, B., 1996. Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. Thèse de doctorat, Paris XI Orsay, 301p.

Marsaud, B., 1997. Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. Thèse de Doctorat, Université Paris VI, Ed. BRGM.

Mudry, J., 1987. Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonates. Thèse de Doctorat, Université de Franche-Comté, Ann. Scientif. Univ. Besançon, Géologie, Mémoire H.S. n°4, 1987, 381p.

4.2. CAUSSES MAJEURS

4.2.1. Larzac – Sauveterre

Bakalowicz, M., Ricard, J., 1994. Etude hydrogéologique de la source de l'Esperelle et de son bassin d'alimentation, en vue de l'établissement des périmètres de protection. Rapport BRGM, RR-37951-FR.

Bakalowicz, M., 2006. Causses majeurs. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 738-752.

Camus, H., 1997. Formation des réseaux karstiques et creusement des vallées : l'exemple du Larzac méridional, Hérault, France. Karstologia, 29, pp. 23-42.

Camus, H., 2001. Evolution des réseaux hydrographiques au contact Cévennes-Grands Causses méridionaux : conséquences sur l'évaluation de la surrection tectonique. Bull. Soc. Géol. France, 172.

Crochet, P. et al., 2001. Etude hydrogéologique du Causse Rouge (Aveyron). In : J. Mudry et F. Zwalhen (Editor), 7ème coll. Hydrologie en Pays calcaire et en Milieu fissuré. Univ. De Franche-Comté, Besançon, pp. 111-116.

Dörfliger, N., Le Strat, P., Garden, M., Blaise, M., Izac, J.-L., Desprats, J.-F., 2006. Géologie, tectonique et géomorphologie du Causse de Sauveterre et de ses avant-causses, secteur Est. Rapport du lot n°1 de l'étude hydrogéologique du Causse de Sauveterre et de ses avant-causses – secteur Est. Rapport final. Rapport BRGM, RP-54967-FR.

Dörfliger, N., Fleury, P., Ladouche, B., Cubizolles, J., Izac, J.-L., Lerch, V., 2007. Etude hydrogéologique du Causse de Sauveterre et de ses avant-causses (secteur Est). Lot n°2 et n°3 : Hydrologie, hydrométrie et hydrochimie. Rapport final. Rapport BRGM, RP-55529-FR.

Dörfliger, N., 2007. Etude hydrogéologique du Causse de Sauveterre et de ses avant-causses. Lot n°5 : Synthèse. Rapport final. Rapport BRGM, RP-55690-FR.

Martel, E.-A., 1936. Les Causses majeurs. Artières et Maury, Millau.

Paloc, H., 1992. Caractéristiques hydrogéologiques spécifiques de la région karstique des Grands Causses (France méridionale). Hydrogeology of karst terrains, AIH. 13, pp. 61-87.

Plagnes, V., 1997. Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la chimie des eaux. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II. Document du BRGM n°293.

Plagnes, V., Bakalowicz, M., 2000. The protection of karst water resources: the example of the Larzac karst plateau (south of France). Environmental Geology, pp. 1-10.

Ricard, J., Bakalowicz, M., Connaissance, aménagement et protection des ressources en eau du Larzac septentrional, en vue de l'établissement de périmètres de protection. Rapport BRGM, RR-38953-FR.

4.2.2. LANGUEDOC MÉDITERRANÉEN

Aquilina, L., Ladouche, B., Bakalowicz, M., Schoen, R., Petelet, E., 1999. Caractérisation des systèmes karstiques nord-montpelliérains – Synthèse générale. Rapport BRGM, RR-40746-FR.

Aquilina, L., Ladouche, B., Doerfliger, N., Seidel, J.-L., Bakalowicz, M., 2003. Deep water circulation residence time and chemistry in a karst complex. Ground Water, 41 (3), pp. 790-805.

Avias, J.-V., 1992. Contrôles géologiques des systèmes aquifères karstiques (s.a.k) de type méditerranéen : l'exemple du s.a.k. de la source du Lez (karsts Nord-Montpelliérains-France). International Contributions to Hydrogeology, 13, pp. 89-113.

Avias, J.-V., 1995. Gestion active de l'exurgence karstique de la source du Lez (Hérault, France) 1957-1994. Hydrogéolologie, 1, pp. 113-127.

Bailly-Comte V. 2008 : Approche descriptive,analyse fonctionnelle et modélisation hydrologique appliquée au bassin versant expérimental du Coulazou, Causse d'Aumelas, France. Thèse Université de Montpellier II.

Bailly-Comte V., Jourde H., Roesch A., Pistre S.,Batiot-Guilhe C. 2008 : Time series analyses for Karst/river interactions assessment : Case of the Coulazou river (southern France). Journal of Hydrology (2008) 349,98-114.

Bailly-Comte V., Jourde H., Roesch A., Pistre S. 2008. Mediterranean flash flood transfer through karstic area, Environ. Geol (2008) 54: 605-614.

Boucher M., Girard J-F., Legchenko A., Baltassat, Dörfliger N., Chalikakis 2006: Using 2D inversion of magnetic resonance soundings to locate a water-filled karst conduit, Journal of Hydrology (2006) 330, 413– 421

Doerfliger, N., Ladouche, B., Bakalowicz, M., Pinault, J.-L., Chemin, P., 2001. Etude du pourtour est de l'étang de Thau, phase II. Synthèse générale (volume 4). Rapport BRGM, RP-50789-FR.

Dörfliger, N., Fleury, P., Ladouche, B., 2008. Inverse modelling approach to allogenic karst system characterisation. Ground Water, doi: 10.1111/j.1745-6584.2008.00517.x. 13p.

Drogue, C., Bidaux, P., 1986. Simultaneous outflow of fresh water and inflow of sea water in a coastal spring. Nature, 322 (6077), pp. 361-363.

Fleury, P., Ladouche, B., Courtois, N., Le Strat, P., Cubizolles, J., Izac, J.-L., Ayral, P.-A., Sauvagnargues-Lesage, S., 2007. Aléas inondations de la Ville de Nîmes par contribution des eaux souterraines. Rapport final. Rapport BRGM, RP-55558-FR.

Fleury, P., Ladouche, B., Conroux, Y., Jourde, H., Dörfliger, N., 2008. Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management – The Lez spring. Journal of Hydrology.

Gèze, B., 1987. Les mésaventures des sources de l'Estavelle et de l'Inversac en Languedoc méditerranéen. International Journal of Speleology, 16, pp. 101-109.

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

Ladouche, B., Dörfliger, N., Pinault, J.-L., 2004. Modélisation hydrogéologique du système karstique des Cent-Fonts : vers la constitution d'un outil de prévision. Rapport intermédiaire. Rapport BRGM, RP-53595-FR.

Ladouche, B., Olivier, M.-J., Martin, D., Bakalowicz, M., Le Strat, P., Lachassagne, P., Dörfliger, N., Marechal, J.-C., Bou, C., 2005. Pompages d'essais sur le système karstique des Cent-Fonts

(commune de Causse de la Selle, Hérault). Présentation et interprétation des données recueillies. Rapport final. Rapport BRGM, RP-54426-FR.

Ladouche, B., Maréchal, J.-C., Dörfliger, N., Lachassagne, P., Bakalowicz, M., Olivier, M.J., Martin, D., Bou, C., Prie, V., 2006. Système karstique des Cent-Fonts : Simulation de scénarios d'exploitation de la ressource. Rapport final. Rapport BRGM, RP-54865-FR.

Maréchal, J.-C., Ladouche, B., Courtois, N., Dörfliger, N., Le Strat, P., Bironne, A., 2005. Modèle conceptuel de la structure et du fonctionnement du système karstique de la Fontaine de Nîmes. Rapport final. Rapport BRGM, RP-53827-FR.

Maréchal, J.-C., Ladouche, B., Desprats, J.-F., Izac, J.-L., 2006. Fonctionnement hydrogéologique du système karstique de la Fontaine de Nîmes en crue. Rapport final. Rapport BRGM, RP-54723-FR.

Maréchal, J.-C., Ladouche, B., Dörfliger, N., 2008. Karst flash flooding in a Mediterranean karst, the example of Fontaine de Nîmes, Engineering Geology, 99 (3-4), pp. 138-146.

Maréchal, J.-C., Ladouche, B., Dörfliger, N., Lachassagne, P., 2008. Interpretation of pumping tests in a mixed flow karst system. Water Resources Research, 44 (5).

Marjolet, G., Salado, J., 1978. Le système karstique de la source du Lez (Hérault). Méditerranée (1-2), pp. 71-83.

Pinault, J.-L., Dörfliger, N., Ladouche, B., Bakalowicz, M., 2004. Characterizing a coastal karst aquifer using an inverse modelling approach: The saline springs of Thau, southern France. Water Resources Research, 40, pp. 1-17.

Rosier de, P., 1984. Approche du fonctionnement hydraulique et physico-chimique des aquifères karstiques littoraux. Exemple du karst de la Gardiole. Thèse de 3ème cycle, Université Montpellier.

4.2.3. Causses du Sud-Ouest (Causses du Quercy)

Astruc, J.-G., Fabre, J.-P., Marchet, P., Muet, P., Pélissié, T., Tarisse, A., 2006. Causses de Quercy. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 461-463.

Cavaillé, A., 1961. Morphologie et karst des Causses du Quercy, Ann. Spéléo. FR, 16 (1), pp. 113-131.

Clozier, R., 1927. La karstification des Causses du Quercy, Bull. Ass. Géogr. Fr. n°18.

Clozier, R., 1940. Les Causses du Quercy. Contribution à la géographie physique d'une région calcaire, Thèse de Doctorat d'Etat, Faculté des lettres, Paris, Baillère éditeur.

Dörfliger, N., 1998. Synthèse hydrogéologique des systèmes karstiques du Sud Corrèze. Rapport BRGM, RR-40259-FR.

Fabre, J.-P., 1983. Etude hydrogéologique de la partie sud-est du causse de Martel (Quercy). Thèse de 3ème cycle, Toulouse.

Fabre, J.-P., Marchet, P., Muet, P., 2006. Causse de Martel. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 464-468.

Ghyselinck, M., Ladouche, B., 2002. Détermination de l'origine des nitrates dans quelques sources karstiques de l'aquifère jurassique au niveau des Causses du Quercy. Rapport BRGM, RP-52062-FR.

Ghyselinck-Bardeau, M., 2006. Estimation du temps de séjour par étude isotopique des eaux de deux sources karstiques des Causses du Quercy : source de la Fade (Labastide du Vert) et de Saint Martin du Vers. Rapport final. Rapport BRGM, RP-55094-FR.

Marchet, P., 1991. Approche de la structure et de l'évolution des systèmes aquifères karstiques par l'analyse de leur fonctionnement : application au Nord-Ouest du Causse de Martel (Quercy – France). Thèse 3e cycle, Toulouse.

Muet, P., 1985. Structure, fonctionnement et évolution de deux systèmes aquifères karstiques du Nord du causse de Martel (19). Thèse de 3e cycle, Toulouse.

Pélissié, T., 1985. Contribution à l'étude de l'impact des conditions géologiques sur la karstification quaternaire de la bordure nord du causse de Limogne Quercy, Lot. Karstologia, 5, pp. 23-28.

Pélissié, T., 2006. Causses de Gramat et de Limogne. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 469-472.

Sermet, J., 1929. Phénomènes karstiques dans le causse de Limogne, Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. LVIII, pp. 179-226.

4.3. PYRENEES OCCIDENTALES – BASSIN DE L'ADOUR

Andrieux, C., Bakalowicz, M., 1974. Le système karstique du Baget (Ariège). Les éléments du climat. Annales Spéléologiques, 29 (3), pp. 267-282.

Astruc, J.-G., Bakalowicz, M., Biscaldi, R., Mangin, A., 1988. Le karst : des réserves en eau qu'il faut savoir utiliser. Application à la région Midi-Pyrénées. Adour-Garonne, n°40, pp. 53-57.

Bakalowicz, M., Blavoux, B., Mangin, A., 1973. Apport du traçage isotopique naturel à la connaissance du fonctionnement d'un système karstique – teneurs en oxygène 18 de trois systèmes des Pyrénées, France. Journal of Hydrology, 23, pp. 141-158.

Fleyfel, M., 1979. Etude hydrologique, géochimique et isotopique des modalités de minéralisation et de transfert du carbone dans la zone d'infiltration d'un aquifère karstique : le Baget (Pyrénées ariégeoises). Thèse de Doctorat, 3ème cycle, Université Paris VI.

Mangin, A., 1969. Etude hydraulique du mécanisme d'intermitence de Fontestorbes (Bélesta – Ariège). Annales spéléologiques, 24, pp. 253-298.

Mangin, A., 1973. Sur les transferts d'eau au niveau du karst noyé à partir des travaux sur la source de Fontestorbes. Annales Spéléologiques, 28 (1), pp. 21-40.

Mangin, A., 1974. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Deuxième partie : Concepts méthodologiques adaptés. Systèmes karstiques étudiés. Thèse de Doctorat ès Science, Université de Dijon. Annales Spéléologiques, 1974, 29 (4), pp. 498-601.

Mangin, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Troisième partie : constitution et fonctionnement des aquifères karstiques. Thèse de Doctorat ès Science, Université de Dijon. Annales Spéléologiques, 1975, 30 (1), pp. 21-124.

Mangin, A., D'Hulst, D., 1994. Système karstique du Baget. In : Du concept de BVRE à celui de zone atelier dans les recherches menées en eaux continentales. Actes du Séminaire national d'HydrOsystèmes, Paris, 10-11 mai 1994, Cémagref éd., pp. 113-119.

Mangin, A., Roche, J., 1986. Evaluation des potentiels en eau des karsts situés entre les vallées de la Garonne et de l'Aude. (Rapport établi à partir du mémoire de thèse présenté par C. Salic en novembre 1985), BRGM.

Oler, G., 2006. Pyrénées occidentales – Bassin de l'Adour, In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 483-504.

Roucheux, D., 1990. Etude hydrogéologique et hydrodynamique d'un karst d'altitude : le karst de Bentaillou (Pyrénées ariégeoises). Apports de l'analyse corrélatoire et spectrale. Thèse Conservatoire National des Arts et Métiers, Paris.

Vanara, N., 1998. Le karst des Arbailles. (Pyrénées occidentales, France). Contrôles tectonique, climatique, hydrogéologique et anthropique de la morphogenèse. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 3, 320p.

4.4. PYRENEES ORIENTALES - CORBIÈRES

Ababou, R., and A. Mangin, **1999**, Linear and nonlinear input/output models for karstic springflow and flood prediction at different time scales, *Stochastic Environ. Res. Risk Assessment*, *13*(5), 337–364.

Bouchaala, A.E., 1991. Hydrogéologie d'aquifères karstiques profonds et relations avec le thermalisme. Exemple de la partie occidentale du massif de Mouthoumet. Thèse de Doctorat, Université Franche-Comté.

Courtois, N., Ladouche, B., Dörfliger, N., Lachassagne, P., Petit, V., Izac, J.-L., Cubizolles, J., Thomson, P., Bakalowicz, M., 2004. Evaluation des ressources en eau des Corbières. Phase 1 : Synthèse de la caractérisation des systèmes karstiques des Corbières Orientales. Vol. 3 - Interprétation de l'essai de pompage de Cases de Pène. Rapport final. Rapport BRGM, RP-52920-FR.

Dörfliger, N., Ladouche, B., Izac, J.-L., Cubizolles, J., Du Couedic, C., Lachassagne, P., Bakalowicz, M., 2004. Evaluation des ressources en eau des Corbières. Phase 2. Synthèse de la caractérisation des systèmes karstiques des Corbières Orientales. Vol. 4.- Synthèse hydrogéologique des systèmes karstiques des Corbières orientales : La Mouillère, la Tirounère. Rapport BRGM, RP-52921-FR.

Dörfliger, N., Ladouche, B., Le Strat, P., Maréchal, J.-C., Aunay, B., Cubizolles, J., Izac, J.-L., 2006. Rapport de la phase II du projet CORBIERES. Rapport final. Rapport BRGM, RP-54708-FR.

Dörfliger, N., Fleury, P., Ladouche, B., 2008. Inverse modelling approach to allogenic karst system characterisation. Ground Water, doi: 10.1111/j.1745-6584.2008.00517.x. 13p.

Erre, H., 1977. Contribution à l'étude de l'hydrogéologie des Corbières Orientales karstiques et pseudo-karstiques et des émergences littorales des côtes calcaires du Languedoc-Roussillon (Aude – Pyrénées-Orientales). Thèse 3ème cycle, Montpellier, Mémoire CERGA.

Faillat, J.P., 1972. Contribution à l'étude des circulations souterraines dans les formations carbonatées du haut bassin de l'Agly. Thèse 3ème cycle, Montpellier.

Labat, D., R. Ababou, and A. Mangin, **1999**, Linear and nonlinear input/output models for karstic spring flow and flood prediction at different time scales, *Stoch. Env. Res. Risk A.*, *13*(5), 337–364.

Labat, D., R. Ababou, and A. Mangin, **2000**, Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: Convolution and spectral analyses, *J. Hydrol.*, *238*(3–4), 123–148.

Labat, D., R. Ababou, and A. Mangin, **2000**, Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part II: Continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses, *J. Hydrol.*, *238*(3–4), 149–178.

Ladouche, B., Dörfliger, N., Izac, J.-L., Cubizolles, J., Le Strat, P., Du Couedic, C., Aunay, B., Thomson, P., 2004. Evaluation des ressources en eau des Corbières. Phase 1 : Synthèse de la caractérisation des systèmes karstiques des Corbières Orientales. . Vol. 2 - Caractérisation géologique et hydrogéologique du système karstique du "synclinal du Bas-Agly" Rapport final. Rapport BRGM, RP-52919-FR.

Salvayre, H., 1989. Les karsts des Pyrénées-Orientales. Karstologia, n°13, pp. 1-10.

Yvroux, M., 2001. L'aquifère karstique de Pouzols-Minervois (Aude). Système karstique Cesse-Pouzols. Synthèse hydrogéologique et données nouvelles. Etude Agence de l'EAU RMC – Conseil général de l'Aude.

Yvroux, M., 2006. Corbières et Pyrénées-orientales, In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 505-515.

4.5. ALPES

Al Anbar, N., 1979. Infiltrations et écoulements en milieu karstique. Etudes statistiques des données climatologiques et hydrogéologiques. Hydrogéologie du bassin du Furon. Thèse 3ème cycle Hydrogéologie, Université Grenoble 1.

Baudouin, F., 1984. Hydrogéologie de l'Avant-Pays de Chartreuse. Hydrodynamique karstique et alluviale. Thèse 3èmes cycle, Université Grenoble 1.

Bergeret, P., 1981. Infiltrations et circulations des eaux en milieu calcaire: Hydrogéologie du secteur nord-occidentale du Massif de la Chartreuse (Savoie - France), Thèse de 3ème cycle, Université scientifique et médicale de Grenoble, 178p.

Bonhomme, J.-L., 1972. Etude hydrogéologique et hydrodynamique du karst des calcaires sénoniens - Massifs du Dévoluy (Hautes Alpes). Thèse de 3ème cycle, Thèse Docteur Ingénieur CNAM Paris Agence de l'Eau D4883.

BRGM, 1987. Alimentation en eau potable. Recherche de ressources nouvelles dans le Vercors. Rapport BRGM, 87 SGN 624 RHA.

BRGM, 1992. Etude des systèmes karstiques de la moyenne vallée de la Drôme - Approche de la structure et du fonctionnement du système karstique de la Gervanne. Rapport BRGM, R 35 307 RHA 4S 92.

BRGM, 1992. Etude des systèmes karstiques de la moyenne vallée de la Drôme Synthèse de la première phase et propositions complémentaires. Rapport BRGM, R 35 892 RHA 4S 92.

Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors. 1968, t.1 et 2. Travaux du Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble. Mémoire n°8.

Delannoy, J.-J., 1981. Le Vercors septentrionale: Le karst de surface et le karst souterrain - Recherches géomorphologiques sur un karst de moyenne montagne alpine. Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble -Institut de Géographie Alpine, 517p.

Julian, M., Nicod, J., 1989. Les karsts des Alpes du Sud et de la Provence. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände, 75, pp. 1-48.

Lamy, P., 1986. Comportement hydrogéologique des terrains karstiques et molassiques du sud du Bugey savoyard. Thèse 3ème cycle Université scientifique et médical de Grenoble, 232p.

Lemordant, Y., 1977. Infiltration et transfert des eaux souterraines en pays karstique : le plateau du mont Revard (Savoie), Thèse Doctorat 3ème cycle, Université Grenoble.

Lepiller, M., 1980. Contribution de l'hydrochimie à l'étude des circulations dans les massifs calcaires. Etude de quelques systèmes karstiques du massif du Semnoz et de la région d'Annecy (Savoie – Haute-Savoie), Thèse Doctorat 3ème cycle, Université de Grenoble.

Lepiller, M., Mondain, P.-H., Cardin, P., 1987. Les recherches en hydrogéologie karstique menées depuis 10 ans dans les massifs subalpins septentrionaux par le laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Orléans (France). Bull. Centre d'Hydrogéologie, Neuchâtel, n°8, pp. 27-48.

Lepiller, M., Mondain, P.-H., 1988. Thermique, chimie des eaux et ressources karstiques en moyenne montagne : du fondamental à l'appliqué. L'exemple des massifs subalpins septentrionaux des Bauges et des Bornes (Savoie, Haute-Savoie, France). 4ème coll. D'hydrogéologie en Pays calcaires, Besançon (résumé).

Lepiller, M., 1990. Contribution à la connaissance du karst urgonien des massifs subalpins des Bauges et des Bornes (Savoie, Haute-Savoie), 13ème Réunion des Sciences de la Terre, Grenoble, 2-4 avril, Soc. Géol. Fr. ED, p. 79.

Lepiller, M., Mondain, P.H., Cardin, P., 1990. Contribution à la connaissance du karst urgonien des massifs sub-alpins des Bauges et Bornes, Savoie – Hautes-Savoie. 13ème RST Grenoble, 4 avril, 79p.

Lismonde, B., Delannoy, J.-J., 1990. Le massif de la Chartreuse. Alpes française du Nord. Karstologia, (15), pp. 25-39.

Maire, R., 1976. Recherches géomophologiques sur les karsts Haut-Alpins des massifs de Platé, du Haut-Giffre des Diablerets et de l'Oberland occidental. Thèse de 3ème cycle, Université de Nice, 457p.

Maire, R., 1982. Impact des activités humaines dans le Haut Devoluy et dans quelques régions karstiques d'altitude de comparaison. Méditerranée, 3ème série, 46, (3-4), pp. 45-44.

Marchand, T., 1985. La Chartreuse Méridionale, Etude des grands réseaux karstiques, Recherches hydrogéologique et géomorphologiques. Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble, 310p.

Masson, M., 1985. Le karst du Parmelan : relations fracturation-karstification. Karstologia n°5, pp. 3-8.

Mondain, P.-H., 1991. Hydrogéologie des systèmes karstiques de l'Unité delphino-helvétique inférieure entre les vallées du Fier et du Borne (Massif des Bornes, Haute-Savoie, France). Thèse Université d'Orléans, Orléans Géosciences, mémoire n°5.

Mudry, J., Blavoux, B., Dray, M., Vuylsteek, G., 1990. Différenciation du fonctionnement hydrodynamique de deux sources du massif karstique du Nifflon (Haute-Savoie) à partir des données physico-chimiques et isotopiques. Mémoire du 22ème congrès de l'AIH, Lausanne, pp. 375-382.

Najib, H., 2000. Etude de la structure et du fonctionnement du bassin versant karstique de la Doria (massif des Bauges – Savoie), Thèse de Doctorat, Université Strasbourg 1, mention Géographie – Hydrologie.

Nicoud, G., 1973. Hydrogéologie de la haute vallée du Chéran - Massif des Bauges (Savoie), Thèse de 3ème cycle, Université scientifique et médicale de Grenoble, 177p.

Rampnoux, J.-P., Olive, P., Sarrot-Reynauld, J., 2006. Massifs de Sixt et du Haut Giffre – Préalpes du Chablais – Bas Chablais. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 602-610.

Rampnoux, J.-P., 2006. Bornes Chablais. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp 611-620.

Rampnoux, J.-P., Lepiller, M., Bauges. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans,, pp 622-631.

Talour, B., 1976. Hydrogéologie karstique du massif du Grand-Som (Chartreuse). Thèse 3ème cycle, Université Grenoble 1.

Thérond, R., 1975.La source karstique des Gillardes dans le Dévoluy. Livret guide excursion. Ass. Génér. UGGI, Grenoble.

Vuylsteek, G., 1983. Contributions à l'étude hydrogéologique, chimique et isotopique du massif karstique du Nifflon (Chablais). Thèse Université Paris VI.

4.5.1. Drôme – Ardèche (Vivarais)

Gombert, P., 1988. Hydrogéologie et karstogenèse du Bas Vivarais calcaire (Ardèche, France). Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.

Marchand, T., 1992. Les karsts dans le Jurassique ardéchois. Karstologia, 19, pp. 1-10.

Martelat, A., 1998. Ressources en eaux karstiques du Bas-Vivarais. Bilan des connaissances sur les secteurs : des Gras de Lavilledieu, de Lagorce, Vallée de l'Ibie (Ardèche). Rapport BRGM, RR-40249-FR.

Martelat, A., 1998. Ressources en eaux karstiques du Bas-Vivarais. Bilan des connaissances sur les secteurs : des Gras de Lavilledieu, de Lagorce, Vallée de l'Ibie (Ardèche). Rapport BRGM, RR-40249-FR.

Belleville, L., 1986. Hydrogéologie karstique. Géométrie, fonctionnement et karstogénèse des systèmes karstiques des Gorges de l'Ardèche. Thèse 3ème cycle, Université Grenoble.

BRGM, 1992. Approche de la structure et du fonctionnement du système karstique du Glandasse (26). Rapport BRGM, R 34 392 RHA 4S 92.

BRGM, 1992. Approche de la structure du système karstique de la forêt de Saoû (26). Rapport BRGM, R 35308 RHA 4S 92.

BRGM, 1993. Etude des systèmes karstiques de la moyenne vallée de la Drôme. Etude de reconnaissance du système karstique de La Gervanne. Rapport BRGM, N 0303 RHA 4S 93.

BRGM, 1998. Ressources en eau karstiques du Bas-Vivarais – Bilan des connaissances sur les secteurs. Rapport BRGM, R 40249, 30p.

Crochet, P., Marsaud, B., Razin, P., 1992. Approche de la structure et du fonctionnement du système karstique de Glandasse Drome (26). Rapport BRGM, RR-34392-FR.

Crochet, P., Marsaud, B., Razin, P., 1992. Approche de la structure et du fonctionnement du système karstique de la Gervanne (Drome). Rapport BRGM, RR-35307-FR.

Crochet, P., Marsaud, B., Razin, P., 1992. Approche de la structure et du fonctionnement du système karstique de la forêt de Saou Drome (26). Rapport BRGM, RR-35308-FR.

Cuche, D., Bergeret, P., 1984. Etude hydrogéologique du réseau karstique des Gouls de Tourne Rapport définitif AEP du SIVOM de BOURG-St-ANDEOL – Rapport SECMAPP, 22p.

Cuche, D., Bergeret, P., Camp, J.-P., J.P., 1986. Recherche et captage d'une ressource d'eau souterraine en karst. Etude hydrogéologique du réseau karstique des Gouls de Tourne à Bourg-St-Andéol. TSM – L'Eau, 81ème année, n°4, pp. 199-206.

Gombert, P., 2006. Etudes des aquifères patrimoniaux karstiques de Drôme-Ardèche: monographie de l'ensemble karstique drômois du synclinal de Dieulefit (rapport final n°1), Rapport Ginger Environnement, Agence de l'Eau RM&C, 19p.

Gombert, P., 2006. Etudes des aquifères patrimoniaux karstiques de Drôme-Ardèche: monographie de l'ensemble karstique drômois du synclinal de Saou (rapport final n°2), Rapport Ginger Environnement, Agence de l'Eau RM&C, 28p.

Gombert, P., 2006. Etudes des aquifères patrimoniaux karstiques de Drôme-Ardèche: monographie de l'ensemble karstique de la plaine de Valdaine (rapport final n°3). Rapport Ginger Environnement, Agence de l'Eau RM&C, 23p.

Gombert, P., 2006. Etudes des aquifères patrimoniaux karstiques de Drôme-Ardèche: monographie de l'ensemble karstique du bassin profond de Saillans-Aouste (rapport final n°5). Rapport Ginger Environnement, Agence de l'Eau RM&C, 20p.

Gombert, P., 2006. Etude des aquifères patrimoniaux karstiques de Drôme-Ardèche: monographie sur l'ensemble karstique de la Bordure Sous-Cévenole (rapport final n°7). Rapport Ginger Environnement, Agence de l'Eau RM&C, 73p.

Marchand, T., 2001. Inventaire spéléologique du département de l'Ardèche - Tome 1 : Les Gras du Coiron à la Baume. Rapport Comité départemental de Spéléologie de l'Ardèche, 190p.

Martelat, A., 1998. Plaine de la Valdaine (Drôme). Bilan des connaissances sur l'aquifère des calcaires profonds du Barrémo-Bédoulien. Rapport BRGM, RR-40369-FR.

Martelat, A., 1998. Ressources en eaux karstiques du Bas-Vivarais. Bilan des connaissances sur les secteurs : des Gras de Lavilledieu, de Lagorce, Vallée de l'Ibie (Ardèche). Rapport BRGM, RR-40249-FR.

Razin, P., Crochet, P., 1992. Approche de la structure des aquifères carbonatés profonds de la moyenne vallée de la Drôme. Rapport BRGM, RR-35852-FR.

4.5.2. Provence-Alpes-Côte d'Azur

Ancel, A., Dörfliger, N., Rampnoux, N., Moulin, M., Solages, S., 2004. Etat des connaissances géologiques structurales et hydrogéologiques du bassin d'Aix-Gardanne. Définition d'un programme de mesures et d'investigations complémentaires. Phase 3. Rapport final. Rapport BRGM, RP-53239-FR.

Audra, P., Mocochain, L., Camus, H., Gilli, E., Clauzon, G., Bigot, J.-Y., 2004. The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France. Geodinamica Acta, 17/6, pp. 27-38.

Batiot, C., Emblanch, C., Blavoux, B., 2001. Caractérisation du fonctionnement des aquifères karstiques par la variabilité des teneurs en COT à leur exutoire ; expérimentation sur différents aquifères du Sud-Est de la France. 7th conference on Limestone Hydrology and Fissured Media, Besançon (France), 20-22 septembre 2001. Sciences et Techniques de l'environnement, Université de Franche-Comté, mémoire hors série n°13, 2001, pp. 141-144.

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

Blavoux, B., Mudry, J., Puig, J.-M., 1992. Bilan, fonctionnement et protection du système karstique de la Fontaine de Vaucluse (Sud-Est de la France). Geodinamica Acta, 5 (3), 1992, pp. 153–172.

Blavoux, B., Mudry, J., Puig, J.-M., 1992. The karst System of the Fontaine de Vaucluse (Southeastern France), Environmental Geology and Water Sciences, Springer-Verlag ed., New-York, 19 (3), pp. 215-222.

Blavoux, B., Gilli, E., Rousset, C., 2004. Alimentation et origine de la salinité de la source sous-marine de Port-Miou (Marseille-Cassis). Principale émergence d'un réseau karstique hérité du Messinien. C.R. Geoscience, 336, pp. 523-533.

Blavoux, B., Mudry, J., Puig, J.-M., 2005. The karst system of the Fontaine de Vaucluse, Environmental Geology, 19, (3), 1992, pp. 215-225.

Blavoux, B., 2006. Aquifère karstique de Vaucluse. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 718-729.

BRGM, 1974. Captage des résurgences sous-marines d'eau douce. Observations sur les effets du barrage expérimental de Port-Miou. BRGM 74 SGN 272 AME.

Cavalera, T., Arfib, B., Gilli, E., 2006. Ressource karstique côtière en Méditerranée : les sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan (Marseille – France). Actes du 8e colloque d'hydrogéologie en pays calcaire, 2006, Neuchâtel, Suisse - ISBN 2-84867-143-2, pp. 55-58.

Cavalera, T., 2007. Etude du fonctionnement et du bassin d'alimentation de la source sous-marine de Port Miou (Cassis, Bouches-du-Rhône). Approche Multicritère. Thèse de Doctorat, Université de Provence.

Chevenier, G., 1985. Relations entre structures et répartition des aquifères dans les massifs de la Nerthe et de l'Etoile (Bouches-du-Rhône, France). Thèse de Doctorat, Université de Provence - Aix-Marseille 1.

Combes, P.-J., 1976. Essai de méthodologie en pays karstique Etude de problèmes hydrogéologiques et géotechniques dans le massif des Maures. Thèse de 3ème cycle, Université Montpellier.

Coulier, C., 1986. Hydrogéologie karstique de la Sainte-Baume occidentale (Bouches-du-Rhône-Var, France). Thèse de Doctorat, Université de Provence Aix-Marseille 1.

Couturaud, A., 1993. Hydrogéologie de la partie occidentale du système karstique de Vaucluse (karstification et aquifère sous-couverture). Thèse de Doctorat, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse.

Ducluzaux, B., 2006. Nouveaux traçages dans le karst de la Fontaine de Vaucluse. Actes du 8e colloque d'hydrogéologie en pays calcaire, 2006, Neuchâtel, Suisse - ISBN 2-84867-143-2, pp. 93 - 96.

Durozoy, G., Gouvernet, G., Rousset, C., 1969. Les exutoires du massif calcaire de Ste Victoire Bois de Concors et de la Gardiole Ste Victoire forêt de Pourrières.

Emblanch, C., 1997. Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques : étude en région méditerranéenne de montagne. Thèse de doctorat, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse.

Emblanch, C., Lastennet, R., Batiot, C., Daniel, M., Garry, B., Blondel, T., 2003. Apport du traçage naturel à la compréhension du système karstique de la Fontaine de Vaucluse - Exemple du cycle du carbone. Etudes Vauclusiennes. Fasicule n° 70, année 2003, pp. 69-81.

Fleury, P., Plagnes, V., Bakalowicz, M., 2007. Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (South of France). Journal of Hydrology, Volume 345, Issues 1-2, 20 October 2007, pp. 38-49.

Garry B. 2007 : Etude des processus d'écoulements de la zone non saturée pour la modélisation des aquifères karstiques. Expérimentation hydrodynamique et hydrochimique sur les sites du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel et de Fontaine de Vaucluse, Thèse Université d'Avignon et du Pays de Vaucluse.

Gilli, E., 1981. Les karsts de Roquefort les Pins et de Tourrettes sur Loup. Thèse de 3ème cycle ???, Université ……

Gilli, E., 1999. Inventaire des émergences karstiques littorales et sous-marines des Alpes-Maritimes. Ann. Mus. Hist. Nat. Nice, 14, pp. 77-89.

Gilli, E., Audra, P., 2004. Les lithophages pliocènes de la fontaine de Vaucluse (Vaucluse, France). Un argument pour une phase messinienne dans la genèse du plus grand karst noyé de France. C. R. Geoscience, 336, pp. 1481-1489.

Julian, M., Nicod, J., 1986. La région karstique Audibergue-Mons. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände, 59, pp. 1-25.

Lastennet, R., 1994. Rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques, approche par l'étude physico-chimique et isotopique du signal d'entrée et des exutoires du massif du Ventoux (Vaucluse). Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse.

Malzieu, E., 1987. Ressource en eau entre Rhône et Ventoux. Hydrogéologie et hydrochimie du bassin de Bédoin-Mormoiron, de la plaine des Sorgues et du massif de Pernes-les-Fontaines (Vaucluse). Thèse 3ème cycle, Université d'Avignon.

Mangan, C., 1982. Géologie et hydrogéologie karstique du bassin de la Brague et de ses bordures (Alpes-Maritimes - France). Thèse de 3ème cycle. Université Nice Sophia Antipolis.

Mangan, C., 1989. Le karst jurassique du rebord sub- alpin dans les Alpes maritimes (France). Karstologia, ISSN 0751-7628, 13, 1er semestre 1989, pp. 11-20.

Martin, P., 1991. Hydromorphologie des géosystemes karstiques des versants Nord et Ouest de la Sainte-Baume (Bouches-du-Rhône, Var, France) - Etude hydrologique, hydrochimique et de vulnérabilité à la pollution. Thèse de Doctorat, Université de la Méditerranée Aix-Marseille II.

Najib, K., 2007. Phénomènes de remontées de nappe extrêmes en terrain carbonaté fracturé et karstifié : Evaluation de l'aléa et prévention du risque dans le cadre de la protection de bâtiments. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II, 375p.

Nicod, J., 1980. Les ressources en eau de la région Provence Alpes Cote d'Azur. Importance et rôle des réserves souterraines.

Nicod, J., Salomon, J.-N., 2004. Paleokarsts and paleogeomorphology in Southern France: New directions and main results. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände, 136, pp. 1-24.

Puig, J.-M., 1987. Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse. Thèse de Doctorat, BRGM, Agence de l'Eau Rhône Méditerranée et Corse, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse.

Puig, J.-M., Mudry, J., 1991. Le karst de la Fontaine de Vaucluse (Vaucluse ALPES-DE-HAUTE-PROVENCE Drôme). Karstologia, 18, pp. 29-38.

Rousset, C., 1968. Contribution à l'étude des karsts du Sud-Est de la France altérations morphologiques et minérales. Thèse de 3ème cycle, Université de la Méditerranée - Aix-Marseille II.

Rousset, C., 1997. Relations entre la limite est du karst géant de Vaucluse et la faille linéament d'Aix-en-Provence (région Provence-Alpes-Côte d'Azur, France), C.R. Acad. Sci. Paris, 234, série Iia, pp. 103-110.

Rousset, C., 2006. Provence. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 694-717.

Silvestre, J.-P., 1977. Etude hydrogeologique de la montagne du Lubéron (Vaucluse) ou contribution à la connaissance de l'aquifère de Fontaine de Vaucluse. Thèse 3ème cycle, Géol. Appl. Univ. Aix-Marseille I.

Vernet, M., Vernet, B., 1980. Essai de discrimination par méthode isotopique de l'origine des eaux des systèmes karstiques : applications aux karsts continentaux et littoraux de Basse-Provence. Thèse de 3ème cycle, Université de Provence - Aix-Marseille 1.

4.6. JURA (DOUBS ET HAUTE SAÔNE)

Agence de l'eau RMC, 1997. Etude hydrogéologique globale du jura karstique dans le département du Jura. Rapport D 20943/BS.

Blavoux, B., Burger, A., Chauve, P., Mudry, J., 1979. Utilisation des isotopes du milieu à la prospection hydrogéologique de la chaine karstique du Jura. Rev. De Géol. Dyn. Et Géog. Phys., 21 (4), pp. 295-306.

Chauve, P., Dubreucq, F., Franchon, J.-C., Gauthier, A., Mettetal, J.-P., Peguenet, J., 1987. Inventaire des circulations souterraines reconnues par traçage en Franche-Comté. Annales scientifiques, Univ. De Besançon, mémoire n°2.

Chauve, P., Moindrot, D., Mania, J., 1989. Modalités de fonte de neige en moyenne montagne et alimentation du karst sous-jacent, Publ. Intern. Ass. Hydrol. Scient., 193, pp. 107-116.

Chauve, P., 2006. Jura. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 562-590.

Dörfliger, N., Pinault, J.-L., Petit, V., Jauffret, D., Ladouche, B., Bakalowicz, M., De la Vaissere, R., 2004. Systèmes karstiques et crues du Doubs. Méthodologie de détermination de la contribution des systèmes karstiques aux écoulements de surface, hors crues et des étiages. Rapport final. Rapport BRGM, RP-53063-FR.

Dörfliger, N., Jauffret, D., Loubiers, S., Petit, V., 2004. Cartographie de la vulnérabilité des aquifères karstiques en Franche-Comté. Rapport final. Rapport BRGM, RP-53576-FR.

Jacquemin, P., 1984. Réponses hydrodynamiques des hauts bassins du Doubs et de la Loue : simulation des écoulements, influence de l'enneigement et de la traversée du Lac St Point, étude des pertes du Doubs. Thèse, Université Franche-Comté, Besançon.

Le Gac, H., 1990. Etude hydrogéologique des plateaux calcaires de Haute-Saone. Etude des secteurs de Champlitte et de Dampierre-sur-Salon. Rapport BRGM, RP-30332-FR.

Martelat, A., Javey, C., 1997. Etude hydrogéologique des plateaux calcaires de Haute-Saône au Sud de Vesoul – Secteur de Montbozon. Rapport BRGM, RR-39761-FR.

Pasquier, C., 1975. Contribution à l'étude des aquifères karstiques de la région de Champlive. Thèse de 3ème cycle, Université de Besançon.

Tinette, R., 1981. Etude des cheminements d'eau souterraine par traceurs. Mise en évidence de liaisons autoroute-captages à Besançon. Bull. Liaison Lab. P. et Ch., 111, mai-juin 1981, pp. 45-52.

Tissot, G., Tresse, P., 1978. Etude du système karstique du Lison et du Verneau. Thèse 3ème cycle, Université de Besançon.

4.7. BASSIN DE PARIS

Mégnien, C., 1959. Le karst et la nappe dans la craie turonienne et sénonienne du bassin de la Vanne. Bulletin Société Géologique de France, 7 (1), pp. 456-460.

Mégnien, C., 1979. Hydrogéologie du centre du Bassin de Paris. Thèse 3ème cycle, Mémoire BRGM n°98.

Mégnien, C., 2006. Sénonais Alimentation en eau de Paris. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 280-290.

4.7.1. Bourgogne

Cornet, J., Lelong, F., 2006. Bourgogne. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 309-314.

Rambert, B., Berger, G., Mégnien, C., et Molinard, L.-J., 1969. Etude bibliographique des phénomènes karstiques du Jurassique de l'Yonne. BRGM, SGN 245 BDP.

4.7.2. Val d'Orléans

Chéry, J-L., 1983. Etude hydrochimique d'un aquifère karstique alimenté par perte de cours d'eau (la Loire) : le système des calcaires de Beauce sous le Val d'Orléans. Thèse Doctorat, 3ème cycle, Université Orléans.

Le Borgne, F., 2001. Réponses hydrochimiques de la nappe phréatique du val d'Orléans aux sollicitations de son environnement. Développement du site expérimental de la carrière Morillon-Corvol de Sandillon (45). Thèse de doctorat, Université Paris VII.

Lepillier, M., 2006. Val d'Orléans. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 200-214.

4.7.3. Karst de la craie (Nord-Pas-de-Calais – Normandie crayeuse)

Bracq, P., Hanich, L., Delay, F., Crampon, N., 1992. Mise en évidence par traçage d'une relation rapide, entre la surface et les eaux souterraines, liée à des phénomènes de dissolution dans la craie du Boulonnais (Nord de la France). Bulletin Société Géologique de France, 163 (2), pp. 195-203.

Bracq, P., 2001. L'aquifère crayeux – Approche hydrogéologique, hydrodynamique et géométrique. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université du Littoral Côte d'Opale.

Brunin, A.S., 2000. Comportement hydrodynamique de l'aquifère crayeux sur le pourtour de la boutonnière du Boulonnais (Nord Pas-de-Calais, France). Thèse de Doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale.

Calba, F., 1980. Hydrogéologie du karst crayeux en Pays de Caux. Etude de 2 bassins. Thèse de 3ème cycle, Géologie Dynamique, Université Paris VI.

Crampon, N., Caous, J-Y., 2006. Nappe de la craie. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 337-367.

Dussart, L., 2003. Transport de particules en suspension et bactéries associées dans l'aquifère crayeux karstique Haut-Normand. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 235p.

Dussart-Baptista, L., Massei, N., Dupont, J.-P., Jouenne, T., 2003. Transfer of bacteria-contaminated particles in a karst aquifer: evolution of contaminated materials from a sinkhole to a spring. Journal of Hydrology, 284 (1-4), pp. 285-295.

Equilbey, E., Boudet, M., 2003. Pilote de l'inventaire historique régional Haute-Normandie des bétoires, itinéraires souterrains des eaux (traçages) et exutoires. Rapport final. Rapport BRGM, RP-52423-FR.

Feeny, V., 1993. Comportement d'un aquifère crayeux karstifié ; incidence des eaux d'origine agricole (surface cultivées) et sur la ressource en eau du département de l'Eure. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 213p.

Fournier, M., Massei, N., Bakalowicz, M., Dussart-Baptista, L., Rodet, J., Dupont, J.-P., 2007. Using turbidity dynamics and geochemical variability as a tool for understanding the behavior and vulnerability of a karst aquifer. Hydrogeology Journal, 15, pp. 689-704.

Fournier, M., 2008. Identification des modalités de transport et de la vulnérabilité du karst de la craie. Application de nouveaux outils statistiques d'analyse des données au système du Hannetot (Seine-Maritime, France). Thèse de Doctorat, Université de Rouen.

Lacroix, M., Leboulanger, T., Wang, H.-Q., 1998. Mise en évidence des relations surface-endokarst par la microgranulométrie, exemple du karst crayeux haut-normand. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, IIA 330, pp. 347-354.

Lepiller, M., 1993. Réflexion sur l'hydrogéologie karstique de la craie du bassin de Paris à partir d'exemples régionaux (Normandie, Gâtinais). Hydrogéologie, 2, pp. 151-161.

Mania, J., Crampon, N., 2006. Calcaires carbonifères. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 379-387.

Maqsoud, A., 1996. Approche hydrogéologique et hydrochimique du caractère karstique éventuel d'hydrosystèmes souterrains de la Craie du Bassin de Paris – Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille.

Massei, N., 2001. Transport de particules en suspension dans l'aquifère crayeux karstique et à l'interface craie/alluvions. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 189p.

Massei, N., Lacroix, M., Wang, H.-Q., Dupont, J.-P., 2002. Transport of particulate material and dissolved tracer in a highly permeable porous medium: comparison of the transfer parameters. Journal of Contaminant Hydrology, 57 (1-2), pp. 21-39.

Massei, N., Wang, H.-Q., Dupont, J.-P., Rodet, J., Laignel, B., 2003. Assessment of direct transfer and resuspension of particles during turbid floods at a karstic spring. Journal of Hydrology, 275 (1-2), pp. 109-121.

Massei, N., Wang, H.-Q., Field, M., Dupont, J.-P., Bakalowicz, M., Rodet, J., 2006. Interpreting tracer breakthrough tailing in a conduit-dominated karstic aquifer. Hydrogeology Journal, 14, pp. 849-858.

Nebbache, S., 1999. Communautés et contamination bactérienne associées à la turbidité des eaux d'un aquifère karstifié en domaine rural. Approche préliminaire dans la bioremédiation des nitrates. Thèse de doctorat, Université de Rouen, Rouen, 148p.

De la Querière, P., Roux, J.-C., 2006. Normandie crayeuse. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 249-258.

Rigo, G., 1990. Hydrogéologie de la craie : le système karstique de l'Aubette (Seine maritime), circulations rapides et caractérisation de la turbidité. Thèse de Doctorat, Université de Rouen, 271p.

Rodet, J., 1992. La craie et ses karsts. éd. CNEK-Groupe Seine, Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen, 560p.

Rodet, J., 1993. Le rôle des formations quaternaires dans le drainage karstique: l'exemple des craies du bassin de Paris. Quaternaire, 4(2–3), pp. 97-102.

Rodet, J., 1996. Une nouvelle organisation géométrique du drainage des craies: le labyrinthe d'altération, l'exemple de la grotte de la Mansonnière (Bellou-sur-Huisne, Orne, France). C.R. Acad. Sci., Paris, Série IIA(332), pp. 1039-1045.

Rodet, J., 1997. Typologie des karsts dans la craie du bassin de Paris. Annales de la Société Géologique du Nord, 5, pp. 351-359.

Rodet, J., 1999. Tectonic network as the initial factor of karstification of the chalk limestones in the Perche hills (Orne, Normandy, France). Geodinamica Acta, 12 (3-4), pp. 259-265.

Stollsteiner, P., 2007. Etat de la connaissance sur le réseau karstique du bassin versant du Guiel (Orne). Rapport final. Rapport BRGM, RP-55398-FR.

Valdés, D., 2005. Variabilité spatiale du fonctionnement hydrologique de l'aquifère karstique de la craie (Département de l'Eure, France). Thèse de Doctorat, Université de Rouen.

Valdés, D., Dupont, J.-P., Massei, N., Laignel, B., Rodet, J., 2005. Analysis of karst hydrodynamics through comparison of dissolved and suspended solids' transport. Comptes Rendus Geosciences, 337, pp. 1365-1374.

Valdés, D., Dupont, J.-P., Massei N., Laignel, B., Rodet, J., **2006**. Analysis of karst functioning by the comparison of dissolved and particulate matter transport. Use of autocorrelations and T-ΔC curves. Journal of Hydrology, 329, pp. 432-443.

Youssof, H., 1973. Hydrogéologie karstique du Calcaire carbonifère de la Belgique et du Nord de la France – Synthèse des données acquises en 1972 – BRGM 73 SGN 226 NPA.

4.7.4. Gâtinais

Baran, N., 1996. Transit de l'isoproturon et de l'atrazine dans un système hydrologique karstique de la craie (Gâtinais – France). De la station pédologique expérimentale à l'échelle du système. Thèse de Doctorat, Université Orléans.

Baran, N., Mouvet, C., Lepiller, M., 2000. Transfert de phytosanitaires à l'échelle d'un système karstique. Hydrogéologie, n°1, pp. 73-80.

Guigues, N., Foucher, J.-C., Roy, S., Jouin, F., Braibant, G., Brach, M., 2004. Surveillance de la qualité des eaux souterraines sur un bassin karstique en région Centre : Les Trois Fontaines. Rapport final. Rapport BRGM, RP-52931-FR.

Lasne, E., 1992. Etude du système hydrologique karstique des sources des Trois Fontaines (Saint-Loup-de-Gonois, Loiret). Contribution à la connaissance de la structure, du fonctionnement et de l'évolution de l'aquifère crayeux du Gâtinais (Sud-Est du Bassin de Paris). Thèse de Doctorat, Université d'Orléans, Orléans Géosciences, mémoire n°6.

Lepiller, M., 1993. Réflexions sur l'hydrogéologie karstique de la craie du bassin de Paris à partir d'exemples régionaux (Normandie, Gâtinais). Hydrogéologie, n°2, pp. 151-161.

Lepiller, M., 2006. Gâtinais de l'Est. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 291-298.

Mouvet, C., Baran, N., Normand, M., Fialkiewicz, W., Gutierrez, A., 2005. Transfert de phytosanitaires à l'échelle du système hydrologique karstique des Trois Fontaines (Loiret). Rapport BRGM, RP-53641-FR.

4.7.5. Lorraine

Gamez, P., 1992. Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Lorraine septentrionale). Thèse, Mosella t.XXI, Université de Metz, CEGUM, 397p.

Jaillet S., Gamez P., 1995. Observations morphologiques sur le géosystème karstique du Rupt du Puits. Karstologia n°26, F.F.S.A.F.K. Bordeaux, pp. 27-38.

Gamez, P., Coronnelle, F., François, D., 1999. Inventaire des phénomènes karstiques et des expériences de traçage. Dogger de Lorraine : secteur bassin ferrifère – Rupt de Mad. Agence de l'eau Rhin-Meuse et Université de Metz (CEGUM).

Jaillet, S., 1999. Recul de couverture et karstification dans un karst couvert de bas plateaux : Le Barrois (Lorraine / Champagne – France). Actes du colloque Karst-99.

Jaillet, S., 2000. Un karst sous couverture de Bas-plateau : Le Barrois (Lorraine / Champagne – France). Structure – Fonctionnement – Evolution. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 3.

Losson, B., 2003. Karstification et capture de la Moselle (Lorraine, France) : vers une identification des interactions. Thèse doctorat géographie, Université Metz, 3 vol., 825p.

Maïaux, C., 2006. Lorraine. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 299-308.

4.8. POITOU – CHARENTES

Bichot, F., Karnay, G., Lavie, J., 2003. Les sources de la Touvre. Synthèse des connaissances. Rapport BRGM, RP-52738-FR.

Blavoux, B., Mudry, J., Rouiller, D., 1988. Identification des eaux d'infiltration diffuse et concentrée dans l'écoulement d'une source karstique : exemple de la Touvre et de la Lèche (Angoulême, Charente). Colloque d'hydrologie en pays calcaire et en milieu fissuré – Besançon, 29 septembre au 1er octobre 1988.

Cavaillé, A., 1974. Essais de datation du karst dans le Nord-Est du Bassin Aquitain, Mémoires et Documents CNRS, nouv. Série, vol. 15, Phénomènes karstiques t. II. Thèse de 3e cycle, Toulouse.

Gandolfi, J.-M., 1991. Elaboration d'un outil de prévision hydrologique sur les bassins de l'Auln-couture et du karst de la Rochefoulcauld, Charente. Rapport BRGM, RR-34017-FR.

Hantzpergue, P., Mudry, J., Rouiller, D., 1988. Rôle de la tectonique dans la structuration du karst de la Rochefoucauld (Charente). Colloque d'hydrologie en pays calcaire et en milieu fissuré – Besançon, 29 septembre au 1er octobre 1988.

Larocque M., Banton O., Razack M. 2000. Transient-State History Matching of a Karst aquifer Groundwater flow model. Ground Water Vol 38/6, 939-946.

Laroque, M., and M. Razack, 1998. Hydrogologie du karst de La Rochefoucauld (Charente): Bilan des nouvelles connaissances, *Hydrogéologie*, *3*, 35–45.

Larocque M., Banton O., Ackerer P., Razack M. 1999. Determining Karst Transmissivities with Inverse Modeling and an Equivalent Porous Media, Ground Water, Vol 37/6,

Larocque M., Mangin A., Razack M., Banton O., 1998: Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente,France),Journal of Hydrology 2005, 217-231.

Le Moine N., Andréassian V. , Mathevet T., 2008. Confronting surface- and groundwater balances on the La Rochefoucauld-Touvre karstic system (Charente, France), Water Resources Research, Vol 44.

Plaud, M., Pouchan, P., 2006. Bassin Aquitain. In : J.C. Roux (Editor), Aquifères et eaux souterraines en France, Editions BRGM et CFH-AIH, Orléans, pp. 431-479.

Quelennec, R. E., J. C. Sauret, M. Seguin, and J. Vouve, 1971. Les résurgences de la Touvre – Étude préliminaire, in *Actes du Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaire, Besanon*, Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, fascicule 15, 3ème série, Géologie, 1971.

Rouiller, D., 1987. Etude des systèmes karstiques de la Touvre et de la Lèche (Angoulème, Charente). Thèse Université des Sciences d'Avignon.

Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34

Service EAU, Unité RMD
1039 rue de Pinville

34000 – Montpellier - France
Tél. : 04 67 15 79 90