SOURCES SOUS-MARINES ET AQUIFERES KARSTIQUES CÔTIERS MEDITERRANEENS. FONCTIONNEMENT ET CARACTERISATION

Perrine Fleury

▶ **To cite this version:**

Perrine Fleury. SOURCES SOUS-MARINES ET AQUIFERES KARSTIQUES CÔTIERS MEDITERRANEENS. FONCTIONNEMENT ET CARACTERISATION. Sciences de l'environnement. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2005. Français. NNT : . tel-00789234

HAL Id: tel-00789234

https://theses.hal.science/tel-00789234

Submitted on 19 Feb 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université Paris VI – Pierre et Marie Curie

THESE DE DOCTORAT

Présentée et soutenue publiquement pour obtenir le titre de Docteur de l'Université Paris VI

Spécialité : Sciences de la Terre

Ecole Doctorale : Géosciences et Ressources Naturelles

Par

Perrine FLEURY

SOURCES SOUS-MARINES ET AQUIFERES KARSTIQUES CÔTIERS MEDITERRANEENS. FONCTIONNEMENT ET CARACTERISATION.

Soutenue le 10 mai 2005

Devant le jury composé de

M. Michel BAKALOWICZ	Chargé de recherche CNRS	Directeur
M. Ghislain de MARSILY	Professeur, Université Paris VI	Directeur
M. Inaki ANTIGUEDAD	Professeur, Université du Pays Basque	Rapporteur
M. Severin PISTRE	Maître de conférence, Université Montpellier II	Rapporteur
M. Jean-Marie ROUCHY	Directeur de Recherche CNRS	Président
M. Bruno ARFIB	Maître de conférence, Université Marseille I	Examinateur
M. Pierre BECKER	Président Directeur Général de Géocéan	Invité
Mme. Nathalie DOERFLIGER	Chef de projet, BRGM-Eau	Invité
M. Louis POTIE	Expert gestion des ressources en eau	Invité

AVANT-PROPOS

Je tiens à remercier chaleureusement mes directeurs de thèse, Michel Bakalowicz et Ghislain de Marsily, pour le savoir et l'expérience qu'ils m'ont apportés aussi bien en hydrogéologie qu'en de nombreux autres domaines. Je tiens également à saluer leur disponibilité durant ces trois années. Enfin je les remercie pour la confiance qu'ils m'ont accordée, elle était accompagnée d'un soutien sans lequel il m'aurait été difficile d'achever ce travail.

Je suis reconnaissante à Mr Pierre Becker, Président Directeur Général de Géocéan, d'avoir financé cette thèse et de m'avoir accueillie au sein de son entreprise pendant deux années, dans le cadre d'une convention CIFRE.

Je voudrais remercier Mr Eric Servat, directeur du laboratoire HydroSciences Montpellier, pour m'avoir ouvert son laboratoire à la fin de ma thèse.

Je tiens à remercier le bureau d'étude espagnol SIDMAR et son directeur Mr J-M Cortes qui m'ont fourni les données de Moraig-Toix. Merci également au BRGM de m'avoir communiqué une partie des données de la Vise.

Mon travail au sein de la Maison des Sciences de l'Eau a été largement facilité par tous. Je voudrais remercier Jean-Luc Seidel, Vincent Guinot, Massaad El-Hakim, Marie-Ange Cordier, Fabiola Badrot-Nico, Pascal Brunet et toutes les personnes qui m'ont apporté leur aide.

Je remercie Mr Paul Le Strat, géologue au BRGM, et Bertrand Aunay d'être venus à mon secours en géologie. Merci également à Jean-François Stephan pour son aide sur le terrain. Merci à Valérie Plagnes pour sa collaboration efficace.

Ma gratitude va également à mes anciens collègues, Marie, Paul-Henri, Jérémie et Daniel. Ce fut un réel plaisir de travailler à leurs cotés.

Je tiens à remercier MM. Jean-Marie Rouchy d'avoir accepté de présider ce Jury de thèse, Séverin Pistre et Iñaki Antiguedad d'avoir accepté d'être les rapporteurs de cette thèse et Nathalie Dörfliger, Louis Potié et Bruno Arfib d'avoir accepté d'examiner ce travail.

Merci à Gisèle pour son aide de tous les jours et à Henri pour avoir relu le manuscrit.

Enfin je voudrais remercier ma famille et mes proches qui m'ont toujours soutenue dans mes choix et encouragée dans ce travail.

TABLE DES MATIERES

RESUME……..……..……14

ABSTRACT……..…..……15

INTRODUCTION……..……...……..16

PARTIE 1 – EXISTENCE DES SOURCES SOUS-MARINES

1- HISTORIQUE DES SOURCES SOUS-MARINES **19**

2- CIRCULATIONS D'EAU DOUCE SOUS-MARINES ET SOUS-LACUSTRES **20**

2.1- Sources d'eau douce sous-marines et « Submarine Groundwater Discharge » (SGD) 20
2.2- Sources sous-marines profondes 20
2.3- Sources sous-lacustres 20
2.4- Les sources sous-marines des aquifères volcaniques 21
2.5- Sources sous-marines karstiques 21

3- RECHERCHE ET LOCALISATION DES PRINCIPALES SOURCES SOUS-MARINES **23**

3.1- Localisation des sources sous-marines 23
3.2- Etudes mises en oeuvre 26
3.2.1- Recherche des sources sous-marines 26
3.2.1.1- Télédétection en thermographie infra-rouge et photo infra-rouge 26
3.2.1.2- Mesure de la conductivité électrique ou de la résistivité et de la température 27
3.2.1.3- Mesure de la densité 28
3.2.1.4- Mesure de la concentration en élément radon 28
3.2.1.5- Observations sous-marines 28
3.2.1.6- Conclusion sur les méthodes de recherche et localisation des sources sous-marines 29
3.2.2- Etudes hydrogéologiques réalisées sur les sources sous-marines 29
3.2.2.1- Estimation sensitive et visuelle de la vitesse 29
3.2.2.2- Mesure de la vitesse 30
3.2.2.2.1- A l'exutoire de la source 30
3.2.2.2.2- Mesure de la vitesse dans un conduit 31
3.2.2.3- Mesure de la conductivité électrique 31
3.2.2.3.1- En milieu isolé 31
3.2.2.3.2- Dans le panache de la source 31
3.2.2.4- Estimation du débit à partir de l'étude du panache 31
3.2.2.5- Estimation du débit grâce au renouvellement de la masse d'eau 31
3.2.2.6- Débit annuel déterminé grâce au bilan hydrologique 32
3.2.2.7- Captage de la source 32
3.2.2.8- Couplage débit et charge hydraulique partielle 32
3.2.2.9- A partir de la thermographie infra-rouge 32
3.2.2.10- Utilisation de l'ADCP 33
3.2.2.11- Mesure in situ à l'aide d'un débitmètre 33
3.3- Conclusion 33

PARTIE 2 – LES SOURCES SOUS-MARINES AU SEIN DE L'AQUIFERE KARSTIQUE

1- FORMATION, STRUCTURE ET FONCTIONNEMENT DES AQUIFERES KARSTIQUES **34**

1.1- Karstification 34
1.1.1- Première condition à la formation d'un karst : dissolution de la roche 34
1.1.2- Seconde condition à la formation d'un karst : rôle de l'écoulement 35
1.2- Structure et fonctionnement du karst 36

1.3- Développement du réseau de conduits karstiques en relation avec le niveau de base 37

2- AQUIFERES KARSTIQUES CÔTIERS 40
2.1- Développement du réseau de conduits en relation avec le niveau marin 40
2.2- Analogie avec l'ennoiement d'un karst 41
2.3- Variations eustatiques 42
2.4- La crise du Messinien 43

3- FLUX D'EAU DANS LES AQUIFERES KARSTIQUES CÔTIERS 48
3.1- Infiltration d'eau de mer dans les milieux continus 48
3.1.1- Effet des différences de densité entre l'eau douce et l'eau salée 48
3.1.2- Diffusion et dispersion moléculaire 50
3.2- Quelques exemples d'échanges eau douce / eau de mer dans les aquifères karstiques côtiers 50
3.2.1- Source saumâtre sur l'Ile de Céphalonie en Mer ionienne 50
3.2.2- Les « fontaines d'Yport » (Bassompierre et Roux, 1968) 52
3.2.3- Sources sous-marines de Chekka, Liban 52
3.2.4- Port-Miou, Cassis 54
3.2.5- Source de la Mortola 57
3.2.6- Source de la Vise dans l'étang de Thau 57
3.2.7- Résurgences de « Ain Zayanah », région de Benghazi en Libye 58
3.2.8- Sources de Waikoropupu, Nouvelle Zélande 59
3.2.9- Source côtière de l'Almyros d'Agios Nikolaos, Crète 60
3.2.10- Source de Blaz, Croatie (Bonacci et Roje Bonnaci, 1997) 61
3.2.11- Système de Moraig-Toix 61
3.2.12- Source de l'Almyros d'Héraklion (Crète) 62
3.3- Fonctionnement hydrologique des aquifères karstiques côtiers 63
3.3.1- Condition de charge hydraulique nécessaire à l'existence d'une source sous-marine 63
3.3.1.1- Principe général 63
3.3.1.2- Quelques définitions 65
3.3.1.3- Variations du gradient de charge hydraulique 65
3.3.2- Condition de charge hydraulique pour l'existence d'une source saumâtre 65
3.3.2.1- Entrée d'eau de mer par « effet Venturi » 65
3.3.2.2- Différence de charge hydraulique due aux différences de densité entre l'eau douce et l'eau salée 66
3.3.2.2.1- Théorie 66
3.3.2.2.2- Exemple de la Mortola 66
3.3.2.2.3- Exemple de Port-Miou 69
3.3.3- Autres mécanismes responsables de l'intrusion saline 70
3.3.3.1- Stratification de l'écoulement 70
3.3.3.2- Intrusion marine à l'interface conduit / matrice, intrusion marine diffuse 70
3.3.4- Profondeur des sources sous-marines et structure de l'aquifère 71
3.3.5- Résumé des interactions eau douce-eau salée 71
3.4- Obturation de conduit 72
3.5- Risques liés à l'exploitation des aquifères karstiques côtiers par forage 72

4- CLASSIFICATION DES EXUTOIRES SOUS-MARINS 75
4.1- Structure en entonnoir 75
4.1.1- Dolines submergées 76
4.1.2- Formation « post-submersion » 76
4.2- Conduit ou grotte directement reliés au réseau de drainage 77
4.3- Fissures élargies 77

5- TYPOLOGIE DES SOURCES LITTORALES ET SOUS-MARINES 78

PARTIE 3 – MODELISATION DU DEBIT DES SOURCES KARSTIQUES

1- INTRODUCTION 79
1.1- Origine des modèles pluie-débit en hydrologie 79
1.2- Objectif de la simulation pluie-débit 79
1.3- Classification des modèles pluie-débit 80
1.3.1- Les modèles « boîte noire » 80

1.3.2- Les modèles « à réservoirs » conceptuels ou empiriques ... 81
1.3.3- Modèles fondés sur la physique, modèles maillés ... 82
1.3.4- Les modèles stochastiques (Marsaud, 1997) ... 82
1.4- Mise en œuvre d'un nouveau modèle ... 82
1.5- Choix d'un outil pour la modélisation ... 83
1.6- Choix de la technique d'intégration ... 83
1.7- Choix d'un critère de performance ... 84
1.8- Evaluation du modèle ... 85

2- MISE EN ŒUVRE DU MODELE ... 86
2.1- Données disponibles ... 86
2.2- Structure du modèle ... 86
2.2.1- Réservoir sol ... 86
2.2.2- Réservoirs de routage ... 89
2.3- Décalage des données ... 91

3- MODELISATION DES DIFFERENTES SOURCES ... 93
3.1- Sources du Larzac ... 93
3.1.1- Homède ... 94
3.1.2- Lavencou ... 96
3.1.3- Durzon ... 99
3.1.4- Cernon ... 101
3.1.5- Espérelle ... 103
3.1.6- Conclusion sur la modélisation des sources du Larzac ... 104
3.2- Source de la Milandrine ... 105
3.3- Fontaine de Vaucluse ... 107
3.4- Rubicon (Ardennes belges) ... 108
3.5- Almyros d'Héraklion ... 110
3.5.1- Simulation du débit d'eau douce écoulé à l'Almyros d'Héraklion ... 110
3.5.2- Prise en compte de paramètres chimiques dans la simulation ... 112

4- CONCLUSION ... 114

PARTIE 4 – ETUDE DES SOURCES KARSTIQUES SOUS-MARINES ET DES AQUIFERES KARSTIQUES CÔTIERS

1- APPROCHE DU FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DE L'AQUIFERE DE LA MORTOLA, TENTATIVE DE MODELISATION DES DEBITS DE LA SOURCE ... 116
1.1- Définition de l'étude ... 116
1.1.1- Objectifs de l'étude ... 116
1.1.2- Choix de la source ... 117
1.2- Géologie du bassin d'alimentation de la Mortola ... 117
1.2.1- Présentation de la zone d'étude et géologie de la Mortola ... 117
1.2.2- Contexte géologique régional ... 124
1.2.3- Informations apportées par l'étude des remplissages karstiques ... 128
1.3- Hydrogéologie ... 135
1.3.1- Eléments de karstification ... 135
1.3.2- Existence de pertes ... 137
1.3.3- Délimitation du bassin d'alimentation et estimation de sa surface ... 138
1.3.4- Informations apportées par la chimie et la géochimie ... 138
1.3.4.1- Analyses chimiques ... 138
1.3.4.2- Analyses isotopiques ... 143
1.3.5- Equipement de la source en vue de l'étude du fonctionnement du système karstique ... 144
1.3.6- Estimation du volume d'eau annuel écoulé à la Mortola et de la chronique de débit ... 146
1.3.6.1- Données acquises à la source ... 146
1.3.6.2- Reconstitution de certaines valeurs de débit et de salinité ... 148
1.3.6.3- Détermination du débit d'eau douce ... 151
1.3.6.4- Evaluation du débit d'eau douce de la source en début de cycle ... 152
1.3.6.5- Analyse de la courbe de récession ... 153
1.3.6.6- Conclusion sur l'estimation du volume d'eau écoulé à la Mortola ... 156

1.3.7- Estimation du débit moyen à partir du bilan hydrologique ... 156
1.3.7.1- Estimation des précipitations ... 156
1.3.7.2- Estimation de l'ETR ... 157
1.3.7.3- Estimation de l'infiltration ... 157
1.4- Essai de modélisation des débits de la Mortola ... 158
1.4.1- Structure générale du modèle ... 158
1.4.2- Réservoir sol ... 159
1.4.2.1- Structure générale du réservoir sol ... 159
1.4.2.2- Désaturation du réservoir sol ... 159
1.4.2.3- Vidange des réservoirs de routage ... 161
1.4.3- Résultats de la simulation ... 161
1.4.4- Evaluation de la gamme de variations des débits de la source de la Mortola ... 163
1.4.5- Discution sur l'évaluation des débits à la Mortola ... 164
1.5- Conclusion ... 164

2- FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DU SYSTEME DE MORAIG-TOIX ... 166
2.1- Introduction ... 166
2.2- Présentation de la zone d'étude, éléments de géologie ... 166
2.3- Chroniques de données ... 168
2.3.1- Mise en place des stations de mesure ... 168
2.3.2- Première analyse des données sur les valeurs moyennes journalières ... 170
2.3.2.1- Toix ... 170
2.3.2.1.1- Vitesse et débits ... 170
2.3.2.1.2- Conductivité électrique et température ... 171
2.3.2.1.3- Synthèse des données à Toix ... 173
2.3.2.2- Moraig ... 173
2.3.2.2.1- Vitesses et débits ... 173
2.3.2.2.2- Conductivité électrique et température ... 175
2.3.2.2.3- Interprétation des données de Moraig ... 177
2.4- Fonctionnement hydrologique du système ... 179
2.4.1- Fonctionnement global ... 179
2.4.1.1- Relation entre les conduits de Moraig et Toix ... 179
2.4.1.2- Le système défini en tant que « réservoir aquifère » ... 180
2.4.1.3- Estimation de l'aire d'alimentation de l'aquifère ... 181
2.4.1.4- Estimation de la charge dans l'aquifère ... 182
2.4.2- Fonctionnement particulier ... 183
2.4.2.1- Influence du niveau de la mer ... 183
2.4.2.2- Comportement du système après certains événements pluvieux ... 189
2.4.2.2.1- Analyse des données ... 189
2.4.2.2.2- Interprétation ... 191
2.4.3- Fonctionnement en période de crue à Moraig ... 193
2.4.3.1- Analyse des données ... 193
2.4.3.2- Interprétation ... 195
2.4.4- Fonctionnement en période de crue à Toix ... 198
2.4.4.1- Analyse des données ... 198
2.4.4.1.1- Premier événement : du 11 au 24/03/1999 ... 199
2.4.4.1.2- Deuxième événement : du 11 au 26/11/1999 ... 200
2.4.4.1.3- Troisième événement : du 11 au 23/01/2000 ... 201
2.4.4.2- Interprétation globale des trois événements ... 202
2.5- Modélisation du fonctionnement hydrologique ... 206
2.5.1- Généralités ... 206
2.5.2- Entrée du modèle et calcul de l'infiltration efficace ... 209
2.5.2.1- Structure générale du réservoir sol ... 209
2.5.2.2- Désaturation du réservoir sol ... 209
2.5.2.3- Infiltration vers le réservoir annexe ... 209
2.5.2.4- Sortie non contrôlée d'eau du réservoir sol ... 209
2.5.2.5- Récapitulatif du fonctionnement du réservoir sol en fonction de son niveau ... 209
2.5.3- Structure des réservoirs de la zone noyée ... 212
2.5.3.1- Définition des trois réservoirs ... 212
2.5.3.2- Mise en place des réservoirs ... 212
2.5.4- Prise en compte de la salinité ... 217

2.5.5- Gestion de la ressource ... 218
2.5.5.1- Première hypothèse : l'intrusion marine s'effectue par Toix et au travers de conduits profonds 218
2.5.5.2- Seconde hypothèse : le conduit de Toix est le principal voire l'unique point d'entrée d'eau de mer dans l'aquifère ... 219
2.5.6- Conclusion sur une éventuelle utilisation de l'eau ... 221
2.5.7- Interprétation de la nature des conduits à Moraig et à Toix ... 222
2.6- Conclusion ... 222

3- ETUDE DE LA SOURCE DE LA VISE DANS L'ETANG DE THAU ET DU SYSTEME KARSTIQUE DE THAU ... 224
3.1- Fonctionnement global du système de Thau ... 224
3.1.1- Contexte géologique ... 224
3.2- Contexte hydrogéologique ... 227
3.3- Fonctionnement hydrologique ... 227
3.4- Fonctionnement hydrologique de la source de la Vise ... 229
3.4.1- Etude menée par le BRGM (Doerfliger et al, 2001) ... 229
3.4.2- Etude menée dans le cadre du projet Panache ... 232
3.4.3- Modélisation du panache de la source de la Vise ... 236
3.4.3.1- Objet ... 236
3.4.3.2- Outil et mise en place du modèle ... 237
3.4.3.3- Résultats ... 238
3.4.3.4- Interprétation des débits à la source ... 240
3.5- Conclusion ... 242

4- METHODOLOGIE D'ETUDE DES AQUIFERES KARSTIQUES CÔTIERS ... 243
4.1- Première phase : cadre dans lequel s'est développé la karstification ... 243
4.2- Seconde phase : l'étude basée sur les relations pluie-débit et sur les renseignements hydrochimiques 244
4.2.1- Etude du fonctionnement au travers de la relation pluie-débit ... 244
4.2.2- Analyse du traçage naturel chimique et isotopique ... 245
4.3- Conclusion sur la méthodologie d'étude des aquifères karstiques côtiers ... 245

PARTIE 5 – SYNTHESE : PROPOSITION DE CLASSIFICATION DES AQUIFERES KARSTIQUES LITTORAUX A EXUTOIRES SOUS-MARINS OU CONTINENTAUX

1- SYSTEMES A KARSTIFICATION PEU OU MAL DEVELOPPEE ... 246

2- SYSTEMES A KARSTIFICATION BIEN DEVELOPPEE SOUS LE NIVEAU DE LA MER ET OUVERTS SUR LA MER ... 246

3- SYSTEMES A KARSTIFICATION BIEN DEVELOPPEE SOUS LE NIVEAU MARIN, MAIS PARTIELLEMENT OU TOTALEMENT ISOLES DE LA MER ... 248

4- SYNTHESE DES SYSTEMES KARSTIQUES LITTORAUX ET TYPOLOGIE DES SOURCES SOUS-MARINES ... 249

CONCLUSION ... 255

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES ... 259

ANNEXE 1 – LOCALISATION DES SOURCES SOUS-MARINES

1- LEGENDE DE LA CARTE FIGURE 3 PARTIE 1 – SOURCES SOUS-MARINES DANS LE MONDE 273

2- LEGENDE DE LA CARTE FIGURE 4 PARTIE 1 – SOURCES SOUS-MARINES MEDITERRANEENNES 275

3- SOURCES SOUS-MARINES SECONDAIRES SUR LA CÔTE MEDITERRANEENNE FRANCAISE 278

ANNEXE 2 – DISPOSITIFS DE CAPTAGE

1- HISTORIQUE DES CAPTAGES 281

2- PRINCIPES DE CAPTAGE 281

3- QUELQUES EXEMPLES DE SYSTEME DE CAPTAGE : 282

3.1- Captage de la ville d'Yport (Bassompierre et Roux, 1968) 282

3.2- Barrage de Port-Miou (Potié, 1979) 283

3.3- Barrage d'Anavalos Kivéri en Grèce (Wolfgang, 1972, Argyriadis, 2003, Pulido Bosch 1999 et Milanovic, 2000) 283

3.4- Dispositif de captage sur les sources du Golfe de Tarente (Sud de l'Italie) : Citro Galeso et Citro Citrello (Stefanon, 1972, 1973) 283

3.5- Captage des sources sous-marines de la baie de Trieste 284

3.6- Source le Larvoto à Monaco 285

3.7- Captages partiels 285

Liste des figures

PARTIE 1 – EXISTENCE DES SOURCES SOUS-MARINES

Figure 1. Tunnel dans la coulée sur le Mont Fuji (Japon), le diamètre du tunnel est de quelques mètres. 21
Figure 2. Répartition des roches carbonatées (d'après Ford et Williams, 1989). 22
Figure 3. Carte de localisation des sources sous-marines dans le monde. 24
Figure 4. Carte de localisation des sources sous-marines en Méditerranée 25

PARTIE 2 – LES SOURCES SOUS-MARINES AU SEIN DE L'AQUIFERE KARSTIQUE

Figure 5 et 6. Source sous-marine de la Vise (photo M. Bakalowicz), source sous-marine de la Mortola (photo A. Rosenfeld). 26
Figure 7. Dispositif permettant la canalisation des débits de la source de Discovery Bay en Jamaïque (d'après Kohout et al., 1979). 29
Figure 8. Schéma d'un aquifère karstique (Mangin, 1975). 37
Figure 9. Mise en place d'un réseau de conduits en relation avec le niveau de base (ici la mer). 38
Figure 10. Mise en place d'un réseau de conduits suite à une chute du niveau de base. 40
Figure 11. Transgression marine et submersion des sources karstiques. 41
Figure 12. Coupes schématiques entre la source submergée et le Polje Fatnicko (Milanovic, 1985). 42
Figure 13. Illustration des deux modèles antithétiques de la crise de salinité messinienne (d'après Clauzon et al., 1996). 44
Figure 14. Montage de profils sismiques (tirés de Savoye et Piper, 1991) permettant de visualiser la continuité géométrique du toit du cône du Var avec le toit des évaporites (in Clauzon et Rubino, 1992). 45
Figure 15. Structuration sédimentaire des Gilbert deltas d'après Gilbert, 1885 (in Clauzon et al., 1996) et détail d'une séquence sédimentaire d'un delta sous-marin d'après Fayol, 1886 (in Clauzon et al., 1996). 47
Figure 16. Principe de Ghyben-Herzberg dans un tube en U et dans un aquifère (d'après Chow, 1964 in Reilly et Goodman, 1985). 49
Figure 17. Intrusion saline dans un aquifère poreux (Cooper et al., 1964 d'après Reilly et Goodman, 1985, 1988). 50
Figure 18. Schéma conceptuel général d'intrusion d'eau de mer dans l'aquifère par un conduit relié à la mer (d'après Kuscer et Kuscer, 1964). 51
Figure 19. Modèle de fonctionnement hydrologique de l'Ile de Céphalonie (d'après Drogue, 1989) 51
Figure 20. Sources sous-marines de Chekka (Kareh, 1967). 53
Figure 21. Coupe schématique de la source de Port-Miou (SEM-BRGM, 1974). 55
Figure 22. Barrage « en chicane » (Potié et Ricour, 1974). 56
Figure 23. Deuxième barrage (Potié, 2002). 56
Figure 24. Structure du réseau karstique de Benghazi en Libye (d'après Potié, 1975). 58
Figure 25. Représentation schématique des écoulements dans la doline de Boukarma (d'après Potié, 1975). 59
Figure 26. Réseau de drainage de la rivière Takaka et des sources de Waikoropupu (d'après Williams, 1977). 60
Figure 27. Concentration en chlorures à la source de l'Almyros d'Agios Nikolaos en fonction du débit (IGME/CNRS, 1996). 61
Figure 28. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement général du système karstique de l'Almyros d'Héraklion (Crète), sans échelle (Arfib, 2001). 62
Figure 29. Représentation d'un conduit karstique en connexion avec la mer. 63
Figure 30. Profondeur à laquelle se produit un écoulement de la source en fonction de la charge hydraulique dans le conduit au niveau de la source. 64
Figure 31. Schéma de l'intrusion saline dans l'aquifère par effet Venturi (Arfib, 2001). 66
Figure 32. Système de la Mortola avant la mise en place du système de captage. 67
Figure 33. Système de la Mortola après la mise en place du système de captage. 68
Figure 34. Schéma de la structure supposée à Port-Miou faisant intervenir un puits de jonction entre deux réseaux. Le réseau profond est à une profondeur supérieure à 150 m. 69
Figure 35. Proposition de mise en place d'un nouveau barrage à Port-Miou dans le but d'interrompre les intrusions d'eau de mer en profondeur. 70
Figure 36. Schéma de circulation dans les karsts côtiers (d'après Mijatovic, 1987). 72
Figure 37. Salinisation des aquifère karstiques côtiers en Espagne (d'après Gomez, 2003) et en Italie (d'après Barrocu, 2003). 73
Figure 38. Structure en entonnoir de la source sous-marine de la Vise dans l'étang de Thau, les données de bathymétrie ont été fournies par le BRGM. 75

Figure 39. Section de l'aquifère côtier à proximité de la source de Crescent Beach (d'après Swarzenski et al., 2001). 76

PARTIE 3 – MODELISATION DU DEBIT DES SOURCES KARSTIQUES

Figure 40. Structure du réservoir sol. 88
Figure 41. Structure du réservoir de vidange. 90
Figure 42. Architecture générale du modèle de base. 91
Figure 43. Exemple de décalage des débits simulés et mesurés sur la source de l'Espérelle. 92
Figure 44. Limites des bassins d'alimentation des sources du Larzac (Plagnes, 1997). 94
Figure 45. Résultats graphiques de la phase de calage sur la source d'Homède avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulée (simulation 1). 95
Figure 46. Evaporation journalière utilisée pour deux simulations à partir du modèle développé sur la source Homède. 96
Figure 47. Résultats graphiques de la phase de calage sur la source d'Homède avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulée (simulation 2). 96
Figure 48. Résultats graphiques d'essais de calage du modèle simple. 97
Figure 49. Architecture du modèle pour la source de Lavencou (ajout d'un seuil dans le réservoir de vidange lente). 98
Figure 50. Résultats graphiques de la phase de calage sur la source de Lavencou avec le modèle à six paramètre et un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulée. 99
Figure 51. Résultats graphiques de la phase de calage sur la source de Durzon avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulée. 100
Figure 52. Résultats graphiques de la phase de validation sur la source de Durzon avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulée. 101
Figure 53. Résultats graphiques de la phase de calage sur la source du Cernon avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulée. 102
Figure 54. Résultats graphiques de la phase de validation sur la source du Cernon avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulée. 102
Figure 55. Résultats graphiques de la phase de calage sur la source de l'Espérelle avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulée. 103
Figure 56. Résultats graphiques de la phase de validation sur la source de l'Espérelle avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulé. 104
Figure 57. Résultats graphiques issus de la phase de calage sur la source de la Milandrine. 106
Figure 58. Résultats graphiques de la phase de validation sur la source de la Milandrine. 107
Figure 59. Résultats graphiques issus de la phase de calage sur la Fontaine de Vaucluse. 108
Figure 60. Résultats graphiques de la phase de calage sur la source du Rubicon (avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulé). 109
Figure 61. Résultats graphiques de la phase de validation sur la source du Rubicon (avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulé). 110
Figure 62. Résultats graphiques de la phase de calage des débits d'eau douce de la source de l'Almyros d'Héraklion avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulé. 111
Figure 63. Résultats graphiques de la phase de validation des débits d'eau douce sur la source de l'Almyros d'Héraklion avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulé. 111
Figure 64. Débit total et débit d'eau de mer à l'Almyros d'Héraklion. 112
Figure 65. Salinité simulée et mesurée à la source de l'Almyros d'Héraklion. 113

PARTIE 4 – ETUDE DES SOURCES KARSTIQUES SOUS-MARINES ET DES AQUIFERES KARSTIQUES CÔTIERS

Figure 66. Carte hydrogéologique de l'arc de Nice (Mangan, 1989) 118
Figure 67. Extrait de la carte géologique Menton – Nice et légende (Gèze, 1968). Position des coupes réalisées (figure 69 à 71), des sources du bassin d'alimentation (points numérotés), des ruisseaux, des stations Météo France, de la source de la Mortola et des limites du bassin d'alimentation de cette source. 120
Figure 68. Contact entre les calcaires massifs du Jurassique et les marnes calcaires du Crétacé. 122
Figure 69. Coupe 1 (voir position sur la figure 67). 123
Figure 70. Coupe 2 (voir position sur la figure 67). 123
Figure 71. Coupe 3 (voir position sur la figure 67). 123
Figure 72. Coupe 4 (voir position sur la figure 67). Figure 73. Log stratigraphique des coupes 123

Figure 74. Topographie au Miocène moyen de la région sud-est de la France, coupe Nord Sud au niveau de Menton. 124
Figure 75. Crise messinienne. 125
Figure 76. Progradation des foresets du Gilbert delta pliocène, rive gauche de la Ria de la Roya. 125
Figure 77. Submersion du bassin méditerranéen au Pliocène et dépôts pliocènes recouvrant les zones de décharge des karsts mis en place durant le Messinien. 126
Figure 78. Surrection Plio-quaternaire et subsidence dans le bassin. 127
Figure 79. Bathymétrie de la zone entre Antibes et San Remo (Savoye et Piper, 1991, in Clauzon, 1990). 127
Figure 80. Remplissages sous forme réduite. 128
Figure 81. Remplissage sous forme oxydée. 128
Figure 82. Sédiments réduits lités. 129
Figure 83. Hydroxydes et matière organique sous forme réduite, grain de glauconie observé sur la photo de droite (vert). La taille des gros grains est d'environ 1 μm. 129
Figure 84. Courbe eustatique et période de karstification potentielle (d'après Hardenbold et al., 1998). 131
Figure 85. Roche entièrement recalcifié (la taille des cristaux est d'environ 50 μm). 132
Figure 86. Paléosol colmatant un conduit karstique. 133
Figure 87. Plancher stalagmitiques et stalactites noyés dans les sédiments réduits. 133
Figure 88. Conduits karstiques verticaux de grandes dimensions. 135
Figure 89. Grottes et conduits dans les calcaires jurassiques à 500 mètres de la côte dans l'ancienne carrière située derrière le poste frontière supérieur). Leur altitude est comprise entre 50 et 150 m. 136
Figure 90. Eléments du karst actuel. 136
Figure 91. Représentation de la concentration en sodium en fonction de la concentration en chlorure des quatre échantillons de la Mortola et de l'échantillon d'eau de mer. 139
Figure 92. Relation entre δ^2H - $\delta^{18}O$. 143
Figure 93. Salinité moyenne journalière mesurée à la Mortola. 147
Figure 94. Débit moyen journalier d'eau saumâtre transitant par le système de captage. 148
Figure 95. Formules de régression appliquées aux couples de données (débit ; salinité). 149
Figure 96. Représentation de la salinité en fonction du débit. 150
Figure 97. Chroniques de débit mesuré et reconstitué et de salinité mesurée et reconstituée. 150
Figure 98. Chroniques reconstituées du débit d'eau douce et du débit total transitant par la Tulipe. 151
Figure 99. Débit de la Mortola et niveau de la mer le 26 et 27 août 2003. 152
Figure 100. Décomposition de la récession selon la méthode de Mangin (in Marsaud, 1997). 154
Figure 101. Courbe de récession à la Mortola du 19/05/04 au 24/07/04 (méthode de Mangin). 155
Figure 102. Précipitations annuelles à Menton et à Sospel de 1992 à 2004. 156
Figure 103. Structure générale du modèle développé pour la source de la Mortola. 159
Figure 104. Niveau d'eau dans le réservoir sol et hauteur d'eau alimentant les différents flux reliés à ce réservoir à laMortola. 160
Figure 105. Hauteurs d'eau dans les réservoirs de vidange rapide (1) et lente (2) et débits sortants associés à la Mortola. 161
Figure 106. Débits de la Mortola simulés et mesurés ou reconstitués à partir de la salinité. 162
Figure 107. Débits de la source de la Mortola simulés sur 12 ans. 164
Figure 108. Carte géologique du Sud-Est de l'Espagne (d'après Cortes et al., 2000). 167
Figure 109. Schéma de circulation générale souterraine supposée au niveau de la dépression de Benissa (Espagne). 168
Figure 110. Stations de mesure dans le conduit de Moraig (Cortes et al., 2000). 169
Figure 111. Précipitations et débits moyens journaliers calculés à Toix du 11/03/1999 au 28/01/2000. Les débits négatifs sont sortant. 171
Figure 112. Conductivité moyenne journalière mesurée à Toix et précipitations du 11/03/1999 au 28/01/2000. 172
Figure 113. Température moyenne journalière à Toix et précipitation du 11/03/1999 au 27/01/2000. 173
Figure 114. Débits moyens journaliers observés à Moraig sur les trois sections du conduit pour la période du 11/03/1999 au 28/01/2000. 174
Figure 115. Conductivité électrique moyenne journalière à Moraig sur les trois sections du conduit pour la période du 11/03/1999 au 28/01/2000. 175
Figure 116. Conductivité électrique moyenne journalière corrigée en S1 du 11 mars 1999 au 28 janvier 2000. 176
Figure 117. Température moyenne journalière à Moraig sur les trois sections du conduit du 11/03/1999 au 28/01/2000. 177
Figure 118. Schéma de stratification potentielle de l'écoulement induite par la présence d'un obstacle dans la conduite. 178

Figure 119. Influence potentielle du biseau salin sur l'écoulement dans le conduit de Moraig en crue et en étiage. 179
Figure 120. Schéma représentant le fonctionnement global de l'aquifère de Moraig-Toix. 182
Figure 121. Débit et conductivité électrique à la section S1 du 21/09/1999 au 26/09/1999. 184
Figure 122. Débit aux sections 1, 2 et 3 du 21 au 26/09/1999. 185
Figure 123. Débit et conductivité électrique à la section S1 du 4 au 9 janvier 1999. 187
Figure 124. Conductivité électrique et débit aux trois sections du 4 au 9/1/2000. Le seuil de mise en marche du courantomètre en S3 n'a pas été atteint. Le débit en S3 est compris entre 0 et 0,05 m^3/s. 187
Figure 125. Schéma de l'intrusion tardive d'eau de mer dans le conduit de Moraig par l'intermédiaire d'un conduit profond. 188
Figure 126. Conductivité électrique en S1 et précipitations. 189
Figure 127. Conductivité électrique aux trois sections du 16/09/1999 au 15/11/1999. 190
Figure 128. Conductivité électrique en S1 et débit aux trois sections pour la période du 16/09/1999 au 12/11/1999. 191
Figure 129. Fonctionnement à Moraig suite à une précipitation en période de basses eaux. 192
Figure 130. Fonctionnement à Moraig suite à une précipitation en hautes eaux. 193
Figure 131. Précipitations et débit à Moraig. 194
Figure 132. Débit transitant par le conduit de Moraig, température et conductivité électrique par la section 1 du conduit. 195
Figure 133. Crue correspondant à la précipitation du 11/11/1999. Les débits d'eau douce et d'eau de mer transitant par le conduit de Moraig, ainsi que la conductivité électrique en section 1 sont représentés (les conductivités électriques sont homogènes dans le conduit pendant cet événement). 196
Figure 134. Schéma de fonctionnement de l'aquifère suite à de fortes précipitations. 198
Figure 135. Débit d'eau douce et d'eau de mer, température et conductivité électrique à Toix. Les trois épisodes de décharges sont repérés. 199
Figure 136. Débit d'eau douce et d'eau de mer, température et conductivité électrique à Toix lors du premier événement de décharge. 200
Figure 137. Débit d'eau douce et d'eau de mer, température et conductivité électrique à Toix lors du deuxième événement de décharge. 201
Figure 138. Débit d'eau douce et d'eau de mer, température et conductivité électrique à Toix lors du troisième événement de décharge. 202
Figure 139. Schéma d'un réservoir en U à l'équilibre avec d'un côté de l'eau de mer et de l'autre de l'eau saumâtre. 204
Figure 140. Interprétation du fonctionnement en crue, première phase. 204
Figure 141. Interprétation du fonctionnement en crue, seconde phase. 205
Figure 142. Vidange du réservoir lors des fortes crues, fuite du système par un autre conduit. 206
Figure 143. Représentation schématique du modèle développé pour le système de Moraig-Toix. 208
Figure 144. Structure du réservoir Sol, système de Moraig-Toix. 210
Figure 145. Répartition de la hauteur d'eau dans le réservoir sol entre les différentes modalités d'écoulement souterrain dans le système de Moraig-Toix. 211
Figure 146. Répartition des hauteurs d'eau relatives au réservoir de vidange lente et débit sortant (réservoir 1) dans le système de Moraig-Toix. 214
Figure 147. Répartition des hauteurs d'eau relatives au réservoir de vidange rapide et débit sortant (réservoir 2) dans le système de Moraig-Toix. 215
Figure 148. Répartition des hauteurs d'eau relatives au réservoir annexe et débit sortant de ce réservoir dans le système de Moraig-Toix. 216
Figure 149. Débits simulés (chronique décalée d'une journée) et mesurés à Moraig. 216
Figure 150. Variations simulées de la salinité dans les réservoirs de vidange lente et rapide. 217
Figure 151. Salinité mesurée et simulée à Moraig. 218
Figure 152. Simulation de la décroissance de la salinité à Moraig suite à l'arrêt de l'entrée d'eau de mer par le conduit de Toix. 220
Figure 153. Débit simulé à Moraig après un arrêt de l'entrée d'eau de mer par mise en charge à Toix. 221
Figure 154. Cadre structural du bassin de Thau (d'après Doerfliger et al, 2001). 225
Figure 155. Coupe géologique (tracé A localisé sur la figure 154) située au nord de l'étang de Thau (d'après Aquilina et al., 2002). 226
Figure 156. Coupe géologique (tracé B localisé sur la figure 154) située au sud de l'étang de Thau (d'après Aquilina et al., 2002). 226
Figure 157. Schéma simplifié de la structure des formations calcaires où circulent les eaux souterraines dans le système de Thau (Doerfliger et al, 2001). 228

Figure 158. Coupe schématique de l'organisation des écoulements souterrains karstiques et thermaux au sein du système karstique de Thau (Bakalowicz, à paraître, d'après Aquilina et al., 2003) 228
Figure 159. Equipement de la source de la Vise au niveau d'un des griffons (Doerfliger et al., 2001). 229
Figure 160. Variation de la charge de la Vise, de la température et de la conductivité électrique en fonction de la pluviométrie à Sète (d'après Doerfliger et al., 2001). 230
Figure 161. Schéma des écoulements à la source de la Vise en mars 1999 (Doerfliger et al., 2001). 231
Figure 162. Champ des températures simulées pour un débit de 50 l/s (en haut), 100 l/s (au milieu) et 1000 l/s (en bas) dans l'entonnoir de la Vise (Doerfliger et al., 2001). 232
Figure 163. Température mesurée dans un griffon et température de l'étang. 233
Figure 164. Précipitations à la station de Montbazin et variation de la charge hydraulique à la source de la Vise. 233
Figure 165. Précipitations à la station de Montbazin et variation de la conductivité électrique. 234
Figure 166. Le premier prototype d'AUV, Taipan I 236
Figure 167. Mise en place du maillage 237
Figure 168. Simulation de l'évolution de la température (à gauche) et de la salinité (à droite) dans l'entonnoir de la Vise pour un débit de 50 l/s, après 2 min en haut, 1h40 au milieu et 3h20 en bas. Les températures sont en °C et la salinité en kg/l. 238
Figure 169. Température et champ de vitesse simulés dans le panache de la source pour un débit de 50 l/s après 3h20 239
Figure 170. Simulation du champ de salinité pour un débit de 50 l/s après 7 h 30. 239
Figure 171. Simulation du champ de température avec une entrée d'eau de mer par le bord droit pour un débit à la source de 50 l/s. 240
Figure 172. Champ de salinité pour un débit de 16 l/s en haut, 50 l/s au milieu et 200 l/s en bas. 241

PARTIE 5 – SYNTHESE :
PROPOSITION DE CLASSIFICATION DES AQUIFERES KARSTIQUES LITTORAUX A EXUTOIRES SOUS-MARINS OU CONTINENTAUX

Figure 173. Type 1 : aquifère littoral à karstification peu développée et exutoires dispersés et réduits (période de hautes eaux en haut et période d'étiage en bas). 250
Figure 174. Type 2 : aquifère littoral à karstification bien développée et à conduits bien ouverts sur le milieu marin (période de hautes eaux en haut et période d'étiage en bas). 251
Figure 175. Type 3 : aquifère littoral à karstification bien développée ayant évolué vers des conditions d'isolement du milieu marin (période de hautes eaux en haut et période d'étiage en bas). 252
Figure 176. Type 3 : aquifère littoral à karstification bien développée complètement isolé du milieu marin. ... 253

ANNEXE 1 – LOCALISATION DES SOURCES SOUS-MARINES

Figure 177. Sources sous-marines de Floride (Florida Geological Survey, 1977). 274
Figure 178. Carte hydrogéologique du Péloponnèse (d'après Tavitian et Tiniakos, 1997). 277
Figure 179. Grands ensembles karstiques et principales émergences littorales et sous-marines de la côte méditerranéenne française (Durozoy et Paloc, 1967) 279
Figure 180. Localisation des sources sous-marines entre Nice et Menton (Gilli, 1995). 280

ANNEXE 2 – DISPOSITIFS DE CAPTAGE

Figure 181. Captage des sources de la ville d'Yport (Bassompierre et Roux, 1968). 282
Figure 182. Barrage semi-elliptique d'Anavalos Kiveri. 283
Figure 183. Schéma des « cloches » installées en 1970 sur les sources Citro Galesso et Citrello (Stefanon, 1972). 284
Figure 184. Captage partiel de la source de la Mortola (Stefanon, 1973). A gauche sortie de l'eau en surface et à droite schéma du dispositif de captage. 285
Figure 185. Captage partiel d'Anavalos d'Astros (FAO, 1964) 286

Liste des tableaux

PARTIE 2 – LES SOURCES SOUS-MARINES AU SEIN DE L'AQUIFERE KARSTIQUE

Tableau 1. Valeurs de la constante de dissociation des principaux minéraux des roches carbonatées dans l'eau pure (Bakalowicz, 1979) comparées aux valeurs des sels d'évaporites (anhydrite, gypse). 34
Tableau 2. Concentration en carbonate de calcium dissous (mg/l) en fonction de la pCO_2 (Bakalowicz, 1986).. 35

PARTIE 3 – MODELISATION DU DEBIT DES SOURCES KARSTIQUES

Tableau 3. Exemple de répartition de l'ETR calée sur une année..... 88
Tableau 4. Structure et paramètres des modèles des sources du Larzac. 105
Tableau 5. Structure et paramètres des différents modèles développés. 114

PARTIE 4 – ETUDE DES SOURCES KARSTIQUES SOUS-MARINES ET DES AQUIFERES KARSTIQUES CÔTIERS

Tableau 6. Résultats des analyses chimiques à la source de la Mortola et d'un échantillon d'eau de mer. Les concentrations sont exprimées en mg/l, les pCO_2 en atm. La notation nm signifie non mesuré. 138
Tableau 7. Rapports $Cl_{échantillon}$ / Cl_{mer} et $Na_{échantillon}$ / Na_{mer} et pourcentage d'eau de mer..... 139
Tableau 8. Composition chimique reconstituée de l'eau de l'aquifère karstique, en absence d'eau de mer (mg/l). 140
Tableau 9. Numéro d'identification des sources et ruisseaux sur la carte (figure 67)..... 140
Tableau 10. Campagne d'échantillonnage mai 2003, les concentrations sont en mg/l. 141
Tableau 11. Campagne d'échantillonnage août 2003, les concentrations sont en mg/l. 142
Tableau 12. Campagne d'échantillonnage mars 2004, les concentrations sont en mg/l, les pCO_2 en atm..... 142
Tableau 13. Concentration en tritium..... 143
Tableau 14. Salinité de l'eau transitant par le système de captage au cours du vannage. 146
Tableau 15. Relation liant le débit à la salinité. 148
Tableau 16. Valeurs maximales de la conductivité électrique et de la salinité atteintes au cours des événements marqués par une forte conductivité électrique..... 177
Tableau 17. Conductivité électrique pendant les crues à Toix et avant les crues à Moraig. 205
Tableau 18. Résultats des analyses chimiques à la source de la Vise (les concentrations sont exprimées en mg/l, les pCO_2 en atm). 235
Tableau 19. Temps d'arrivée du panache en surface pour différents débits. 238

RESUME

L'objectif de cette thèse est d'apporter les outils nécessaires à l'exploitation et à la gestion durable de la ressource des aquifères karstiques côtiers à exutoires sous-marins. Dans un premier temps, à partir d'études anciennes, la nature des relations entre la mer et ces karsts a été précisée (phénomènes d'intrusion saline et de sorties sous-marines d'eau douce ou saumâtre). Toutefois, à cause du manque de mesures fiables, ces travaux se sont révélés insuffisants pour comprendre le fonctionnement de ces aquifères en relation avec la mer.

Trois systèmes karstiques côtiers particuliers à exutoires sous-marins ont alors été étudiés, tous situés sur le littoral méditerranéen. Il s'agit du système de la Mortola situé en Italie et en France, de celui de Moraig-Toix en Espagne et du système de Thau en France. La démarche d'étude adoptée comprend d'abord une analyse du bassin d'alimentation de la source, de la structure interne et du caractère karstique de l'aquifère. Cette première partie permet de caractériser la nature des connexions mer-aquifère. Cette information est nécessaire pour comprendre les relations eau douce-eau de mer. Ensuite, une étude du fonctionnement hydrogéologique des trois aquifères a été conduite sur un cycle hydrologique. Elle a nécessité la mesure, à la source et dans les conduits principaux en connexion avec la mer, des débits ou de la charge hydraulique et de la température et conductivité électrique. Les données de précipitations sur le bassin d'alimentation ont également été collectées, ce qui a permis de construire, pour chaque système, un modèle hydrogéologique reliant débit et salinité aux précipitations. Les résultats de cette étude révèlent que le fonctionnement des aquifères diffère selon le karst en présence. Pour la Mortola, le karst est peu fonctionnel, les débits sont limités et l'eau est douce toute l'année. Le karst de Moraig-Toix est bien développé en profondeur ; ouvert en plusieurs endroits sur le milieu marin, il est caractérisé par une forte intrusion saline. Les débits sont importants et l'eau est saumâtre toute l'année. Enfin le système karstique de Thau est bien développé ; partiellement isolé du milieu marin, l'eau est relativement douce toute l'année et les débits sont importants. Ces exemples montrent que les karsts des régions méditerranéennes ont été pour l'essentiel mis en place à la faveur de la crise messinienne de salinité, responsable de la création d'un potentiel de karstification exceptionnel.

Il ressort de ce travail que le fonctionnement des systèmes karstiques côtiers est induit par leur structure et par la nature de leurs connexions avec la mer. On propose une classification en trois catégories des aquifères karstiques côtiers. En fonction du type de système karstique en présence, différentes solutions techniques sont proposées soit pour recueillir l'eau douce de ces sources sans risquer de contaminer l'aquifère, soit pour rendre l'eau de l'aquifère potable en stoppant l'intrusion saline.

Mots clefs : source sous-marine, aquifère karstique, ressource en eau, modèle conceptuel, modèle pluie-débit, captage, Mortola, Moraig-Toix, Thau, Méditerranée, crise messinienne.

ABSTRACT

The main goal of the present work was to shed a new light in both coastal karst aquifer resource exploitation and management. Based on previous research, the first part of this study aimed at studying and describing relationships between sea and these karsts: *e.g.* phenomenon of seawater encroachment and brackish or freshwater submarine springs. There is, however, a lack of valuable data in those studies. By the way, there is a crucial need for research in this area since actual data are not sufficient to fully understand the functioning of karsts aquifers open on the sea.

Three particular coastal karst systems with submarine outlet were thus studied. There are all along the Mediterranean coast. The first system is the system of "la Mortola" in Italy and France, the second is the system of Moraig-Toix in Spain and the last one is the system of Thau in France. Firstly an analysis of the recharge area, of the karst structure and of the characteristics of the aquifer was undertaken. This allowed characterising the kind of sea-aquifer connections, which is fundamental to understand relationships between the freshwater and the seawater. Secondly, a survey of the three systems hydrological functioning was undertaken over a hydrological year. In this context, the flow rate or water head and temperature and conductivity were then measured. Rainfall data on the recharge area were collected as well. Those data allowed in each system a modelling of the flow rate and the salinity relationship at the spring. The present study exhibited that the functioning of the aquifers varied as a function of the development of the karst network. For the Mortola system, the karst little is functional, flow rates are limited and water is always fresh. Concerning Moraig-Toix karst, it is well developed in depth. Moreover, it is open on the sea in several places and a strong inflow of seawater could be evidenced. Flow rate are huge and water is brackish all year long at this place. At last, though well developed, Thau karst system is partially isolated from the sea. The whole year, water is found to be relatively fresh, and flow rate high. This results exhibit that karsts occurring in the Mediterranean area, mainly developed during the messinian salinity crisis. The latter was, indeed, responsible of a great karstification potential in this region.

This work showed, for the first time that coastal karst system functioning is linked to the structure of the aquifer and to the various types of connections to the sea. A three-category classification of coastal karst aquifers has been proposed. Depending on the karst system, different technical solutions are then proposed by either (i) sampling of the freshwater with no risk of aquifer contamination by seawater or (ii) preventing seawater inflow which could transform brackish water into freshwater.

Keywords: submarine springs, karst aquifer, freshwater resource, conceptual model, rainfall-runoff model, taping, Mortola, Moraig-Toix, Thau, Mediterranean, messinian crisis.

INTRODUCTION

Connues de longue date à travers mers et océans de la planète, les sources sous-marines ont intrigué de tout temps les populations. Pour leur très grande majorité, ces sources sont associées à des formations carbonatées karstiques, dont elles sont l'une des manifestations caractéristiques, en particulier autour de la Méditerranée. Une fois mélangée à l'eau de mer, ces eaux ne peuvent plus être utilisées pour l'alimentation ; c'est pourquoi des essais de captage ont cherché, depuis l'Antiquité, à récupérer ces eaux douces. Quelques tentatives d'étude et d'approche de ces sources ont été conduites, mais les réponses apportées quant au fonctionnement de ces systèmes et à leurs relations avec la mer demeurent très sommaires. Finalement aujourd'hui, le fonctionnement des karsts côtiers est encore obscur.

Dans la perspective d'une gestion intégrée des bassins versants, la connaissance des fuites de ces aquifères vers la mer et, de façon plus générale, du fonctionnement des karsts côtiers deviennent une nécessité absolue. Ces karsts peuvent être fortement sollicités pour l'alimentation des populations côtières et subir en même temps une forte pression anthropique. Ils sont souvent la principale, ou même l'unique, ressource en eau potable économiquement exploitable. Il est rare que cette ressource fragile soit utilisée pleinement. En général, ces aquifères sont sous-exploités à cause des risques d'intrusion saline avérés ou potentiels.

Pour comprendre le fonctionnement de ces aquifères et envisager l'exploitation durable de leurs ressources, une démarche d'étude a été établie. Celle-ci repose dans un premier temps sur une analyse bibliographique des karsts et systèmes karstiques côtiers. Nous proposons ensuite d'effectuer l'étude du fonctionnement des aquifères karstiques, en deux phases :

1. La structure interne et le caractère karstique de l'aquifère doivent être déterminés. Contrairement aux karsts continentaux, par opposition aux karsts côtiers, il est impératif de connaître la structure de l'aquifère pour comprendre son fonctionnement en relation avec le milieu marin. En effet, la structure définit la nature des connexions entre l'aquifère et la mer. Comme en région littorale, la mise en place de structures karstiques est essentiellement pilotée par les variations eustatiques, il faut connaître la géologie régionale. Nous verrons en particulier que les karsts des régions méditerranéennes, ont été pour l'essentiel mis en place à la faveur de la crise messinienne de salinité, responsable de la création d'un potentiel de karstification exceptionnel.

2. Comme pour les karsts continentaux, les aquifères littoraux doivent être caractérisés par leur fonctionnement. Comme pour les karsts continentaux donc, l'étude s'appuie sur les données de débit, et/ou de la charge hydraulique, et des paramètres physico-chimiques à la source. Pour les karsts côtiers dont l'exutoire peut être sous-marin, l'instrumentation doit être mise en place sur les sources terrestres et sous-marines. De plus, pour comprendre les relations qui existent entre l'aquifère et la mer, il est également souhaitable d'instrumenter les conduits connus connectant l'aquifère à la mer.

Dans cette perspective, une analyse exhaustive des études réalisées sur les sources sous-marines et plus généralement sur les systèmes karstiques littoraux a été entreprise. Elle doit apporter le plus de connaissances possible sur les processus de karstification et en particulier

sur l'impact des variations eustatiques, sur le fonctionnement de ces systèmes et sur la localisation des sources sous-marines.

Ensuite, dans le cadre de cette thèse, l'étude du fonctionnement hydrologique a été conduite sur trois systèmes karstiques. Ces systèmes ont été choisis sans a priori. La première étude porte sur un système karstique situé à la frontière entre la France et l'Italie; elle entre dans le cadre des opérations conduites par la société Nymphéa Water, du groupe Géocéan. L'exutoire de ce système est la source sous-marine italienne de la Mortola, qui s'écoule par -35 m de fond. L'instrumentation, associée au dispositif de captage mis en place à la source, a permis de mesurer le débit, la salinité et la température de façon discontinue sur près d'un cycle hydrologique.

La deuxième étude porte sur le système de Moraig-Toix en Espagne. Les conduits de Moraig et de Toix débouchent tous deux en mer à 12 m de profondeur. Ils ont été instrumentés par le bureau d'étude espagnol SIDMAR, qui a réalisé l'étude et nous a communiqué toutes les données. Les mesures ont été effectuées pendant un cycle hydrologique à l'aide de courantomètres, sonde de conductivité et de température. Le conduit de Moraig est un exutoire permanent du système ; celui de Toix est un point d'entrée d'eau de mer dans l'aquifère, à l'exception de quelques épisodes de décharge lors de fortes crues.

La troisième source sous-marine étudiée est celle de la Vise dans l'étang de Thau en France. A une profondeur de 30 m, elle est le dernier exutoire du système karstique de Thau. Grâce à un captage partiel à la source, la charge hydraulique partielle de la source est mesurée, la conductivité de l'eau conduite en surface est également suivie. Une sonde mesurant la température est disposée directement dans la source. Son étude entre dans le cadre du projet Panache, soutenu par le programme national RITEAU et par le ministère chargé des universités, associant HydroSciences, l'unité RMD du BRGM-Eau, l'équipe de robotique sous-marine du LIRMM, l'unité Gradient de l'Université de Compiègne et la société Hytec.

La démarche suivie conduit à proposer une méthodologie d'étude avec les outils nécessaires à la gestion de la ressource. L'utilisation de l'eau de l'aquifère peut alors être envisagée. Pour les aquifères à exutoires sous-marins, deux méthodes d'exploitation de la ressource sont envisageables. La première consiste à pomper l'eau de l'aquifère par des forages à terre. Ce type d'exploitation présente des risques importants de salinisation de l'aquifère ; de plus elle ne permet pas de bien connaître l'aquifère, sauf lorsque le nombre de forages d'observations est suffisamment grand. De nombreux aquifères ont ainsi été contaminés par l'eau de mer, à cause d'une surexploitation de la ressource (Espagne, Italie). Toutefois grâce au suivi des paramètres physico-chimiques à la source, il est possible d'anticiper l'intrusion saline et ainsi d'éviter la salinisation de l'aquifère. Dans le cas d'exploitation par forage, un suivi à la source est donc nécessaire. La seconde méthode d'exploitation de la ressource est comparable à celle adoptée classiquement sur les sources à terre, consistant à capter l'eau à la source sous-marine elle même. Le captage sous-marin doit respecter certaines conditions. Cette étude apporte des solutions pour le captage des sources sous-marines lorsque l'eau est douce. Dans le cas où l'eau à la source est saumâtre, des solutions d'ordre technique sont envisagées pour stopper les intrusions d'eau de mer et rendre l'eau douce potentiellement utilisable.

Nos travaux ont donc une portée à la fois appliquée et fondamentale. Ils ont été réalisés en collaboration entre l'UMR Sisyphe de l'Université Paris-6, l'UMR HydroSciences de l'Université Montpellier II et l'entreprise Géocéan-Nymphéa Water avec un soutien du ministère chargé de la recherche (convention CIFRE). Les deux premières années de thèse se sont déroulées dans l'entreprise Géocéan à Aubagne. Pendant cette période, la synthèse sur les

informations bibliographiques des différents systèmes karstiques côtiers a été conduite. Un modèle reliant les débits et salinité d'une source aux précipitations a été développé. Une étude de divers dispositifs de captage a été réalisée, ainsi que la recherche et le choix d'instruments de mesures adaptés à mettre en place sur la source de la Mortola. L'étude du bassin d'alimentation de cette source a également été effectuée. Au cours des 18 derniers mois de thèse passés dans les Universités Montpellier II et Paris-6, mon travail de recherche s'est focalisé sur l'analyse du fonctionnement des trois systèmes karstiques. Ceci m'a conduit à élaborer une typologie de sources sous-marines et à caractériser les systèmes karstiques côtiers. Sur cette base, une stratégie de gestion durable de la ressource de ces aquifères a été proposée pour chaque type d'aquifère en présence.

Ce mémoire comporte cinq parties :

Dans la première partie, nous nous intéressons aux manifestations des sources sous-marines à l'échelle globale, ainsi qu'à leur localisation et aux différentes études qui s'y rapportent.

Dans une deuxième partie, nous recherchons l'origine de ces sources, en analysant le mode de formation des aquifères karstiques. Nous tentons de replacer l'évolution des karsts en région littorale dans ce contexte de formation pour mettre en évidence les relations entre la géologie régionale et la distribution des sources sous-marines. Comme les conditions hydrauliques contrôlent les écoulements dans les conduits connectant l'aquifère à la mer, ces conditions sont examinées. Cette étude montre que les phénomènes d'intrusion marine et de sources sous-marines sont intimement liés. Plusieurs exemples permettent de le comprendre.

La troisième partie est consacrée au développement de l'outil de modélisation du débit des sources karstiques. Cet outil est indispensable à la gestion de la ressource. Une fois le modèle développé pour les sources terrestres, il est adapté aux sources sous-marines. Ce travail avait été demandé par l'entreprise Géocéan-Nymphéa Water pour prédire l'évolution des débits des sources sous-marines afin de gérer le captage des eaux de la source.

Dans la quatrième partie, le fonctionnement hydrologique de trois systèmes karstiques côtiers méditerranéens (Mortola, Moraig-Toix et Thau) est analysé. L'étude porte d'abord sur une analyse des caractéristiques géologiques du karst en présence, puis sur l'analyse des données acquises sur les sources sous-marines et les conduits en connexion avec le milieu marin et leur modélisation. A partir de ces études, des résultats obtenus et des perspectives d'études, une méthodologie d'étude des sources est définie.

Une synthèse est proposée en dernière partie. Elle intègre les résultats de l'étude du fonctionnement hydrologique des trois systèmes aux résultats des différentes études synthétisées dans la partie bibliographique sur les karsts côtiers. Elle aboutit à proposer une classification de ces systèmes karstiques. Cette synthèse suggère également des solutions pour la gestion durable de la ressource en eau de karsts littoraux, selon le type de système en présence.

PARTIE 1 – EXISTENCE DES SOURCES SOUS-MARINES

1- HISTORIQUE DES SOURCES SOUS-MARINES

L'existence en certains lieux de sources sous-marines a été connue depuis longtemps par les hommes, elles ont même donné leur nom à certaines villes ou pays. Ainsi, on retrouve la ville d'Aquadulce dans le sud de l'Espagne (littéralement eau douce en espagnol), qui domine une source sous-marine jaillissant à quelques mètres de la plage (Espejo Molina et al., 1988). Quant à l'Ile de Bahrein (Qatar), son nom vient de deux mots arabes « thnain bahr », signifiant « deux mers », par référence au phénomène d'eau douce s'écoulant sous la mer. Le Yucatan, au Mexique est environné d'une eau douce sous-marine si abondante, que les habitants ont donné à la ceinture littorale qu'elle forme la dénomination caractéristique de Rio (Martel, 1921).

De plus, les témoignages sur ces sources sont fréquents. Ainsi dans l'ancien testament, Job révèle la présence d'une source sous-marine au large de l'île d'Aradus, connue aujourd'hui sous le nom de Arwad, située à 2 kilomètres de Tartous en Syrie. Cette source fut captée il y a trois mille ans (voir annexe 2) par les Phéniciens (Kohout, 1966).

Durant les siècles qui ont suivi, de nouvelles expériences de captage furent menées. Les soldats d'Hannibal, puis les pirates remplissaient ainsi amphores et sacs en cuir en les retournant au-dessus de sources sous-marines (Doerpinghaus, 2001). C'est essentiellement à partir des années 1960 que les études modernes sur les sources ont débuté ; on considérait que cette ressource précieuse ne devait pas être perdue. Cependant, si les études effectuées par le passé nous permettent de localiser de façon assez précise ces sources, il faut déplorer le fait qu'elles restent très sommaires. D'un point de vue hydrologique, les informations recueillies sont en général faibles (du fait de la complexité technique de telles études) avec parfois une estimation visuelle du débit accompagnée d'une mesure ponctuelle de la salinité. Il semble que les connaissances sur les sources sous-marines ne se soient que peu enrichies au cours des dernières années, alors que Kohout dénonçait déjà ce manque en 1966.

Il est regrettable que de telles études ne soient pas menées, compte tenu de l'importances des informations que ces sources apportent sur le fonctionnement global des aquifères côtiers, notamment en matière d'intrusion saline (Mijatovic, 1961).

2- CIRCULATIONS D'EAU DOUCE SOUS-MARINES ET SOUS-LACUSTRES

2.1- Sources d'eau douce sous-marines et « Submarine Groundwater Discharge » (SGD)

Nous pouvons définir de façon très simple les sources sous-marines comme étant l'exutoire sous-marin localisé d'eau douce provenant de la terre (Kohout, 1966). Les sources sous-marines font partie des « Submarine Groundwater Discharges » ou SGD. Ces SGD regroupent les sorties d'eau d'aquifère en mer aussi bien diffuses que localisées (nos sources sous-marines). Elles rassemblent également les flux d'eau de mer circulant dans l'aquifère (Taniguchi et al., 2002).

La quantification de ces flux est actuellement à l'étude, car on pense que l'interaction de ces eaux avec le milieu marin joue un rôle important : les SGD constituent souvent un important apport d'ions et de nutriments. Selon Johanes et Hearn (1985), Zektzer (1996), Uchiyama et al. (2000) elles ont une forte incidence sur les processus chimiques et biologiques au sein des eaux marines côtières. Leur flux, selon différents auteurs, varierait de 0,01 % à 10 % du débit total des fleuves (Church, 1996, in Taniguchi et al., 2002), soit en flux entre 3 km^3/an et 3 300 km^3/an pour l'ensemble de la planète.

Actuellement, un groupe de travail, le SCOR Working Group 112 (sponsorisé par le Comité Scientifique de Recherche Océanique, SCOR, et le projet LOICZ, Land-Ocean Interaction in the Coastal Zone), s'emploie à améliorer les connaissances sur la détermination du débit des SGD et sur leur influence sur les processus océaniques côtiers. Bien que faisant partie des SGD, le débit global des sources sous-marines n'a jamais été estimé.

2.2- Sources sous-marines profondes

Avant de poursuivre l'étude des sources sous-marines d'eau douce, rappelons qu'il existe dans la mer des sources très profondes comme les fumeurs noirs dans les rides médio-océaniques, provenant de l'activité volcanique et tectonique (Dia et al., 1992). Etudiées en partie dans le cadre du développement d'organismes vivant en symbiose avec ce milieu particulier, ces sources salées ne véhiculent pas d'eau douce. Leur fonctionnement n'est pas comparable à celui des sources que nous étudions puisqu'il est lié à des phénomènes d'hydrothermalisme sous-marin.

Il existe également des recirculations d'eau continentale sous la mer au niveau des volcans de boues sous-marins. Il s'agit d'édifices sédimentaires formés d'un mélange de fluide (généralement eau et gaz) et de boue (Le Pichon et al., 1989, Zitter et al., 2002). De telles structures ont été rencontrées en Méditerrannée entre – 1500 et – 2000 mètres de profondeur. Ces derniers cas étudiés en particulier pour leur production gazeuse ne peuvent pas être reliés non plus à une circulation d'eau douce.

2.3- Sources sous-lacustres

Elles sont de deux types, soit d'eau douce, soit d'eau de mer. Les sorties d'eau douce sous-lacustre sont difficiles à repérer car il n'existe aucune manifestation de surface. Il s'agit en effet d'un flux d'eau douce dans l'eau douce. De tels sources existent en grand nombre dans le fond des lacs (Alpes, Jura, Pyrénées, Balkans …). Citons par exemple la source du Boubioz dans le lac d'Annecy qui s'écoule d'un entonnoir à 80 m de profondeur, drainant les montagnes calcaires entourant le lac (Martel, 1921).

Concernant l'arrivée souterraine d'eau salée dans un lac, nous pouvons citer l'exemple du lac Kinnereth en Israël (Mero, 1964 ; Braudo et al., 1968 ; Kohout et al., 1969 in Paloc et Potié,

1973). L'eau salée des sources sous-lacustres est artésienne et sort d'entonnoirs situés au fond du lac ; cette eau dont certains disent qu'elle est d'origine marine, contamine les eaux douces du lac les rendant saumâtres. Des tentatives de colmatage des entonnoirs réalisées dans les années 1960-1970 se sont révélées inopérantes.

2.4- Les sources sous-marines des aquifères volcaniques

Il existe plusieurs types de sources d'eau douce sous-marine dans les aquifères volcaniques, chacun correspondant à un dispositif géologique. Le fonctionnement des aquifères volcaniques est lié à leur structure et donc au mode de formation. Notons qu'il existe également des sorties d'eau sous-marines plus ou moins localisées dans des aquifères fissurés, lorsqu'il y a un axe de drainage qui aboutit sous le niveau de la mer. Ces sources sont en général de faible débit. Il n'en existe pas, à notre connaissance, caractérisées par un fort débit.

Les conduits permettant l'écoulement de ces sources volcaniques sont issus de la formation de tunnel dans la coulée naturelle (voir figure 1) qui se mettent en place au cours des différentes éruptions. La partie aval de ces tunnels peut se développer sous le niveau de la mer ou bien être submergée à cause de variations eustatiques, ou de l'enfoncement du volcan (réajustement isostatique).

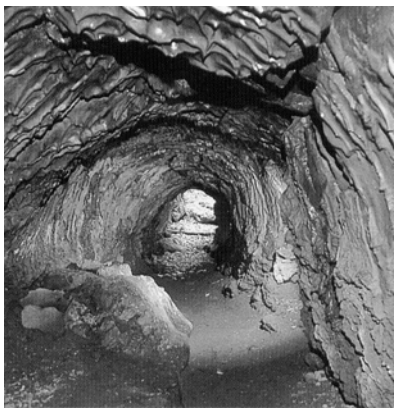


Figure 1. Tunnel dans la coulée sur le Mont Fuji (Japon), le diamètre du tunnel est de quelques mètres.

Ainsi l'eau circule dans ces conduits parfois sous le niveau de la mer. Lorsque les conditions de charge hydraulique le permettent, il y a formation d'une source sous-marine. L'eau qui circule peut être douce, parfois thermale, du fait de l'activité volcanique.

Ces sources ont été répertoriées notamment par thermographie Infra Rouge, à Hawaii (Fisher et al., 1964) ainsi qu'à la Réunion (Clerc et al., 1986 ; Soler et al., 1994). Elles peuvent également être repérées par le changement de couleur qu'elles apportent à l'eau de mer. C'est le cas des sources thermales sous-marines provenant du volcan Santorin situé dans la mer Egée (Butuzova, 1969, in Zektzer et al., 1973). Ce phénomène s'observe aussi sur le rivage indonésien à proximité du Volcan Banu Wuhu, où les eaux des sources thermales sous-marines sont colorées en rouge par les oxydes de fer (Zelenov, 1964, in Zektzer et al., 1973).

2.5- Sources sous-marines karstiques

Ces sources constituent la majorité des sources d'eau douce sous-marines. Leur existence suit la répartition des aquifères karstiques le long des côtes à travers le monde. On retrouve ainsi des aquifères karstiques côtiers sur l'ensemble du pourtour méditerranéen, en Europe (Grande Bretagne, Irlande, Portugal), en Chine, au Japon, en Australie, en Nouvelle Zélande, en

Amérique Centrale, en Afrique (Madagascar), dans le Golfe Persique, dans l'Est des Etats-Unis (figure 2) … C'est à ces sources sous-marines que nous avons consacré cette étude.

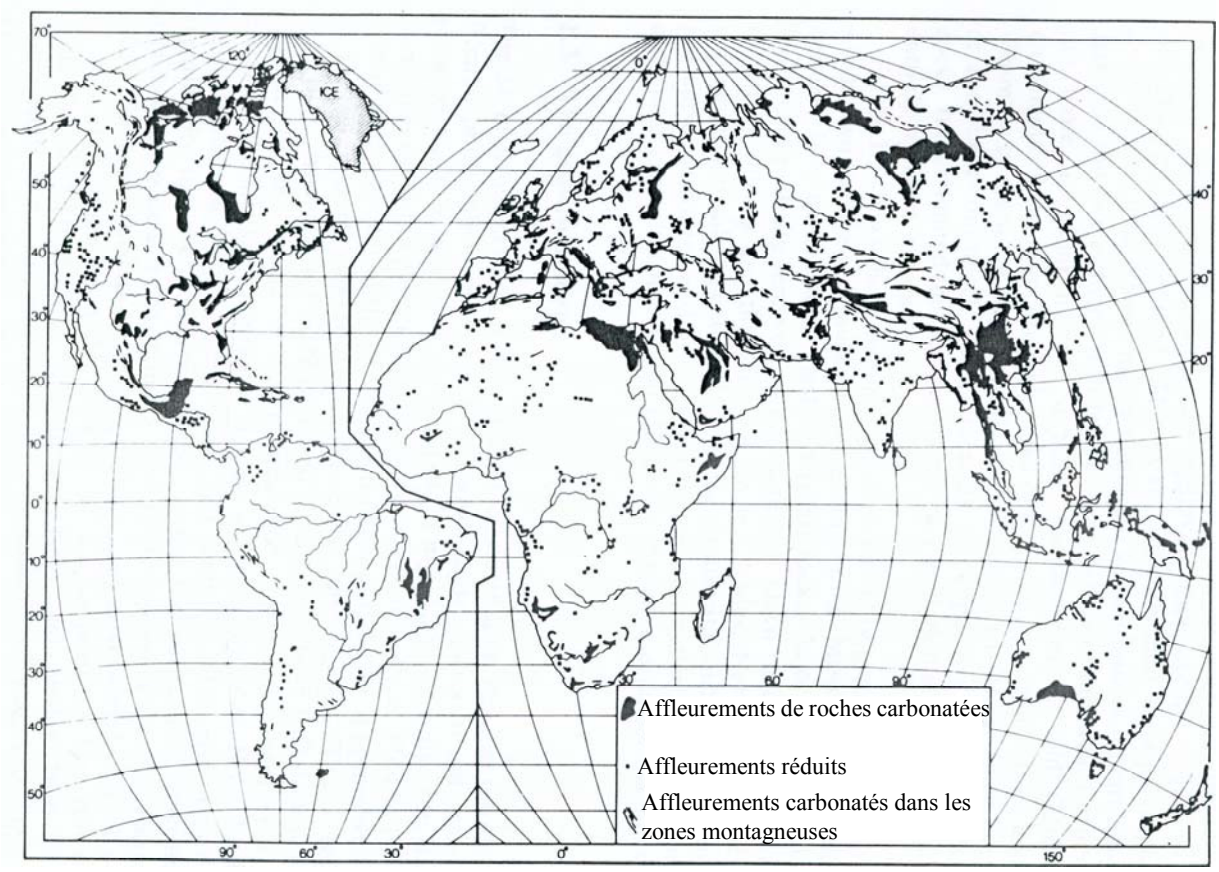


Figure 2. Répartition des roches carbonatées (d'après Ford et Williams, 1989).

3- RECHERCHE ET LOCALISATION DES PRINCIPALES SOURCES SOUS-MARINES

3.1- Localisation des sources sous-marines

De nombreuses sources sont connues en Méditerranée (Durozoy et Paloc 1967 ; Gilli, 1995) et à travers le monde … Il suffit de se pencher sur les données bibliographiques (parfois anciennes) pour s'apercevoir que plus d'une centaine de sources ont déjà été repertoriées. Cependant les contacts que nous avons eu avec des chercheurs de pays étrangers montrent qu'il existe des sources connues des populations (par exemple à Chypre) qui n'ont pas encore été décrites de façon scientifique. Les principales sources sous-marines identifiées, essentiellement à partir de la bibliographie, ont été repérées dans les figures 3 et 4. Les références des articles ou des communications orales auxquelles se rattachent les sources ont été consignées dans l'annexe 1. Dans un soucis de clarté, seules les sources de débit important sont pointées. Pour le littoral méditerranéen français, les sources seront citées et localisées dans l'annexe 1.

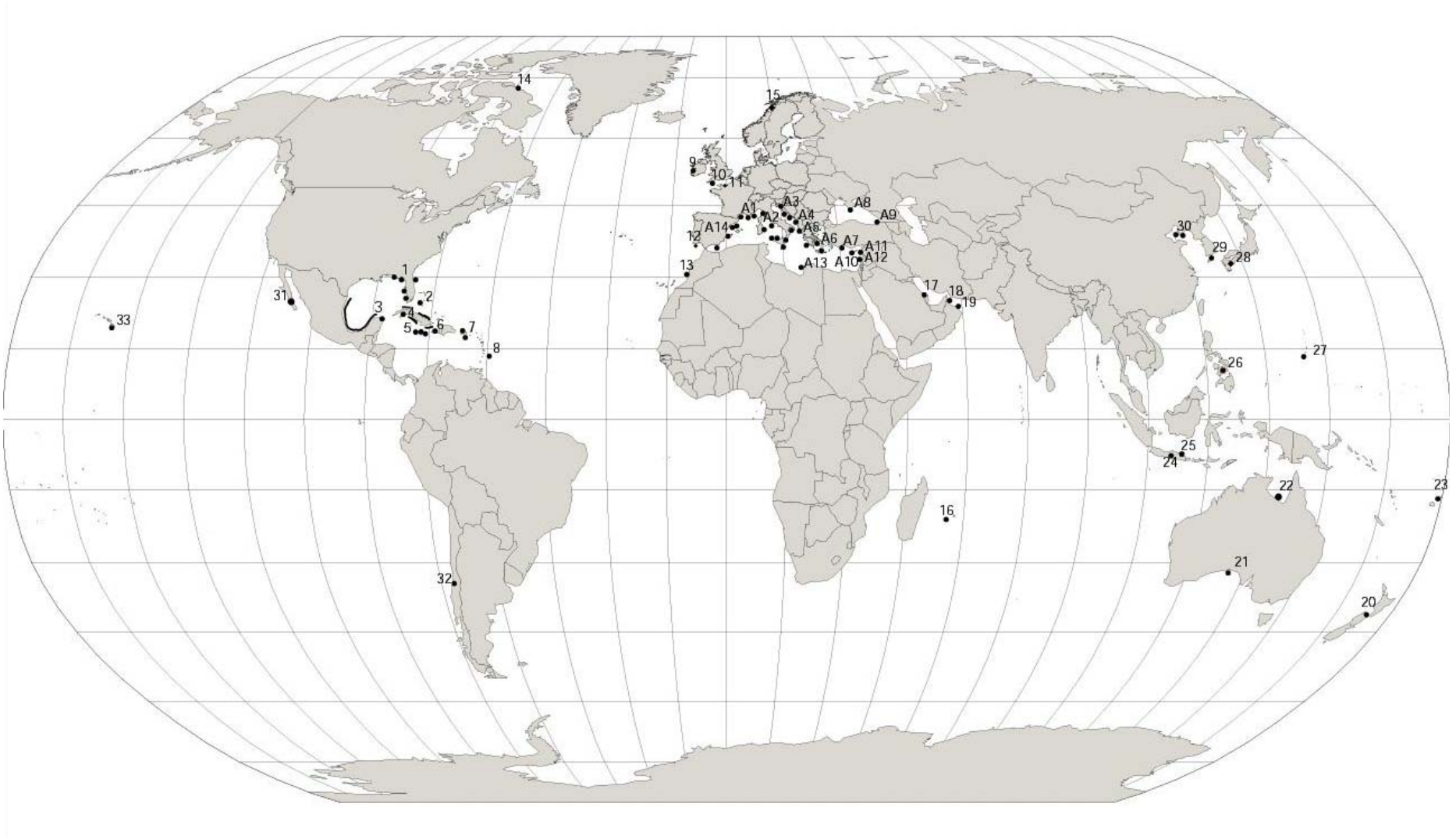


Figure 3. Carte de localisation des sources sous-marines dans le monde.

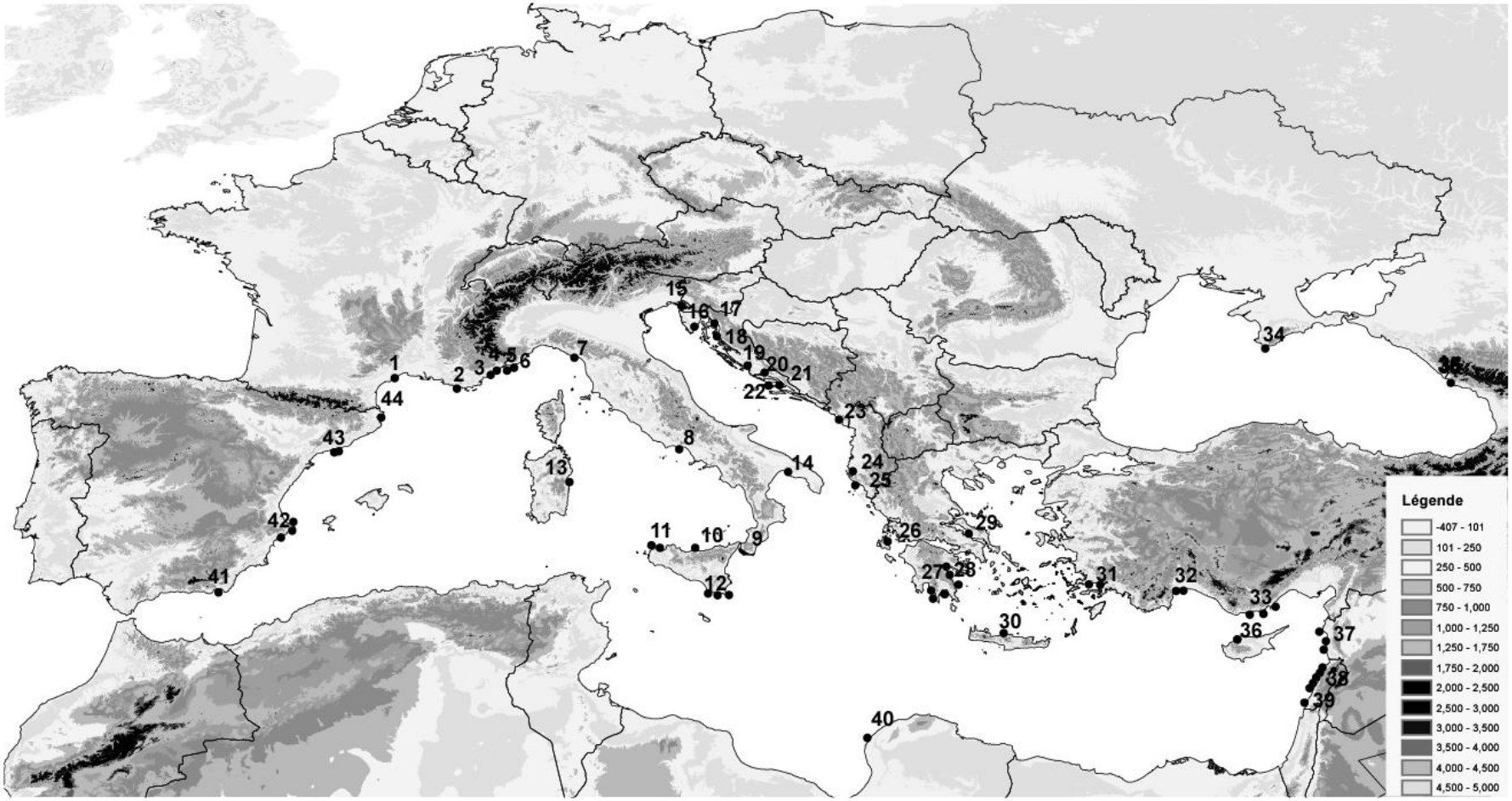


Figure 4. Carte de localisation des sources sous-marines en Méditerranée

3.2- Etudes mises en oeuvre

Les différentes méthodes de recherche et de localisation des sources sous-marines ainsi que les études qui s'y rattachent sont décrites ici de façon exhaustive.

3.2.1- Recherche des sources sous-marines

Avant de mettre en œuvre toute méthode de recherche des sources sous-marines, on peut s'informer auprès des populations locales ainsi que des personnes en relation avec le milieu marin (pêcheurs, plongeurs …). De nombreuses sources sont connues des gens de mer notamment par les effets qu'elles ont sur le milieu marin. Il est ainsi possible de reconnaître les sources sous-marines en surface (figure 5), grâce à la présence, par mer calme, d'une tache pseudo-circulaire sans ride (ou « tache d'huile »). Sous l'eau on distingue les sources grâce à un effet dit « glycérine », lié au mélange de deux liquides de caractéristiques optiques différentes (figure 6). Les nageurs quant à eux localisent ces sources par l'écart thermique entre l'eau douce (température relativement constante et assez froide) et l'eau de mer. Cet écart peut être très fort en été (supérieur à 10°C).

Des pêcheurs se rendent au dessus de certaines sources où le poisson est plus abondant, alors que c'est l'inverse sur d'autres sources (Macau Villar, 1965 ; Mueller, 1991). Une étude portant sur la Costa Brava en Espagne révèle la présence d'une algue spéciale appelée « ulva » ou laitue de mer, dans des zones où existent les sources sous-marines (Macau Villar, 1965). D'un point de vue biologique, il est à regretter que très peu de relevés systématiques soient effectués sur les sources sous-marines. En effet, il existe une faune et une flore spécifiques à ces milieux. C'est ce qu'ont pu constater Perez et al. (2004) près de Batroun au Liban, en découvrant une nouvelle espèce d'éponge siliceuse dans un conduit karstique sous-marin au fond duquel s'écoule une source sous-marine.

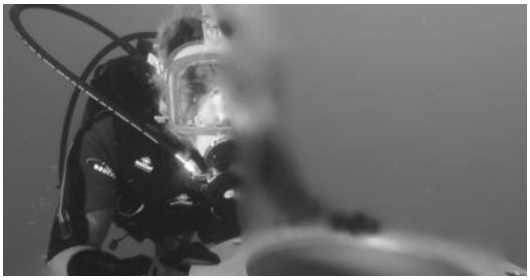


Figure 5 et 6. Source sous-marine de la Vise (photo M. Bakalowicz), source sous-marine de la Mortola (photo A. Rosenfeld).

Toutes ces informations sont précieuses et méritent d'être étudiées en détail avant de se lancer dans des campagnes d'exploration, ne serait-ce que pour éviter de perdre du temps. Notons que ce chapitre est basé sur une grande quantité d'articles scientifiques, sur plus d'une centaine de sources sous-marines répertoriées, parfois étudiées et souvent localisées de façon plus ou moins précise. Ces articles peuvent d'ores et déjà constituer une base de travail dans la recherche des sources. Regardons maintenant les différentes méthodes de localisation existantes.

3.2.1.1- Télédétection en thermographie infra-rouge et photo infra-rouge

La thermographie aéroportée permet l'analyse des températures des objets survolés. Sur les images thermiques obtenues, on distingue à la surface de la mer, les anomalies thermiques, dues à la présence de masses d'eau ayant une température ou une composition chimique différente de celle du milieu environnant. De façon plus technique, cette méthode

d'investigation consiste à analyser, par l'intermédiaire d'un radiomètre infra-rouge à balayage ou scanner embarqué à bord d'un véhicule aérien, l'énergie émise dans la partie infra-rouge du spectre électromagnétique par les objets survolés. L'appareil utilisé transforme l'énergie incidente, qui dépend de la température de la zone survolée, en un signal électrique qui est amplifié puis traité (Clerc et al., 1986).

La thermographie infra-rouge ne doit pas être confondue avec la simple photographie infra-rouge (Hakim, 1974). La radiométrie infra-rouge donne une image thermique à partir d'un enregistrement des radiations émises dans l'infra-rouge (3-5 μm ou 8-14 μm) alors que l'émulsion photographique est sensible à l'infra-rouge réfléchi et au rayonnement visible (longeur d'onde 0,7 μm à 0,9 μm).

A partir de ces méthodes, on peut en domaine côtier visualiser la répartition spatiale de masses d'eau d'origine diverse (rejets provenants d'émissaires, débouché de rivière, courants marins, sources sous-marines, sorties d'eau douce diffuses …). L'étude de ces masses d'eau, corrélée à la connaissance géologique du domaine côtier ainsi que des réseaux de rejet anthropiques, peut permettre de déterminer l'origine de l'anomalie thermique. Cependant les interprétations nécessitent généralement d'être vérifiées sur place.

De nombreuses missions de détection des sources sous-marines par thermographie ou photo infra-rouge se déroulèrent dès les années 1960. Fischer en 1964 réalisa un vol sur les côtes hawaïennes, il repéra plusieurs zones de décharge d'eau douce. De nombreuses côtes furent ainsi explorées par cette méthode. Nous pouvons citer les côtes italiennes et de Sicile (Cotecchia, 1981, Gandino et Tonelli, 1983, Guglielminetti, 1974 in Gandino et Tonelli, 1983), d'Espagne (Espejo Molina et al., 1988), de Grèce (Gros et al., 1976), libanaise (Hakim, 1974, Khawlie et al., 2000), méditerranéenne turque (Gunay et Elkhatib, 1988), de Jamaïque (Kohout et al., 1979), dans le Maryland aux Etats-Unis (Banks et al., 1995), de Porto-Rico (Blume et al., 1981), de la Réunion (Clerc et al., 1986, Soler et al., 1994), d'Angleterre (Roxbourgh, 1985), de la côte aquitaine (Lévêque et al., 1972), sur les étangs côtiers du Languedoc-Roussillon (Armangau et Avias, 1971, Avias et Marjollet, 1973, Avias, 1978) etc ... Ces méthodes sont également utilisées pour localiser les sorties d'eau diffuses (Zektzer et al., 1988, Lévêque et al., 1972).

L'utilisation de données « thermiques » à partir du satellite Landsat TM a permis de détecter deux zones d'upwellings au nord-est de la côte d'Oman, à 20 km de la ville de Qurayyat (El-Baz, 2001). Ces deux zones sont caractérisées par des températures 1 à 2 degrés plus faibles que l'eau de mer alentour. L'auteur assimile ces zones d'upwelling à des sources sous-marines situées le long de fractures affectant des calcaires et autres roches sédimentaires récentes.

Les images infra-rouges obtenues lors de la détection et la localisation de ces sources, sont également fréquemment analysées dans le but d'évaluer le débit des sorties d'eau. Nous reviendrons sur les méthodes développées ainsi que sur les valeurs de débit annoncées dans le paragraphe 3.2.2 de la partie 1.

3.2.1.2- Mesure de la conductivité électrique ou de la résistivité et de la température

En 1929 Gruvel, au Liban, et en Syrie, mesure la température de la mer en profondeur ce qui le conduit à admettre l'arrivée d'eau douce sous-marine. Les premières expériences basées sur la mesure des paramètres chimiques de l'eau étaient basées sur un prélèvement d'échantillons étudié ensuite en laboratoire. C'est ainsi qu'en ex-URSS environ 1200 échantillons furent prélevés en mer, à différentes profondeurs, le long de 44 profils de 7 km (Buachidze et

Meliva, 1967, in Zektzer et al., 1973). Plusieurs anomalies de salinité furent repérées (salinité entre 2 et 5 g/l, inférieure à la salinité de l'eau de mer) et rattachées au phénomène de sources sous-marines.

Par la suite, des méthodes de mesure embarquées furent développées. Ainsi, à bord d'un navire, on dispose d'une ou plusieurs sondes pour mesurer la conductivité électrique ou la résistivité et la température. On mesure pour un pas de temps fixé les valeurs de ces paramètres. En cas de conductivité électrique plus faible (ou résistivité plus forte), on se trouve en présence d'une masse d'eau plus douce. Les variations de température peuvent également apporter d'importantes informations dans le repérage des sources. La difficulté de cette méthode réside dans le fait qu'en fonction de la profondeur de la source et de son débit, on peut n'avoir qu'une pellicule d'eau très fine en surface, difficilement détectable avec les instruments de mesure. De plus, les zones d'influence des sources sous-marines sont souvent restreintes ce qui revient à chercher de minuscules « taches d'eau douce » dans un vaste océan. En général, on utilise cette méthode lorsque les sources sont déjà connues et qu'il est nécessaire de les localiser plus précisément à l'aide d'un quadrillage effectué sur la zone avec les sondes appropriées.

Cette méthode permet de différencier des masses d'eau de nature différente, mais avant d'affirmer qu'il s'agit d'une source sous-marine, il est nécessaire d'effectuer une vérification in situ par plongeur.

Une reconnaissance des sources sous-marines grâce à la mesure des paramètres physico-chimiques à la surface de l'eau a été effectuée sur les côtes siciliennes (Cassinis, 1967 a et b), sur les côtes littorales françaises (Roques, 1956 ; Cluseau, 1965 ; Durozoy et Paloc, 1967 in Zektzer, 1973 ; Gilli, 1997).

3.2.1.3- Mesure de la densité

Cette méthode relatée par Paloc et Potié (1973) concerne une étude unique réalisée par Palausi (1968) sur la côte d'Azur. Elle permit selon l'auteur de repérer des résurgences. Elle repose sur l'utilisation d'un aréomètre in situ pour évaluer les valeurs de densité comprises entre 1,04 (densité de l'eau de mer) et 0,99 (densité de l'eau douce). Il semble toutefois que cette méthode présente les mêmes inconvénients que la mesure des paramètres physico-chimiques effectués en mer, ne s'appliquant qu'à des zones restreintes et nécessitant une vérification in situ.

3.2.1.4- Mesure de la concentration en élément radon

Les eaux souterraines sont plus riches en radon que l'eau de mer. La mesure de la concentration en radon permet de tracer la venue d'eau douce souterraine. C'est ainsi que Kir'yakov en 1982 a pu localiser les arrivées d'eau douce dans la mer Noire le long du delta de la rivière Voron. L'eau douce provenant d'aquifères des montagnes de Crimée est caractérisée par une concentration en radon plus forte que celle de la Mer Noire. Ce type d'étude a également été réalisé par Moore (1996), mais concernait plutôt la mesure de flux diffus (Submarine Groundwater Discharge).

3.2.1.5- Observations sous-marines

Certaines sources sous-marines sont associées à des structures particulières facilement repérables en mer ou en surface. C'est le cas de sources sous-marines dans le Fjord de Ikka au sud-ouest du Groenland associées au développement de colonnes (constituées de carbonates de calcium) au travers desquelles circule l'eau douce. Les minéraux dissous dans l'eau

arrivent à saturation dans le milieu marin et précipitent, alimentant les colonnes et les faisant croître. Ces colonnes pouvant mesurer 20 m de haut sont appelées colonnes de Ikaite.

3.2.1.6- Conclusion sur les méthodes de recherche et localisation des sources sous-marines

Dans un premier temps, il est indispensable de s'appuyer sur les populations locales et de rechercher les études hydrogéologiques effectuées sur la zone concernée, pour de nombreuses sources déjà connues. Le moyen optimal de rechercher les sources sous-marines d'une région consiste à utiliser la thermographie aéroportée. Contrairement aux autres méthodes, cette dernière permet de localiser les sources sous-marines de façon assez rapide. Les autres méthodes semblent plutôt complémentaires à la thermographie infra-rouge, pour localiser de façon plus précise, l'endroit où débouche la source.

3.2.2- Etudes hydrogéologiques réalisées sur les sources sous-marines

Les études hydrogéologiques sur les sources sous-marines sont rares. En général les auteurs décrivent les phénomènes observés et se contentent de donner une valeur ponctuelle estimée du débit, déterminée selon les différentes méthodes que nous allons décrire ici. Ces observations sont en général accompagnées d'une mesure de la conductivité électrique ou de la salinité. Ces mesures sont relativement aisées à réaliser (in situ à l'aide d'une sonde ou à partir de l'analyse en laboratoire d'échantillons prélevés).

C'est donc la mesure du débit qui pose des difficultés pour effectuer les études hydrogéologiques. Regardons les différentes méthodes utilisées pour mesurer ou calculer le débit des sources sous-marines et effectuons une analyse critique de chacune d'elle.

3.2.2.1- Estimation sensitive et visuelle de la vitesse

Pour l'estimation visuelle du débit des sources sous-marines, on emploie généralement un colorant. Cette méthode permet de mesurer à l'œil nu la vitesse de remontée de l'eau douce au débouché de la source. La vitesse est ensuite intégrée sur la surface de l'exutoire. La proportion d'eau douce dans le fluide ascendant est également nécessaire. Cette méthode est souvent utilisée en première approche pour calculer le débit des sources sous-marines. Elle fut notamment mise en place sur la source de Discovery Bay en Jamaïque (Kohout et al., 1979). Cette source a été coiffée d'une structure semi-rigide canalisant la source, la vitesse de remontée de l'eau a été mesurée au sommet de cet ouvrage dont la surface était connue. Le débit a été évalué à 150 l/s.

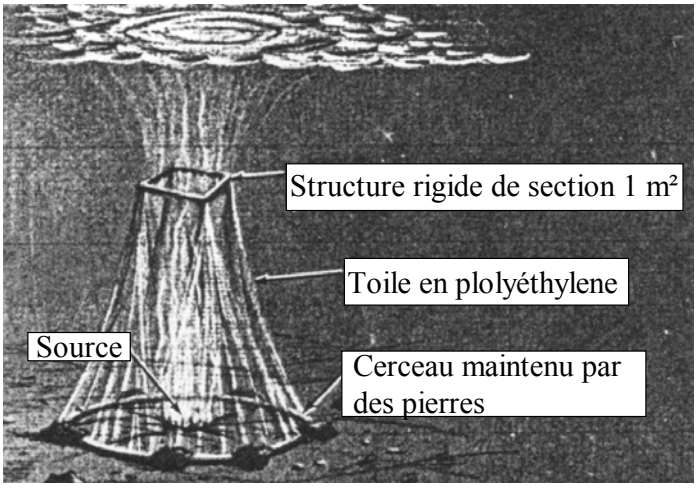


Figure 7. Dispositif permettant la canalisation des débits de la source de Discovery Bay en Jamaïque (d'après Kohout et al., 1979).

Le débit de la source de Crescent Beach en Floride fut évalué pas Brooks (1961, in Kohout 1966), à 42,5 m^3/s. Il n'y a, à ce jour, à notre connaissance, pas eu de nouvelle estimation du débit, mais il semblerait qu'il ait été surestimé. Le débit de la source Bue Marino en Sardaigne fut évalué à 300 m^3/s (Moretti et al., 1965), il s'agit du plus important débit que nous avons pu relever dans la bibliographie. Les auteurs ne précisant pas le moyen de détermination du débit, il s'agit probablement d'une estimation visuelle.

En réalité le flux d'eau douce ascendant est très rapidement dilué dans l'eau de mer si bien qu'on peut se poser la question de la représentativité de la vitesse du fluide que l'on mesure. De plus, une fois que l'eau douce a quitté le conduit, elle est en milieu ouvert, la vitesse du fluide n'est plus liée directement à la vitesse dans le conduit. La vitesse de remontée dépend de la différence de densité qui existe entre l'eau douce et l'eau salée. Il semble que cette méthode aboutisse généralement à une surestimation du débit.

Les personnes ayant plongé sur une source sous-marine relatent en général des vitesses du flux d'eau douce très importantes. Il semblerait que ces vitesses soient généralement surévaluées, probablement à cause de sensations trompeuses pouvant être liées à la différence de densité. Nous pouvons citer l'exemple des plongeurs du Service Maritime, qui en plongeant dans l'étang de Thau en mars 1999, avancent des valeurs de débits de l'ordre de 500 l/s pour la source de la Vise. Or à cette période le débit fut estimé entre 50 et 100 l/s (la méthode est décrite dans la partie 4 – Source de la Vise). La surestimation du débit semble ainsi se confirmer.

3.2.2.2- Mesure de la vitesse

3.2.2.2.1- A l'exutoire de la source

Plus rigoureuse que la méthode précédente, cette technique permet de mesurer ponctuellement à l'aide de courantomètres (moulinet), la vitesse de l'eau alors qu'elle se trouve encore dans le conduit, avant qu'elle soit influencée par sa différence de densité avec l'eau de mer. On intègre ensuite la vitesse mesurée sur la surface du conduit. C'est cette méthode qui fut utilisée par Stefanon et Cotecchia (1969) sur les sources italiennes (Tarente et la Mortola), mais aussi par Kareh (1967) et Moullard et al. (1965) sur les sources de Chekka au Liban en période estivale. Plus récemment, sur la source de Banyas en Syrie, une étude de ce type fut mise en place, la source fut canalisée dans une conduite de diamètre 1000 mm et un courantomètre fut disposé dans la conduite (Irie et Al-Assad, 2002). Malheureusement, suite à une tempête, le matériel d'acquisition placé sur un îlot en surface fut submergé et détruit. Cette expérience malheureuse illustre bien les difficultés rencontrées lors des études effectuées sur les sources sous-marines.

Une amélioration devrait être apportée à cette méthode. En effet, on ne peut considérer la vitesse constante sur l'ensemble de l'ouverture. C'est pourquoi plusieurs relevés de vitesse en différents points de la source amélioreraient la qualité de la mesure. De plus nous savons qu'au niveau de la source, il y a des phénomènes d'intrusion d'eau de mer dus à la stratification de l'écoulement. Par exemple lors de mesures effectuées à la source de la Mortola (conduit éliptique d'une hauteur de 30 cm et de largeur 1 m), on a pu remarquer que l'eau était la plus douce au sommet du conduit (salinité inférieure à 2 g/l) et que très rapidement la salinité augmentait (entre 5 et 10 g/l, quelques centimètres plus bas) du fait de l'intrusion d'eau de mer au débouché de la source. On pourrait ainsi apporter des précisions à la mesure de débit en couplant mesure de vitesse et salinité en divers endroits dans la source.

3.2.2.2.2- Mesure de la vitesse dans un conduit

Cette méthode n'est envisageable que pour des sources sous-marines dont l'écoulement s'effectue au travers de grottes ou conduits pénétrables par l'homme dont la section a été cartographiée. Cette méthode a donné de bons résultats. Ainsi pour l'étude des systèmes Morro de Toix-Moraig en Espagne (Cortes et al., 2000), plusieurs courantomètres furent disposés selon une section verticale dans deux conduits horizontaux mesurant la vitesse au pas de temps horaire sur 18 mois. Couplées à des mesures de salinité et de température, ces données permettent d'établir une chronique des débits d'eau douce à la source, mais aussi des débits entrants d'eau de mer. Un dispositif similaire fut mis en place à Port-Miou (Potié, 1979), en Ukraine dans la région de Cape Feolent à Cape Sarych (Kondrat'ev et al., 1999) et aussi au Cape Aiya en Ukraine (Yurovsky, 2000). Nous savons de plus qu'une étude comparable doit avoir lieu en Sardaigne et que l'instrumentation de la source de Port-Miou doit être remise en œuvre.

3.2.2.3- Mesure de la conductivité électrique

3.2.2.3.1- En milieu isolé

Ce type de mesure fut développé dans deux renfoncements de la côte, d'abord dans le Golfe Vrilo près de Sibenik en Croatie (Mijatovic, 1961) puis dans la crique de Vincendo à la Réunion (Soler et al., 1993). Il s'agit de mesurer ponctuellement la salinité en divers profils verticaux et horizontaux, puis à déterminer le débit par analogie avec les phénomènes estuariens (Soler et al., 1993).

3.2.2.3.2- Dans le panache de la source

Il s'agit d'une méthode permettant de calculer le débit à partir d'une modélisation du panache. Cette méthode n'a été à ce jour utilisé qu'à la source de la Vise dans l'étang de Thau. Les conductivités électriques et de température sont mesurées dans le panache le long de profils verticaux répartis selon une grille à maille plus ou moins régulière, les mailles étant plus resserrées au niveau du panache (25 m à 50 m environ) en fonction du type de bateau et des contraintes de positionnement. Une topographie du fond est également effectuée. A partir de ces données, le panache est simulé et on détermine pour quel débit on s'approche le plus des conductivités électriques ou des températures mesurées dans le panache. Le débit de la source de la Vise évalué par cette méthode au mois de mars 1999 (Ladouche et al., 2001) se situait entre 50 et 100 l/s.

3.2.2.4- Estimation du débit à partir de l'étude du panache

Cotecchia et Frederico (1983) décrivent une méthode pour mesurer le débit ponctuellement en utilisant un traceur de concentration connue. Il propose de l'injecter au débouché de la source, la concentration du traceur à une hauteur h couplée à la mesure de la salinité dans le panache permettant de connaître le débit de la source. Cette méthode est critiquable, puisqu'elle suppose que la concentration du traceur et la salinité sont homogènes dans le panache pour une hauteur donnée, ce qui n'est pas vérifié.

3.2.2.5- Estimation du débit grâce au renouvellement de la masse d'eau

Le débit des sources sous-marines d'Ovacik en Turquie a été ainsi évalué (Elhatip, 2001). Pour ces trois sources peu profondes (entre 1,5 m et 2 m), la méthode consiste à estimer le volume d'eau saumâtre contenu dans le panache et à mesurer à l'aide d'un traceur le temps de renouvellement de ce volume d'eau. Le panache est assimilé à un cône tronqué : le rayon à la base est égal au rayon d'ouverture de la source et le rayon au sommet à la tache en surface. Compte tenu de la faible profondeur des sources et lorsque la mer est calme, on peut estimer que l'approximation de la forme du panache est valable.

En parallèle, des mesures de conductivité électrique sont effectuées le long d'un profil vertical dans le panache afin de déterminer la quantité d'eau douce contenue dans ce volume. Le volume d'eau douce dans le panache est ainsi évalué à 0,49 m^3 pour la première source. Le temps de renouvellement du panache est égal à 1,5 seconde. Le débit est alors de 0,33 m^3/s. La somme des débits des trois sources calculés par cette méthode est de 0,75 m^3/s.

Il semble que cette méthode permette de donner une approximation ponctuelle du débit assez fiable pour des sources sous-marines situées à faible profondeur.

3.2.2.6- Débit annuel déterminé grâce au bilan hydrologique

La source Ovacik en Turquie est l'exutoire unique du bassin du même nom, d'une superficie de 88 km². Le bilan hydrologique sur ce bassin d'alimentation est excédentaire de $22,3.10^6$ m^3/an, soit un débit de 0,71 m^3/s pour la source (Günay et Elkhatib, 1988 ; Elhatip, 2001). De même Violette (1993) sur l'Ile de la Réunion, évalue grâce au bilan hydrologique sur l'Ile, le débit d'eau douce vers la mer, à 0,571 m^3/s par km de côte.

3.2.2.7- Captage de la source

Le captage total d'une source peut être une bonne méthode pour déterminer son débit, c'est ce qu'a réalisé le docteur Wolfgang dans les années 1970 à la source d'Anavalos Kiveri en Grèce, pour un débit d'environ 10 m^3/s. Il en est de même pour les sources d'Yport (Bassompierre et Roux, 1968), dont le débit représente plusieurs centaines de l/s.

3.2.2.8- Couplage débit et charge hydraulique partielle

Cette méthode est celle actuellement employée pour l'étude de la source de la Vise. Elle consiste à mesurer le niveau d'eau dans une conduite enfoncée dans un des griffons. Ce niveau équivaut à la charge hydraulique partielle de la source. Il est mesurée en continu. Au cours de plusieurs périodes de l'année, le débit est déterminé ponctuellement grâce aux relevés de conductivité électrique et température dans le panache (voir partie 4). Une courbe de tarage doit ensuite être édifiée, elle permettra de connaître les débits à partir de l'enregistrement en continu de la charge hydraulique partielle.

3.2.2.9- A partir de la thermographie infra-rouge

Le débit de la source de l'Etang de St-Paul à la Réunion fut déterminé à partir de l'aire de la tache observée en surface par thermographie infra-rouge (700 000 m²) et de la mesure de l'épaisseur de cette tranche d'eau (Clerc et al., 1986). Le volume ainsi estimé est de 16 800 m^3. Toutefois nous savons que la tache d'eau en surface résulte du mélange entre l'eau douce et l'eau de mer lors de la remontée de l'eau de la source en surface ; or ces phénomènes de mélange ne sont pas évoqués dans l'étude. De plus une grande quantité d'eau de la source se mélange à l'eau de mer et n'atteint pas la surface. Ce volume non négligeable n'est pas non plus mesuré. On peut donc se demander quelle est la signification du volume d'eau calculé et aussi du débit évalué à partir de ce volume.

L'étude réalisée par Soler et al. (1993) sur l'île de la Réunion a permis de déterminer le débit d'une source sous-marine. La surface de l'anomalie thermique produite par cette source a été mesurée par thermographie infra-rouge. Les auteurs ont ensuite estimé qu'il y avait une relation directe entre la surface de la tache et le débit de la source. Ceci leur permettait, à partir de l'étude thermique réalisée sur l'ensemble de l'île, de définir les surfaces des anomalies repérées et donc le débit de ces sources. Le débit cumulé sur l'ensemble de l'Ile de la Réunion fut évalué à 6 m^3/s. Toutefois il nous semble que la relation entre la tache observée en thermographie infra-rouge et le débit est difficile à transposer sur d'autres sources. La tache observée en surface n'est pas uniquement fonction du débit, elle dépend aussi de la

profondeur de la source, des courants marins, de la topographie du fond marin, etc… Il semble hasardeux d'établir une relation directe entre les dimensions de la tache et le débit.

3.2.2.10- Utilisation de l'ADCP

Le courantomètre acoustique profileur, appelé ADCP, peut mesurer et enregistrer les courants jusqu'à une distance qui dépend de la fréquence de l'onde acoustique émise. Typiquement, un ADCP 75kHz aura une portée de 600 à 700 m dans l'eau de mer. Un ADCP utilise l'effet Doppler. Il émet régulièrement des ondes sonores qui sont réfléchies par des particules en suspension. Lorsque le signal réfléchi revient, l'ADCP se transforme d'émetteur en récepteur. Suivant le temps de trajet entre l'émission et la réception et la variation de la fréquence du signal par rapport au signal émis, une information concernant la direction du courant et sa vitesse peut être obtenue à différents niveaux de la colonne d'eau. En employant les vitesses observées des différentes couches, des profils verticaux peuvent être mesurés (source : www.ifremer.fr). Utilisé au dessus des sources sous-marines, l'ADCP mesure le champ de vitesse dans le panache. Couplé à des mesures de conductivité, on peut déterminer le débit d'eau douce de la source.

3.2.2.11- Mesure in situ à l'aide d'un débitmètre

Cette méthode permet d'effectuer une mesure du débit en continu avec une bonne précision. Elle s'adapte aux sources sous-marines qui sortent du fond de la mer et qui peuvent être canalisées. Sur la conduite qui canalise la source, on dispose un débitmètre électromagnétique, qui mesure les débits au pas de temps désiré. Ce matériel s'insère dans la conduite et ne crée pas de perturbation du flux. Cela permet d'effectuer des mesures avec une précision de l'ordre de 1%. C'est avec ce matériel que les mesures sont effectuées à la source de la Mortola.

3.3- Conclusion

De nombreuses études ont été menées par le passé sur les sources sous-marines, mais les données provenant de ces travaux sont difficilement exploitables. En effet on possède rarement de valeurs fiables des paramètres physico-chimiques et les données restent en général ponctuelles (absence de suivi en continu). Toutefois, ces études sont particulièrement intéressantes au point de vue repérage et localisation des sources sous-marines. On s'aperçoit ainsi que la grande majorité des sources sous-marines est d'origine karstique. Les cartes de localisation de ces sources (figure 3 et 4) montrent qu'elles sont essentiellement situées en Méditerranée. C'est pourquoi la suite de cette étude est focalisée sur le karst côtier et plus particulièrement sur le karst côtier méditerranéen. Nous allons nous intéresser aux conditions géologiques particulières qui ont abouti à la mise en place de ces sources sous le niveau de la mer.

PARTIE 2 – LES SOURCES SOUS-MARINES AU SEIN DE L'AQUIFERE KARSTIQUE

1- FORMATION, STRUCTURE ET FONCTIONNEMENT DES AQUIFERES KARSTIQUES

Les sources karstiques sous-marines sont les exutoires sous-marins des aquifères karstiques côtiers. Avant de parler des relations existant entre le karst et ces sources, puis des interactions avec le milieu marin, il est nécessaire d'étudier le fonctionnement très particulier des aquifères karstiques. Ce fonctionnement est lié à la genèse spécifique de l'aquifère.

1.1- Karstification

Les formations karstiques se développent à partir des aquifères carbonatés. Ces aquifères sont caractérisés par une faible perméabilité et une porosité primaire très souvent réduite. Sous l'action de contraintes tectoniques successives, en particulier lors des phases de distension, l'aquifère acquiert une perméabilité et une porosité secondaires de fracturation (Ford et Williams, 1989 ; Drogue, 1996). La karstification des roches carbonatées est conditionnée par deux facteurs (Plagnes, 1997) :

- le potentiel de karstification : il est fixé par les paramètres climatiques, la géométrie externe du massif et par la structure géologique du massif.
- l'état du massif : structure interne.

Pour que se forme le karst, deux conditions doivent être réunies :

1.1.1- Première condition à la formation d'un karst : dissolution de la roche

L'eau des précipitations doit pouvoir dissoudre les roches carbonatées. Ce sont les processus de karstification qui assurent ainsi la dissolution dans l'aquifère. La dissolution de la roche est fonction de la solubilité des minéraux qui la composent. Les constantes de dissociation des minéraux définissent leur capacité à être dissous. Plus cette constante est grande, plus la solubilité du minéral est grande. Dans l'eau pure, les constantes de dissociation des principaux minéraux composant les roches carbonatées sont très faibles (tableau 1) comparées aux sels d'évaporites (anhydrite, gypse).

Minéral	Constante de dissociation à 25°C
Calcite	$3{,}8.10^{-9}$
Aragonite	$6{,}09.10^{-9}$
Magnésite	$5{,}75.10^{-9}$
Dolomite	Environ 10^{-17}
Anhydrite	$2{,}83.10^{-5}$
Gypse	$2{,}5.10^{-5}$

Tableau 1. Valeurs de la constante de dissociation des principaux minéraux des roches carbonatées dans l'eau pure (Bakalowicz, 1979) comparées aux valeurs des sels d'évaporites (anhydrite, gypse).

Ces constantes de dissociation sont faibles et montrent la stabilité des minéraux carbonatés dans le cas d'une eau pure. Pour la dissolution de ces roches, il faut l'intervention d'un

produit extérieur, le dioxyde de carbone, qui rend l'eau acide et agressive à l'égard des minéraux carbonatés.

Ainsi l'eau des précipitations se charge en CO_2 suivant les réactions :

Hydratation et formation de l'acide carbonique :
$CO_{2\ (gaz)} \rightarrow CO_{2\ (aq)}$
$CO_{2\ (aq)} + H_2O \leftrightarrow H_2CO_3$

Dissociation de l'acide carbonique :
$H_2CO_3 \leftrightarrow H^+ + HCO_3^-$

Dissociation de l'ion hydrogéno-carbonate :
$HCO_3^- \leftrightarrow H^+ + CO_3^{2-}$

Dans les conditions naturelles ($6,5<pH<8,9$) l'espèce prédominante dans le système $H_2CO_3/HCO_3^- / CO_3^{2-}$ est l'ion HCO_3^-.

La dissolution des minéraux carbonatés s'effectue ainsi suivant les réactions :
Dissociation de la calcite :
$CaCO_3 \leftrightarrow Ca^{2+} + CO_3^{2-}$
Dissociation de la dolomite :
$CaMg\ (CO3)_2 \rightarrow Ca^{2+} + Mg^{2+} + 2\ CO_3^{2-}$

La teneur en CO_2 atmosphérique contenu dans l'eau des précipitations permet la dissolution des roches calcaires affleurantes, mais demeure insuffisante pour les dissoudre en profondeur. La karstification profonde résulte de l'hydratation du CO_2 pédologique, produit par les organismes du sol (végétaux et colonies bactériennes). La dissolution du carbonate de calcium est fonction de la pCO_2 de l'air du sol. Plus la pCO_2 est forte, plus la concentration en carbonate de calcium est importante. Le tableau suivant illustre ce mécanisme et fournit des valeurs pour différents milieux.

pCO_2 (atm)	concentration en carbonate de calcium dissous (mg/l)	Type de milieu
0	5	Eau pure
$0,03.10^{-2}$	50	Atmosphère
$0,1.10^{-2}$	115	sol de montagne
1.10^{-2}	215	sol, climat tempéré
3.10^{-2}	315	sol, climat méditerranéen
10.10^{-2}	650	production de CO_2 profond

Tableau 2. Concentration en carbonate de calcium dissous (mg/l) en fonction de la pCO_2 (Bakalowicz, 1986).

1.1.2- Seconde condition à la formation d'un karst : rôle de l'écoulement

L'eau doit pouvoir s'écouler à l'intérieur de la roche afin de la dissoudre et d'évacuer au fur et à mesure la matière dissoute. Les vides originels de la roche étant pour la plupart de faibles dimensions, la roche présente une faible perméabilité. Il faut donc qu'il existe une charge suffisante d'eau souterraine pour permettre l'écoulement (Bakalowicz, 1986). Ces conditions sont remplies dans les régions montagneuses ou dans les plateaux traversés par des gorges.

Rappelons que la formation d'un réseau karstique, si les conditions précédemment évoquées sont présentes, peut être très rapide à l'échelle des temps géologiques, soit 10 000 à 20 000 ans (Bakalowicz, 1979). Les réactions de dissociation des différents minéraux carbonatés et de dissolution du CO_2 dans l'eau n'étant pas immédiates, le potentiel de karstification reste lié aux vitesses d'écoulement des eaux.

1.2- Structure et fonctionnement du karst

L'eau élargit les fissures par lesquelles elle circule, les transformant progressivement en conduits. Elle emprunte de préférence ces drains et n'utilise plus les fissures annexes. La roche est alors caractérisée par une triple porosité, d'abord de conduit, puis de fissure et enfin de matrice (Worthington, 1999). La karstification crée finalement une structure de drainage des aquifères carbonatés caractéristiques des différents types de karst.
Marsaud (1997) range les systèmes karstiques en trois types :

Type 1 :

Il s'agit d'un système karstique pour lesquel le développement de la karstification n'est pas suffisant pour qu'il existe une structure de drainage modifiant la dynamique des écoulements.

Type 2 :

Ce type de système correspond aux aquifères typiquement karstiques décrits par le schéma fonctionnel proposé par Mangin en 1975 (figure 8) : les vides et les écoulements sont organisés, le degré d'organisation se traduisant par un drainage plus ou moins facile des réserves.

Le karst est caractérisé par le regroupement de deux sous-systèmes au sein desquels s'effectuent les écoulements : une zone d'infiltration et une zone noyée.

Zone d'infiltration
Elle est caractérisée en subsurface par une zone épikarstique, ou zone de décompression superficielle, à forte porosité (5 à 15%) , épaisse de 1 à 10 mètres, recouverte de sols et constituée souvent de lapiaz. L'épikarst constitue un aquifère proche de la surface, qui retarde l'infiltration par stockage et où l'eau peut être reprise par évapotranspiration.

Les taux de dissolution dans la zone d'infiltration sont très élevés, compte tenu des volumes d'eau mis en jeu. Le transport et l'exportation des matières dissoutes sont efficaces. L'essentiel de la dissolution (environ 80 %) se produit au niveau de cette zone (Plagnes, 1997). Le développement de la karstification est donc assuré de façon active dans cette zone.

La zone non saturée permet l'écoulement au travers d'un nombre réduit de vides élargis (Bakalowicz, 1996). L'infiltration est plus ou moins rapide en fonction de la taille de ces vides. A ces vides s'ajoute la porosité fissurale et matricielle de la roche, et un écoulement lent de type diphasique. L'eau se retrouve en quelque sorte stockée du fait des faibles vitesses de circulation.

Karst noyé
Cette partie du karst correspond à la zone saturée où s'effectue l'écoulement karstique et le stockage de l'eau. Le karst noyé est alimenté par les conduits de la zone non saturée. L'écoulement karstique est dû à la réunion de deux types de circulation : une circulation macroscopique dans les conduits privilégiés constituant une sorte de réseau d'écoulement ou

drain et une circulation microscopique dans les itinéraires secondaires (réseaux de petites fissures). Mangin (1975) a défini ce réseau connecté au drain comme un Système Annexe au Drainage ou SAD (figure 8). Ces SAD associés à la porosité de la roche assurent la fonction de stockage du massif karstique et alimentent le réseau d'écoulement privilégié. Ils sont indépendants les uns des autres, mais tous connectés hydrauliquement aux drains.

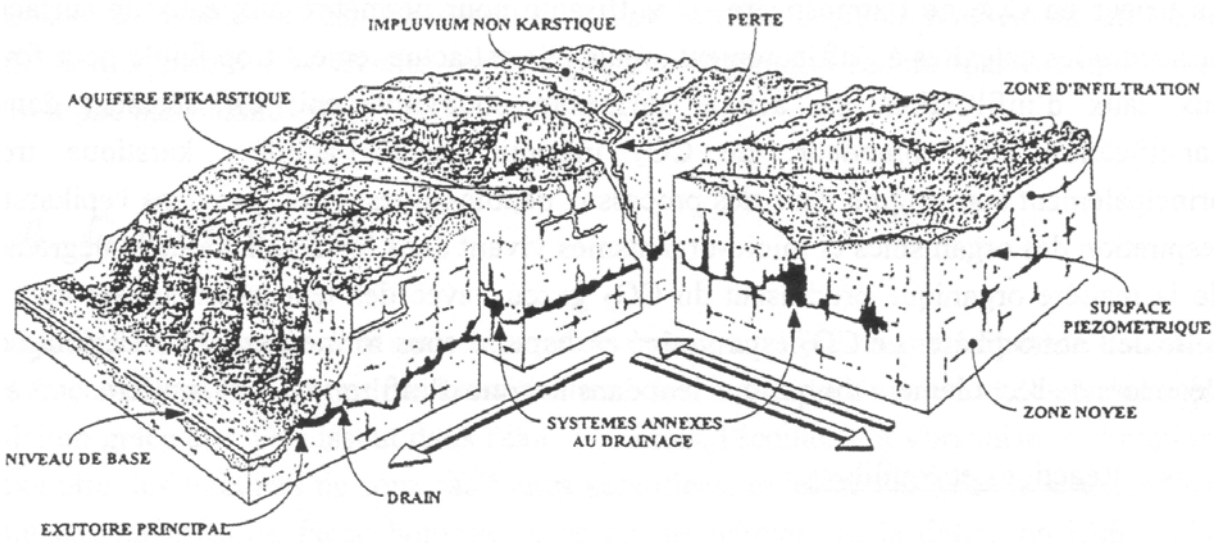


Figure 8. Schéma d'un aquifère karstique (Mangin, 1975).

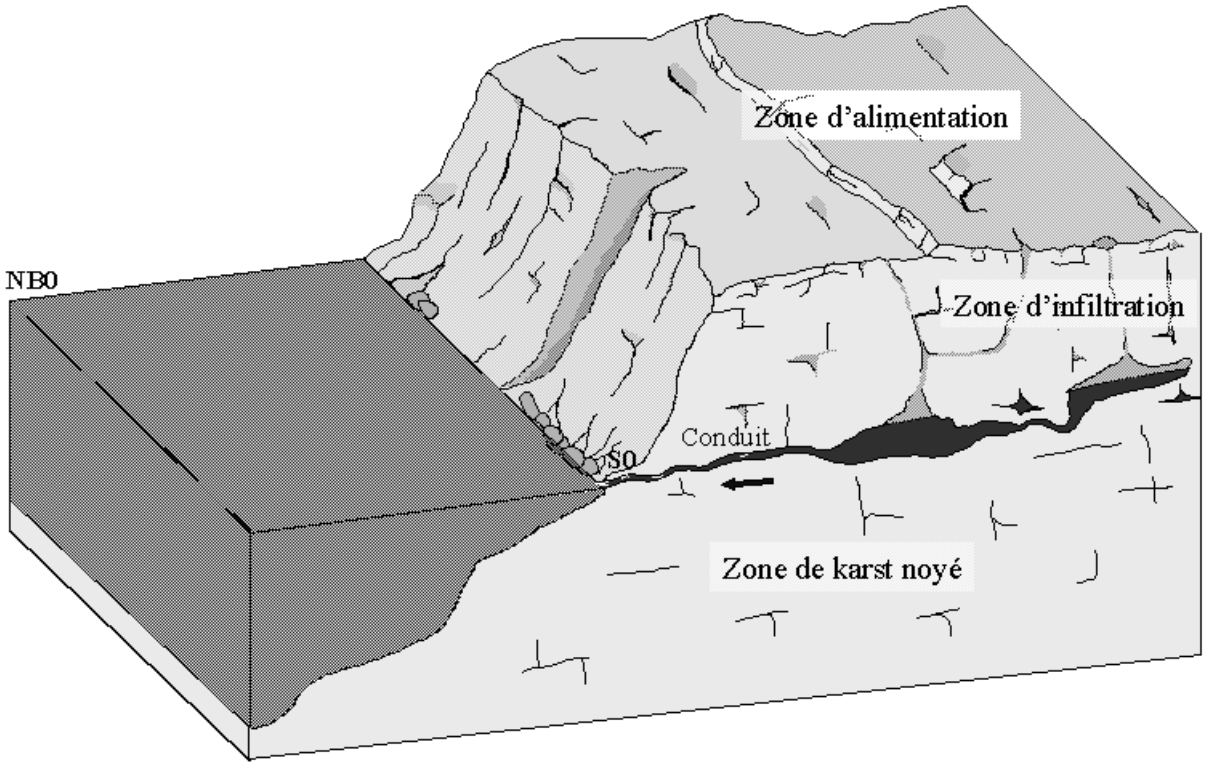
Type 3 :

Suite à une modification des conditions extérieures telle qu'une remontée du niveau de base, la structure karstique n'est plus active. La diminution des vitesses d'écoulement entraîne généralement un colmatage plus ou moin important du karst noyé. Le système fonctionne comme un aquifère poreux bien que la structure de l'aquifère reste hétérogène et discontinue.

En résumé, la structure du karst est issue de la karstification qui élargit vides originels et fissures. La conséquence est le développement d'un système à triple porosité, avec d'un côté la roche encaissante, poreuse, microfissurée, et de l'autre côté un réseau de drains et de fractures interconnectés. L'écoulement s'organise en direction de l'exutoire par le réseau de drains, qui assure la fonction transmissive de l'aquifère, alors que la fonction capacitive est assurée par le réseau de fractures de la roche encaissante et les SAD.

1.3- Développement du réseau de conduits karstiques en relation avec le niveau de base

Le niveau de sortie des eaux souterraines est imposé par le point le plus bas à l'affleurement des roches carbonatées : il s'agit du niveau de base. Il peut être fixé par une couche imperméable sous-jacente à l'aquifère carbonaté ou bien par la mer ou un plan d'eau (lac, rivière). L'exutoire du système se trouve ainsi soit au contact de l'aquifère carbonaté et de la couche imperméable, soit au niveau du plan d'eau.



NB0 : Niveau de Base à t_0
S0 : Source à t_0
Figure 9. Mise en place d'un réseau de conduits en relation avec le niveau de base (ici la mer).

Notons également que le karst peut se développer en dessous du niveau de base du fait des temps de séjour très longs et aussi du renouvellement périodique des eaux par « effet piston ». En effet, les vides de la zone noyée sont remplis d'eau qui grâce au temps de séjour long entraîne une dissolution des minéraux. Lors des périodes de crue, cette eau est remise en circulation et la matière dissoute est emportée. Une eau provenant de l'infiltration la remplace et peut, à son tour, dissoudre calcaires et dolomies (Plagnes, 1997).

4.4- Remplissages karstiques

Nous avons vu précédemment que l'eau intervenait dans la genèse du karst en entraînant les matières dissoutes et les résidus de la dissolution. L'eau grâce à sa capacité de transport des sédiments va également apporter dans l'aquifère des sédiments provenant de l'érosion externe au karst. En fonction des conditions géologiques, les sédiments peuvent se déposer dans les dépressions et cavités karstiques. C'est ainsi que la plus grande masse des dépôts du karst est allochtone. Ces remplissages karstiques peuvent être d'origine détritique ou chimique. Lorsque le karst est fonctionnel, des sédiments d'origine détritique sont déposés localement, lorsqu'il ne l'est plus et qu'il est dénoyé ce sont presque exclusivement des concrétions qui se forment (c'est à dire stalactites, stalagmites et plancher stalagmitique).

L'étude des remplissages dans les cavités partiellement ou totalement comblées apporte des renseignements sur la mise en place de ces sédiments, l'histoire du karst et éventuellement sa fossilisation (Lapointe, 1981). Un outil précieux pour retracer cette histoire peut être mis en place grâce à la datation radiométrique $^{230}Th/^{234}U$ effectuée sur les dépôts chimiques. Cette méthode permet de dater les concrétions présentes dans le karst, avec toutefois une limite quant à leur âge maximal. On remonte jusqu'à environ 350 000 ans par spectrométrie alpha (Sorriaux, 1982). C'est ainsi que l'étude des remplissages de la grotte de Niaux a montré

l'existence de trois séries sédimentaires successives chacune séparée en deux parties. La partie inférieure est constituée de dépôts détritiques d'origine fluviale alors que la partie supérieure est formée de concrétionnements. La datation des concrétions a permis de retracer l'histoire et le fonctionnement du karst en relation avec les différentes époques glaciaires (Sorriaux, 1982, Bakalowicz et al., 1984). Plusieurs études dans le but de définir l'histoire du karst ont été menées au cours des dernières années, comme pour la grotte de Nerja en Espagne (Guerra-Merchan, 1999).

Ces remplissages karstiques peuvent également se mettre en place sous le niveau de la mer. En effet, lors de l'ennoiement du karst (nous reviendrons sur ce point dans le paragraphe suivant), les dépôts sédimentaires marins, en l'absence d'écoulement dans le conduit, viennent colmater l'aquifère. Ce type de paléokarst sous-marin a été étudié à Rospo Mare en Adriatique (Dubois et al., 1993). Ancien karst colmaté par des sédiments karstiques et marins, il est rempli de pétrole. Le pétrole a migré dans la formation perméable puis a été piégé car le sommet de la structure est recouvert de sédiments imperméables. Ce karst est aujourd'hui exploité pour sa richesse en pétrole.

2- AQUIFERES KARSTIQUES CÔTIERS

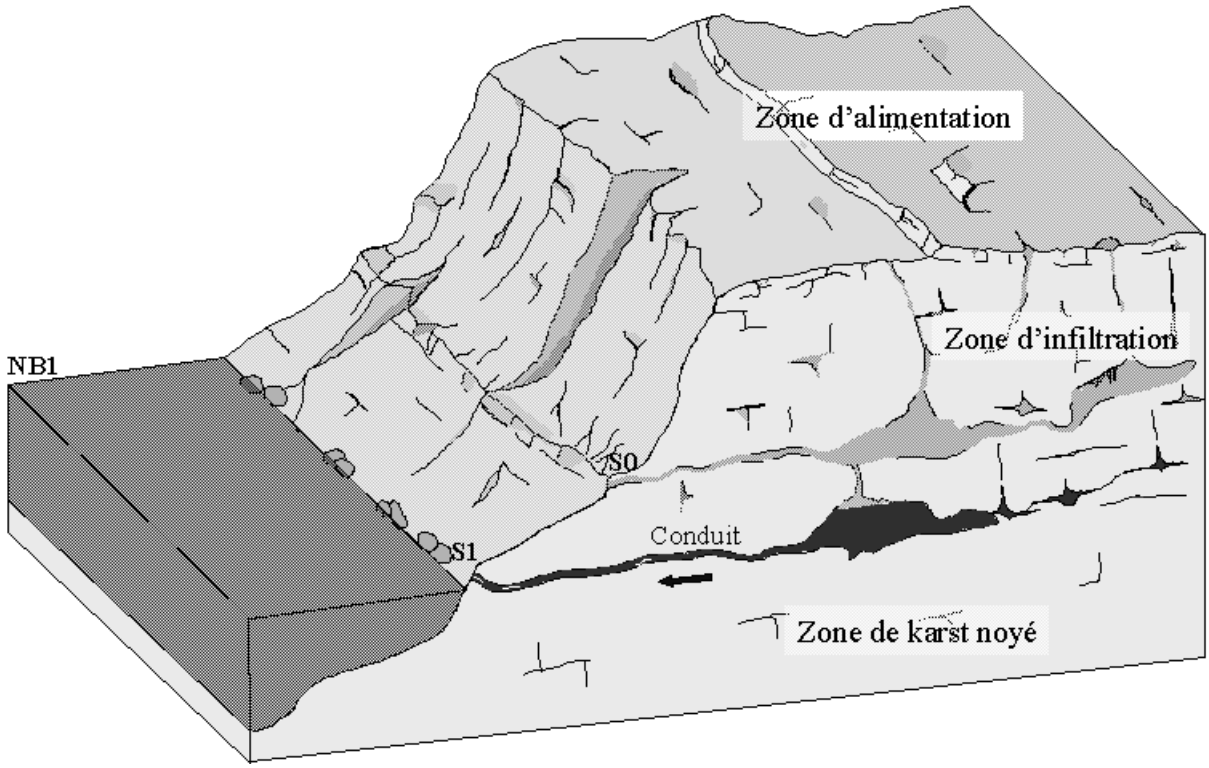
2.1- Développement du réseau de conduits en relation avec le niveau marin

Dans le cas des aquifères karstiques côtiers, la mer représente le niveau de base jouant le rôle de couche imperméable (Mijatovic, 1961). Du fait de sa mise en place rapide à l'échelle des temps géologiques, l'aquifère karstique côtier enregistre grâce au développement d'un drainage associé à chaque niveau marin les variations, même de faible amplitude, du niveau de base à l'endroit où est localisée la source (Drogue, 1996, Bakalowicz, 1999). Les variations du niveau de base sont liées soit à la tectonique, soit à l'eustatisme. Compte tenu des temps d'enregistrement du niveau de base dans le karst, il est beaucoup plus probable que les karsts côtiers enregistrent pour l'essentiel les variations eustatiques du niveau marin (quelques milliers d'années). Les mouvements tectoniques sont en général beaucoup plus lents.

Une fois la source côtière formée (figure 9), deux évolutions peuvent avoir lieu :

- soit le niveau de la mer s'abaisse.

On parle alors de régression marine et la source se retrouve « perchée » au-dessus du niveau de la mer. Un second réseau de drainage plus profond se met en place en relation avec le nouveau niveau de base (figure 10). Le premier réseau de drainage se trouve partiellement abandonné. Il peut être réactivé lors des périodes de crue, fonctionnant alors comme réseau de trop plein. Ce sont ainsi les variations du niveau de base qui sont responsables de la structure particulière en réseaux étagés dans le karst.

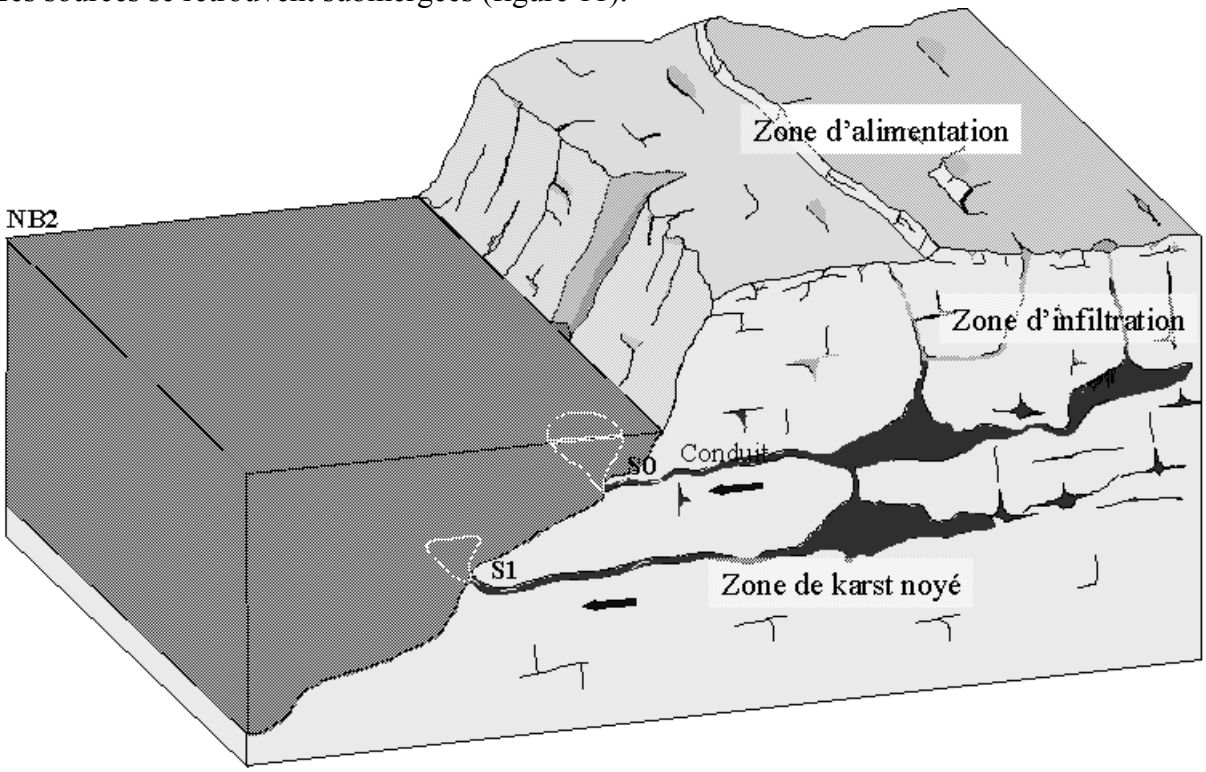


NB1 : Niveau de Base à t_1
S0 : Source à t_0
S1 : Source à t_1

Figure 10. Mise en place d'un réseau de conduits suite à une chute du niveau de base.

- soit le niveau de la mer remonte (transgression).

Les sources se retrouvent submergées (figure 11).



NB2 : Niveau de Base à t_2
S0 : Source à t_0
S1 : Source à t_1

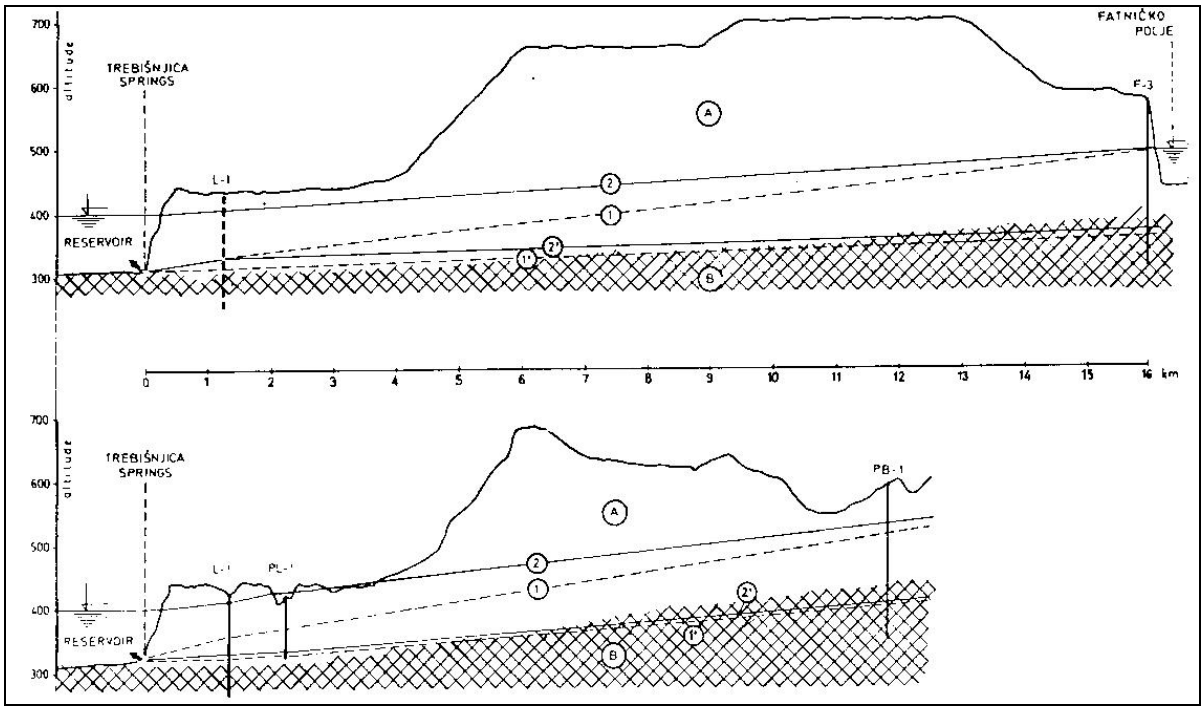
Figure 11. Transgression marine et submersion des sources karstiques.

En fonction des conditions hydrauliques que nous définirons par la suite, les réseaux submergés peuvent, soit continuer à drainer l'eau du massif, auquel cas nous avons des sources sous-marines, soit absorber de l'eau de mer. Les sources sous-marines et conduits noyés mettent en évidence ces variations bathymétriques. Toutefois, lors d'une phase transgressive, on peut aboutir au colmatage partiel ou total par les sédiments marins d'une partie ou de la totalité du réseau de conduits sous-marins. Ces témoignages du passé sont effacés et leur rôle dans le fonctionnement de l'aquifère devient négligeable.

2.2- Analogie avec l'ennoiement d'un karst

Il existe une analogie entre le fonctionnement d'un karst côtier lors des variations bathymétriques et celui d'un karst qui subit un ennoiement de sa partie basse suite à la mise en place d'un barrage. La source de Trebisnjica dans le karst dinarique (Yougoslavie) a été submergée en 1968 par environ 75 m d'eau, suite à la mise en eau du barrage de Bileca (Milanovic, 1985). Un suivi des hauteurs d'eau dans les puits et dans les cavités naturelles des Poljés voisins ont permis de caractériser le comportement de la zone saturée en un point précis. Il est ainsi apparu que l'ennoiement de la zone où était située la source a eu plusieurs conséquences sur le fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère (figure 12). D'abord en période de hautes eaux, le niveau phréatique augmente fortement, rendant l'aquifère plus capacitif. La zone à proximité de la source anciennement caractérisée par des écoulements verticaux (zone d'infiltration), est caractérisée en période de hautes eaux par des écoulements essentiellement horizontaux. Pendant cette même période, d'anciens conduits situés au-dessus de la source ont été réactivés et de nouvelles sources sont apparues. En période estivale, le

réservoir est vide et le fonctionnement redevient comparable à celui d'avant la mise en place du barrage. Au cours de chaque cycle hydrologique, le fonctionnement de l'aquifère subit le même type d'évolution qu'un karst côtier suite aux variations bathymétriques (transgressions et régressions).



A- Roche karstifiée
B- Roche sous le niveau de karstification
1- Plus haut « niveau phréatique » en condition naturelle
1'- Plus bas « niveau phréatique » en condition naturelle
2- Plus haut « niveau phréatique » en condition de réservoir plein
2'- Plus bas « niveau phréatique » en condition de réservoir plein

Figure 12. Coupes schématiques entre la source submergée et le Polje Fatnicko (Milanovic, 1985).

2.3- Variations eustatiques

Des études géologiques et géomorphologiques de systèmes karstiques attestent souvent de la présence de conduits profonds, qu'il n'est pas toujours aisé de mettre en relation avec un ancien niveau de base. Au Quaternaire, les variations eustatiques furent nombreuses et le niveau marin minimal fut obtenu au cours de la glaciation du Würm (-15 000 ans). Le niveau était alors à moins 120 m par rapport au niveau actuel. Pendant les phases interglaciaires, le niveau marin fut voisin du niveau actuel parfois même un peu plus haut. Les océans de la planète ont enregistré cette chute bathymétrique.

Selon Nicod (1989), la position bathymétrique des sources sous-marines méditerranéennes et de leurs conduits est en rapport avec la fourchette des niveaux régressifs du Quaternaire et tout particulièrement du Würm :

La Mortola, au large de Menton : - 35 m
Mar Piccolo, prés de Tarente : - 19 m
Port Miou, Calanques de Cassis : exutoire : - 12 m
Entonnoir de la Vise, Etang de Thau : - 30 m
Moro de Toix (Espagne) : - 12 m

La profondeur de ces sources est liée à un ancien niveau marin. Mais la seule information de la profondeur de l'exutoire ne permet pas d'attester que ces sources se sont développées au cours d'un minimum eustatique précis, puisque la géométrie interne et profonde du karst n'est pas connue.

Par exemple les levers topographiques effectués sur le conduit de Port-Miou (Cassis), à partir de l'exutoire jusqu'à 800 m à l'intérieur de l'aquifère ont révélé que le conduit est horizontal sur 800 m entre – 10 m et – 20 m de profondeur, puis qu'il s'approfondit brutalement. Le fond du conduit n'a pu être atteint à cause des limites de la plongée en scaphandre autonome ; mais un plongeur a tout de même atteint en 1993 la profondeur de – 147 m (Potié et Tardieu, 2002). Ceci tendrait à prouver que la karstification de l'aquifère s'est établie en relation avec un ancien niveau de base ayant une cote inférieure à –147 m. Ce niveau n'est pas compatible avec les variations du niveau de base induites par les glaciations et met en évidence la présence d'un réseau profond associé à un événement de plus grande ampleur (Bakalowicz et al., 2003). Par ailleurs Blavoux et al. (2004) associent le canyon sous-marin profond de la Cassidaigne (6 km de Port-Miou) qui incise les falaises sur plus de 200 m de profondeur, à un canyon qui aurait été creusé par les eaux du paléofleuve de Port-Miou lors de la crise messinienne.

2.4- La crise du Messinien

Il y a 5 millions d'années une importante chute du niveau marin fut enregistrée sur le pourtour méditerranéen. Le creusement de vallées profondes, les dépôts évaporitiques au fond de la mer ainsi que la présence de réseaux karstiques profonds ne peuvent être rattachés à un autre événement géologique.

Cet événement appelé « Crise de salinité du Messinien » est apparu suite à la fermeture de détroits qui traversaient des régions aujourd'hui localisées dans les chaines bétiques (Espagne) et rifaine (Maroc). L'actuel détroit de Gibraltar n'était pas encore ouvert (Rouchy, 1999). Le début de la crise a été daté à – 5,8 Ma par magnétostratigraphie (Gautier et al., 1984, in Clauzon et al., 1996). Elle s'achève à – 5,32 Ma (Hilgen et Langereis, 1993 ; Cande et Kent, 1992, 1995 ; in Clauzon et al., 1996).

La fermeture des détroits eut pour conséquence l'isolement de la Méditerranée (Ryan et Cita, 1978 ; Irr, 1984 ; in Clauzon et al., 1996), qui a subi un assèchement progressif. Cette configuration peut être comparée à celle de l'actuelle mer Morte, dont le plan d'eau, qui ne cesse de décroître, se situe 403 mètres sous le niveau océanique.

L'évaporation sur le plan d'eau méditerranéen est supérieure aux apports des fleuves, créant un déficit hydrique dans le bassin. On assiste à une chute du niveau marin supérieure à 1500 m sur la durée totale de la crise (Ryan, 1976 ; Clauzon, 1982), mais qui semble s'être mise en place en deux temps (Lofi, 2002). Durant la première phase, le niveau marin descend aux environs de -400 à –900 m, où il se stabilise. Il y a ensuite une phase de stabilisation du niveau marin. L'abaissement reprend ensuite. L'assèchement du plan d'eau s'accompagne dans le bassin profond de dépôt d'évaporites, alors que la marge continentale est frappée d'une très forte érosion par les fleuves (Clauzon et al., 1996).

La très forte épaisseur d'évaporites (1000 m de halite et plusieurs centaines de mètres de gypse), et leur volume estimé à environ 1.10^6 km^3 (Ryan, 1973) impliquent des entrées régulières et fréquentes d'eaux océaniques dans le bassin. Le seul facteur capable d'expliquer des phases successives de remplissages marin et d'isolement serait l'eustatisme (Rouchy, 1999).

Deux théories opposées furent développées pour expliquer ces conditions de dépôts dans le bassin : la théorie du bassin asséché ou « Dessicated deep bassin » (Hsü et al., 1973) et celle du « Shallow bassin Model » (Nesteroff, 1973) qui s'appuie sur l'effondrement tectonique post-messinien d'un bassin peu profond.

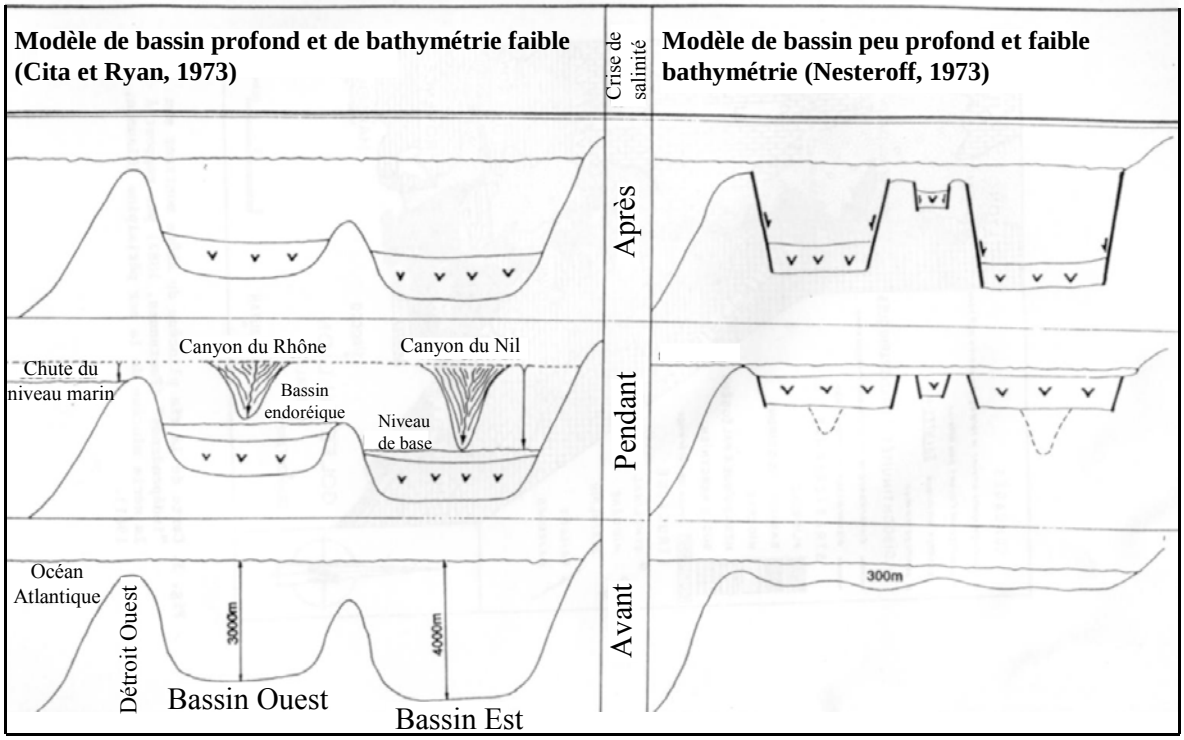


Figure 13. Illustration des deux modèles antithétiques de la crise de salinité messinienne (d'après Clauzon et al., 1996).

Sur les marges, le passage Miocène-Pliocène s'exprime par une discordance de ravinement prononcée, la « surface d'érosion messinienne » (Cita et Ryan, 1978 ; in Clauzon et al., 1996). Au droit des fleuves, elle atteint une configuration de canyon. L'analyse des relations géométriques entre la surface d'érosion et les évaporites (Montadert et al., 1978 ; Savoye et Piper, 1991 ; Clauzon et al.; 1990, 1995) permet de conclure que le creusement des canyons sur la marge fût synchrone du dépôt des évaporites dans les plaines abyssales. En pied de marge, la surface d'érosion se raccorde latéralement au sel (Montadert et al., 1978) tandis que le toit des cônes de déjection situés au débouché des canyons se prolonge par le toit des évaporites

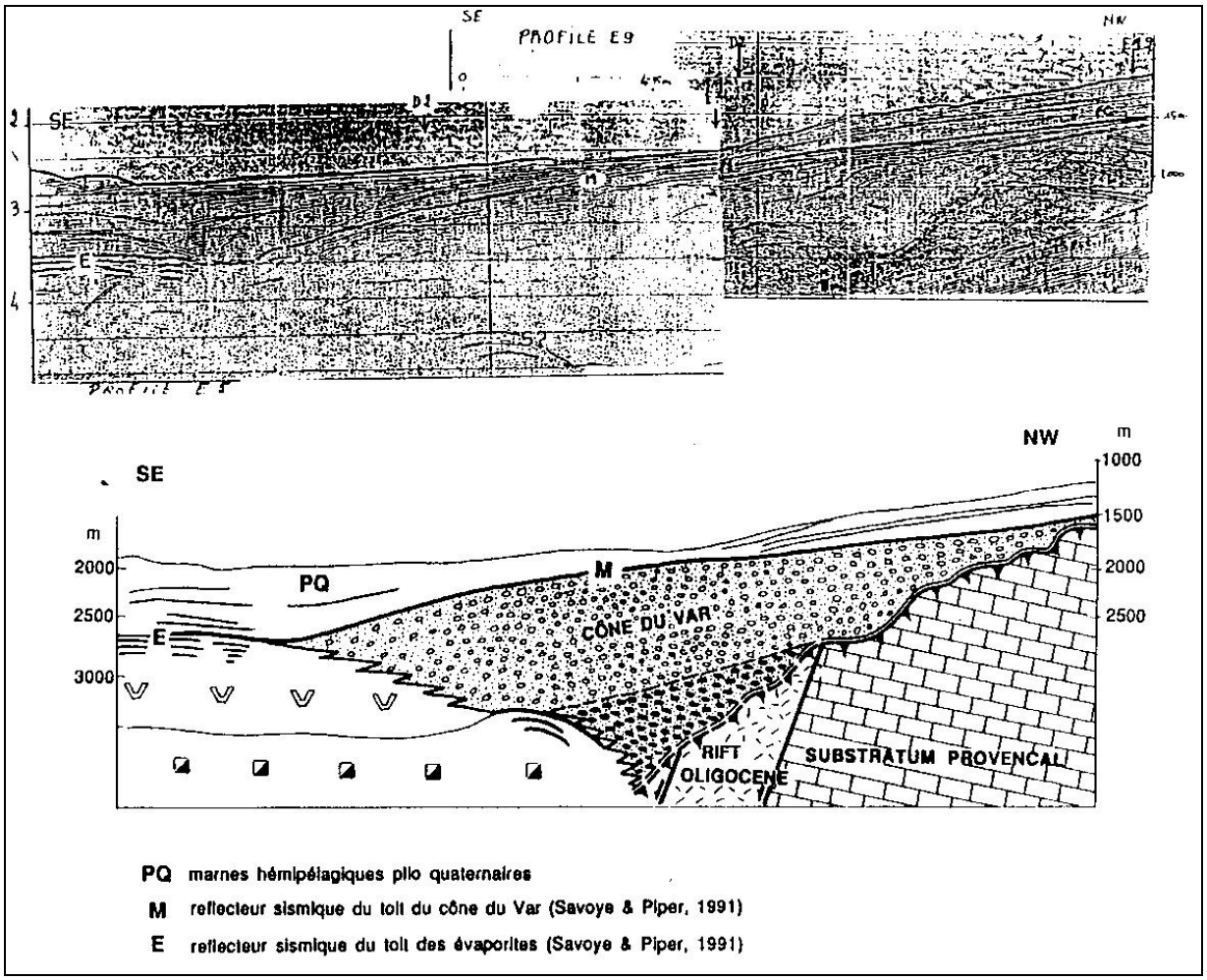


Figure 14. Montage de profils sismiques (tirés de Savoye et Piper, 1991) permettant de visualiser la continuité géométrique du toit du cône du Var avec le toit des évaporites (in Clauzon et Rubino, 1992).

L'étude des canyons profonds terrestres et sous-marins (Clauzon, 1979), et aussi la répartition des évaporites (épaisses au centre du bassin et s'amincissant sur les bords) montrant que la morphologie du bassin précède les évaporites, permet d'accréditer la théorie du « Dessicated deep bassin ».

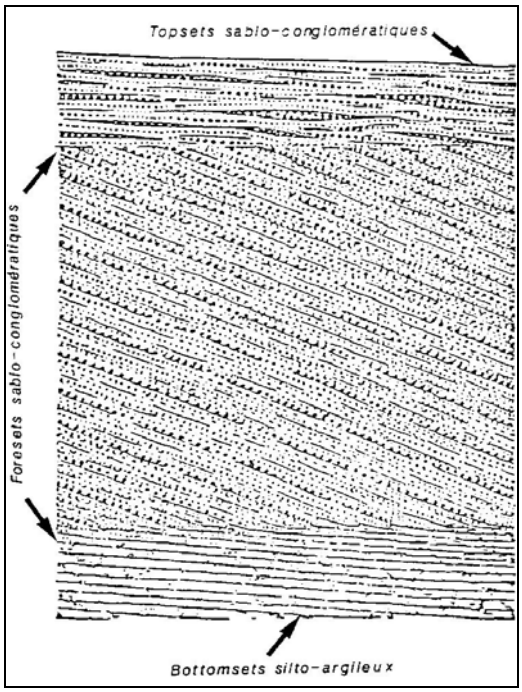
Les canyons correspondent au maximum d'érosion entre les anciens fleuves à une altitude proche de l'actuelle et le niveau de base de –1000 à – 1500 m, qui existait durant cette période d'assèchement de la Méditerranée. Or, ces canyons sur l'ensemble de la Méditerranée attestent de la mise en relation avec un niveau de base 1500 m sous le niveau de l'actuelle Méditerrannée. Les deux exemples les plus nets sont représentés par les deltas du Nil et du Rhône. Le cône sous-marin du Nil est le plus important des deltas profonds de Méditerranée et compte parmi les plus importants appareils détritiques profonds du globe (Bellaiche et al., 2001). Celui du Rhône a été décrit par Fontannes dès 1882. Le Rhône est ainsi profond de 500 m sous le niveau marin à l'estuaire (Clauzon, 1973, 1982). Aussi a chaque fleuve actuel est associé un canyon, citons le canyon du Var (Clauzon, 1978), du Roussillon (Clauzon, 1989), de la Durance (Clauzon, 1979, 1988).

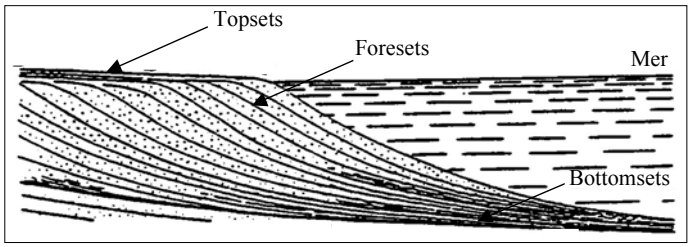
En Méditerranée, le niveau s'est abaissé de plus de 1500 m. Comme cette situation a duré environ 500 000 ans et que le climat de l'époque pouvait être proche du climat qui règne

actuellement sur les rivages de la mer Rouge (Rouchy, 2003), les conditions idéales ont été réunies permettant une karstification profonde des aquifères carbonatés côtiers. On assiste à une incision brutale des surfaces calcaires, à des changements d'orientation des drains et des galeries, au creusement d'un réseau vertical profond dans l'endokarst vers un niveau de base très abaissé (Blanc, 1995). Il existe malheureusement peu d'études effectuées sur les karsts messiniens. Les arguments pour dater ces anciens réseaux sont rares. Ils s'appuient en général sur la géométrie profonde des réseaux et sur la connaissance des mouvements tectoniques de la région depuis les six derniers millions d'années. De nombreux conduits verticaux profonds peuvent ainsi être interprétés comme une conséquence de la chute du niveau marin lors de la crise du Messinien.

Nous pouvons ainsi citer quelques exemples où la formation des réseaux a été rapportée à l'événement messinien : la Sainte Baume, le Petit Saint Cassien, le plateau de Siou Blanc, la Tête de Cade, l'avens du Grand Plan de Canjuers et du plateau d'Albion (Blanc, 1997), Font Estramar, (le puits du réseau descend à – 164 m NGF, Aunay et al. 2002) ; Fontaine de Vaucluse (profondeur du conduit : - 308 m soit 223,5 m sous le niveau de la mer, Puig, 1987) ; Port-Miou, Cassis ; Karst Lombard en Italie (Bini, 1994).

Un événement tectonique met un terme à la crise messinienne à la limite Messinien/Pliocène. Il est interprété comme la conséquence de l'effondrement du détroit de Gibraltar. La connexion continue avec l'océan Atlantique est rétablie. Le remplissage de la Méditerranée est quasi instantané à l'échelle des temps géologiques, de l'ordre de quelques dizaines d'années (Blanc, 2002). De plus cette période de remise en eau du bassin s'effectue lors d'une phase de très haut niveau eustatique, de 5,3 à 3,8 Millions d'années (niveau max : + 80 m au Zancléen d'après Haq et al., 1987). On assiste à l'ennoiement de la Méditerrannée mais aussi des canyons creusés par les fleuves. Ces espaces, du fait de leur cloisonnement, sont de très efficaces pièges à sédiments. Le taux de sédimentation est très élevé (75 cm pour 1000 ans dans le Roussillon, Clauzon, 1987). En parallèle, les plaines abyssales du bassin connaissent une sous alimentation en sédiments (Cita et Ryan, 1978). La séquence sédimentaire se compose de la succession des corps sédimentaires suivants : top sets, fore sets et bottom sets. La première description de ce type de formation sédimentaire a été faite par Gilbert aux Etats-Unis (1885) d'où le nom de cet appareil deltaïque : « Gilbert delta » (figure 15). Ces appareils sont développés lorsqu'un émissaire fluviatile débouche d'un arrière-pays montagneux dans un bassin marin profond et étroit. On parle alors de Rias pliocènes.





Les topsets des Gilbert deltas sont dominés par les processus fluviaux (sédimentation continentale). Les sédiments sont grossiers (galets, sables).

Les foresets sont des corps sédimentaires progradants, ils sont dominés par des processus gravitaires.

Les bottomsets sont formés par des argiles ou des marnes, qui résultent soit de la décantation hémipélagique, soit de courants de turbidités très dilués.

Figure 15. Structuration sédimentaire des Gilbert deltas d'après Gilbert, 1885 (in Clauzon et al., 1996) et détail d'une séquence sédimentaire d'un delta sous-marin d'après Fayol, 1886 (in Clauzon et al., 1996).

Les réseaux karstiques submergés par la remontée du niveau marin ont pu être colmatés par des dépôts sédimentaires. Il est toutefois possible que certaines zones, à l'écart des apports détritiques continentaux, aient été préservées de ce colmatage. Les écoulements karstiques ont également pu empêcher localement cette sédimentation. De ce fait, certains aquifères karstiques côtiers sont restés ouverts, de sorte que les eaux marines ont pénétré parfois loin à l'intérieur, en raison de faibles pertes de charge en conduit et dans les aquifères.

3- FLUX D'EAU DANS LES AQUIFERES KARSTIQUES CÔTIERS

Dans les aquifères côtiers, les relations entre l'eau douce et l'eau salée sont très particulières. Il existe des phénomènes d'intrusion d'eau de mer dans ces aquifères mais aussi des sorties d'eau douce ou saumâtre au dessus et au dessous du niveau de la mer. Le karts est un milieu hétérogène constitué d'une matrice calcaire souvent finement fissurée qui peut être comparée à un milieu équivalent, ou milieu continu. Au sein de cette matrice se trouve des conduits dans lesquels l'écoulement et le transport ne suivent pas les lois des milieux continus. C'est pourquoi après un rappel des différentes lois physiques liant l'eau douce et l'eau salée (mises en évidence suite aux observations menées sur les aquifères poreux), plusieurs aquifères karstiques vont être présentés. Les différents principes de fonctionnement de ces systèmes seront par la suite expliqués.

3.1- Infiltration d'eau de mer dans les milieux continus

Dans les aquifères côtiers, les rapports entre l'eau douce et l'eau salée sont très particuliers. Il existe des phénomènes d'intrusion d'eau de mer dans ces aquifères, mais aussi des sorties d'eau douce ou saumâtre au niveau ou parfois sous le niveau de la mer. L'intrusion saline est en général assez difficile à préciser, puisqu'elle peut avoir des origines diffuses ou localisées.

Les premiers travaux menés sur les interactions entre l'eau douce et l'eau salée concernent les aquifères poreux. Un certain nombre de lois ont pu être déduites de ces études. Nous verrons par la suite que ces lois restent applicables dans le cas d'écoulements en conduite et concernent les karst côtiers.

Depuis la fin du XIXe siècle, les études sur les mouvements et mélanges d'eau de mer dans les aquifères se sont développées, essentiellement dans un but de contrôle et de gestion de la ressource en eau de ces aquifères côtiers. Elles avaient pour objet de définir l'influence, la position et l'épaisseur de la zone de transition entre l'eau douce et l'eau salée. Nous allons faire un rapide bilan des avancées historiques dans ce domaine, en décrivant les lois physiques mises en jeu, ainsi que les différentes hypothèses simplificatrices qui ont permis leur application. Un très grand nombre de facteurs interviennent dans l'interaction entre les eaux douces et salées en milieu poreux (Mijatovic, 1987). Ils sont énumérés ci-dessous :

3.1.1- Effet des différences de densité entre l'eau douce et l'eau salée

La différence de densité entre l'eau douce et l'eau de mer constitue le facteur prédominant dans les mouvements entre ces deux fluides. L'eau de mer pénètrant dans l'aquifère poreux génère un biseau salin sous l'eau douce. Deux approches peuvent être envisagées pour étudier ce phénomène. La première, plus ancienne et très simplificatrice, traite ce problème avec une interface supposée abrupte (fluides immiscibles) alors que les analyses plus récentes font intervenir les mélanges des fluides dans l'aquifère.

La première approche fut développée indépendamment par deux scientifiques européens : Badon Ghyben (1889) et Herzberg (1901) (in Stringfield et LeGrand, 1971). Elle s'appuie sur l'équilibre de pression à l'interface entre deux colonnes de fluides de densité différente, l'un étant supposé mobile (l'eau douce), l'autre immobile (l'eau salée). A l'interface, l'égalité de pression entre les deux fluides permet d'écrire la formule de Ghybben-Herzberg :

$$\rho_s \,.\, g \,.\, z = \rho_f \,.\, g \,.\, (z + h_f)$$

avec ρ_s la masse volumique de l'eau salé ;

ρ_f la masse volumique de l'eau douce ;
z la profondeur de l'interface sous le niveau de la mer ;
g l'accélération de la pesanteur (g = 9,81 m/s²) ;
h_f la charge hydraulique de l'aquifère.

On en déduit la profondeur de l'interface en fonction de la charge hydraulique :

$$z = \frac{\rho_f \, . \, h_f}{\rho_s - \rho_f}$$

La masse volumique « moyenne » des eaux marines est comprise entre 1022 $kg.m^{-3}$ et 1028 $kg.m^{-3}$ (Chow, 1964, in Reilly et Goodman, 1985). En utilisant une masse volumique moyenne de 1025 $kg.m^{-3}$, la profondeur moyenne de l'interface en fonction de la charge hydraulique de l'aquifère devient :

$$z = 40 \, . \, h_f$$

La loi de Ghyben-Herzberg est mise en évidence à l'aide d'un tube en U rempli d'un côté par de l'eau douce et de l'autre par de l'eau de mer. Ce principe permet de localiser l'interface dans les aquifères poreux (figure 16).

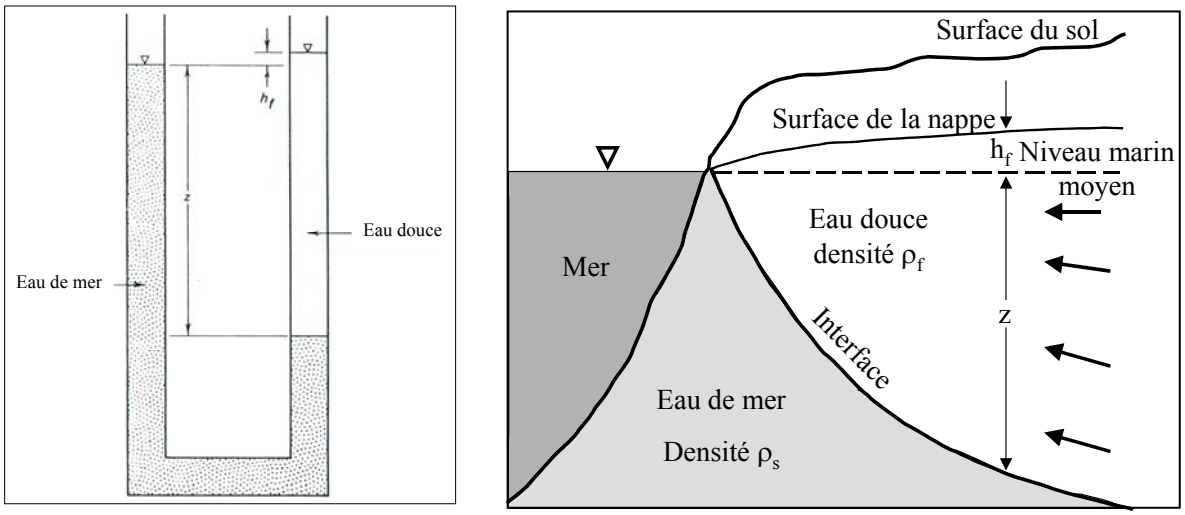


Figure 16. Principe de Ghyben-Herzberg dans un tube en U et dans un aquifère (d'après Chow, 1964 in Reilly et Goodman, 1985).

La deuxième approche fut développée dans les années 1930 où la dynamique réelle de l'interface fut mieux prise en compte. En effet, il existe des limites à la théorie de Ghyben-Herzberg, puisqu'elle ne rend pas compte de certains phénomènes physiques. Par exemple la nappe aurait une hauteur nulle au contact avec la mer, ce qui ne permettrait pas son écoulement en mer. Hubbert (1940, in Reilly et Goodman, 1985) a introduit la fonction de « potentiel hydraulique » pour expliquer la différence entre la profondeur d'eau salée réelle et la profondeur calculée par la formule de Ghybben-Herzberg, pour les conditions d'écoulement près du rivage. Il tire de cette fonction de potentiel hydraulique, la position de l'interface z par rapport à une surface de référence à la base de l'aquifère, valide pour l'eau salée à l'état stationnaire ou lorsque les deux fluides sont en mouvement.

$$z = \frac{(\rho_f \cdot h_f) - (\rho_s \cdot z)}{\rho_s - \rho_f}$$

avec ρ_f la masse volumique de l'eau douce, ρ_s la masse volumique de l'eau salée, h_f la hauteur de la surface libre et z la profondeur de l'interface.

3.1.2- Diffusion et dispersion moléculaire

En réalité, le contact entre l'eau douce et l'eau salée ne s'effectue pas suivant une surface bien définie. Les fluides sont miscibles et il existe une zone de mélange entre les deux fluides. La zone de transition (figure 17) est une zone de mélange due à la dispersion hydrodynamique (Cooper et al., 1964 in Reilly et Goodman, 1985).

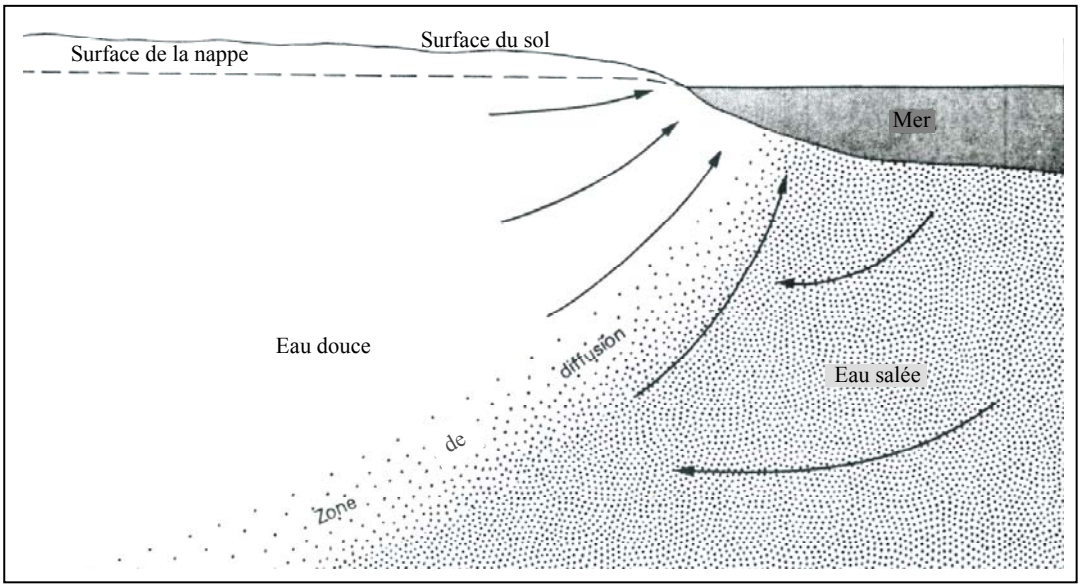


Figure 17. Intrusion saline dans un aquifère poreux (Cooper et al., 1964 d'après Reilly et Goodman, 1985, 1988).

Dans les aquifères poreux, il existe une zone de diffusion entre l'eau douce et l'eau salée. Dans les aquifères karstiques, on peut également envisager la présence de cette zone envahie par la mer au niveau de la matrice poreuse ou dans les SAD.

3.2- Quelques exemples d'échanges eau douce / eau de mer dans les aquifères karstiques côtiers

Nous suivrons dans ce chapitre l'ordre chronologique des études réalisées. Nous proposerons par la suite une classification de ces systèmes.

3.2.1- Source saumâtre sur l'Ile de Céphalonie en Mer ionienne

Ces résurgences situées au nord-est de l'Ile de Céphalonie, sont caractérisées par un fonctionnement particulier qui a fait l'objet de nombreuses études (Crosby et Crosby, 1896 ; Fuller, 1906 ; Martel, 1921 ; Glanz, 1965 ; Zötl, 1974 ; Bögli, 1978 ; Cooper et al., 1964 ; Stringfield et LeGrand, 1969 ; Drogue, 1989). La côte ouest de l'île est marquée par l'entrée dans l'aquifère d'un courant marin pouvant atteindre 300 l/s. Il a été prouvé par Zötl (1974), grâce à l'emploi de traceur, que cette eau de mer se retrouve au niveau des sources littorales

côtières situées de l'autre côté de l'île. Le mécanisme de salinisation est lié à la connexion entre le conduit débouchant en mer par lequel s'infiltre l'eau salée et le conduit débouchant au dessus du niveau de la mer sur la côte par lequel s'écoule l'eau saumâtre. On retrouve ainsi le schéma classique d'intrusion d'eau de mer (figure 18) tel qu'il fut définit par Kuscer et Kuscer (1964). Nous reviendrons sur ce schéma plus en détail dans la partie 3.3.

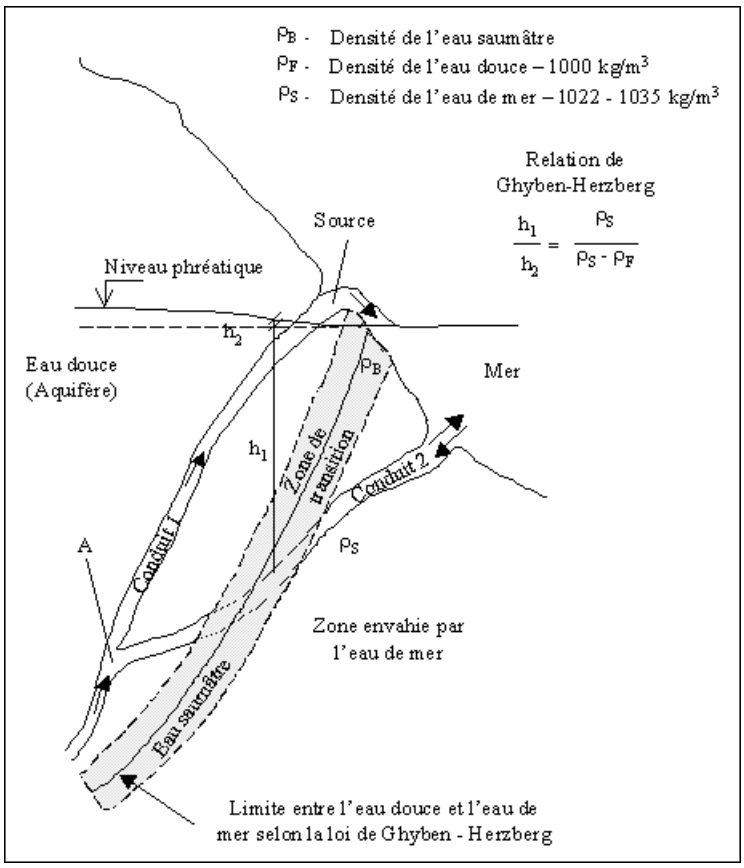


Figure 18. Schéma conceptuel général d'intrusion d'eau de mer dans l'aquifère par un conduit relié à la mer (d'après Kuscer et Kuscer, 1964).

Plus récemment, le fonctionnement hydrologique de l'île de Céphalonie a été précisé (Drogue, 1989). Selon lui, il existe un courant marin de direction sud/sud-est – nord/nord-ouest, responsable d'une hauteur de la mer supérieure au niveau de la côte sud/sud-est (environ 30 cm) qui accentuerait le phénomène de différence de charge entre les deux conduits responsables de l'entrée d'eau de mer dans l'aquifère.

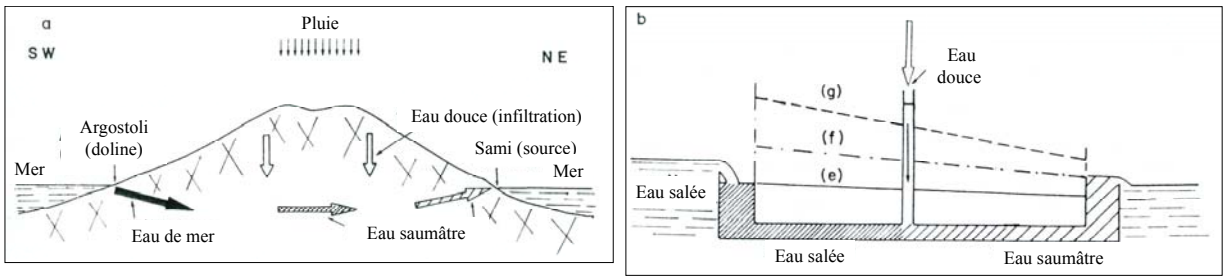


Figure 19. Modèle de fonctionnement hydrologique de l'Ile de Céphalonie (d'après Drogue, 1989)

3.2.2- Les « fontaines d'Yport » (Bassompierre et Roux, 1968)

Au nord-est d'Yport (côte normande) sur l'Estran, au pied de la falaise, existent plusieurs sources. Elles sont caractérisées par un fonctionnement particulier selon quatre groupes.

Premier groupe : la source de la plage.

La source est visible pendant les basses mers de fort coefficient. Les débits sont faibles. Le reste du temps la source est immergée, mais nous n'avons d'information ni sur cette période, ni sur les sens de circulation des eaux, ni sur les débits.

Deuxième groupe : les sources ouest.

Ce groupe compte une quinzaine de sources d'une profondeur minimale de 1,5 m sous le niveau moyen de la mer. L'eau sort en charge formant une dôme à la surface de l'exutoire. Le débit est important et la source est visible à marée basse. Comme pour la source de la plage, nous n'avons pas d'information sur la nature des écoulements à marée haute.

Troisième groupe : la source captée.

L'eau s'écoule par une large fissure, cette dernière a été aménagée en bassin de captage recouvert d'un capot, pour l'alimentation de la ville d'Yport. L'eau reste douce même lorsque la source est submergée.

Quatrième groupe : les sources est.

Ces sources ne sont visibles qu'aux basses mers de vives eaux. Nous n'avons pas d'informations lorsqu'elles sont submergées.

Au cours d'un jaugeage effectué à marée basse de vives eaux (20/09/67) sur les groupes de sources principales, il est apparu que les débits les plus forts sont observés pour les groupes de sources situées à la cote la plus basse, mais aussi que les débits de la source captée (la plus haute) diminuent fortement au cours de l'abaissement du niveau de la mer (de 525 l/s à 175 l/s en 3 heures).

Le fonctionnement hydrologique de ce système de source fut expliqué dès 1900 par Houdry (in Bassompierre et Roux, 1968). La source amont étant à une cote supérieure aux autres sources, la pression hydrostatique exercée par la mer sur les sources basses gène leur écoulement et la source haute débite davantage. Lorsque la mer se retire, la pression hydrostatique faiblit progressivement sur les sources basses dont le débit augmente, tandis qu'il diminue sur la source haute.

3.2.3- Sources sous-marines de Chekka, Liban

Ces sources, décrites sommairement dès 1929 par Gruvel, furent ensuite étudiées par Moullard et al. (1965) et Kareh (1967). Ce sont les seuls exutoires naturels des calcaires cénomano-turoniens de cette région. Kareh les relie à des crevasses plus ou moins largement ouvertes qui permettent de suivre la charge hydraulique dans l'aquifère ainsi que la qualité de l'eau à terre.

Les calcaires dans la région de Chekka sont recouverts par les marnes sénoniennes. Selon Kareh (1967), les sources sous-marines jaillissent en des points où l'épaisseur des marnes est

moindre, ou le long de fissures traversant ces marnes (figure 20).D'après lui, la couverture marneuse a permis d'éviter l'entrée complète de l'eau de mer dans l'aquifère.

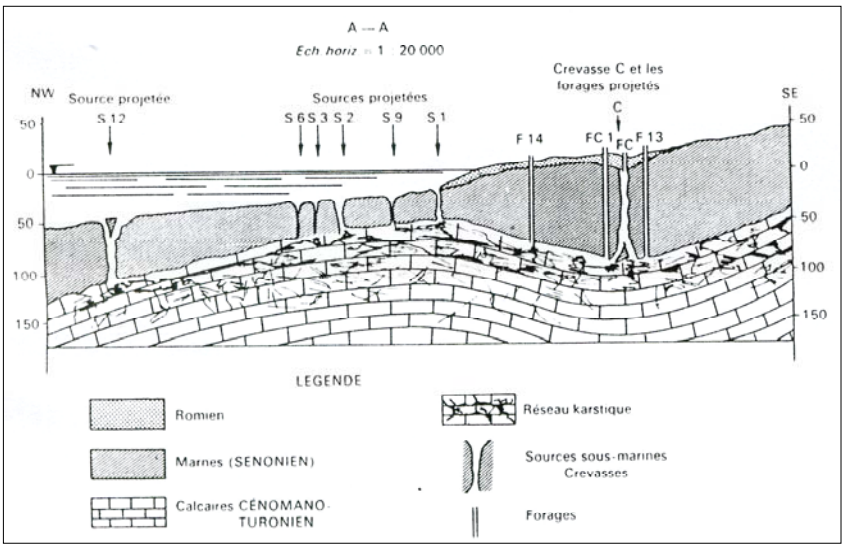


Figure 20. Sources sous-marines de Chekka (Kareh, 1967).

Ce schéma de mise en place des sources défini par Kareh est aujourd'hui remis en question par la reprise, dans le cadre du programme européen Meditate, de l'étude des sources de Chekka et de leur bassin d'alimentation. L'ensemble des sources se situe dans le prolongement d'une ancienne vallée qui incise les marnes sénoniennes jusqu'aux calcaires cénomano-turoniens et se poursuit dans la mer. Les sources actuelles pourraient être d'anciennes pertes de la rivière qui coulait là lorsque le niveau de la mer était plus bas. Des galets, témoignage du transport sédimentaire sont retrouvés au niveau des sources. Quelques sédiments littoraux (grès dunaires du quaternaire récent) se sont déposés avant l'immersion de la zone datée de l'Holocène.

Le débit de ces sources fut mesuré par Kareh (1967) en période de hautes eaux et en période d'étiage. La méthode intègre des mesures de vitesse effectuées au niveau de l'exutoire à l'aide d'un micromoulinet (cette technique présentée dans la partie 1 surestime très largement les débits). En période hivernale l'ensemble des sources s'écoule dans la mer ; leur débit total est alors considérable, estimé à 60 m^3/s, avec une salinité très faible.

En période d'étiage, certaines sources fonctionnent en sens inverse, notamment la source S12, la plus profonde et celle qui présente les plus forts débits en hiver. Le mélange eau douce-eau de mer se fait sentir assez loin à terre. Citons également qu'un essai de pompage dans une crevasse terrestre causa l'arrêt d'une des sources sous-marines permanente. La poursuite de ce pompage amena l'entrée d'eau de mer. La salinité passa de moins de 0,1 g/l à 3,4 g/l, prouvant la relation directe avec la mer.

Une mission de reconnaissance a été menée sur ce groupe de sources au cours du mois d'octobre 2004 dans le cadre du programme européen « MEDITATE » (6ème PCRD, projet INCO MPC 2001 PL509112). La crevasse décrite par Kareh n'a pu être retrouvée, probablement ensevelie sous divers détritus. La source profonde S12 a été reconnue à l'aide d'un sondeur à une profondeur de 150 m. Elle n'était pas active. Par contre les sources situées dans la zone des 30 m continuaient de couler. L'eau caractérisée par une conductivité de 36

mS/cm (salinité d'environ 23 g/l), révèle une importante proportion d'eau de mer. Les débits ont été évalués visuellement à une centaine de l/s sur la source la plus productive.

3.2.4- Port-Miou, Cassis

Cette source sous-marine est la plus célèbre de France. Connue depuis plusieurs siècles, elle reste une référence. Il semble ici intéressant d'effectuer un petit rappel historique, avant de voir, selon des études récentes, son fonctionnement hydrologique.

Dès 1725, le comte de Marsigli signalait la présence d'une puissante source sous-marine, débouché d'un fleuve souterrain émergeant dans la calanque de Port-Miou (in Martel 1933). En 1906 et 1907, une étude commandée par le ministère de l'agriculture devait décider de l'intérêt du captage de cette source. Martel chargé de cette étude, s'étant rendu à deux reprises sur la source, la première fois en période d'étiage, la seconde en période de crue, n'observa jamais le bouillonnement décrit par les pêcheurs, si bien qu'il considéra que la rivière sous-marine de Port-Miou n'existait plus. Il s'en teint à cette conclusion bien qu'ayant prélevé des échantillons (30 octobre 1907) composés de 90 % d'eau douce et 10 % d'eau de mer dans les ragagés de Port-Miou (puits naturels). Selon lui, cette composition était liée à l'infiltration d'eau douce apportée par les fortes précipitations du mois d'octobre. Il ne relia pas la présence d'eau douce à la rivière sous-marine de Port-Miou et conclut qu'il n'y avait pas lieu de songer au captage de cette source.

En 1908, suite au résultat de l'étude de Martel, Fournier déclarait que la source de Port-Miou ne se trouvait pas à l'intérieur de la calanque mais 300 mètres en pleine mer, au large de la pointe Cacao (Martin, 1968). Il fallut attendre les années 1950, l'apparition du scaphandre autonome et les premières plongées (Gallocher, 1954, Corroy et al., 1958) pour comprendre le fonctionnement de cette source (Martin, 1968).

Enfin en 1964, devant les perspectives d'une forte croissance démographique de la région et les besoins d'eau qu'elle générait, la Société des Eaux de Marseille et le BRGM reprennent l'étude du fonctionnement et des possibilités de captage de la source sous-marine de Port-Miou (Potié et Ricour, 1974, Potié, 2002).

Cette source s'écoule dans la mer à la cote - 12 m par une conduite dont la section minimum est de 100 m². Particulièrement bien développé, le réseau de conduits est en étroite relation avec le milieu marin, à des profondeurs variables. Citons par exemple la source du Bestouan dont la connexion avec la source de Port-Miou fut précisée (Potié, 1979, Potié et Tardieu, 2002).

Plusieurs phénomènes d'intrusion marine ont pu être mis en évidence à la source. Ces phénomènes sont directement liés à la géométrie du système (figure 21). Les résultats que nous avons aujourd'hui proviennent de l'étude réalisée au cours de la mise en place du barrage dans le conduit de Port-Miou.

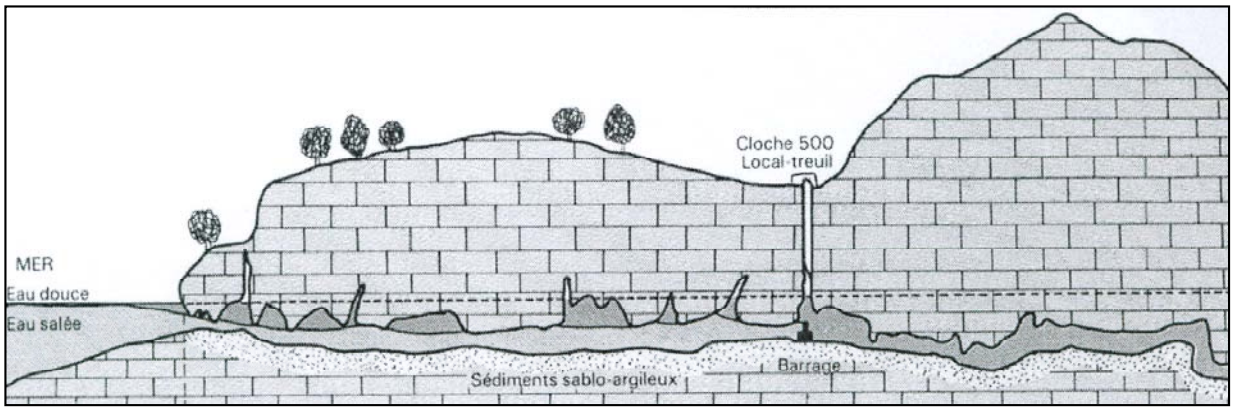


Figure 21. Coupe schématique de la source de Port-Miou (SEM-BRGM, 1974).

Les observations et les mesures effectuées ont montré que l'eau provient d'une galerie entièrement noyée qui évolue entre - 10 et - 20 m, jusqu'à 800 m de la sortie. Le conduit se poursuit ensuite par un approfondissement brutal qui a pu être reconnu en 1993 par Marc Douchet jusqu'à -148 m.

Dans cette galerie, il existe une stratification de l'écoulement liée au phénomène densitaire, l'eau douce s'écoulant vers la mer dans la partie supérieure et l'eau de mer pénètrant dans l'aquifère à la partie inférieure. Ce dispositif est identique à celui décrit par Gèze (1936, 1987) et Drogue et Bidaux (1986) pour les sources de l'Inversac (Ambressac) et de la Roubine de Vic (Languedoc).

Des mesures de salinité et de vitesse effectuées sur plusieurs sections verticales du conduit ont montré que la plupart du temps, la partie inférieure de la galerie est envahie par de l'eau très salée quasi immobile. Cette eau retourne vers la mer par effet de chasse au cours de crues importantes. La crue génère une dilution de l'eau de mer ; la salinité minimale atteinte au cours de l'étude était de 3 g/l. En période d'étiage, la salinité est de 10 g/l.

Un barrage a été édifié en deux phases pour tenter d'arrêter l'arrivée d'eau de mer. La première a consisté à mettre en place un barrage en vue d'une amélioration de la salinité qui devait séparer les deux flux d'eau. Un barrage dit « en chicane » dans la galerie fut mis en place (figure 22). Il permettait d'empêcher la pénétration directe de l'eau de mer dans le conduit mais aussi d'évacuer les crues (Potié et Ricour, 1974).

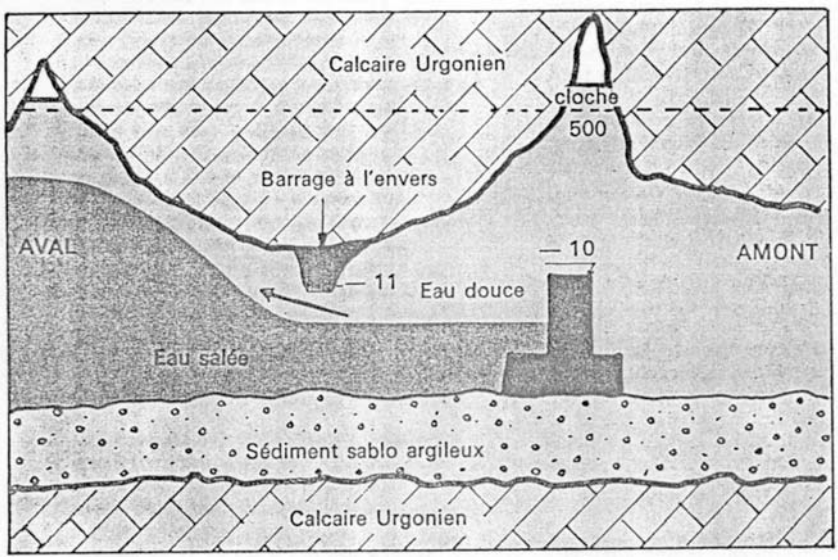


Figure 22. Barrage « en chicane » (Potié et Ricour, 1974).

Ce dispositif fut efficace puisque la salinité en étiage à l'amont de l'ouvrage est passé de 10 g/l à 6 g/l en surface et de 20 g/l à 6 g/l au fond. Cependant son effet ne fut pas suffisant puisqu'il ne permit pas de stopper l'intrusion d'eau de mer.

Lors de la deuxième phase, le barrage fut élevé, ce qui permit la mise en charge de l'aquifère (figure 23). A partir du premier barrage, l'obturation du conduit fut achevée et parallèlement un déversoir fut construit. Cet ouvrage avait pour but de mettre en charge l'aquifère jusqu'à la cote + 3,66 m.

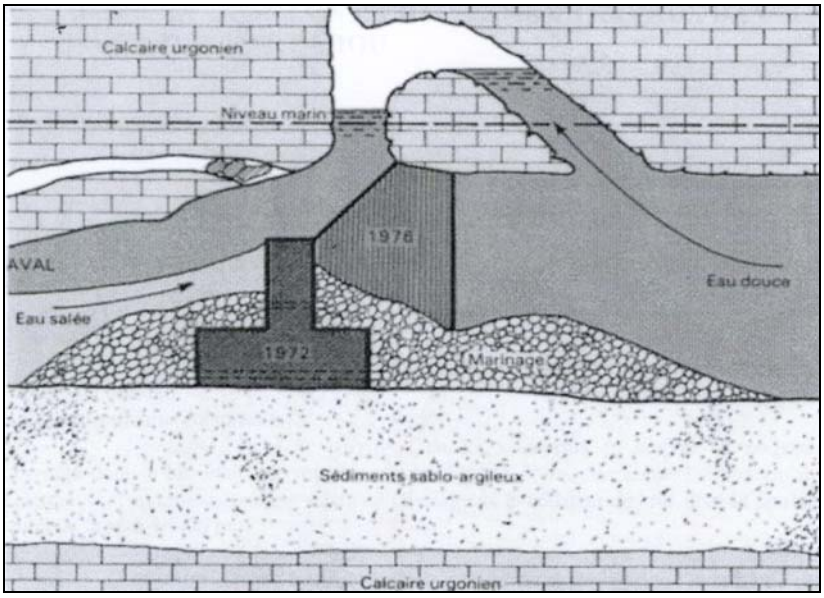


Figure 23. Deuxième barrage (Potié, 2002).

Au cours de la mise en charge de l'aquifère, la salinité diminue mais reste importante. Le second barrage n'a donc pas eu l'effet escompté puisque la mise en charge du conduit devait empêcher toute intrusion saline et que la salinité n'est pas descendue en dessous de 3 g/l. Des analyses chimiques récentes (Blavoux et al., 2004) confirment que la salinité de la source

provient bien d'un mélange avec l'eau de mer et non d'un apport de sel par des évaporites, comme cela avait été envisagé à un moment.

Dans les années 1970, des courantomètres furent disposés dans la conduite horizontale. La vitesse a été mesurée en continu, puis intégrée sur la section du conduit permettant d'évaluer les débits. Le débit moyen total (mélange d'eau douce et d'eau de mer) a alors été évalué à quelques 3 à 4 m^3/s avec une approximation de 30 à 40 %. Le débit d'eau douce est donc d'environ 2 à 3 m^3/s. Cette valeur paraissait élevée à l'époque (Potié, communication personnelle). En parallèle, les débits furent calculés à partir du bilan hydrologique pour l'impluvium supposé (surface d'environ 200 km²). Ils sont compris entre 500 et 750 l/s (Potié, 2002). Selon Potié, la différence entre les débits observés et les débits calculés peut s'expliquer par une sous-estimation du bassin d'alimentation et également par des apports « artificiels » d'eau douce comme l'irrigation ou des pertes au niveau du canal de Provence. Récemment, le débit moyen d'eau douce a été à nouveau évalué à 6 m^3/s (Gilli, 2001), cette nouvelle valeur étant associée à un bassin d'alimentation de 1000 km². La valeur du débit est différente de celle précédemment calculée, la méthode utilisée semble cependant également reposer sur l'analyse des vitesses mesurées dans les années 1970. Notons qu'il existe aujourd'hui un projet d'instrumentation de la source en vue d'une nouvelle étude hydrologique. De nouvelles données permettront certainement de préciser les paramètres hydrologiques et de lever l'incertitude sur les débits de Port-Miou et sur son bassin d'alimentation.

3.2.5- Source de la Mortola

La source Polla Rovereto, plus connue sous le nom de « source de la Mortola » fut découverte par Rovereto en 1928 (Calvino et Stefanon, 1963). Située en Italie à proximité de la frontière franco-italienne, à 800 m de la côte, elle s'écoule à une profondeur de 35 m. Etudiée dans les années 1960 par Calvino et Stefanon (1963, 1969), elle est caractérisée par une eau relativement douce toute l'année. Elle présente un exutoire principal et plusieurs sorties annexes distantes de quelques mètres. Elle s'écoule au travers d'un petit conduit bien individualisé. Stefanon (1973), après avoir déblayé le site, mit en évidence la présence d'une fracture au droit de laquelle s'écoule l'eau douce de différents exutoires plus ou moins distincts.

Les débits d'abord estimés à plus de 1 000 l/s par Rovereto puis à une centaine de l/s par Calvino et Stefanon en 1963 furent ensuite évalués à 100 l/s à l'étiage et 1 000 l/s en crue par Stefanon et Cotecchia en 1969. Gilli (1997) a, pour sa part estimé ce débit, à partir d'un bilan hydrologique, à 200 l/s. Concernant le fonctionnement de cette source étudié dans le cadre de ce travail, le débit mesuré à plusieurs reprises, de façon fiable, permet l'évaluation d'un débit moyen. Les débits mesurés apparaissent plus faibles que ceux estimés visuellement par les différents auteurs ; nous en discuterons par la suite.

3.2.6- Source de la Vise dans l'étang de Thau

La source sous-marine de la Vise est située dans l'étang côtier de Thau, au niveau de la crique de l'Angle, à 100 m de la côte à l'ouest de la commune de Balaruc-les-bains. La profondeur moyenne de l'étang est comprise entre 4 et 5 m, la source s'écoule par -30 m au fond d'un vaste entonnoir. Les premières études effectuées par le BRGM remontent aux années 1960 (Lemaire et Paloc, 1967). En 1966-1967, les travaux de reconnaissance et de captage partiel ont été menés par la Comex. Ce captage devait permettre la prise d'échantillon et la mesure d'une charge hydraulique partielle à la source. Lors de la reconnaissance préliminaire effectuée par H. Delauze (octobre 1966), le débit a été estimé entre 300 et 500 l/s. L'exutoire

fut décrit comme un conduit dans les roches calcaires bien dégagé de diamètre 0,5 m. Lors du captage partiel en janvier 1967, le conduit fut retrouvé obstrué par du sable et des graviers. Le captage fut tout de même réalisé en enfonçant de 1,1 m dans les sédiments la conduite qui permettait de remonter l'eau en surface.

Une fois le captage en place, des échantillons ont été prélevés, la conductivité était de 2,3 mS/cm (salinité égale à 1,2 g/l). Le captage devait permettre d'effectuer un suivi du fonctionnement de cette source et devait être intégré à une étude beaucoup plus vaste sur l'ensemble du système karstique de Thau. Nous ne possédons malheureusement pas d'information sur les résultats de l'étude menée. Plus tard, le même type de captage partiel fut remis en place par le BRGM, en parallèle d'une étude complète sur la région de Thau. Une partie des résultats de cette étude est présentée dans la partie 4.

3.2.7- Résurgences de « Ain Zayanah », région de Benghazi en Libye

Il existe un important réseau de conduits submergé. Il a été exploré sur 4,8 km. En surface, il existe de nombreuses dolines. Elles sont connectées au réseau de conduits de l'aquifère karstique. La connexion directe entre certaines dolines a été mise en évidence. Une étude de l'aquifère a été conduite lors de l'été de l'année 1975 (Potié, 1975), à partir de mesures effectuées sur les dolines. Ces dernières constituent des regards sur l'aquifère. La direction de drainage a été définie selon un axe nord-ouest/sud-est, l'exutoire principal de l'aquifère s'effectue dans le chenal de Blue Lagoon (figure 24).

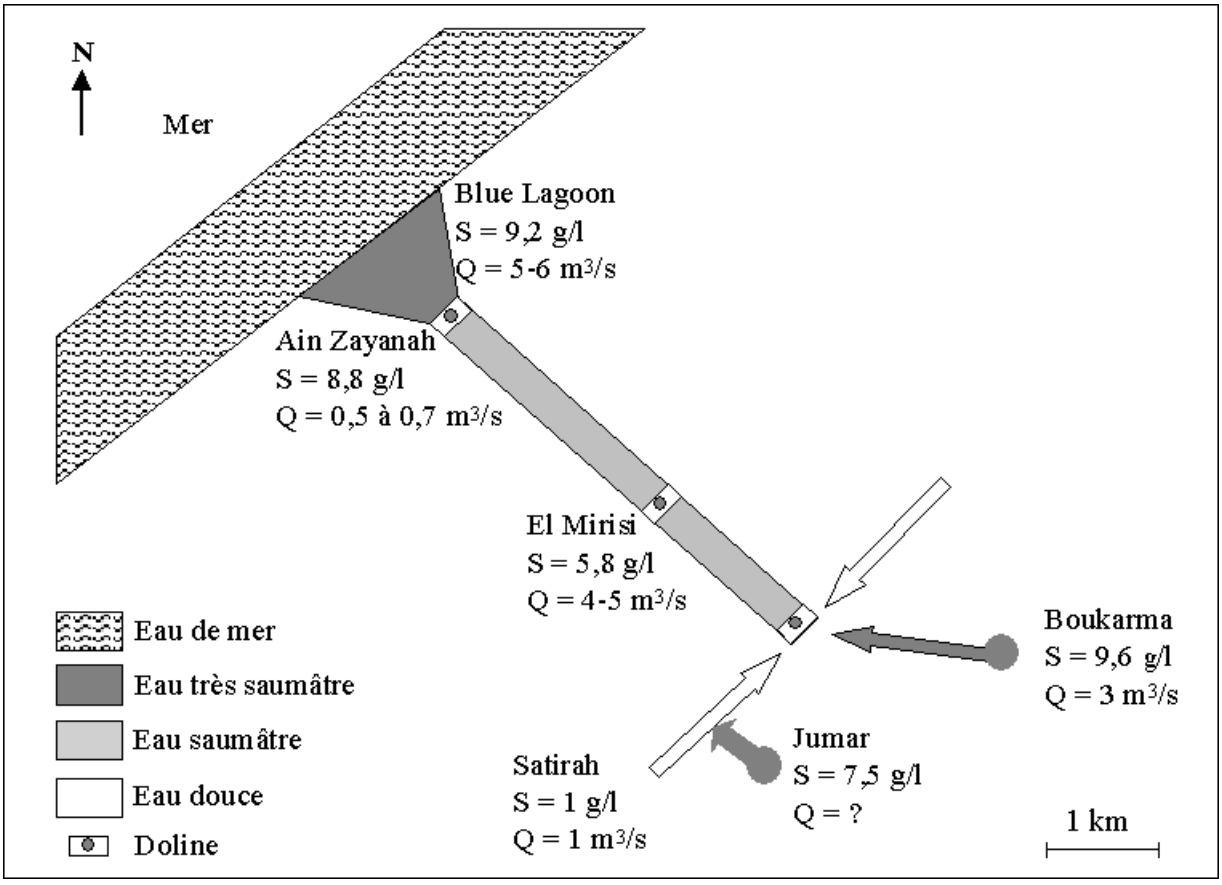


Figure 24. Structure du réseau karstique de Benghazi en Libye (d'après Potié, 1975).

En amont, l'eau dans les dolines est douce. Dans la doline de Satirah située à 4,5 km de la côte, l'eau est à 1,1 g/l. Le débit transitant par cette doline a été mesuré à l'aide de

courantomètres, il est supérieur à 1 m^3/s. A la même distance de la côte, une intrusion d'eau saumâtre s'effectue au niveau de deux dolines (Jumar et Boukarma). Le flux d'eau salé à 19 g/l remonte de conduits verticaux profonds. La remontée n'est pas continue dans le puits de Jumar. Le conduit vertical de Boukarma a été reconnu jusqu'à 80 m sous le niveau de l'eau de la doline (qui est à un peu plus d'un mètre au dessus du niveau de la mer). La profondeur de l'intrusion d'eau saumâtre est supérieure à 80 m mais sa valeur reste inconnue. Ce flux se mélange mal à l'eau douce de la doline, qui reste douce en surface (1 à 2 g/l). L'eau saumâtre est ensuite évacuée vers l'aval par des conduits horizontaux, elle forme une « rivière salée » (figure 25) dont le débit a été évalué à près de 3 m^3/s. La rivière salée est responsable de la contamination de l'aquifère en aval.

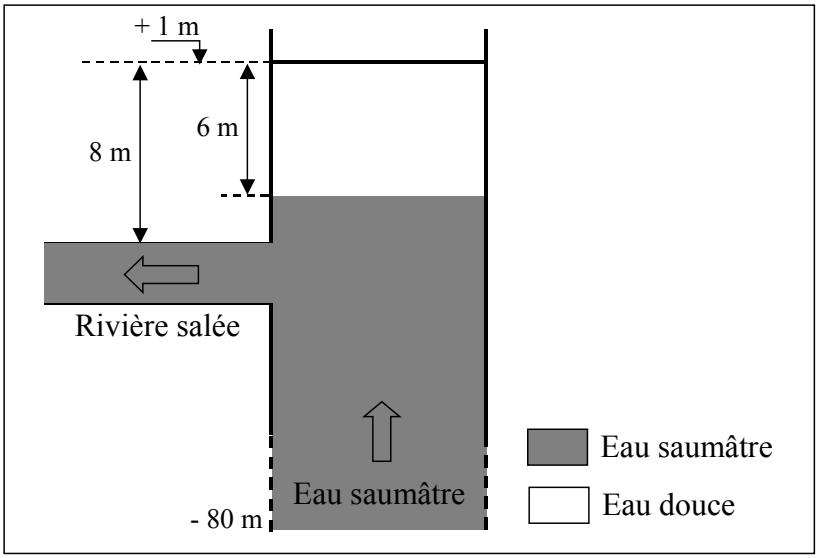


Figure 25. Représentation schématique des écoulements dans la doline de Boukarma (d'après Potié, 1975).

A la doline de El Mirisi, distante de 3,8 km de la côte, le débit moyen est de 5 m^3/s et la salinité est supérieure à 5 g/l. L'eau de l'aquifère rejoint la mer au niveau de Blue Lagoon. Le débit moyen au mois d'août 1975 était compris entre 5 et 6 m^3/s, la salinité était supérieure à 9 g/l. Il se produit une contamination tardive par l'eau de mer dans le chenal.

Pour résumer, ce réseau karstique est caractérisé par une eau douce en amont. Une intrusion d'eau saumâtre se produit à 4,5 km de la côte, elle est responsable de la salinisation de l'aquifère à l'aval. Le rapport Cl/SO_4 des échantillons prélevés dans les dolines évolue entre 5 et 7, montrant qu'il s'agit d'eau marine. Aucune datation n'a été effectuée, elle aurait permis de déterminer si les eaux proviennent d'eau marine fossile ou récente.

Dans le cadre de cette étude, Potié a envisagé le captage de l'eau du karst en aménageant un barrage du même type que celui réalisé sur la source sous-marine de Port-Miou. Le site qui fut choisi est situé en aval de la doline el Mirisi. Potié prévoyait une mise en charge de l'aquifère dans le but d'arrêter l'intrusion d'eau de mer. L'étude s'est arrêtée à ce stade et le captage n'a pas été réalisé.

3.2.8- Sources de Waikoropupu, Nouvelle Zélande

Egalement appelées sources Pupu, ce groupement de sources karstiques présente les débits les plus importants de la Nouvelle Zélande (Williams, 1977). Situées entre 14 et 17 mètres au-dessus du niveau de la mer, ces sources, légèrement saumâtres, sont en relation avec le milieu

marin par des sources sous-marines. Plusieurs de ces sources sous-marines ont été repérées entre 1 et 5 km de la côte (à environ 10 km au nord de la source Waikoropupu) et à une profondeur comprise entre 12 et 14 m (figure 26). Leurs débits sont faibles et d'après les descriptions il s'agit plutôt de sorties diffuses. La proportion d'eau de mer dans les sources terrestres évolue selon les différentes sources, les moins salées étant situées aux cotes supérieures. La proportion d'eau de mer est comprise entre 0,4 % et 0,6 %, la salinité augmentant avec les débits.

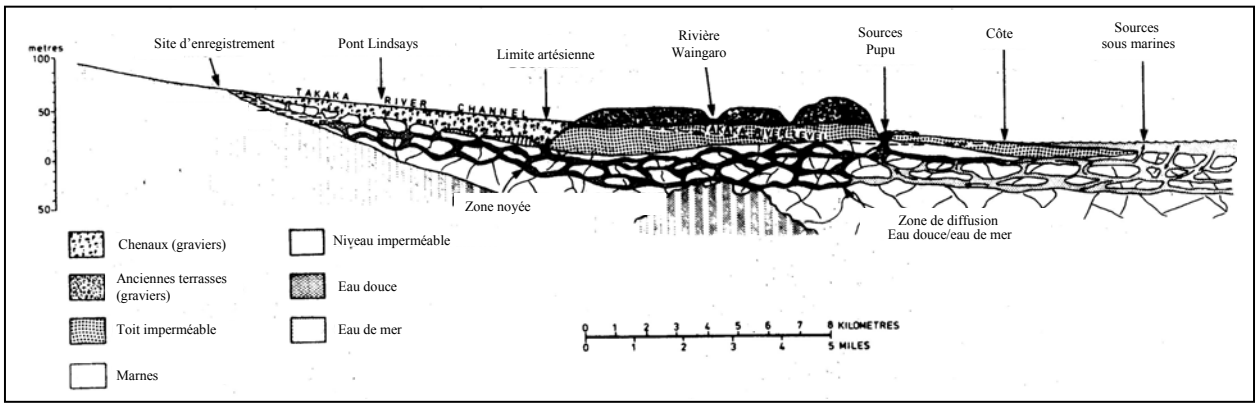


Figure 26. Réseau de drainage de la rivière Takaka et des sources de Waikoropupu (d'après Williams, 1977).

3.2.9- Source côtière de l'Almyros d'Agios Nikolaos, Crète

Cette source présente un débit moyen de 2,3 m^3/s et une teneur importante en chlorure dissous (2,5 à 3,5 g/l). Elle est caractérisée par une forte intrusion saline (environ à 12 % d'eau de mer dans les débits), et par une hauteur d'eau et un débit à la source variables en fonction de la marée (IGME/CNRS, 1996).

Selon les conditions hydrauliques, l'effet de la mer n'est pas le même.

- En période d'étiage, la salinité est inversement proportionnelle au débit : c'est l'effet du niveau de base qui est prépondérant. A marée basse, le gradient de charge hydraulique augmente, les débits augmentent et la salinité diminue. A marée haute, le phénomène est inversé.

- En période de hautes eaux c'est l'inverse : la salinité est directement proportionnelle au débit (figure 27).

Ce schéma d'intrusion d'eau de mer est prépondérant par rapport aux variations du niveau de base. Il implique la présence d'un ou plusieurs conduits karstiques ouverts sur le milieu marin en connexion hydraulique avec l'aquifère.

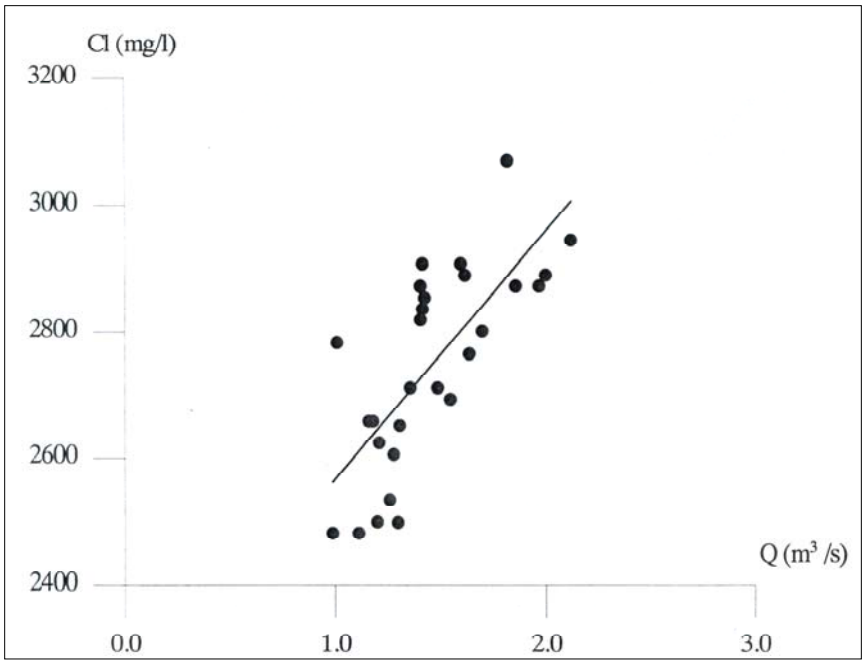


Figure 27. Concentration en chlorures à la source de l'Almyros d'Agios Nikolaos en fonction du débit (IGME/CNRS, 1996).

3.2.10- Source de Blaz, Croatie (Bonacci et Roje Bonnaci, 1997)

Le long de la côte croate de l'Adriatique, il existe plus de 300 sources côtières et sous-marines pérennes ou temporaires. Leur salinité évolue entre 10 et 18 000 mg/l de chlorure avec une répartition annuelle défavorable. En effet, c'est pendant les périodes estivales où les touristes affluent que les besoins en eau sont maximaux. Or, à cette époque, les débits des sources sont au plus bas et le degré de minéralisation le plus important, rendant certaines de ces sources impropres à la consommation. La source côtière de Blaz est une des sources principales de la côte. L'eau y est potable une partie de l'année seulement. L'étude de la source a permis d'étayer une hypothèse sur les phénomènes physiques responsables de l'intrusion d'eau salée.

Les débits de la source évoluent entre 0,1 m^3/s et 20 m^3/s avec un débit moyen de 2 m^3/s. La concentration en chlorure est comprise entre 173 mg/l et 14 800 mg/l. L'apport d'eau salée à la source est supposé dû à l'existence d'un deuxième conduit connecté à la mer. Ce dernier fonctionnerait en émergence sous-marine une partie de l'année, et absorberait l'eau de mer circulant en sens inverse le reste du temps (Kuscer, 1964, figure 18).

L'existence de ce conduit reste toutefois hypothétique car il n'a pu être localisé. L'auteur prévoit, afin d'interrompre l'intrusion, de le trouver et de le fermer. Sa profondeur est estimée à partir des charges hydrauliques à la source pour laquelle se produit l'intrusion, c'est à dire entre 0,4 mètres et 0,65 mètres, ce qui permet de déterminer que l'intrusion s'effectue entre – 15 et –30 mètres.

Cette entreprise n'a, à ce jour, jamais eu lieu. Avant tout colmatage du conduit, une sérieuse étude hydrologique du système sous-marin nous paraît nécessaire, afin notamment, de s'assurer de l'unicité du conduit et d'éviter ainsi un travail inutile.

3.2.11- Système de Moraig-Toix

Etudiée en 2000 par Cortes et al., ce système est constitué de deux conduits distants de 20 km débouchant à la cote – 12 m. Au travers du conduit de Moraig (sa section est d'une dizaine de

m²) s'écoule un flux d'eau saumâtre (plusieurs centaines de l/s). Le second conduit, celui de Toix, a une section inférieure à 2 m². Il est caractérisé par un flux d'eau de mer d'environ 500 l/s qui pénètre en continu, à l'exception des périodes de crue où le conduit fonctionne comme un exutoire du système. Le débit d'eau saumâtre peut alors atteindre 1 m^3/s à la sortie. Les conduits ont été reconnus en profondeur et de nombreux petits conduits ont été localisés le long de la côte. Le fonctionnement hydrologique de ce système sera étudié plus loin (partie 4).

3.2.12- Source de l'Almyros d'Héraklion (Crète)

Dans ces problèmes sur la salinisation de l'aquifère karstique, il semble important de rappeler l'étude réalisée par Arfib (2001) sur la source côtière saumâtre de l'Almyros d'Héraklion. Cette source située à 1 km de la côte, émerge naturellement à 3 m au-dessus du niveau de la mer. Elle est l'exutoire d'un système karstique développé dans deux formations calcaires différentes. Elle s'écoule au contact des calcaires et des sédiments marneux (figure 28). Les marnes constituent une barrière imperméable qui bloque toute communication directe avec la mer.

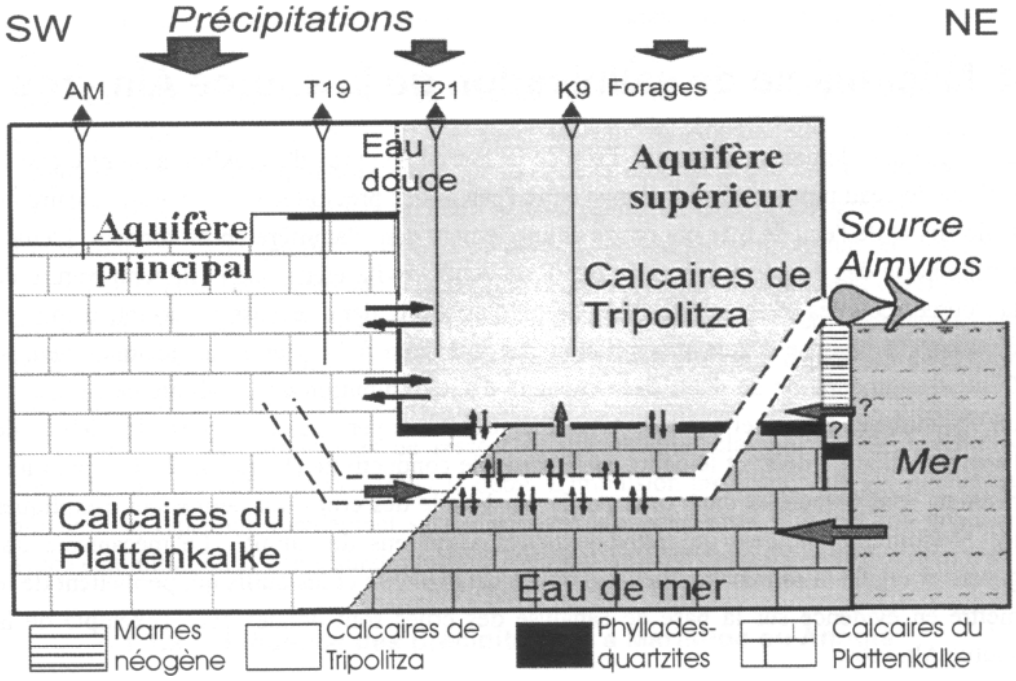


Figure 28. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement général du système karstique de l'Almyros d'Héraklion (Crète), sans échelle (Arfib, 2001).

La source est caractérisée par une salinité inversement proportionnelle au débit. Les recherches montrent que l'eau de mer présente dans la matrice calcaire fissurée pénètre dans le conduit karstique à 500 mètres de profondeur sous le niveau de la mer. Selon Arfib (2001), la quantité d'eau salée s'introduisant dans le conduit est directement liée à la différence de charge hydraulique qui existe entre l'eau douce s'écoulant dans le conduit et l'eau de mer contenue dans la matrice fissurée. La charge hydraulique de l'eau de mer dans la matrice calcaire étant constante, ce sont les variations de la charge hydraulique dans le conduit au cours du temps (liées aux variations de débit) qui commandent les différences d'infiltration. Ensuite l'eau saumâtre s'écoule rapidement sur plusieurs kilomètres jusqu'à la source.

3.3- Fonctionnement hydrologique des aquifères karstiques côtiers

3.3.1- Condition de charge hydraulique nécessaire à l'existence d'une source sous-marine

3.3.1.1- Principe général

Il est possible de déterminer la hauteur de la surface libre de la zone saturée dans le karst qui permet d'obtenir un écoulement localisé d'eau douce dans la mer (figure 29).

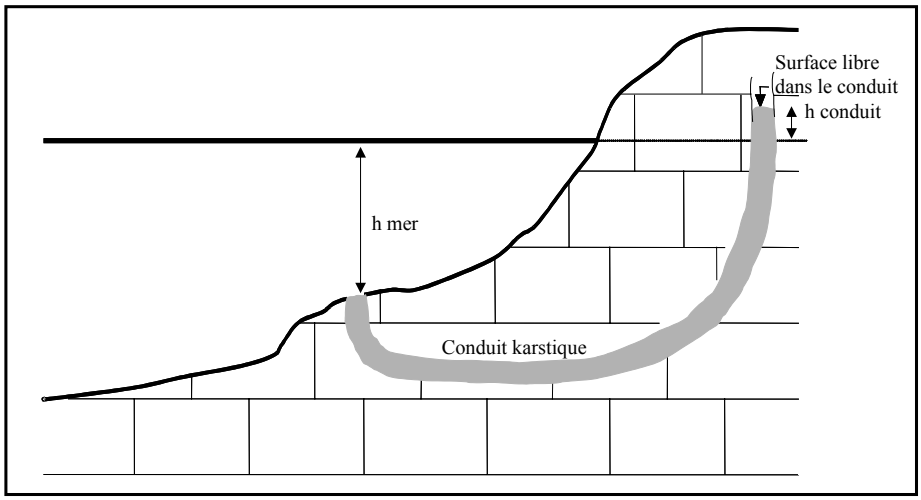


Figure 29. Représentation d'un conduit karstique en connexion avec la mer.

La pression exercée par la colonne d'eau de mer au point A (exutoire sous-marin) s'écrit :

$P_{mer} = \rho_s * g * h_{mer}$

avec P_{mer} la pression exercée par la colonne d'eau de mer ;
ρ_s la masse volumique de l'eau de mer ;
g l'accélération de la pesanteur ;
et h_{mer} la hauteur de la colonne d'eau de mer, c'est à dire la profondeur de la source.

En supposant l'écoulement en conduit sans perte de charge, la pression exercée par la colonne d'eau douce dans le conduit au point A s'écrit :

$P_{conduit} = \rho_d * g * (h_{mer} + h_{conduit})$

avec $P_{conduit}$ la pression exercée par la colonne d'eau douce ;
ρ_d la masse volumique de l'eau dans le conduit karstique ;
et $h_{conduit}$ la hauteur de la surface libre dans le conduit.

Il se produit un écoulement de l'eau de l'aquifère vers la mer lorsque :
$P_{conduit} > P_{mer}$,
Soit :
$H_{conduit} > h_{mer} * [(\rho_s / \rho_d) - 1]$

En considérant que l'eau dans le conduit karstique est douce (ρ_d = 1000 $kg.m^{-3}$) et que la masse volumique moyenne de l'eau de mer vaut 1025 $kg.m^{-3}$, il y a un écoulement lorsque :
$h_{aquifère} > h_{mer} * 0.025$

La charge hydraulique dans le conduit au niveau de la source nécessaire pour obtenir un écoulement sous-marin à une profondeur déterminée est donnée par la figure 30.

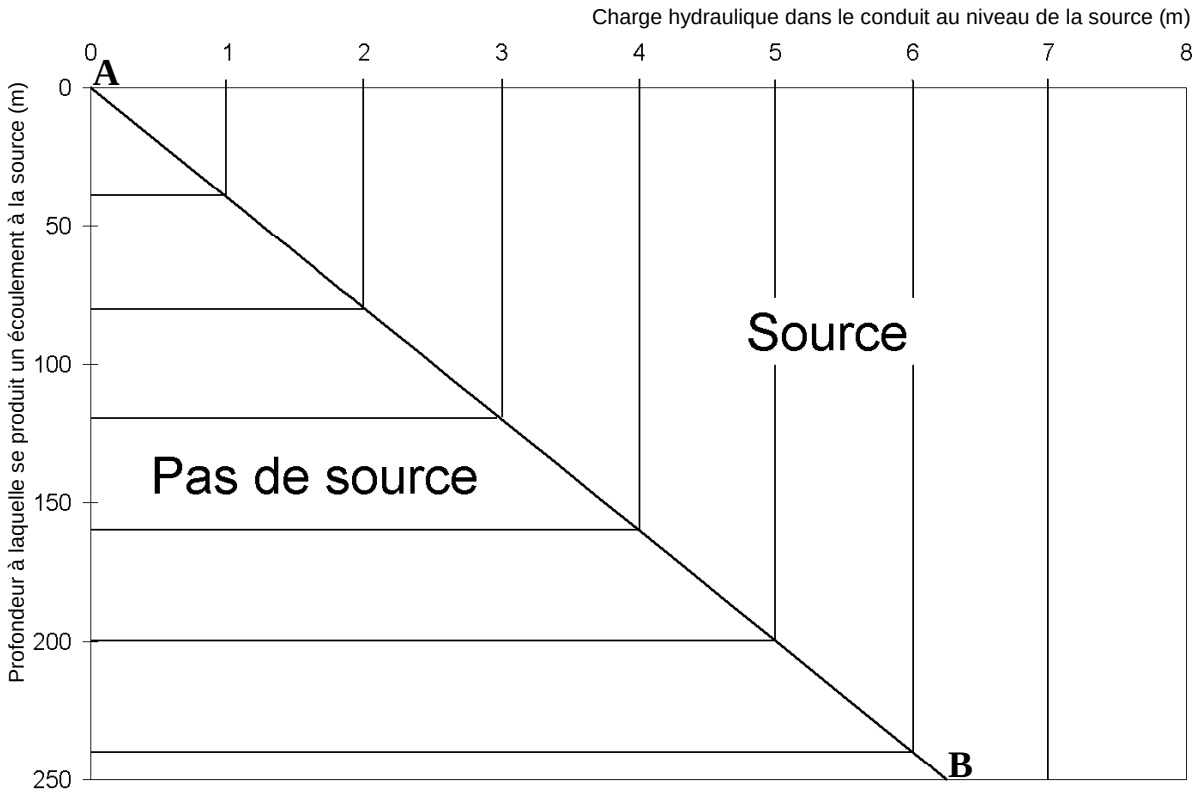


Figure 30. Profondeur à laquelle se produit un écoulement de la source en fonction de la charge hydraulique dans le conduit au niveau de la source.

Lorsqu'un point est situé au-dessus de la droite (AB), l'écoulement vers la mer est possible. Dans le cas contraire, il faut envisager un transfert d'eau de la mer vers l'aquifère. Par exemple lorsque la Grande Source de Chekka située à environ – 150 m fonctionne cela implique une hauteur d'eau de l'ordre de + 4 m dans le conduit.

Le calcul précédent sous-estime la hauteur de la surface libre dans le conduit, puisque les pertes de charge ne sont pas prises en considération. Dans les conduits karstiques où les vitesses peuvent être très fortes, la prise en compte des pertes de charge est indispensable. Lorsque l'écoulement est turbulent et en charge, la perte de charge s'exprime par la l'équation de Darcy-Weisbach :

$$\Delta h = \frac{\lambda \,.\, L \,.\, v^2}{2 \,.\, g \,.\, d_h}$$

avec Δh la perte de charge (m), λ le coefficient de frottement (sans dimension), v la vitesse moyenne de l'écoulement dans le conduit ($m.s^{-1}$), g l'accélération due à la pesanteur ($m.s^{-2}$) et d_h le diamètre hydraulique du conduit (m).

Pour revenir à l'exemple de la Grande Source de Chekka, compte tenu des pertes de charge, la surface libre dans le conduit doit être supérieure à + 4 m pour qu'il y ait écoulement. Lorsque la source fonctionne, les débits et les vitesses sont importants. Les pertes de charge étant fonction de v^2, elles deviennent probablement significatives, de l'ordre de plusieurs mètres.

3.3.1.2- Quelques définitions

Avant d'expliquer les variations qui se produisent dans les aquifères karstiques, il est nécessaire de revenir sur l'emploi de certains termes (Gèze, 1987). Ainsi le mot « estavelle » provenant de la source de l'Estavelle dans la commune de Cabrières dans l'Hérault a longtemps servi à caractériser les cavités karstiques absorbant ou évacuant alternativemment des eaux, en fonction des saisons. Malheureusement, le fonctionnement de la source de l'Estavelle n'est pas celui qu'on lui a attribué ; en réalité cette source est une source de trop plein. C'est pourquoi ce terme ne doit pas être utilisé pour décrire les conduits fonctionnant alternativement en source puis en perte.

A l'inverse, la source d'Inversac (commune de Balaruc-les-Bains, Hérault) au bord de l'étang de Thau (étang salé), étudiée dès 1740 par Astruc (in Gèze, 1987), est caractérisée par un fonctionnement de « perte-émergence ». Son nom a deux origines possibles, il provient soit de l'Occitan « Enversare » signifiant renverser, soit du Latin « Inversae aquae » (les eaux qui s'inversent). Reliée à l'étang de Thau par un canal d'environ 20 mètres, la source s'écoulait dans l'étang en hiver et, au début de l'été, les eaux de l'étang y étaient aspirées. Aujourd'hui la source est captée et il n'y a plus de communication avec l'étang. Il semble ainsi plus juste de parler d'inversac pour les conduits qui fonctionnent alternativement en source puis en perte.

3.3.1.3- Variations du gradient de charge hydraulique

En fonction du gradient de charge hydraulique entre la mer et le conduit, le conduit sous-marin s'active soit en source sous-marine, soit en perte. Pour une source sous-marine, la charge hydraulique à l'exutoire est supérieure à la charge hydraulique de la mer. A l'inverse pour une perte, c'est la charge hydraulique de la mer qui est supérieure à la charge de l'aquifère.

Les inversacs sont, liés à l'inversion du gradient de charge hydraulique entre l'aquifère et la mer. Cette inversion peut avoir deux origines. Elle peut être liée à l'évolution des charges hydrauliques dans l'aquifère au cours du cycle hydrologique. C'est le cas de la Grande Source de Chekka au Liban (Moullard et al., 1965 ; Kareh, 1967), mais aussi des « Inversacs de Bali » en Crète (Parisis, 1987), de conduits aux Bahamas (Stringfield et LeGrand, 1971 ; Kohout, 1960 ; cité par Drogue, 1996) et sur la côte croate (Kuscer, 1950 ; d'après Drogue, 1996). De même, à la fin du mois d'octobre 1961 au Monténégro dans le Golfe de Boka près de Kotor, la source sous-marine de Gurdici s'est transformée en perte contaminant la source littorale voisine de Skudra (Mijatovic, 1962). La seconde cause de l'inversion du gradient de charge hydraulique est liée à la marée : à marée haute, la charge hydraulique de la mer est supérieure à la charge hydraulique de l'eau de l'aquifère dans le conduit et c'est l'inverse à marée basse. Plusieurs cas ont été observés notamment au Maroc sur les sources d'Imsouan et au Portugal (Razack et al., 1980).

Il apparaît donc que les conditions de charge hydraulique commandent les écoulements dans le karst sous-marin. La présence de conduits à différentes profondeurs favorise d'autant plus les échanges avec la mer que les pertes de charge y sont très faibles, contrairement au reste de l'aquifère.

3.3.2- Condition de charge hydraulique pour l'existence d'une source saumâtre

3.3.2.1- Entrée d'eau de mer par « effet Venturi »

Dès 1932, Lehmann explique la salinité des sources littorales et sous-marines par la différence des vitesses de l'eau qui s'écoule vers la source (in Mijatovic, 1962). Il suppose l'existence pour chaque source, d'un rétrécissement dans le conduit principal. A cet endroit se trouve

« branché » un conduit étroit en relation avec la mer (figure 31). Lorsque l'eau circule au travers de ce rétrécissement, il se crée une dépression responsable d'une aspiration d'eau de mer. Ce phénomène est appelé intrusion d'eau de mer par « effet Venturi ». Il se traduit par une augmentation du débit d'eau de mer entrant avec l'augmentation du débit d'eau douce. Cette théorie de l'écoulement est utilisée pour expliquer les phénomènes d'intrusion d'eau de mer aux sources d'Agios Nikolaos et de Waikoropupu.

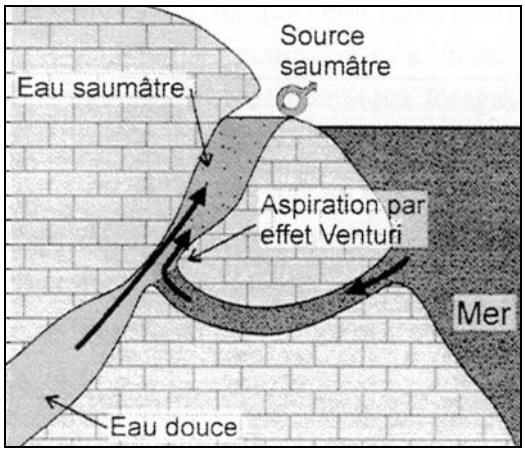


Figure 31. Schéma de l'intrusion saline dans l'aquifère par effet Venturi (Arfib, 2001).

Selon Mijatovic (1962) cette théorie est contraire aux propriétés morphologiques du karst, la karstification tendant à faire disparaître les liaisons dans un tel système. Il considère toutefois que de telles liaisons peuvent exister mais restent dans l'ensemble des phénomènes exceptionnels.

3.3.2.2- Différence de charge hydraulique due aux différences de densité entre l'eau douce et l'eau salée

3.3.2.2.1- Théorie

Plus tard Djurasin (1942, in Mijatovic, 1962) proposa une nouvelle théorie basée sur la différence de masse volumique entre l'eau douce et l'eau de mer, pour expliquer la salinité des sources littorales karstiques. Il suppose que les sources littorales et sous-marines sont reliées à un conduit plus en profondeur qui débouche sur le milieu marin (figure 18). A la jonction entre les deux conduits, tant que la charge hydraulique de l'eau de mer est supérieure à la charge hydraulique de l'eau douce, l'eau de mer contamine l'eau douce.

Kuscer et Kuscer (1964) obtiennent des conclusions identiques au cours de l'étude de sources littorales et sous-marines au Velebitski Kanal (Yougoslavie). Ce type d'intrusion où plusieurs conduits ont été mis en évidence, concerne très certainement les sources de Port-Miou, Chekka, Blaz, Moraig, Bali et Argostoli.

3.3.2.2.2- Exemple de la Mortola

Ce phénomène a pu être observé lors de la mise en place du système de captage de la source de la Mortola en juillet 2003. Avant le captage, la source de la Mortola s'écoulait naturellement à la cote – 36 m. Plusieurs petites sources annexes distantes de quelques mètres s'écoulaient à une profondeur proche (figure 32). L'eau qui s'écoulait au travers de l'ensemble des sources était douce, la salinité au cours de l'année étant inférieure à 1,5 g/l. La charge hydraulique de la Mortola était égale à la charge hydraulique des sources annexes, aux pertes de charge près (ces dernières sont considérées négligeables, les sources étant très

proches les unes des autres). La charge hydraulique de l'eau douce de l'ensemble des sources était supérieure à la charge hydraulique de la mer car les sources coulaient en permanence.

La mise en place du dispositif de captage appelé « la Tulipe », eut pour conséquence de remonter d'environ 10 m l'exutoire naturel de la source de la Mortola (figure 33). Suite à cette mise en place, il a été constaté un réel changement dans le fonctionnement de la source. Il se traduit par la production d'eau saumâtre à la sortie du dispositif de captage et une aspiration d'eau de mer au niveau des sources annexes. La mise en place du dispositif a eu pour effet de canaliser l'ensemble de l'eau douce vers le dispositif de captage en interrompant les sorties par les sources annexes et aussi d'aspirer de l'eau de mer au niveau de ces sources. Il y a deux hypothèses qui permettent d'expliquer les phénomènes observés.

La première consiste à dire que la remontée de 10 m de l'exutoire naturel a pour effet d'augmenter le gradient de charge hydraulique au niveau de la source. Il s'ensuit une augmentation des débits d'eau douce à la source, avec création d'un rabattement de la nappe. Un nouvel équilibre des charges hydrauliques se met en place au niveau de l'exutoire de la nappe. La charge hydraulique dans le conduit ayant diminuée, le gradient de charge hydraulique au niveau des sources annexes se trouve inversé. La charge de l'eau de mer, supérieure à la charge de l'eau douce dans le conduit, est responsable d'une intrusion d'eau de mer au niveau de ces petites sources.

Avant le captage on avait la relation suivante :

$H_{Mortola\ i} = \rho_d * g * h_{d\ i}$,
$H_{sources\ annexes} = H_{Mortola\ i}$,
$H_{mer\ i} = \rho_m * g * h_{m\ i}$,
Et $H_{Mortola\ i} > H_{mer\ i}$.

avec $H_{mer\ i}$ la pression de l'eau de mer au niveau de la Mortola avant le captage,
$H_{Mortola\ i}$ la pression de l'eau douce de la source de la Mortola avant le captage,
$H_{sources\ annexes}$ la pression de l'eau douce des sources annexes,
ρ_m la masse volumique de l'eau de mer,
ρ_d la masse volumique de l'eau de l'aquifère,
g l'accélération de la pesanteur,
$h_{m\ i}$ la hauteur d'eau de mer initiale,
$h_{d\ i}$ la hauteur d'eau douce initiale dans le conduit karstique.

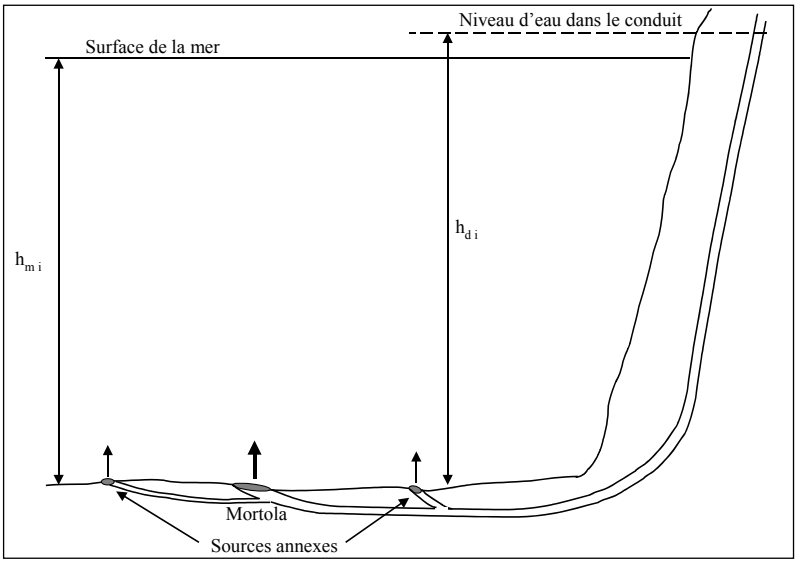


Figure 32. Système de la Mortola avant la mise en place du système de captage.

Après la mise en place du dispositif de captage les relations hydrauliques s'écrivent :

$H_{Mortola\ f} = \rho_{df} * g * (h_{d\ f} - h_{captage})$,
$H_{Mortola\ f} > H_{mer\ f}$,
$H_{sources\ annexes\ f} = \rho_{df} * g * h_{d\ f}$,
avec $h_{d\ f} < h_{d\ i}$,
$H_{sources\ annexes\ f} < H_{mer\ i}$.

avec $H_{Mortola\ f}$ la pression de l'eau douce de la source de la Mortola après le captage,
$H_{sources\ annexes\ f}$ la pression de l'eau douce des sources annexes après le captage,
ρ_{df} la masse volumique de l'eau de l'aquifère après le captage,
$h_{m\ f}$ la hauteur d'eau de mer après le captage,
$h_{d\ f}$ la hauteur d'eau douce après le captage dans le conduit karstique,
$h_{captage}$ la hauteur du dispositif de captage.

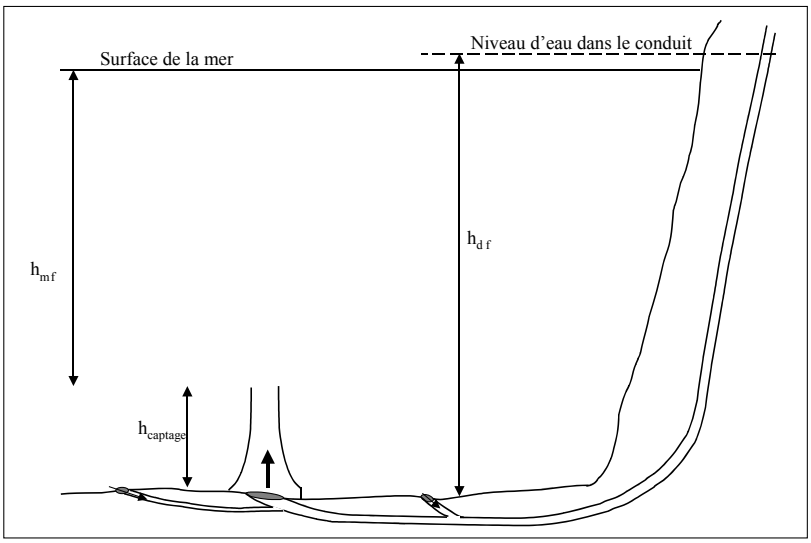


Figure 33. Système de la Mortola après la mise en place du système de captage.

Cette hypothèse rend compte de l'ensemble des phénomènes observés. Cependant deux remarques font qu'elle n'est pas valable. La première est que le rabattement de la nappe suite à la remontée de 10 m de l'exutoire devrait être d'environ 25 cm d'après la loi Ghyben-Herzberg. Cette valeur est très forte et n'est pas compatible avec le temps écoulé avant l'intrusion d'eau de mer. En effet dès la mise en place du système de captage, l'eau de mer est présente. Il faudrait un rabattement quasi instantané, ce qui n'est pas vraisemblable. La seconde remarque est que lors d'essais de mise en pression du système de captage (le dispositif est vanné, ce qui permet l'augmentation des pertes de charge dans le système de captage), l'eau circulant par la Tulipe devient douce, le débit transitant par le dispositif diminue et les petites sources fonctionnent à nouveau. Une nouvelle fois les inversions du gradient de charge hydraulique sont instantanées et montrent que les variations de charge hydraulique induites par la Tulipe sont locales.

Ceci nous amène donc à la seconde hypothèse qui consiste à considérer les variations de charge hydraulique localement au niveau du dispositif de captage. Ainsi, la remontée de l'exutoire suite à la mise en place d'un ouvrage de grande hauteur crée une diminution du poids de la colonne d'eau de mer et donc une augmentation du gradient de charge hydraulique entre le nouvel exutoire et la mer. Il se produit une augmentation des débits à cet exutoire et un rabattement localisé dans le conduit. Ce rabattement a pour conséquence la diminution locale de la charge hydraulique et se traduit par une inversion du gradient de charge

hydraulique entre le conduit et la mer au niveau des petites sources restées à une profondeur de 35 m. Du fait de l'inversion du gradient de charge hydraulique au niveau des petites sources restées ouvertes sur le milieu marin, c'est l'eau de mer qui pénètre dans le conduit, ces sources fonctionnant alors en inversac.

3.3.2.2.3- Exemple de Port-Miou

La salinisation de la source de Port-Miou est également liée aux entrées d'eau de mer dues aux différences de charge hydraulique. La source débouche d'un conduit horizontal qui, à 1700 m de la source, plonge brutalement à l'intérieur des terres jusqu'à au moins – 147 m. Ce conduit est probablement un puits de jonction entre deux niveaux de drainage (figure 34). Le réseau inférieur en connexion avec la mer serait responsable de l'intrusion d'eau de mer dans le conduit. Lors de la mise en charge du conduit grâce au barrage, la charge hydraulique en amont du barrage était de 3,66 m. Donc d'après la loi de Ghyben-Herzberg, la charge de l'eau douce est suffisante pour empêcher l'entrée d'eau de mer jusqu'à une profondeur de 146 m. Dans ce cas, la mise en charge est insuffisante, le conduit inférieur en connexion étant à une trop grande profondeur.

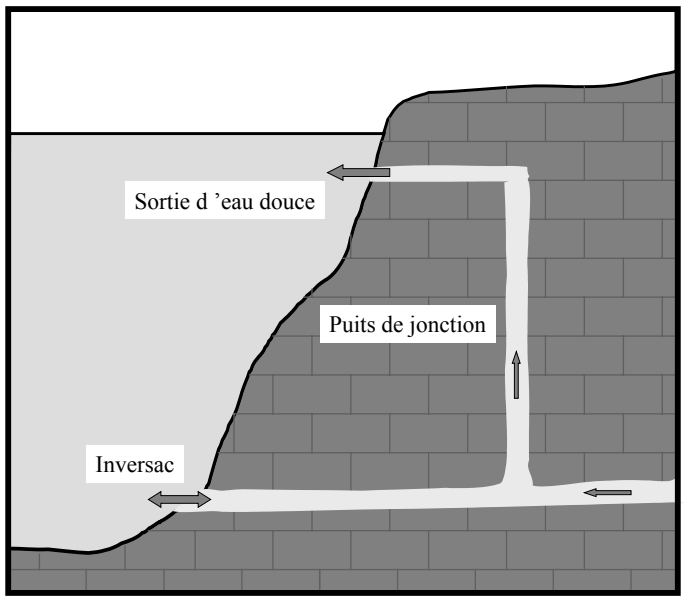


Figure 34. Schéma de la structure supposée à Port-Miou faisant intervenir un puits de jonction entre deux réseaux. Le réseau profond est à une profondeur supérieure à 150 m.

Nous avons réfléchi à la mise en place d'un nouveau barrage à Port-Miou qui permettrait cette fois ci une mise en charge suffisante dans le conduit pour interrompre les entrées d'eau de mer en profondeur. Ce barrage disposé quelques mètres à l'aval du barrage qui fut construit en 1975, devrait obturer totalement le conduit (figure 35). Il est indispensable qu'il soit équipé d'un système de vannes pour la gestion des crues et aussi pour éviter une mise en charge trop forte. Le barrage serait situé à l'aval de la « cloche 500 ». Ce site est en fait un puits reliant la surface au conduit principal de Port-Miou. Une fois le conduit obturé, le niveau monterait dans le conduit et ensuite dans le puits vertical, mettant en charge le conduit.

Le niveau et donc la mise en charge devraient être contrôlés et ajustés à l'aide de vannes sur le barrage et de pompes dans le puits (figure 35). La charge pourrait être maintenue constante et suffisamment élevée pour empêcher l'intrusion d'eau de mer. Si la charge est trop forte (mauvaise gestion des vannes, pompes …), l'eau sortirait par le conduit profond par lequel s'effectue l'entrée d'eau de mer. Il faudrait également contrôler que la mise en charge ne

débourre pas d'anciens conduits, risquant alors de créer un nouvel exutoire. Aussi, le conduit du Bestouan situé à quelques centaines de mètres à l'est du conduit de Port-Miou et à faible profondeur risque d'empêcher la mise en charge (l'eau peut s'en échapper), d'où la nécessité de contrôler les débits (entrants et sortants) à cette source. D'autres conduits plus petits non détectés pourraient aussi empêcher la mise en charge. Il faudrait tenter de les contrôler.

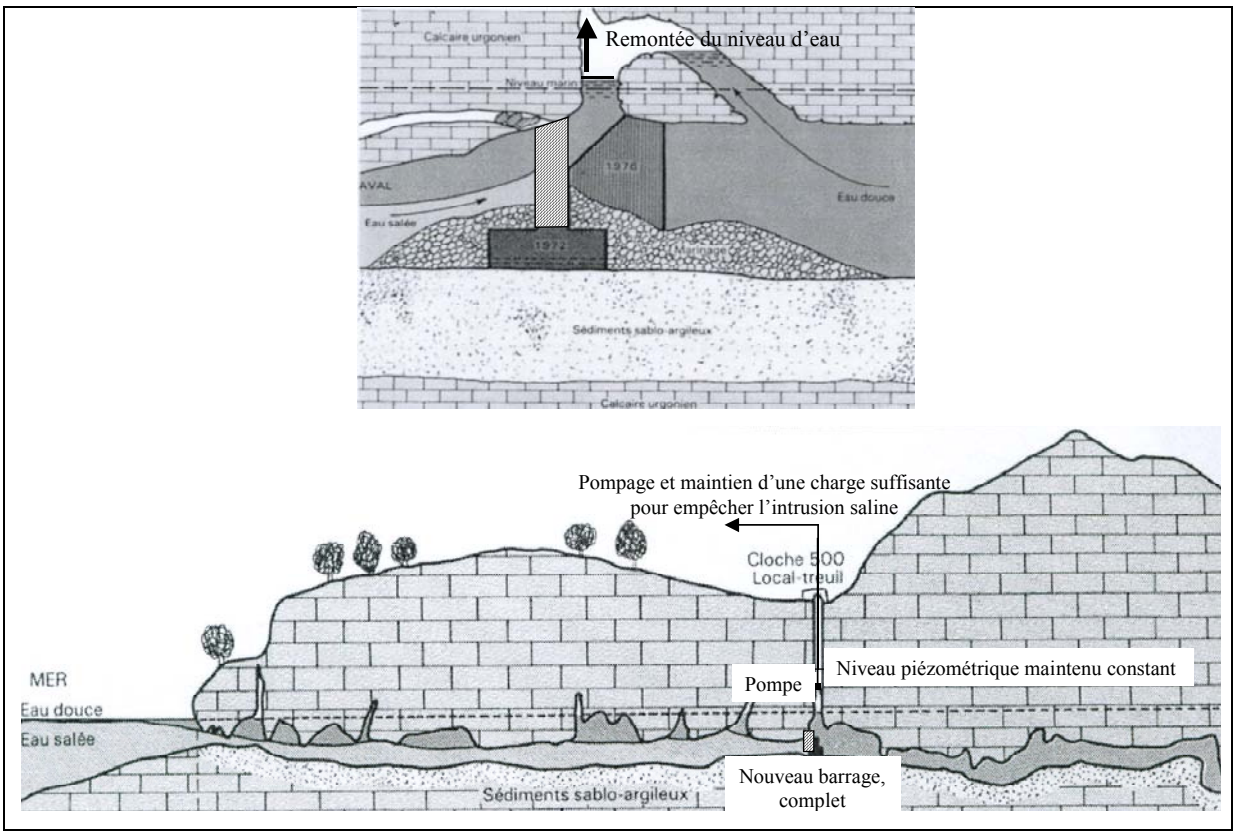


Figure 35. Proposition de mise en place d'un nouveau barrage à Port-Miou dans le but d'interrompre les intrusions d'eau de mer en profondeur.

3.3.3- Autres mécanismes responsables de l'intrusion saline

3.3.3.1- Stratification de l'écoulement

Le phénomène de stratification densitaire de l'écoulement s'observe dans les conduits karstiques sub-horizontaux, comme dans les canaux à surface libre débouchant en mer. Un flux d'eau douce ou saumâtre quitte le conduit par son sommet alors qu'un flux d'eau de mer pénètre par sa base. Un biseau salin se met en place dans le conduit. Sa position est fonction du débit d'eau sortant de l'aquifère de la dimension du conduit.

3.3.3.2- Intrusion marine à l'interface conduit / matrice, intrusion marine diffuse

Comme nous l'avons vu précédemment, la karstification peut être profonde si bien que le réseau de conduits peut traverser la zone contaminée par l'intrusion saline. L'eau de mer est présente dans la matrice micro-fissurée. Le biseau salin se trouve fortement perturbé par le flux d'eau douce dans les chenaux le traversant. La charge hydraulique dans l'aquifère contrôle les échanges entre la matrice et les conduits. Lorsque la charge hydraulique dans le conduit est supérieure à la charge hydraulique de l'eau de mer dans la matrice, de l'eau douce quitte le conduit pour s'écouler dans la matrice (expulsant l'eau de mer). Lorsque le gradient de charge hydraulique est inversé, l'eau de mer s'infiltre dans le conduit (Cotecchia, 1997 ;

Wicks et al., 1995 ; Wicks et Herman, 1996 ; Arfib, 2001 ; Arfib et Ganoulis, 2004 ; Arfib et de Marsily, 2004).

3.3.4- Profondeur des sources sous-marines et structure de l'aquifère

C'est la charge hydraulique dans l'aquifère et les pertes de charge hydraulique qui déterminent la profondeur maximale des sources sous-marines. Ceci permet d'expliquer pourquoi la profondeur des sources sous-marines est généralement comprise en 0 et – 70 m. En effet, pour obtenir un écoulement à 70 m de profondeur, il faut, d'après l'équilibre des pressions entre l'eau douce et l'eau salée, une charge hydraulique à la côte de 1,75 m, charge hydraulique déjà importante dans le cas de karsts bien drainés.

D'après Argyriadis (2003), les profondeurs des sources sous-marines karstiques sont variables, et certaines d'entre elles, selon lui, atteignent et dépassent 200 m. La présence d'une source à 200 m de profondeur implique une charge hydraulique dans les conduits supérieure à 5 m (voir figure 25). Une telle charge hydraulique dans un aquifère karstique côtier bien développé ne peut exister qu'en période de crue. C'est d'ailleurs ce qui est observé sur la grande source de Chekka au Liban (-150 m de profondeur). Elle ne coule qu'en hautes eaux. Le flux qui s'échappe alors est très élevé (évalué à 40 m^3/s par Kareh en 1967 mais certainement surestimé). Le comportement de cette source est comparable à celui d'une source de trop plein, ce qui semble montrer qu'elle est le dernier exutoire en profondeur par lequel est expulsée l'eau douce de l'aquifère.

En ce qui concerne la profondeur, seules quelques références font état d'une source à plus de 200 m (Schwerdtfeger, 1979). Il s'agit d'une source de la Baie de Rio Bueno en Jamaïque dont la description a été faite par Zans en 1951 (in Stringfield, 1966). Il rapporte l'existence d'une source dans la baie, précisant que la profondeur maximale de ce bassin est de 840 pieds (environ 250 m). Or la profondeur de la source n'est pas nécessairement associée à la profondeur du bassin et une prospection à de telles profondeurs n'était pas envisageable dans les années 1950. Il est regrettable qu'aucune autre description de cette source n'ait été faite depuis les années 1950.

Revenons sur un point important : pour obtenir une charge importante dans les conduits, il faut nécessairement un relief suffisant où puisse se développer ces conduits. On ne risque pas d'observer de sources karstiques sous-marines là où les côtes sont basses …

3.3.5- Résumé des interactions eau douce-eau salée

La situation générale décrite ci-dessus dans les échanges entre l'eau douce et l'eau salée suppose un conduit et une sortie. Le dispositif se trouve ensuite compliqué par la présence de plusieurs conduits et plusieurs sorties à des cotes différentes. Un schéma global résume ces interactions dans la figure 36 (Mijatovic, 1987). Chaque karst littoral présente des interactions avec le milieu marin. Un certain nombre de phénomènes ont été observés sur de nombreux karsts. Les différences dans le fonctionnement de chaque aquifère sont fonction de la variabilité de leur structure, liée à leur histoire, aux dimensions et au positionnement des conduits en connexion avec la mer, ainsi qu'à l'évolution de la charge hydraulique dans ces conduits.

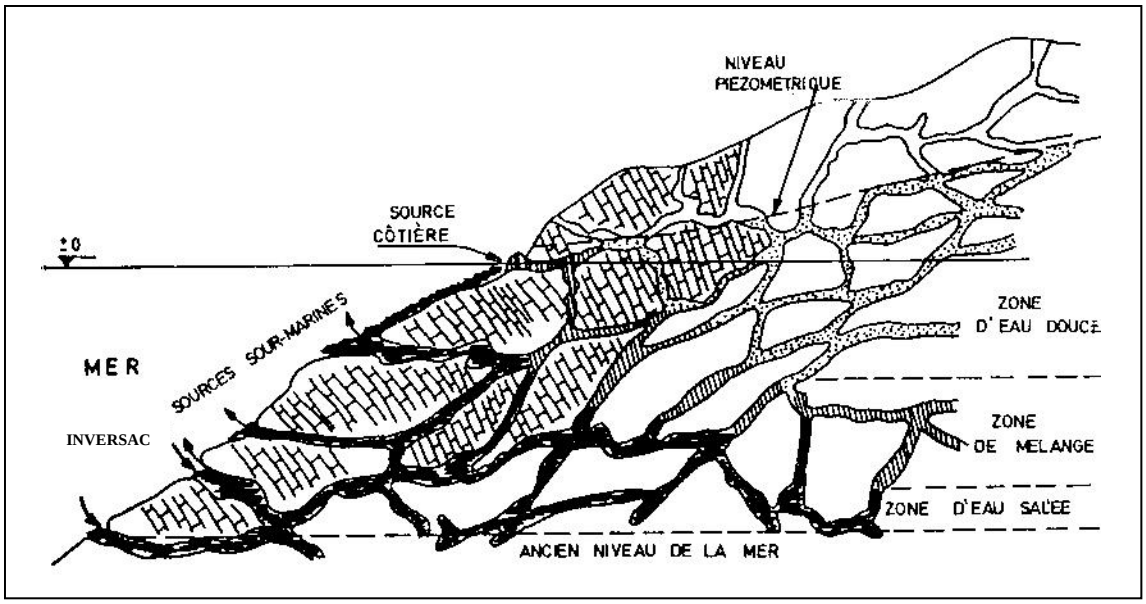


Figure 36. Schéma de circulation dans les karsts côtiers (d'après Mijatovic, 1987).

3.4- Obturation de conduit

Dans le cas de conduits multiples en connexion avec la mer, il est très fréquent qu'au moins une partie de l'année, de l'eau de mer s'infiltre par certains de ces conduits. C'est pourquoi il n'est pas rare de lire que ces conduits doivent être bouchés (Bonacci et Bonacci, 1997). Nous savons ainsi que la plupart des sources sous-marines de Chekka furent soigneusement bouchées. La plus importante des sources s'écoulant en hiver fut décrite par Kareh (1967) comme sortant de deux conduits karstiques de 1 m de diamètre profonds de 5 m. La profondeur de ces conduits est de – 26 m. Lors du repérage de cette source que nous avons effectué en octobre 2004 dans le cadre du projet MEDITATE, seuls les sommets des conduits purent être observés, l'ensemble des conduits étant remplis de pneus, rochers et divers morceaux de ferrailles. Malgré ce « bouchon », la source continuait de couler en fin d'étiage. L'eau dont le débit a été évalué à une centaine de l/s était caractérisée par une conductivité de 36 mS/cm. Il semble que le colmatage n'a ni empêché la source de s'écouler, ni interdit à l'eau de mer de pénétrer le réseau de conduits. Les raisons sont probablement liées au fait que pour des réseaux de drainage bien développés avec des niveaux de conduits multiples, le colmatage d'un ou plusieurs conduits n'empêche pas l'entrée d'eau de mer.

3.5- Risques liés à l'exploitation des aquifères karstiques côtiers par forage

Il arrive que des aquifères karstiques côtiers soient présents dans des lieux à forte concentration de population et où sévit un manque d'eau chronique. Depuis des années, de nombreux forages ont été mis en place pour palier ce manque d'eau. Or, ces forages, ont eu pour effet de créer un rabattement de la nappe. Du fait de la connexion de l'aquifère avec la mer, la diminution de la charge hydraulique dans l'aquifère s'est accompagnée d'une intrusion d'eau de mer. Elle peut avoir lieu soit par remontée de la zone de transition eau douce – eau de mer, soit par intrusion directe d'eau marine par des conduits karstiques (Tulipano, 2003). De nombreux pays sont touchés par ce risque, notamment l'Espagne (Gomez et al. 2003), l'Italie (Barrocu, 2003).

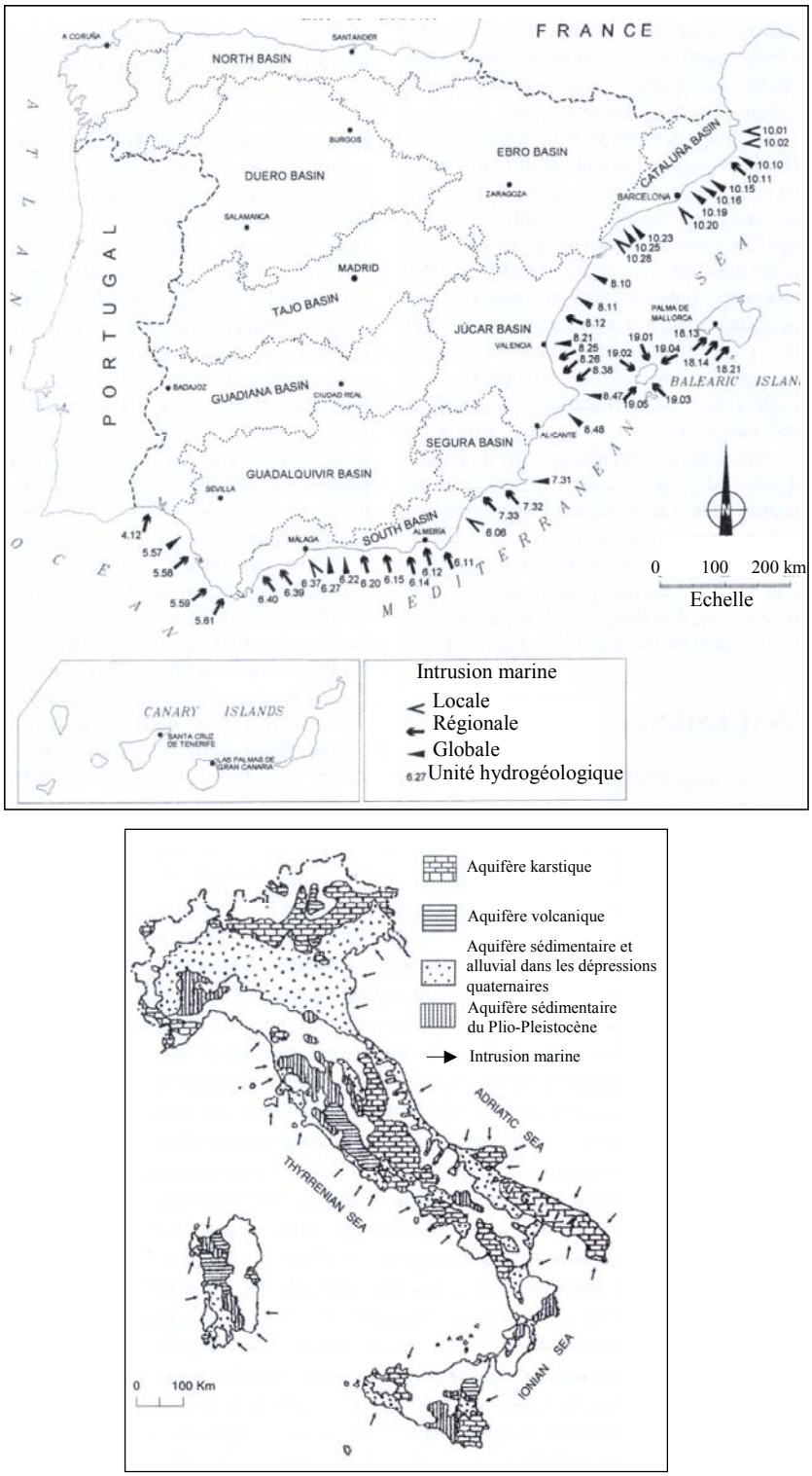


Figure 37. Salinisation des aquifère karstiques côtiers en Espagne (d'après Gomez, 2003) et en Italie (d'après Barrocu, 2003).

L'intrusion d'eau de mer dans les aquifères karstiques côtiers, est mieux connue depuis quelques années grâce au suivi de l'évolution de la qualité des eaux. Citons quelques études qui concernent l'Italie (Cotecchia, 1981, Tadolini et al., 1983, Tulipano et Fidelibus, 1984, Fidelibus et Tulipano, 1991), la Grèce (Dazy et al., 1997, Arfib, 2001), la Turquie (Yevjevich, 1985) et la Croatie (Biondic et Biondic, 2003)...

Dans le cadre de l'exploitation par forage, il est intéressant de citer la démarche originale de l'IGME sur l'île de Crète (IGME/CNRS, 1996). Elle consiste à utiliser de nombreux forages, avec un faible débit de pompage et à disposer entre ces forages et la mer un grand nombre de piézomètres de contrôle, qui permettent de détecter et de suivre une éventuelle intrusion d'eau de mer.

L'étude des sources sous-marines en vue de leur captage conduit à une interrogation : est-il avantageux de capter les eaux de sources sous-marines en mer, alors qu'il semblerait possible de les capter à partir de forages à terre ?

Deux points fondamentaux viennent s'opposer à l'utilisation de forages :

- D'abord cette méthode est assez hasardeuse. Il est difficile de recouper à terre les conduits karstiques qui débouchent en mer, puisqu'il n'existe aujourd'hui aucune méthode pour les localiser. De telles tentatives eurent lieu à l'Almyros d'Héraklion (Crète, Grèce), pour trouver un éventuel conduit en relation avec la mer ; il ne fut jamais trouvé.

- Ensuite, en imaginant que le conduit ait été trouvé, nous savons qu'une modification de la charge hydraulique dans le conduit (due au pompage), aura un impact direct sur le fonctionnement de la source, risquant d'inverser le flux d'eau dans le conduit et ainsi de contaminer l'aquifère.

C'est pourquoi, il nous semble plus approprié dans le cadre d'un captage de prélever l'eau au niveau des sources sous-marines (lorsque la qualité le permet) plutôt qu'à partir d'un forage dans l'aquifère.

Cependant dans le cas de captage à terre alors qu'il existe des exutoires sous-marins, il est fortement conseillé d'élaborer un véritable suivi des paramètres physico-chimiques de la source. L'analyse du fonctionnement des sources sous-marines conduit à la compréhension du système karstique, ce qui est indispensable dans le cadre de sa gestion. Ce suivi permet de connaître en temps réel l'évolution d'une éventuelle intrusion saline et ainsi d'apporter les éléments nécessaires à la gestion de la ressource.

4- CLASSIFICATION DES EXUTOIRES SOUS-MARINS

Contrôlées par le gradient de charge hydraulique, les sources sous-marines actuelles ne sont pas forcément d'anciennes sources terrestres submergées. Afin d'approcher leur structure et leur fonctionnement initial, il est nécessaire de reprendre les informations sur la morphologie des sources sous-marines et de les comparer aux structures karstiques actuelles. Notons cependant que la morphologie des sources n'est pas toujours connue, ce qui ne permet pas d'effectuer une typologie de l'ensemble des sources sous-marines répertoriées.

A partir des informations recueillies sur la forme des sources sous-marines, nous avons classé ces dernières en trois grands types morphologiques. Le premier comprend les sources dont l'exutoire est constitué d'un entonnoir. Le second regroupe les sources débouchant d'un conduit ou d'une grotte directement relié avec le réseau de drainage. Le troisième, les sources semblant provenir de fissures élargies en connexion possible avec un conduit.

4.1- Structure en entonnoir

De telles structures ont été observées sur de nombreuses sources sous-marines :

Source de Crescent Beach, USA (Kindinger et al., 2000)
Source S12 de Chekka, Liban (Kareh, 1967)
Deux sources (Arbanija et Slatina) de la Baie de Kastela, Croatie (Alfirevic, 1963)
Sources sous-marines de Cuba, (Gèze et Mangin, 1980)
Source de l'étang de Thau (Lemaire et Paloc, 1967)
Sources de Tarente (Cerrutti, 1948, d'après Alfirevic, 1963)

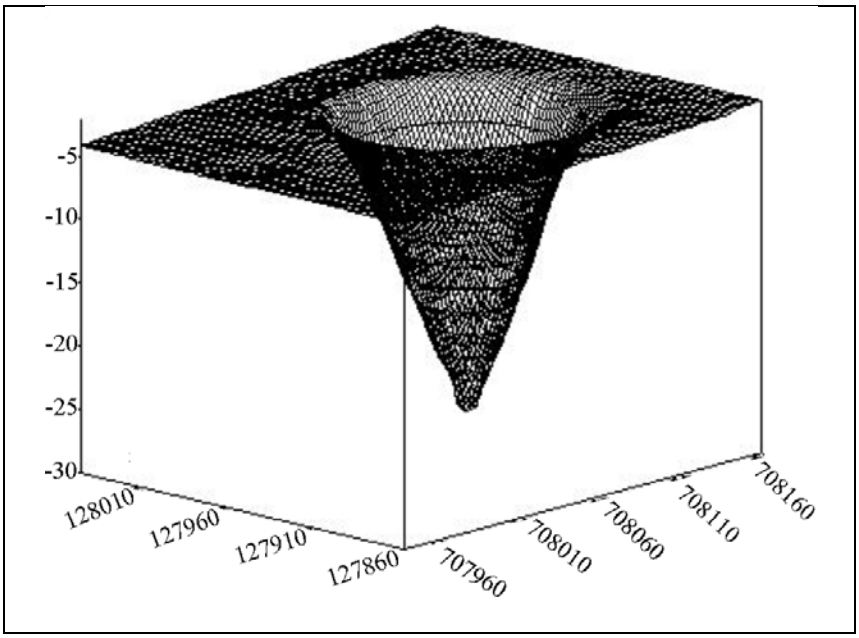


Figure 38. Structure en entonnoir de la source sous-marine de la Vise dans l'étang de Thau, les données de bathymétrie ont été fournies par le BRGM.

D'après l'étude de ces sources, il existe deux raisons à la structure en entonnoir : soit ces sources sous-marines sont d'anciennes dolines qui ont été submergées, soit elles se sont formées après la submersion de l'aquifère

4.1.1- Dolines submergées

Grâce à un gradient de charge hydraulique favorable, ces anciennes structures karstiques ont pu être réactivées en sources sous-marines. C'est le cas des sources de la baie de Kastella (Alfirevic, 1963). Les sources sous-marines de la plaine karstique méridionale de Cuba sont dans la continuité des dolines et cénotés (puits verticaux noyés connectés à un conduit horizontal) situés à terre (Gèze et Mangin, 1980), ce qui semble attester de leur ancienne nature.

Les sources de Chekka au Liban sont probablement d'anciennes pertes de rivière. Le flux d'eau de l'aquifère qui a continué de s'écouler alors que les sources étaient submergées a permis d'éviter les dépôts sédimentaires marins très localement au niveau de la source, créant ainsi cette structure particulière en entonnoir. La source de la Vise est probablement issue du même type de formation.

4.1.2- Formation « post-submersion »

Un karst peut être recouvert d'une couche sédimentaire imperméable ; si la recharge de l'aquifère est suffisante, il peut exister une circulation. Mais, lorsque l'aquifère est totalement obstrué par la couche sédimentaire et que l'infiltration continue en amont, la charge hydraulique croît créant une importante pression dans l'aquifère. L'eau se fraie un chemin pour quitter l'aquifère. Elle peut traverser la couche sédimentaire et par fracturation hydraulique et entraînement des sédiments, former une structure en entonnoir dont la profondeur dépend de l'épaisseur de la couche imperméable.

C'est le cas de la source de Crescent Beach en Floride (Swarzenski et al, 2001). Les calcaires éocènes karstifiés sont recouverts de sédiments imperméables du Miocène. Ces roches sédimentaires furent érodées permettant la connexion entre les calcaires de l'Eocène et l'océan (figure 39).

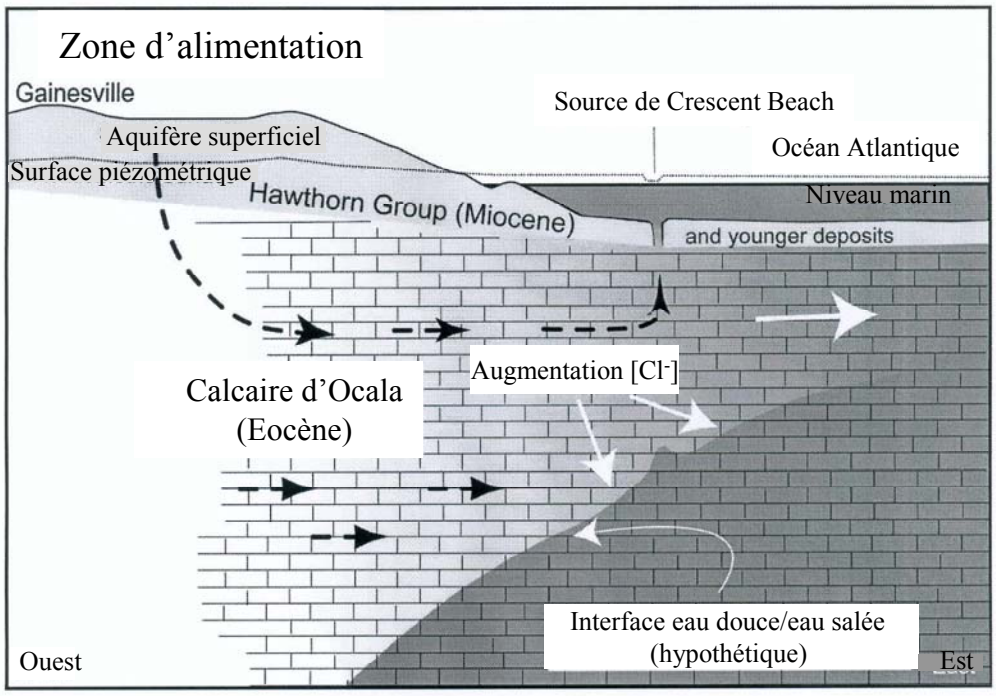


Figure 39. Section de l'aquifère côtier à proximité de la source de Crescent Beach (d'après Swarzenski et al., 2001).

4.2- Conduit ou grotte directement reliés au réseau de drainage

Plusieurs sources proviennent de conduits karstiques qui pouvaient être d'anciens conduits menant à une source ou bien des conduits par lesquels transitait l'eau de l'aquifère. C'est le cas des sources de Port-Miou et du Bestouan (Potié, 1979), de Blaz en Croatie (Bonacci et Roje-Bonacci, 1997), de Moraig en Espagne (Cortes et al., 2000), de La Falconera en Espagne (Cardona, 1990 in Fernandez Rubio et al., 2003). La source Bue Marino en Sardaigne est issue d'une grotte sous-marine en connexion avec le réseau d'écoulement (Moretti et al., 1965).

4.3- Fissures élargies

Certaines sources ne semblent pas provenir de conduits karstiques mais plutôt de fissures élargies en connexion possible avec un conduit karstique par lequel transite l'eau. Cette structure a pu être clairement observée à la Mortola où une fracture ouverte dégagée sur environ vingt mètres par Stefanon (1973) est responsable de l'écoulement de plusieurs sources, dont la principale est la source Polla Rovereto. En Sicile, de nombreuses petites sources sous-marines proviennent également de fissures dans la roche (Potié, 1976), semblant indiquer un faible degré de karstification. Une fissure de dimension réduite permet une mise en charge suffisante de l'aquifère et évite l'intrusion marine. De même plusieurs sources des «Fontaines d'Yport» (Seine Maritime) sont issues d'une fissure dans la craie (Bassompierre et Roux, 1968).

5- TYPOLOGIE DES SOURCES LITTORALES ET SOUS-MARINES

Les descriptions d'exutoires sous-marins font apparaître deux types d'exutoires : ceux qui sont peu développés, sous forme de fissures élargies, et ceux bien développés, de grandes dimensions. Ces derniers comprennent les structures de type entonnoir ou de type conduit. Nous allons tenter une classification de ces sources selon les exutoires et les informations que nous possédons sur les écoulements.

Le premier type comprend les exutoires assez mal développés sous forme de fissures élargies, parfois recouverts de sédiments détritiques. Ils donnent une impression de sorties diffuses. Les sources de la Mortola, des Fontaines d'Yport et de Waikoropupu appartiennent à ce type. Les écoulements sont en général limités. Il a également été constaté sur la source de la Mortola ainsi que sur les sources de la Fontaines d'Yport que l'eau était relativement douce tout au long du cycle hydrologique.

A l'inverse, il existe plusieurs conduits de dimensions significatives qui débouchent sur le milieu marin, comme à Chekka (Liban), à Port-Miou (France), à Céphalonie (Grèce), à la source de Blaz (Croatie), à Moraig-Toix (Espagne) et à Thau (France). Les écoulements au travers de ces conduits sont forts en période de crue, beaucoup plus faibles en période d'étiage pouvant s'arrêter complètement (source profonde de Chekka). Pour la majorité des sources citées, il existe des problèmes d'intrusion saline, l'eau est caractérisée par une forte salinité. La contamination des eaux se produit sur certaines sources durant tout le cycle hydrologique (Céphalonie, Moraig-Toix, Port-Miou) alors que sur d'autres l'intrusion marine ne se produit qu'à l'étiage (Chekka, Blaz). Il semble toutefois que la source de Thau soit assez peu marquée par ces phénomènes d'intrusion marine. Le fait que l'exutoire soit bien développé n'implique pas nécessairement que l'eau qui y circule soit mélangée à de l'eau de mer.

Il convient donc de définir deux nouveaux types d'exutoires (type 2 et 3). Le deuxième type regroupe les sources de grandes dimensions avec de forts débits et caractérisées par une intrusion d'eau de mer. Le troisième type comprend les sources de dimensions significatives, mais qui présentent peu ou pas de mélange avec l'eau de mer.

Ainsi nous allons étudier dans la suite de cette étude, trois sources appartenant chacune à un de ces types. La source de la Mortola permettra de caractériser le fonctionnement hydrogéologique des sources du premier type, la source de Moraig celui du deuxième type et enfin la source de la Vise dans l'étang de Thau caractérisera le troisième type de sources sous-marines.

PARTIE 3 – MODELISATION DU DEBIT DES SOURCES KARSTIQUES

Avant de poursuivre l'étude des aquifères karstiques côtiers, nous allons nous intéresser aux problèmes de simulation des débits des sources karstiques à partir des précipitations. Ces modèles sont proposés pour reconstruire des chroniques de débit beaucoup plus longues ; le plus souvent les précipitations ont été mesurées bien avant les débits et pour des périodes plus longues. Au moyen de ces modèles, les débits mesurés au cours d'un cycle permettent de reconstituer à partir des précipitations, avec une certaine approximation, une plus longue chronique de débit. Ces modèles aident aussi à expliquer certains mécanismes qui se produisent au sein de l'aquifère.

La modélisation des débits à partir des précipitations est particulièrement intéressante dans le cadre de l'étude des sources sous-marines, car la mesure du débit, difficile à mettre en place nécessite un suivi régulier, impliquant des interventions sous-marines fréquentes. Un des objectif de ce travail était, à partir du débit mesuré sur seulement un cycle hydrologique, de mettre en place un modèle qui permettrait de reconstituer les débits à partir des pluies et ainsi de s'affranchir d'une mesure difficile à maintenir en place sur de longues périodes pour des raisons logistiques.

1- INTRODUCTION

1.1- Origine des modèles pluie-débit en hydrologie

Pour comprendre les processus de génération des débits et aboutir à leur simulation, les hydrologues ont été obligés de remonter à l'origine de ces débits, c'est à dire aux précipitations. Les relations existantes entre ces deux grandeurs dépendent donc de l'aire d'alimentation (sous-sol et surface) du cours d'eau ou de la source.

La modélisation s'attache à donner une représentation du milieu naturel. Dawdy et O'Donnel (1965 ; in Hreiche, 2003) définissent le modèle idéal en ces termes : « le modèle idéal devrait représenter la totalité des propriétés et des processus qui se présentent dans toutes les composantes du bassin. Il devrait être exprimé en termes de paramètres physiques et préciser toutes les relations de comportement des éléments du bassin ». C'est sur cette représentation du milieu naturel que se heurte l'ensemble des modèles. En effet à l'échelle du bassin d'alimentation d'une source ou du bassin versant d'un cours d'eau, la surface est caractérisée par de très fortes hétérogénéités (nature du sol, occupation du sol par la végétation, structure de l'aquifère …). Les modèles ne pouvant prendre en compte l'ensemble des phénomènes physiques, deviennent nécessairement une simplification de la réalité de terrain.

Concernant la simulation des débits des sources karstiques, objet de cette étude, cette approximation de la réalité est d'autant plus nécessaire que le milieu karstique est marqué par une très forte hétérogénéité de son fonctionnement hydrologique, qu'il n'est pas possible de connaître sur l'ensemble de l'aquifère.

1.2- Objectif de la simulation pluie-débit

Le modèle en hydrologie et hydrogéologie a pour objectif de répondre au mieux au problème posé à partir des données disponibles. C'est à dire qu'à partir des données de précipitations, de débit et éventuellement de certaines informations de terrains, les débits doivent être simulés convenablement.

La simulation des débits des sources ou des cours d'eau répond à deux objectifs essentiels :

- la gestion de la ressource. Il s'agit à partir de la connaissance de l'état du bassin d'alimentation, de prévoir avec quelques jours ou quelques heures d'avance (selon le pas de temps de calcul du modèle), pour différents scénarios avancés, les débits de crue ou d'étiage. Ces informations sont notamment utilisées pour la gestion des risques avec la mise en œuvre d'ouvrages, dimensionnés par rapport à des événements extrêmes (crues centennales pour certains barrages par exemple) ;

- le modèle permet, après calage sur une série courte pluie-débit, de reconstituer le débit sur une période longue où seules les précipitations sont connues, permettant ainsi d'effectuer une étude statistique.

1.3- Classification des modèles pluie-débit

De nombreuses classifications des modèles ont été proposées. Selon Ambroise (1998), il y a presque autant de classifications que d'hydrologues. Toutefois il est possible de séparer les modèles en différentes catégories. Ambroise a proposé quelques clefs de différenciation des modèles :

- déterministes ou stochastiques, suivant la nature des variables, des paramètres et/ou des relations entre eux,

- empiriques ou physiques, selon la nature des relations utilisées ; avec la classe intermédiaire des modèles conceptuels, reposant sur une certaine conceptualisation du fonctionnement du système mais faisant intervenir des relations empiriques pour le décrire,

- globaux, semi-distribués ou spatialisés, suivant que le bassin versant est considéré dans l'espace comme une entité homogène, qu'il est divisé en sous-unités supposées homogènes (éventuellement des sous-bassins) ou qu'il est finement discrétisé en mailles,

- cinématiques (descriptifs) ou dynamiques (explicatifs), suivant que l'évolution temporelle du système est simplement décrite ou mise en relation avec les forces qui la génèrent.

Les différents types de modèles sont brièvement décrits ci-dessous. Nous reviendrons sur certains d'entre eux qui ont été appliqués au karst.

1.3.1- Les modèles « boîte noire »

Il s'agit de modèles globaux. Ils supposent une relation mathématique directe entre les variables d'entrée et de sortie du système, sans prise en compte de sa nature interne. Il peut s'agir de modèles empiriques globaux ou statistiques.

Les modèles de convolution sont des modèles empiriques globaux. Ils ont été mis en œuvre sur des sources karstiques. Citons par exemple la source du Baget (Mangin et Marsily, 1971 in Marsaud, 1997). Ces modèles supposent que la sortie peut être obtenue par l'opération mathématique de convolution de l'entrée par une fonction caractéristique du système, appelée réponse impulsionnelle. La déconvolution consiste à identifier, par un calcul, cette réponse impulsionnelle à partir d'un historique conjoint des entrées et des sorties (Marsily, 1978).

1.3.2- Les modèles « à réservoirs » conceptuels ou empiriques

La transformation de la pluie en débit est décomposée en une succession de tâches simulant les principaux mécanismes du cycle de l'eau (précipitation, évapotranspiration, infiltration, ruissellement, écoulement souterrain …). Ces tâches sont représentées à l'aide de réservoirs qui se remplissent et se vident au cours du temps. L'eau s'écoule d'un réservoir vers un autre selon des lois simples (loi de vidange par exemple). Ces lois sont contrôlées par les paramètres du modèle à savoir les hauteurs d'eau initiales dans le réservoir, les seuils de débordement, les temps de transfert… Certains auteurs tentent d'attribuer un sens physique aux réservoirs, mais la part de physique dans ces modèles est très limitée (Marsily, 1994).

Ces modèles comportent deux fonctions distinctes (Boisson et Thiery, 1991, in Marsaud, 1997) :

- une fonction de production qui détermine quelle quantité d'eau sera apportée au modèle et quelle quantité sera évapotranspirée ou s'infiltrera dans les horizons inférieurs ;

- une fonction de transfert ou routage qui détermine à quel moment l'eau qui n'a pas été évapotranspirée ressortira à l'exutoire du bassin ou arrivera à la nappe.

Il existe de nombreux modèles à réservoirs pour simuler les débits des sources karstiques. Marsaud (1997), s'est appliqué à présenter les principaux modèles développés dans le karst depuis les années 1960. Il expose le fonctionnement des modèles suivants :

- le modèle Méro (Méro, 1963). Utilisé à l'origine pour le calcul des pluies efficaces, il a subi de nombreuses modifications, lui permettant notamment de prendre en compte des réservoirs souterrains. Ce modèle a été utilisé pour simuler les débits de la fontaine de Vaucluse (Bouillin et al., 1973).

- le modèle Crec (Cormary et Guilbot, 1969). Ce modèle est réglé par dix paramètres, il a été utilisé pour simuler les débits de la source du Lez (Guilbot, 1975) et donne des résultats satisfaisants.

- Le modèle Bemer (Bezès, 1976), développé spécialement pour les aquifères karstiques. Ce modèle est réglé par 22 paramètres. Il a été utilisé pour simuler les débits de plusieurs sources karstiques du sud de la France (karst de Meyrargues, Fontaine de Vaucluse, Source de Fesses Madame, système aquifère de la source du mas Gentil et source de Grabels). Les résultats sont assez satisfaisants avec une tendance à surestimer les débits de basses eaux et à sous-estimer les débits de hautes eaux.

- Le modèle Tridep (Padilla-Benitez, 1990). Il s'agit d'un modèle intermédiaire entre un modèle réservoir et l'approche par convolution.

Plus récemment, les modèles Gardénia (Thiéry, 2000) et GR4 du CEMAGREF (Arfib, communication personnelle) ont été testés avec succès sur des sources karstiques, respectivement les sources du Larzac, les sources des Fontanilles et des Cent Fons (Hérault) et de l'Almyros d'Héraklion.

1.3.3- Modèles fondés sur la physique, modèles maillés.

En théorie, ces modèles sont plus efficaces que les précédents. Ils sont basés sur la prise en compte des processus physiques pour expliquer les débits à l'exutoire. L'espace à modéliser est découpé en mailles ; les paramètres hydro(géo)logiques intègrent dans chaque maille les valeurs obtenues expérimentalement, par exemple à partir d'essais de débit. Ces modèles complexes intègrent un grand nombre de paramètres sur l'ensemble des mailles le constituant (Josnin et al., 2000). Toutefois leur mise en oeuvre est compliquée, car les paramètres hydrogéologiques de chaque maille sont nombreux et plus ou moins faciles à déterminer selon l'e type d'aquifère en présence.

Cette approche est envisageable pour les milieux homogènes où les paramètres de chaque maille peuvent être évalués avec une approximation suffisante. En revanche, dans les milieux hétérogènes, comme les aquifères fracturés et les aquifères karstiques, il est nécessaire de simplifier en considérant non plus les valeurs expérimentales des paramètres, mais des valeurs « moyennes », souvent déduites d'hypothèses de travail ou d'essais de calage. On parle alors de paramètres « équivalents », qui n'ont plus de signification physique. Les paramètres identifiés n'auront qu'une valeur de paramètres de calage. Les modèles doivent alors être considérés comme de simples boîtes noires (Marsaud, 1997). C'est pourquoi il est préférable d'utiliser pour les karsts les modèles réservoirs qui présentent une plus grande souplesse d'utilisation.

1.3.4- Les modèles stochastiques (Marsaud, 1997)

Ils sont basés sur la mesure de certaines caractéristiques des séries chronologiques, caractéristiques qui sont ensuite utilisées pour reproduire ou prédire d'autres séries. L'hypothèse de base de l'utilisation de ces modèles est la stationnarité des chroniques. L'intérêt de ces modèles est de permettre la description, l'explication et la prévision des chroniques.

Cette méthode montre que le débit d'un jour donné dépend de la valeur du jour précédent ce qui correspond à la loi de Maillet. Cependant les résultats ne sont pas satisfaisants du fait de la non linéarité et de la non-stationnarité du système karstique (deux pluies identiques n'auront pas le même impact sur les débits selon le cycle hydrologique, l'état des réserves et le sol …).

1.4- Mise en œuvre d'un nouveau modèle

A partir des caractéristiques précédemment exposées sur les différents modèles, nous avons choisi le type de modèle que nous considérons le plus adapté à notre étude. Notre objectif consiste à simuler les débits de plusieurs sources karstiques de caractéristiques très différentes à partir uniquement des chroniques de précipitation et de débit qui sont dans l'ensemble réduites dans le temps. Ceci élimine donc la plupart des modèles, d'abord les modèles stochastiques qui nécessitent des chroniques sur un grand nombre d'années, puis les modèles basés sur la physique qui demandent une bonne connaissance du milieu naturel (on ne connaît en général qu'une approximation de la surface du bassin d'alimentation). Quant au modèle global, il ne pourra être utilisé que pour un seul système. Or nous recherchons un modèle qui puisse être adapté à différentes sources.

Notre choix s'est donc porté sur les modèles réservoirs. Le principe de parcimonie sera gardé à l'esprit tout au long de la simulation afin d'éviter le surparamétrage des modèles. En effet, les modèles sur-paramétrés sont confrontés au problème d'équifinalité (Beven, 1993, in Perrin, 2000) : des jeux de paramètres différents peuvent conduire à des résultats équivalents du modèle. Une large incertitude pèse sur la détermination de ces paramètres, avec

notamment de gros problèmes d'identification au cours de la procédure de calage. D'après Perrin (2000), la modélisation pluie-débit effectuée à partir des modèles réservoirs fournit des résultats satisfaisants avec moins d'une dizaine de paramètres. Trois à cinq paramètres suffisent à reproduire l'essentiel de l'information contenue dans les séries hydrologiques (Beven, 1989, in Perrin, 2000).

On peut s'interroger sur la nécessité de mettre en œuvre un nouveau modèle alors qu'il existe un grand nombre de modèles déjà développés. Ces derniers ne semblent pas adaptés aux sources karstiques sous-marines pour les raisons suivantes :

- la plupart des modèles (globaux, réservoirs et basés sur la physique) sont développés pour une source et ne peuvent être utilisés sur un autre exutoire,

- pour les modèles à réservoirs, ils présentent en général un grand nombre de paramètres,

- ces modèles ont chacun un langage de programmation qui leur est propre. Utiliser un modèle dans le but de le modifier pour l'adapter à un nouveau système implique la maîtrise de plusieurs langages de programmation.

1.5- Choix d'un outil pour la modélisation

Pour modéliser le débit des différentes sources karstiques étudiées, l'environnement de modélisation Vensim® (Ventana Systems, 1997) a été utilisé. Ce logiciel moderne se situe dans une position intermédiaire entre les modèles génériques de simulation où toutes les composantes ont été préfigurées et un langage de programmation où l'utilisateur doit tout mettre en œuvre lui même. Par comparaison avec les modèles génériques, l'environnement de modélisation offre plus de flexibilité pour représenter les systèmes d'écoulement d'eau. Il permet aussi de réduire considérablement le temps de développement du modèle par rapport à une utilisation de langages de programmation plus primaires (Kositsakulchai, 2001).

Cet outil est de plus en plus utilisé en hydrologie. Il a permis la modélisation d'un bassin versant en contexte de haute montagne tropicale (Caballero, 2001), du grand hydrosystème du bassin du Mae Klong en Thaïlande (Kositsakulchai, 2001), de bassins versants des régions montagneuses libanaises (Hreiche, 2003) mais aussi d'un bassin endoréique dans la cordillère des Andes (Condom, 2003). A notre connaissance, ce simulateur de système n'a pas encore été utilisé dans le cas de sources karstiques. Les modèles développés seront construits selon une structure de base simple. En fonction des premiers résultats de la simulation, ils seront modifiés. Les modifications d'un modèle sont aisées à réaliser : on peut ajouter des réservoirs, des seuils sur certains réservoirs ou poser certaines conditions en fonction des caractéristiques des réservoirs. Ces modifications du modèle (nécessaires à certains jeux de données), seront présentées par la suite. Le pas de temps des modèles est choisi égal à un jour.

1.6- Choix de la technique d'intégration

Vensim® offre la possibilité d'utiliser plusieurs méthodes d'intégration. Parmi les plus utilisées, il y a la méthode Runge Kutta d'ordre 4 et la méthode d'Euler. La technique Runge Kutta d'ordre 4 ne donne pas satisfaction pour les raisons suivantes :

- cette méthode n'est pas conservative et ne permet donc pas d'équilibrer le bilan hydrologique à la fin de la simulation,

- lors de l'intégration, les valeurs d'entrée sont réparties sur plusieurs jours. Par exemple pour une pluie de 10 mm le jour 1, il sort 6,3 mm le jour 2, 2,3 mm le jour 3, 0,9 mm le jour 4 ... . Ceci n'est pas valable pour le type de modèle que nous devons utiliser, car pour avoir une réponse impulsionnelle comme nous le souhaitons, les données d'entrée ne peuvent être étalées au cours du temps,

- enfin, cette méthode complexe ne permet pas de suivre pas à pas le fonctionnement des différents flux et réservoirs au cours du temps.

A l'inverse la technique d'Euler est conservative et n'induit pas de déphasage. Il est aisé de suivre pas à pas l'évolution des paramètres des différents réservoirs. Nous choisirons donc cette dernière technique d'intégration.

1.7- Choix d'un critère de performance

Pour évaluer la performance d'un modèle et pouvoir établir une comparaison avec d'autres modèles, il est nécessaire d'avoir un critère d'évaluation des performances. Il peut être quantitatif ou qualitatif. Les critères qualitatifs reposent sur des observations graphiques obtenues en comparant visuellement les débits mesurés et simulés, ils sont subjectifs. Les critères quantitatifs font appel à des évaluations numériques.

S'il existe un grand nombre de critères quantitatifs, il n'en existe pas d'universel qui permette de juger de la qualité d'ajustement d'un modèle hydrologique (Perrin, 2000). Des études comparatives ont été menées sur différents critères (Servat et Dezetter, 1991 ; Houghton-Carr, 1999, Perrin, 2000), elles ne permettent pas d'établir la supériorité d'un critère par rapport aux autres. Celui de Nash et Sutcliffe (1970) ou critère de Nash est le plus communément utilisé en hydrologie. Il s'agit d'un critère en moindres carrés. Il sera retenu pour la suite de l'étude, car il permet de faire une comparaison avec les résultats donnés par d'autres modèles.

Le critère de Nash est défini par :

$$C_{Nash} = 1 - \frac{\Sigma (Q_{mes} - Q_{sim})^2}{\Sigma (Q_{mes} - \overline{Q_{mes}})^2}$$

avec C_{Nash} le critère de Nash,
Q_{mes} le débit mesuré,
Q_{sim} le débit simulé,
$\overline{Q_{mes}}$ la moyenne du débit mesuré sur la série.

Ainsi lorsque :
$C_{Nash} = 0$ la simulation n'est pas meilleure qu'une prédiction donnant la moyenne des débits ;
$C_{Nash} < 0$ la simulation est moins bonne qu'une prédiction donnant la moyenne des débits ;
$C_{Nash} > 0,7$ la simulation est jugée correcte ;
$C_{Nash} = 1$ la simulation est identique à la réalité.

Lors du calage du modèle, on s'applique donc à ce que le critère de Nash soit le plus près possible de 1.

Le critère de Nash a pour inconvénient de donner plus de poids au débit de crue qu'au débit de base. C'est pourquoi lors de la phase de calage des modèles on s'attachera d'abord à un

critère d'évaluation qualitatif en s'assurant que le modèle représente de façon convenable à la fois les crues et les étiages.

1.8- Evaluation du modèle

Le modèle est calé sur un cycle hydrologique, son degré de qualité est alors évalué à partir du critère de Nash. Il s'agit de la phase de calage. Ensuite la modélisation est reprise sur une période plus longue qui est fonction de la durée des chroniques de pluie et de débit disponibles. On parle alors de phase de validation du modèle (Marsily, 1994). Le critère de qualité du modèle sera alors recalculé et permettra de déterminer réellement la fiabilité du modèle.

2- MISE EN ŒUVRE DU MODELE

Avant d'utiliser le modèle sur les sources karstiques sous-marines, nous allons d'abord le tester sur des sources karstiques aériennes. La modélisation est inspirée des modèles Bemer (Bezes, 1976) et GR4 (Perrin, 2000).

2.1- Données disponibles

Avant tout, je tiens à remercier les personnes qui m'ont fourni les données nécessaires à la mise en œuvre des différentes modélisations.

La modélisation sous Vensim des sources karstiques va être testée sur les sources suivantes :

- Sources du Larzac (données mises à disposition par L. Danneville (pour le Parc Naturel Régional des Grands Causses) et V. Plagnes (Université Paris VI) :
  - Homède et Lavencou (1 an de données).
  - Durzon, environ 4 ans de données (chronique de débit incomplète).
  - Cernon, 8 ans de données.
  - Espérelle, 9 ans de données.
- Milandrine (Jura Suisse), 2 ans de données (J. Perrin, Université de Neuchâtel).
- Fontaine de Vaucluse (Sud de la France), 1 an de données (C. Emblanch, Université d'Avignon).
- Rubicon (Ardennes belges), 2 ans de données (P. Meus, Liège).
- Almyros d'Héraklion, 1 an et 9 mois de données (B. Arfib, Université Paris VI et Thésalonique).

Pour chacune de ces sources karstiques, les informations hydrologiques fournies concernent : la surface du bassin d'alimentation, le débit journalier et les précipitations brutes journalières. Pour la source Milandrine, ce sont les précipitations efficaces journalières qui sont fournies à la place des précipitations brutes.

2.2- Structure du modèle

Le modèle de base est caractérisé par un réservoir de production appelé réservoir sol et deux réservoirs de routage. De ces deux réservoirs, l'un génère une vidange lente, reproduisant le tarissement et les débits d'étiage, l'autre permet de router les écoulements rapides et s'attache à reproduire les crues.

La première condition pour qu'un modèle soit de bonne qualité est d'avoir autant d'eau qui entre dans le modèle que d'eau qui en sort. Nous faisons donc l'hypothèse qu'il n'y a pas de stockage ou d'utilisation des réserves du système et nous allons utiliser le réservoir comme régulateur entre les entrées et les sorties.

2.2.1- Réservoir sol

Il permet de calculer la pluie efficace ou l'infiltration qui va alimenter les réservoirs de routage à partir des précipitations et de l'évapotranspiration réelle (ETR). La pluie efficace est déterminée de sorte que le bilan hydrologique soit bouclé. Le bilan hydrologique permet de comparer le volume d'eau sortant de l'aquifère au volume d'eau infiltré sur le bassin d'alimentation au cours d'un cycle hydrologique. Le bilan doit tenir compte de tous les apports ou prélèvements d'eau qui se produisent sur le bassin d'alimentation. Dans le cas d'une source unique, lorsque le bilan est équilibré (le volume d'eau entrant étant égal au volume d'eau sortant), la relation suivante est vérifiée :

V_{source} = Précipitations – ETR +/- q ,

avec V_{source} le volume évacué à la source pendant le cycle (m^3),
Précipitations, le volume d'eau précipité sur le bassin d'alimentation de la source (m^3),
ETR, l'évapotranspiration réelle sur le bassin (m^3),
q, les apports en m^3 vers le bassin versant (comptés positivement) ou les pertes hors du bassin d'alimentation (comptées négativement). Les apports sont en général constitués par les rivières ou l'irrigation, les pertes sont liées au pompage dans l'aquifère ou au ruissellement.

Parce qu'elles sont négligeables ou nulles pour la plupart des sources ou du fait de l'absence d'information pour les autres systèmes, les éventuelles pertes et apports sont négligés (terme q = 0). Par souci de simplification, les variations du stock d'eau dans l'aquifère seront considérées nulles entre le début et la fin d'un cycle. Pour la modélisation des systèmes précédemment décrits, on considère que :

V_{source} = Précipitations – ETR = Infiltration .

avec Infiltration le volume d'eau douce infiltrée vers la zone de transfert de l'écoulement.

Le réservoir sol va être ainsi calé à partir de la valeur de l'infiltration. La lame d'eau infiltrée annuellement est égale à :

Infiltration = V_{source} / S_{BA} ,

avec S_{BA} la surface du bassin d'alimentation en m²,
V_{source} le volume écoulé sur le cycle en m^3,
Infiltration la lame d'eau infiltrée en m sur le cycle.

Les précipitations sont des données mesurées, le seul moyen pour obtenir l'infiltration annuelle (déterminée à partir du bilan hydrologique), est de caler l'ETR. Aujourd'hui les différentes méthodes qui existent pour calculer l'ETR journalière nécessitent de connaître de nombreux paramètres tels que les températures, l'humidité atmosphérique, la nature du sol etc… Ces grandeurs physiques n'ont pas été mesurées en continu sur les bassins d'alimentation de notre étude. L'ETR est également fonction de l'état des réserves, rarement prises en compte dans les calculs. Ainsi, les différentes méthodes de calcul de l'ETR journalière semblent difficiles à mettre en oeuvre, et restent approximatives.

C'est pourquoi nous avons utilisé ici une méthode originale simple visant à caler de façon très sommaire une ETR journalière (paramètre de calage), et non plus un calcul d'ETR, qui nous permet de boucler le bilan hydrologique à l'échelle du cycle (figure 40).

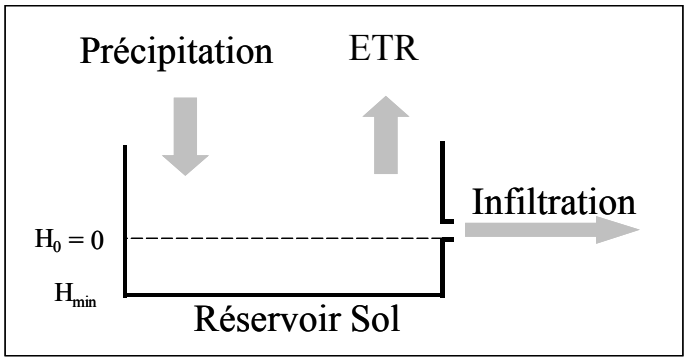


Figure 40. Structure du réservoir sol.

La méthode consiste à fixer (calage grossier) une valeur d'ETR pour chaque jour du même mois. La valeur prise pour un mois dépend du climat. Elle varie selon les différents bassins d'alimentation. On obtient une répartition du type :

Mois	ETR journalière calée (mm)
Janvier	1
Février	1
Mars	1
Avril	2
Mai	2
Juin	3
Juillet	3
Aout	2
Septembre	2
Octobre	2
Novembre	1
Décembre	1

Tableau 3. Exemple de répartition de l'ETR calée sur une année

On a pu vérifier au cours des simulations que les modèles étaient assez peu sensibles à l'ETR journalière. Des essais ont été réalisés en modifiant la répartition de l'ETR (3.1.1). Nous avons également vérifié au cours des simulations sur une longue période que les valeurs fixées pour la première année, donnent des résultats satisfaisants sur l'ensemble de la chronique (3.1.4, 3.1.5).

Le réservoir sol est caractérisé par une hauteur qui fluctue selon les entrées et les sorties du réservoir. Au temps t, cette hauteur est égale à la hauteur au pas de temps précédent à laquelle on ajoute la hauteur des précipitations et à laquelle on soustrait l'ETR et l'eau évacuée par le réservoir (Infiltration), selon la formule suivante :

$(H_{réservoir\ sol})_{t1} = (H_{réservoir\ sol})_{t0}$ + Précipitation – Evaporation - Infiltration ,

avec $H_{réservoir\ sol}$, la hauteur d'eau dans le réservoir sol et Evaporation la lame d'eau évaporée à chaque pas de temps. Toutes les variables sont des hauteurs d'eau en mm.

Les hauteurs d'eau dans ce réservoir peuvent être positives (>H_0) ou négatives (<H_0). Les valeurs négatives sont en fait un artifice de présentation de l'état du réservoir sol, lorsqu'il est soumis uniquement à l'ETR. Ces valeurs correspondent à un état de désaturation de ce réservoir. Le réservoir sol ne pourra fournir d'eau aux réservoirs situés en aval (par l'intermédiaire de l'infiltration) que lorsqu'il sera rechargé par les précipitations et que la hauteur d'eau dans le réservoir deviendra positive (supérieure à H_0).

De plus, l'ETR est maximale en été, lorsque les précipitations sont très faibles et la végétation est active. La désaturation du réservoir sol peut être très élevée. Il faut alors une importante hauteur de précipitation pour que le réservoir sol soit à nouveau saturé et pour qu'il puisse générer une infiltration appelée aussi pluie efficace, si bien que les modèles développés réagissent trop tardivement par rapport à la réalité.

Afin de permettre au réservoir sol de retrouver un état de saturation plus rapidement (la hauteur d'eau dans le réservoir sol est supérieure à H_0), une solution consiste à ajouter un seuil de désaturation (H_{min}). Le réservoir sol ne peut pas descendre en dessous de cette valeur, donc l'ETR journalière n'a plus d'incidence dans la modélisation quand la hauteur dans le réservoir est égale à H_{min}. L'ETR annuelle est égale à la somme des ETR journalières calées prises en compte dans le modèle, l'ETR journalière ne sera pas comptée pour le calcul de l'ETR annuelle lorsque la hauteur dans le réservoir sol sera égale à H_{min}. La valeur de H_{min} est normalement calée par rapport à la première précipitation qui génère une augmentation du débit après un étiage long, de sorte que le réservoir sol crée bien une infiltration à cet instant.

On a donc :

- Si $H_{min} < H_{réservoir\ sol} < H_0$, il n'y a pas d'infiltration vers l'aquifère.
- Si $H_0 < H_{réservoir\ sol}$ la lame d'eau infiltrée correspond à ($H_{réservoir\ sol} - H_0$).

2.2.2- Réservoirs de routage

Dans le modèle de base, nous utilisons deux réservoirs de routage, le premier est dit de vidange lente et le second de vidange rapide. La hauteur d'eau infiltrée est divisée en deux parties selon les coefficients de partage X_1 et X_2 affectés à chacun des réservoirs. Ces coefficients sont fixes lors d'une modélisation. Ils sont définis par calage, avec :

$0< X_1<1$, $0< X_2<1$ et $X_1 + X_2 = 1$

Les entrées dans les réservoirs de routage sont les hauteurs infiltrées en mètre et les sorties sont les hauteurs vidangées des réservoirs également en mètre. On convertit dans le modèle les hauteurs d'eau provenant du réservoir sol (l'infiltration) exprimées en mm en m. La hauteur d'eau dans le réservoir de vidange au temps t s'écrit :

$(H_{réservoir})_1 = (H_{réservoir})_0 + X * \text{Infiltration} * 10^{-3} - (H_{sortant})_1$,

avec $(H_{réservoir})_1$, la hauteur d'eau en m dans le réservoir au temps 1,
$(H_{réservoir})_0$, la hauteur d'eau en m dans le réservoir au temps 0,
X, le coefficient de partage vers le réservoir,
Infiltration, la lame d'eau infiltrée en mm (provenant du réservoir sol),
$(H_{sortant})_1$, la hauteur d'eau sortant du réservoir au temps 1 (en m).

La structure des réservoirs de routage se schématise de la façon suivante :

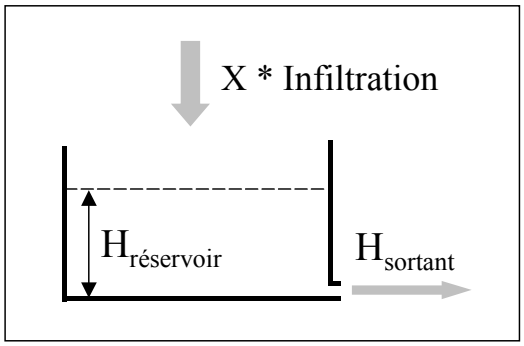


Figure 41. Structure du réservoir de vidange.

Les réservoirs de vidange linéaire sont adaptés à la simulation de l'hydrogramme. La lame d'eau sortant d'un réservoir linéaire est par définition proportionnelle à la hauteur de l'eau contenue dans ce réservoir. L'évolution de la hauteur d'eau sortant en fonction du temps est donnée par la formule de Maillet (les débits habituellement fournis dans la loi de Maillet sont ici convertis en hauteur d'eau) :

$(H_{sortant})_t = (H_{sortant})_0 * e^{-\alpha t}$

où $(H_{sortant})_t$ est la hauteur sortant au temps t, $(H_{sortant})_0$ la hauteur sortant pour t = 0 et α le coefficient de tarissement du réservoir.

Ce type de décroissance du débit (ou ici de la hauteur d'eau) correspond à la vidange d'un réservoir par l'intermédiaire d'un orifice poreux (Roche, 1963, in Bezès, 1976), caractérisé par le coefficient α.

Afin de réaliser cette décroissance exponentielle de la hauteur d'eau évacuée, nous avons adopté la méthode utilisée dans la thèse de Bezès (1976). Pour chaque jour, la hauteur quittant le réservoir est déterminée à partir de la formule suivante :

$H_{sortant} = K * H_{réservoir}$

avec $H_{sortant}$, la hauteur d'eau quittant le réservoir en m/j,
$H_{réservoir}$, la hauteur d'eau dans le réservoir en m,
K, le coefficient de vidange journalière.
et $K = 1/\alpha$

Le coefficient de vidange journalière correspond au pourcentage d'eau qui sort chaque jour du réservoir.

Les coefficients de vidange sont issus du calage. Les hauteurs d'eau initiales des réservoirs sont ajustées afin d'obtenir un état initial qui permet une simulation convenable dès le début de la chronique des données. Il y a ainsi quatre paramètres calés pour les modèles dits de base, il s'agit de H_{min}, X_1, K_1 et K_2 (la hauteur minimum du réservoir sol, le coefficient de partage entre les deux réservoirs de routage et les coefficient de vidange des deux réservoirs de routage). Le calage des paramètres se fait manuellement par essais et erreurs, la version calage automatique de Vensim® ne donnant pas de bons résultats. Signalons également que pour ces simulations le temps de calcul du modèle est très court de l'ordre de quelques secondes.

Une fois calculées, les hauteurs d'eau sortant de chacun des réservoirs sont intégrées sur l'étendue du bassin d'alimentation. Les débits issus des deux réservoirs sont ensuite additionnés, pour fournir le débit de la source.

L'architecture globale du modèle se schématise de la façon suivante.

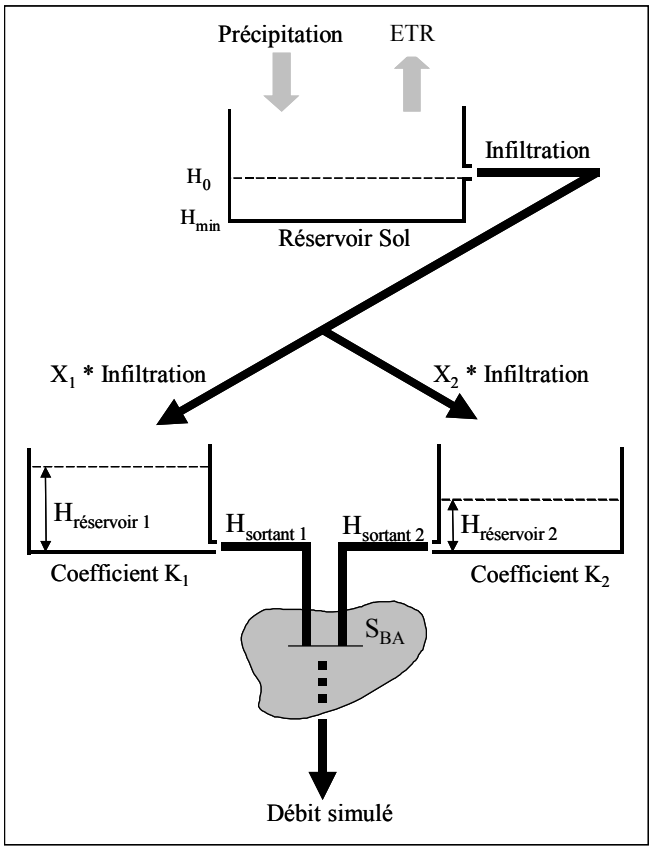


Figure 42. Architecture générale du modèle de base.

Pour la phase de validation, le même modèle est repris, la répartition de l'ETR journalière calée pour le premier cycle annuel est étendue au reste du modèle. Cette méthode implique que l'infiltration sur le cycle utilisé pour le calage du modèle est proche de l'infiltration des autres cycles hydrologiques. Sur l'ensemble des modèles, on observera que l'ETR journalière utilisée pour le calage reste relativement bien adaptée pour la phase de validation.

2.3- Décalage des données

Du fait du pas de temps de calcul (1 jour), les débits simulés ont un décalage de 1 jour avec la pluie. Une précipitation le jour 1 produira une infiltration et donc un pic de crue à partir du deuxième jour. Sur certains modèles, les débits simulés bien que décalés d'une journée restent dans l'ensemble assez proches du débit mesuré. Ceci provient probablement d'un léger retard à l'infiltration sur le bassin d'alimentation. Par contre pour de nombreux autres modèles, où l'infiltration est plus rapide, on observe un décalage d'une journée entre les pics de crue simulés et mesurés (figure 43).

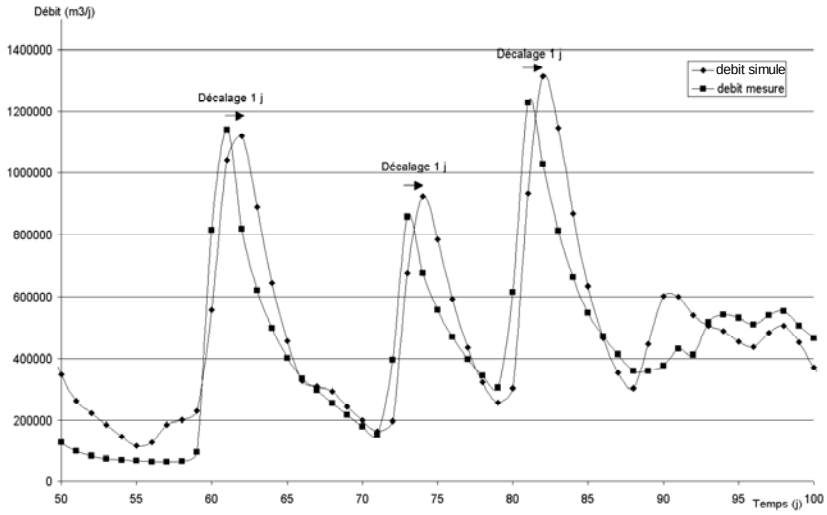


Figure 43. Exemple de décalage des débits simulés et mesurés sur la source de l'Espérelle.

Le critère de Nash particulièrement sensible aux crues va donner un poids important à ces décalages. Afin de s'affranchir de cette dérive sur la qualité du modèle liée au pas de temps du calcul, la chronique de débit simulé sera avancée d'une journée. Le critère de Nash sera fourni à la fois pour la simulation avec et sans décalage d'une journée. On pourra alors vérifier que le critère de Nash est très sensible à ce décalage.

3- MODELISATION DES DIFFERENTES SOURCES

L'objet de cette étude est de simuler les débits des sources karstiques sous-marines. Du fait du manque de données exploitables sur ces systèmes, le modèle va être testé sur différents systèmes karstiques continentaux avant d'être appliqué aux sources sous-marines.

3.1- Sources du Larzac

Le plateau du Larzac septentrional présente une structure assez simple, constituée de couches subhorizontales. On distingue deux niveaux carbonatés aquifères superposés (calcaires et dolomies jurassiques, pour l'aquifère supérieur, et du Lias pour l'aquifère inférieur) séparés par un imperméable épais : les marnes du Lias. La principale caractéristique de ce karst est le développement modeste de cavités karstiques et de réseaux karstiques. La densité des cavités est inférieure à 1,1/km². Ce karst est et a toujours été unaire (l'ensemble de l'impluvium est constitué de terrains karstifiables).

Le plateau du Larzac est séparé en plusieurs bassins (figure 44). Les écoulements souterrains sont concentrés en un nombre réduit de sources pérennes à débit relativement élevé. La variabilité des débits entre l'étiage et les hautes eaux est très forte. Des traçages artificiels ont révélé des vitesses de circulation souterraines élevées (supérieures à 200 m/h sur le bassin du Durzon). Compte tenu de sa situation géographique (France méridionale) et de son altitude (700 à 900 m), le plateau du Larzac septentrional est soumis à des conditions climatiques où se mèlent les influences des régions méditerranéennes, océaniques et continentales. Les précipitations sont abondantes (800 à 1700 mm) et particulièrement irrégulières. Nous allons modéliser les débits des principales sources qui drainent les eaux souterraines de ce plateau karstique. La description des sources et de leur bassin d'alimentation ainsi que la connaissance de leur fonctionnement sont issus des travaux de Ricard et Bakalowicz (1996) et Plagnes (1997).

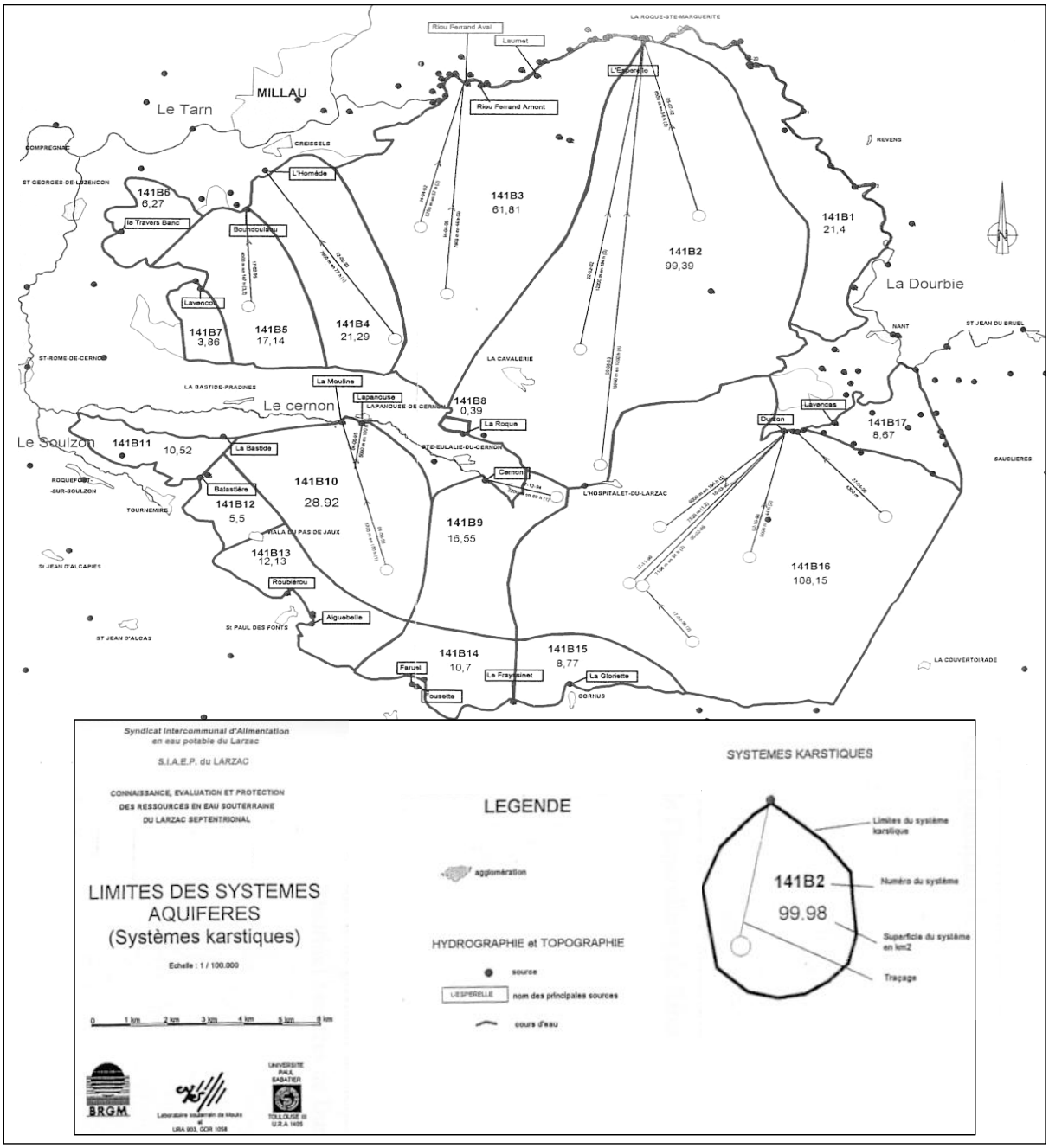


Figure 44. Limites des bassins d'alimentation des sources du Larzac (Plagnes, 1997).

3.1.1- Homède

Cette source est située à 198 m d'altitude (NGF). La superficie du bassin d'alimentation est de 21,3 km². Les débits moyens sont de 600 l/s, ils évoluent entre 46 l/s et 5,5 m^3/s. La source est utilisée pour l'AEP d'un village et pour une pisciculture. Les données de précipitation brute et de débit au pas de temps journalier sont utilisées du 26/06/95 au 31/07/96. L'infiltration sur la période (402 jours) est calculée à partir du volume d'eau écoulée sur cette période (20.10^6 m^3) : elle est de 940 mm. La chronique permet de caler le modèle mais ne permet pas de le tester en validation.

Le modèle simple à quatre paramètres calés (H_{min} = - 290 mm ; X_1 = 0,5 ; K_1 = 0,008 ; K_2 = 0,3) donne satisfaction avec un décalage d'un jour sur la chronique de débit simulée (figure

45). Le critère de Nash pour la phase de calage vaut 79 % sans décalage et 86 % avec un décalage d'un jour.

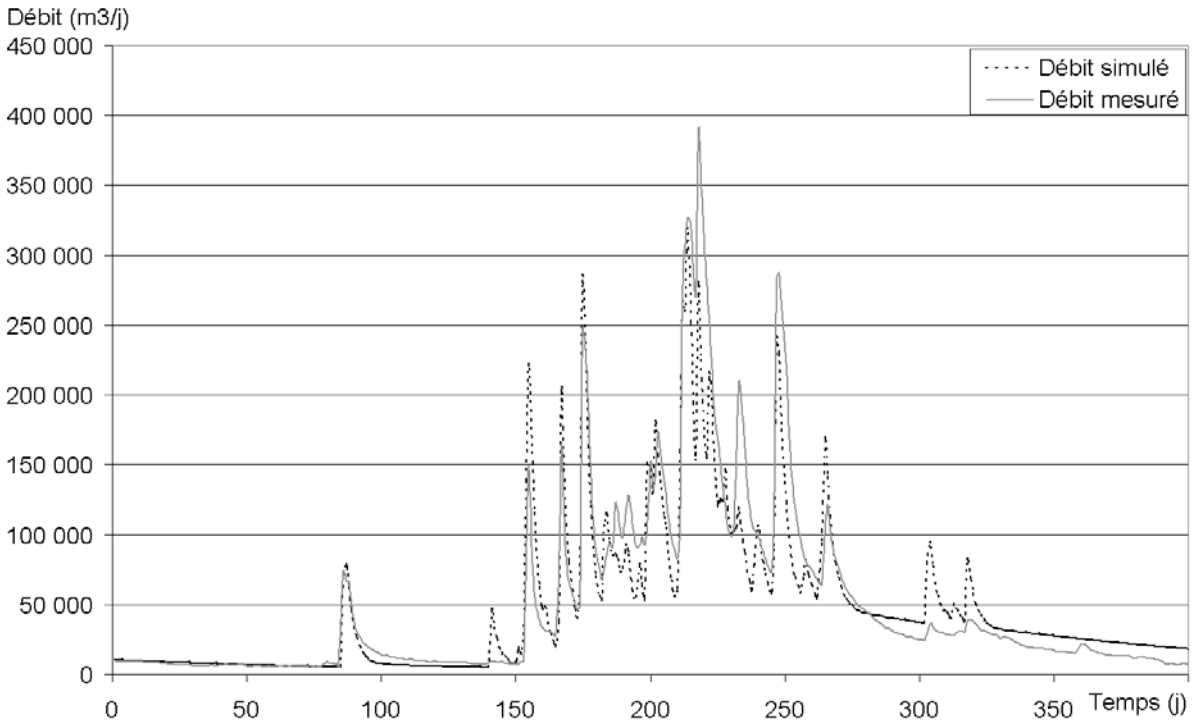


Figure 45. Résultats graphiques de la phase de calage sur la source d'Homède avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulée (simulation 1).

Nous avons pu vérifier que la distribution de l'ETR journalière a un rôle limité. Ce qui compte, c'est que l'infiltration calculée à partir de l'ETR journalière calée soit bien calée à partir de la valeur déterminée par le bilan hydrologique. Pour la simulation 1 (figure 45) l'infiltration vaut 945 mm. Le modèle a été à nouveau testé avec un second jeu de données d'ETR journalière (représenté dans la figure 46). Il donne des résultats graphiques comparables (figure 45 et 47). Le critère de Nash est égal pour ces deux simulations. On remarque toutefois quelques différences, ainsi la simulation 2 représente mieux les premières crues du cycle que la simulation 1. Par contre, les étiages sont mieux décrits dans la simulation 1. L'infiltration pour la seconde simulation est un peu plus faible que celle calculée pour la première simulation, elle est de 854 mm. On remarque que les simulations restent convenables bien qu'il existe une légère différence (ici de 10 %) entre l'infiltration calculée par le bilan hydrologique et l'infiltration simulée.

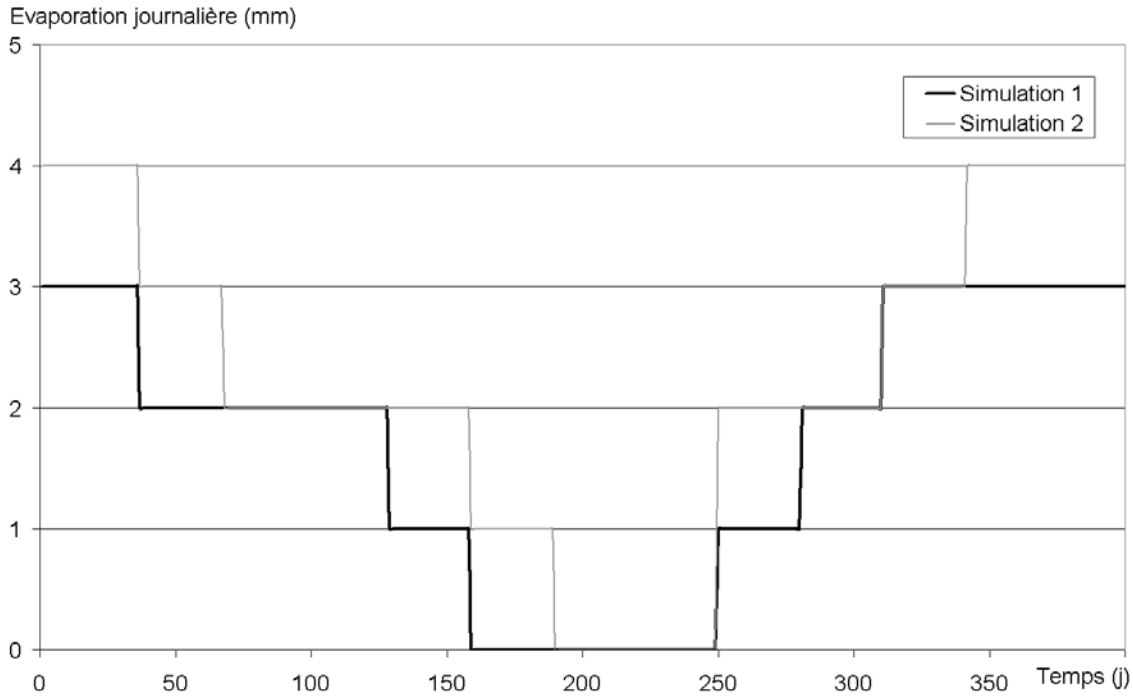


Figure 46. Evaporation journalière utilisée pour deux simulations à partir du modèle développé sur la source Homède.

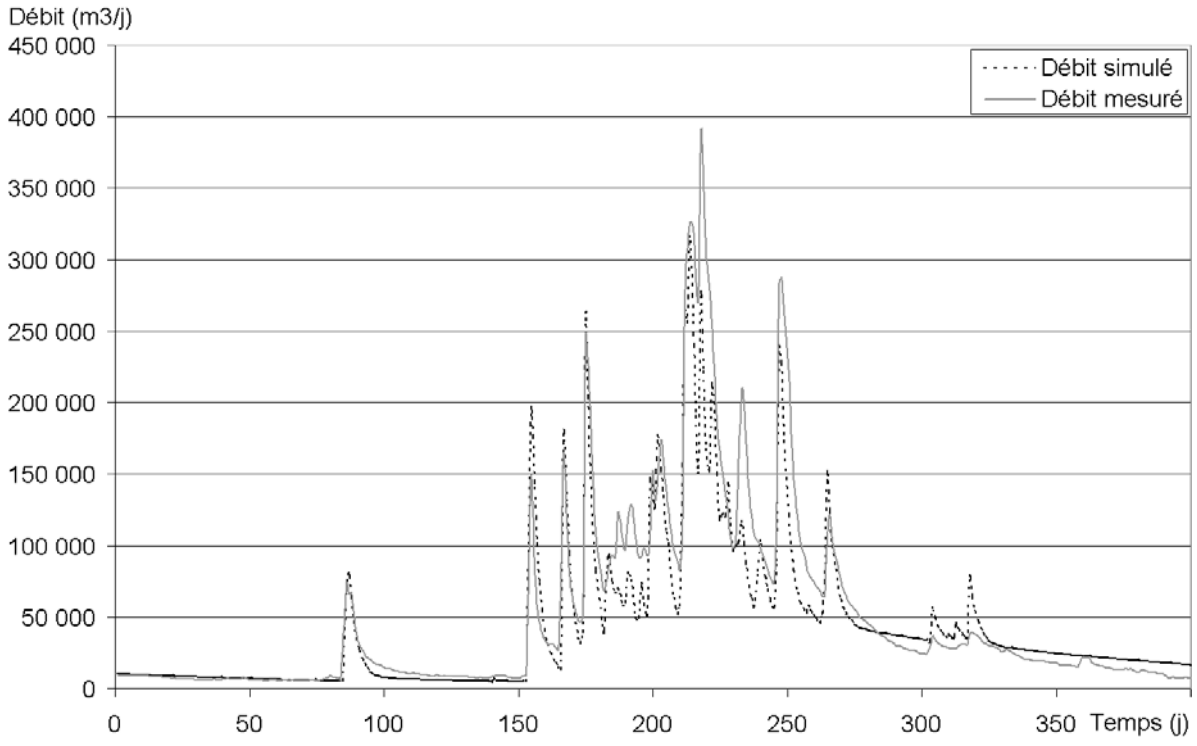


Figure 47. Résultats graphiques de la phase de calage sur la source d'Homède avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulée (simulation 2).

3.1.2- Lavencou

Cette source s'écoule à l'altitude 193 m NGF, la surface de son bassin d'alimentation est de 3,9 km², le débit moyen de 100 l/s compris entre 13 l/s et 3,1 m^3/s. L'eau est utilisée pour l'AEP du village le plus proche. Les données de précipitation brute et de débit au pas de

temps journalier sont fournies du 26/06/95 au 31/07/96. L'infiltration calculée à partir du volume d'eau écoulée sur cette période ($3{,}9.10^6$ m^3) est d'un mètre.

Le modèle simple à quatre paramètres calés ne donne pas satisfaction : soit dans le premier modèle les pics de crues en début de période de hautes eaux sont bien calés et les pics de crue pour le reste de la période sont trop bas, soit dans le second modèles les pics en début de période sont trop forts et les pics pour le reste de la période sont bien calés (figure 48). Pour les deux modèles les coefficients de vidange sont semblables (K_1 = 0,008 et K_2 = 0,3). La différence dans les simulations provient de la quantité d'eau affectée à chacun des réservoirs. Dans le premièr modèle, on affecte 50 % de l'infiltration au réservoir de vidange lente (X_1 = 0,5), alors que dans le second on affecte plus que 10 % (X_1 = 0,1) à ce réservoir.

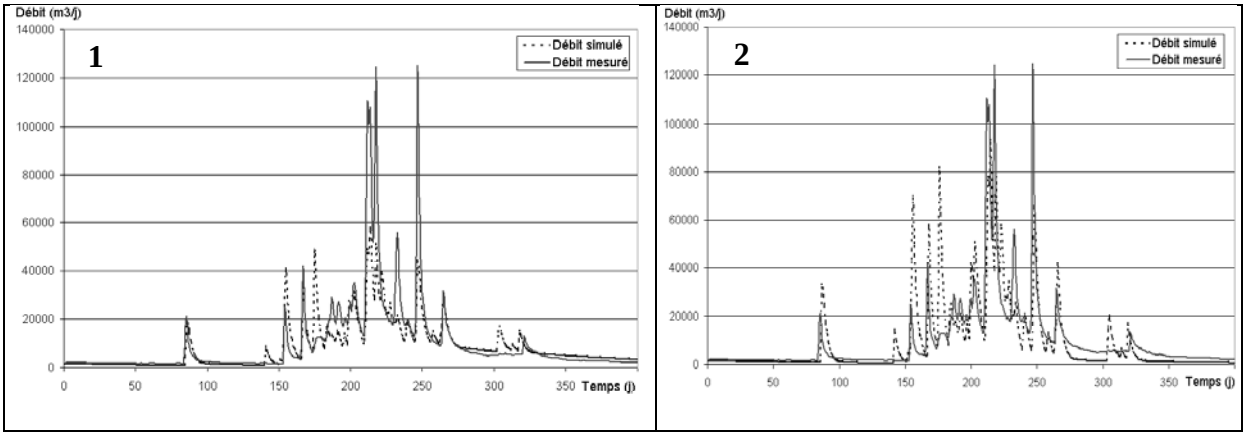


Figure 48. Résultats graphiques d'essais de calage du modèle simple.

Le modèle simple ne convient pas. Il faut donc le modifier. L'outil de modélisation Vensim® a été choisi pour la possibilité de modification aisée de la structure du modèle. Le modèle est adapté, lorsqu'on ajoute une valeur seuil dans le réservoir de vidange lente (réservoir 2). Lorsque la hauteur d'eau dans ce réservoir est supérieure à la hauteur seuil on attribue une part d'eau plus petite au réservoir de vidange lente et une plus grande au réservoir de vidange rapide (figure 49).

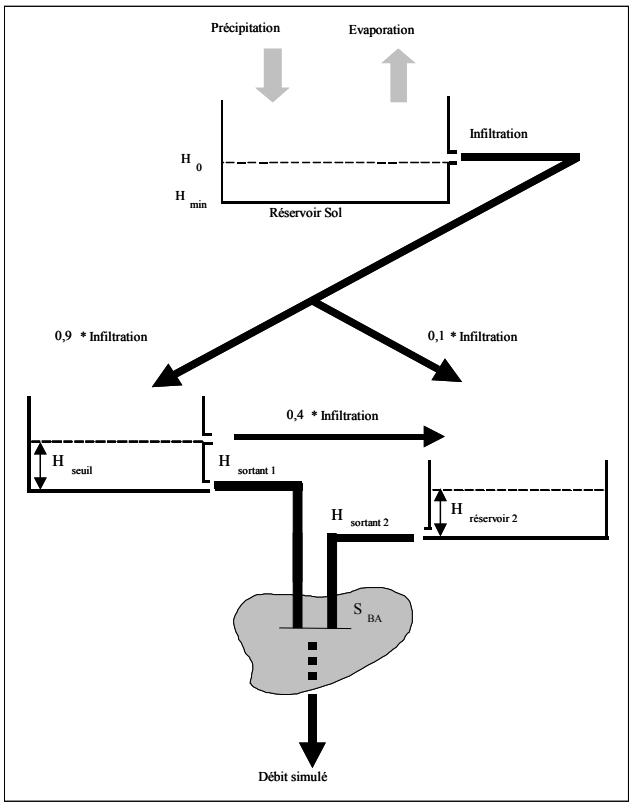


Figure 49. Architecture du modèle pour la source de Lavencou (ajout d'un seuil dans le réservoir de vidange lente).

Les paramètres calés sont :

Si $H_{réservoir\ 1} < H_{seuil}$, alors $X_1 = 0,9$, sinon $X_1 = 0,5$ ($X_1 = 0,9 - 0,4$)
Avec $H_{seuil} = 0,15$.
Les autres paramètres du modèle sont :
$H_{min} = - 180$ mm ;
$K_1 = 0,008$;
$K_2 = 0,3$.

Le modèle comporte six paramètres calés. Le résultat est satisfaisant (figure 50) mais nécessite le décalage d'une journée. L'infiltration simulée sur la période vaut 955 mm (il y a un écart de 5 % avec l'infiltration calculée par le bilan hydrologique). Le critère de Nash vaut alors 79 % (sans le décalage il vaut 56 %).

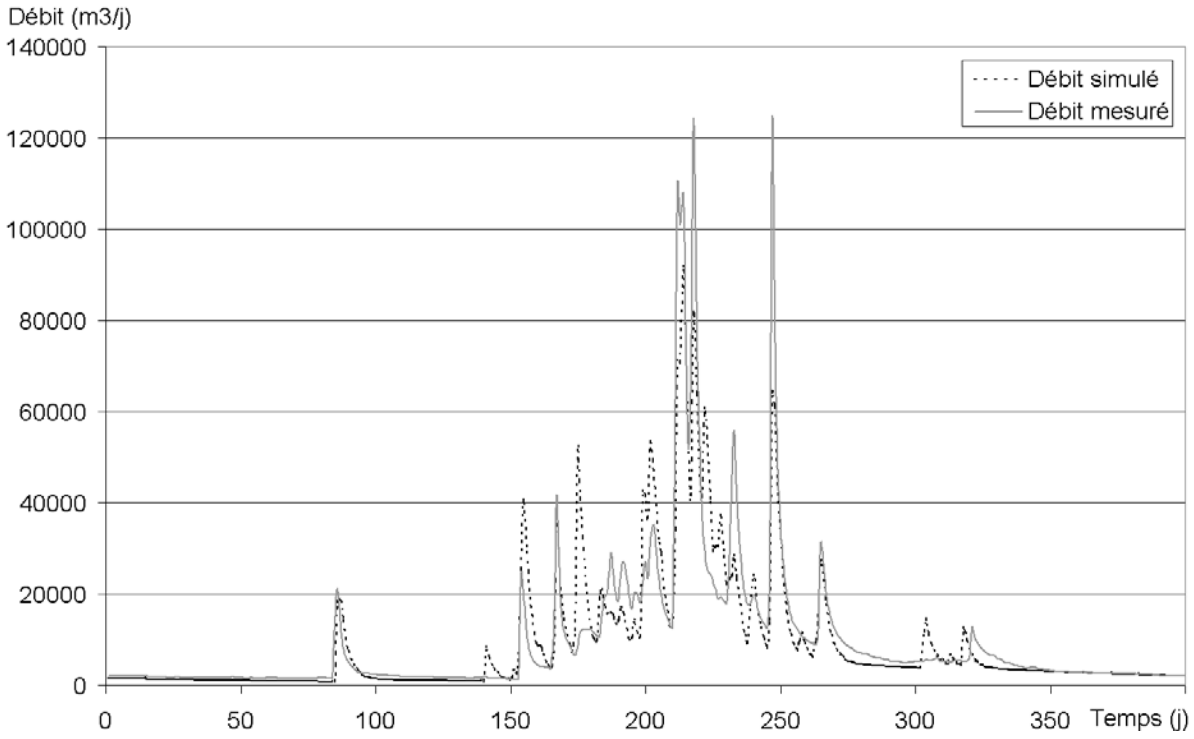


Figure 50. Résultats graphiques de la phase de calage sur la source de Lavencou avec le modèle à six paramètre et un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulée.

3.1.3- Durzon

La superficie du bassin d'alimentation est de 116,8 km² ; les débits moyens de la source sont d'environ 4 m^3/s, les débits évoluent entre 0,44 et 46 m^3/s. L'eau est utilisée pour l'AEP de 14 communes (vallée de la Dourbie et sur le Causse) ainsi que pour l'alimentation de deux pisciculture. Les données sont fournies du 3/11/94 au 31/12/2001, mais la chronique de débit présente de nombreuses lacunes après avril 1998, à cause de problèmes de comblement du seuil. La simulation sera effectuée sur l'ensemble de la période, le critère de Nash sera calculé uniquement jusqu'à avril 1998, nombre de jours de la période d'étude est 1250.

Le modèle est calé sur le cycle 1995-1996. Un modèle simple n'est pas adapté : il est nécessaire d'ajouter dans le réservoir de vidange lente un seuil au-dessus duquel une part plus grande de l'infiltration regagne le réservoir de vidange rapide (voir la figure 49 représentant la structure du modèle pour la source de Lavencou). Ces aménagements du modèle permettent de mieux représenter en période de hautes eaux les pics de crue, qui étaient avant sous-estimés.

Le cycle 1995-1996 qui a servi au calage est particulièrement humide. On s'est aperçu que l'ETR journalière calée sur ce cycle était responsable d'une surestimation des débits pour les autres cycles. On a donc choisi d'augmenter globalement l'ETR journalière. On se retrouve avec des débits simulés sous-estimés sur le cycle de calage (l'infiltration est sous-estimée d'environ 20 %), mais cela permet d'obtenir des débits simulés de meilleur qualité sur le reste de la chronique. Le résultat de la phase de calage reste satisfaisant (figure 51), sans décalage d'un jour, le critère de Nash vaut 70 %, et 86 % avec décalage. Le modèle est caractérisé par les paramètres suivants, il va être testé en validation.

Si $H_{réservoir\ 1} > H_{seuil}$, alors $X_1 = 0,2$, sinon $X_1 = 0,7$;
$X_2 = 1 - X_1$;

H_{seuil} = 0,17 m ;
H_{min} = - 170 mm ;
K_1 = 0,008 ;
K_2 = 0,3 ;
L'infiltration calculée sur la phase de calage (392 jours) vaut 925 mm.

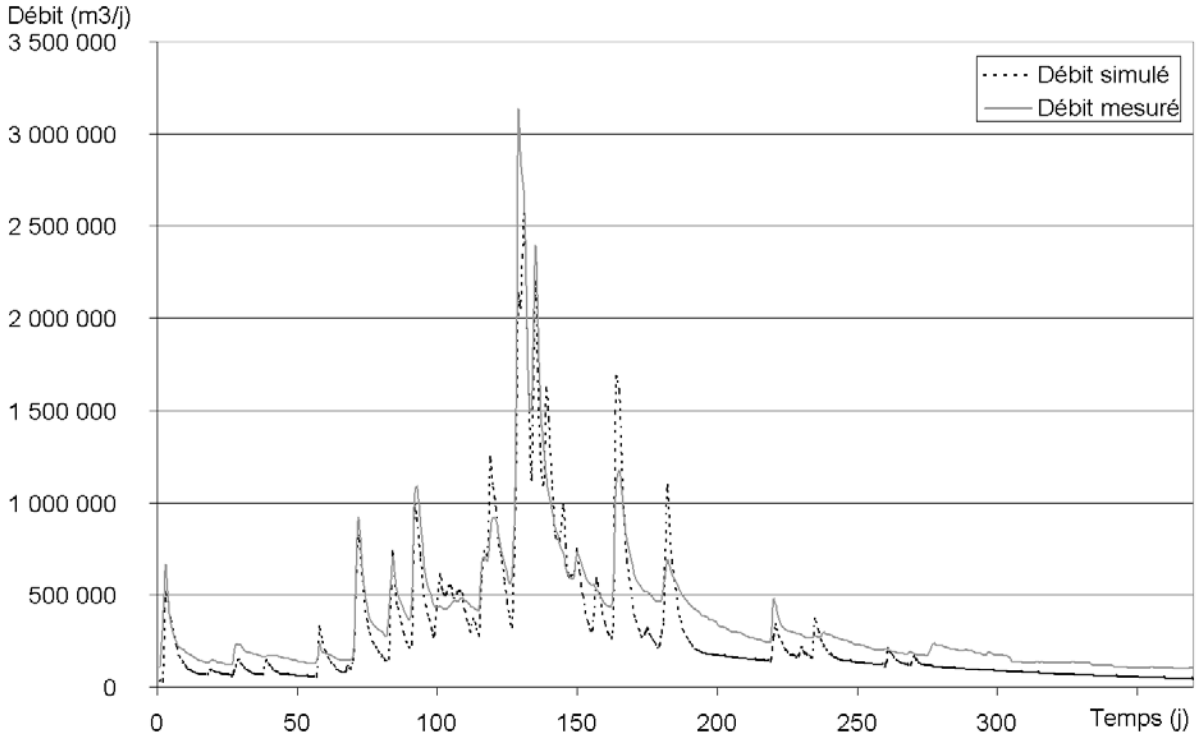


Figure 51. Résultats graphiques de la phase de calage sur la source de Durzon avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulée.

Le modèle est adapté, comme le révèlent les critères de qualité à l'issue de la phase de validation. Le critère de Nash vaut 62 % sans le décalage d'un jour, et 85 % en prenant le décalage d'un jour (figure 52).

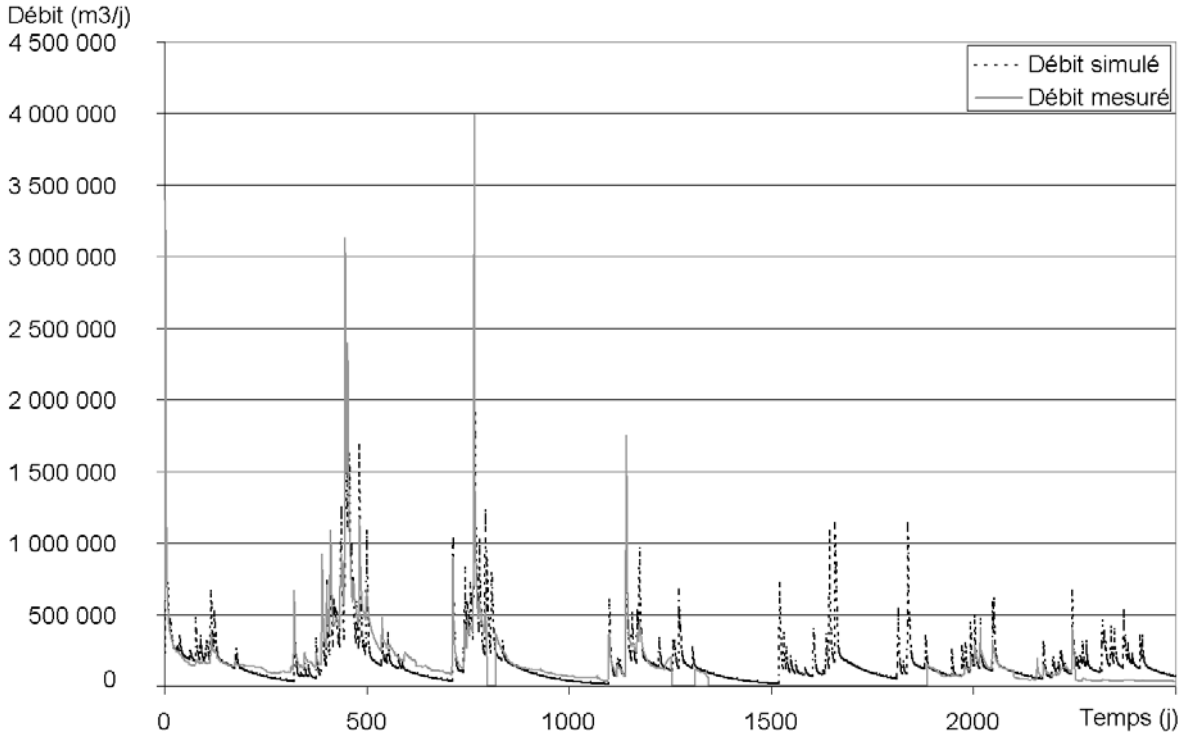


Figure 52. Résultats graphiques de la phase de validation sur la source de Durzon avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulée.

Cette simulation pose le problème du calage sur des cycles hydrologiques très différents. Ces modélisations montrent qu'il faut faire varier le chronique de l'ETR journalière calée pour adapter le modèle à un cycle plutôt humide ou plutôt sec. On pourra ainsi prévoir d'adapter la chronique d'ETR journalière selon le type de cycle en présence pour reproduire eau mieux les débits.

3.1.4- Cernon

La surface du bassin d'alimentation de cette source a été évaluée à 16,5 km². Les débits évoluent entre une centaine de l/s et plus de 4 m^3/s. Le débit moyen est de 500 l/s. Les données sont fournies du 3/11/94 au 31/12/2002 (huit cycles hydrologiques). Le modèle est calé sur le premier cycle hydrologique complet, c'est-à-dire sur le cycle 1995-1996. Le modèle simple ne convient pas non plus pour cette simulation, les débits de crue étant sous-estimés. Comme pour le modèle précédent, on ajoute dans le réservoir de vidange lente un seuil au-dessus duquel une part de l'infiltration regagne le réservoir de vidange rapide.

Les paramètres calés sont au nombre de six :

Si $H_{réservoir\ 1} > H_{seuil}$, alors $X_1 = 0,6$, sinon $X_1 = 0,85$;
$X_2 = 1 - X_1$;
$H_{seuil} = 0,25$ m ;
$H_{min} = -\ 160$ mm ;
$K_1 = 0,008$;
$K_2 = 0,25$;
L'infiltration calculée sur la phase de calage (392 jours) vaut 1077 mm.

Le critère de Nash déterminé sur la phase de calage vaut 79 % sans le décalage d'une journée et 88 % avec (figure 53).

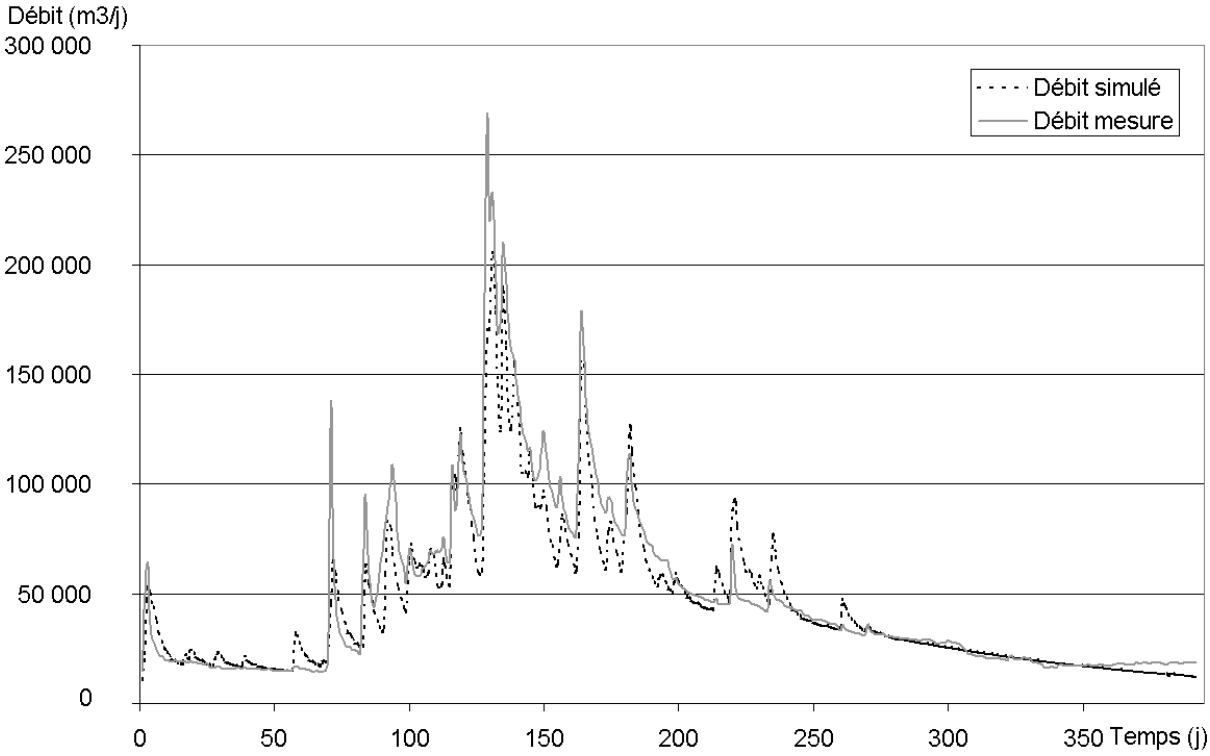


Figure 53. Résultats graphiques de la phase de calage sur la source du Cernon avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulée.

La validation sur l'ensemble de la chronique est relativement satisfaisante (figure 54), le critère de Nash vaut 64 % sans le décalage d'une journée et 78 % avec décalage.

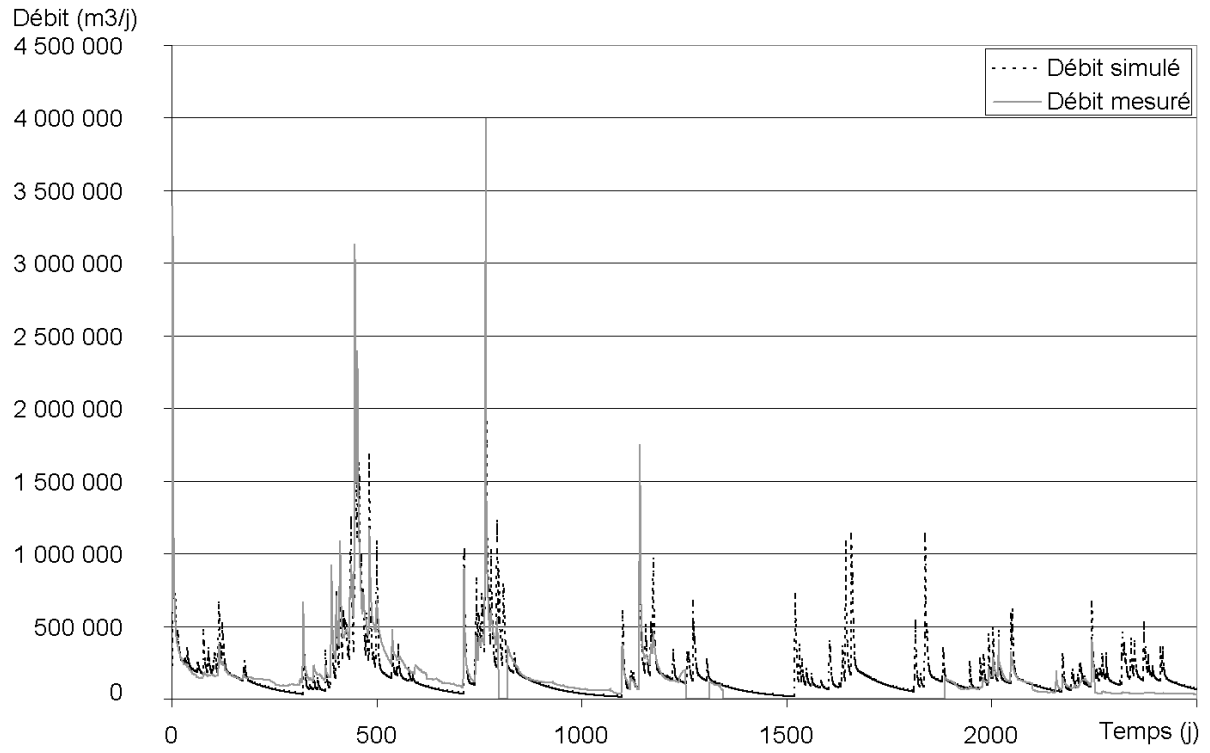


Figure 54. Résultats graphiques de la phase de validation sur la source du Cernon avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulée.

3.1.5- Espérelle

La surface du bassin d'alimentation de cette source est 99,4 km², le débit moyen 3 m^3/s, variant entre 160 l/s et plus de 25 m^3/s. Les données sont fournies au pas de temps journalier du 23/09/1994 au 21/12/2003, soit sur neuf cycles. Le modèle simple ne convient pas non plus pour cette simulation, les débits de crue étant sous-estimés. Comme pour les modèles précédents, on ajoute dans le réservoir de vidange lente un seuil au-dessus duquel une plus grande part de l'infiltration regagne le réservoir de vidange rapide.

Les paramètres calés sont au nombre de six :

Si $H_{réservoir\ 1} > H_{seuil}$, alors $X_1 = 0,2$, sinon $X_1 = 0,5$;
$X_2 = 1 - X_1$;
$H_{seuil} = 0,15$ m ;
$H_{min} = - 80$ mm ;
$K_1 = 0,007$;
$K_2 = 0,2$,
L'infiltration calculée sur la période de calage (365 jours) vaut 1008 mm.

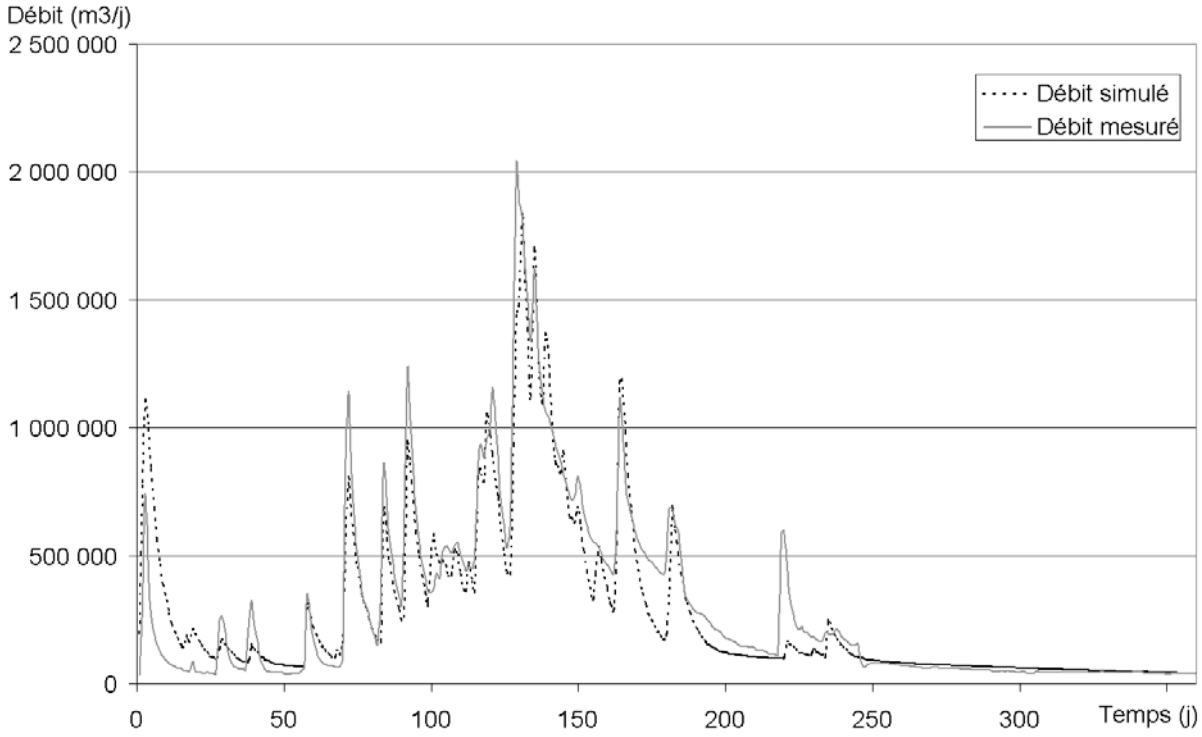


Figure 55. Résultats graphiques de la phase de calage sur la source de l'Espérelle avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulée.

La phase de calage est satisfaisante (figure 55), le critère de Nash vaut 73 % sans le décalage et 87 % avec. En validation, le modèle est acceptable (figure 56). Le critère de Nash vaut 72 % avec décalage et 54 % sans décalage.

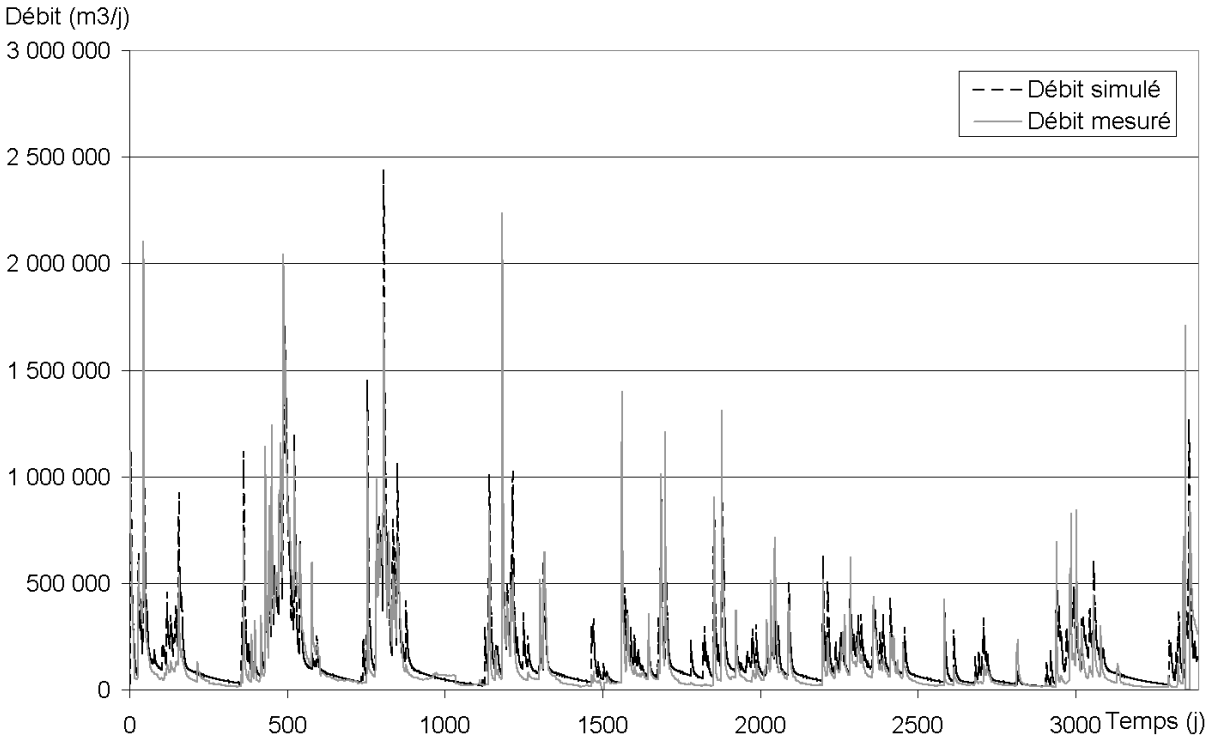


Figure 56. Résultats graphiques de la phase de validation sur la source de l'Espérelle avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulé.

3.1.6- Conclusion sur la modélisation des sources du Larzac

La structure des modèles développées sur cinq des sources du Larzac est proche. A l'exception de la source de l'Homède où un modèle simple est adapté, pour les quatre autres sources nous avons été dans l'obligation de mettre en place un seuil dans le réservoir de vidange lente au dessus duquel une part plus grande d'eau regagne le réservoir de vidange rapide. Cette similitude de structure confirme qu'il existe une sorte d'unité de fonctionnement de ces systèmes karstiques.

La valeur seuil, définie par calage, est proche pour les quatre modèles, elle est comprise entre 0,15 et 0,25 mm (voir tableau 4). Les coefficient de vidange des réservoirs, K1 et K2, sont assez proche popur les cinq modèles. Ainsi le réservoir de vidange lente à un coefficient compris pour l'ensemble des modèles entre 0,007 et 0,008. Ceci représente un temps de vidange (1/K) de l'ordre de 130 jours. Le coefficient K2 est compris entre 0,2 et 0,3 pour l'ensemble des modèles, soit une vidange du réservoir rapide qui dure de 3 à 5 jours.

Pour l'ensemble des sources étudiées, l'écoulement résulte d'une vidange de l'aquifère (assimilée au réservoir 1 dans le modèle) et d'une arrivée d'eau provenant probablement de l'infiltration directe (vidange comprise entre 3 et 5 jours). Cette eau utilise un chemin préférentiel (zone mieux drainée, drains bien connectés).

De plus l'effet de chasse mis en œuvre sur quatre des cinq sources correspond à un moment ou l'état de l'aquifère est tel que la proportion d'eau infiltrée qui regagne la zone noyée de l'aquifère (participant à la recharge) diminue. Cette eau utilise alors un chemin préférentiel. L'eau est évacuée rapidement.

Source	Type de modèle	X1	X1bis	Hseuil	K1	K2
Homède	Simple	0,5			0,008	0,3
Lavencou	Débordement	0,9	0,5	0,15	0,008	0,3
Durzon	Débordement	0,7	0,2	0,17	0,008	0,3
Cernon	Débordement	0,85	0,6	0,25	0,008	0,25
Espérelle	Débordement	0,5	0,2	0,15	0,007	0,2

Tableau 4. Structure et paramètres des modèles des sources du Larzac.

3.2- Source de la Milandrine

L'aquifère karstique de la Milandrine est situé dans le Jura suisse. La région appartient au plateau jurassique, l'aquifère se développe dans les calcaires compacts de l'Oxfordien moyen, son épaisseur est comprise entre 60 et 76 m. La source de la Milandrine est en réalité une rivière souterraine ; son bassin d'alimentation a été évalué à 4,5 km² (Perrin, 2003).

Les données fournies comprennent le débit journalier et l'infiltration journalière du 1er octobre 1999 au 30 septembre 2000. La surface du bassin d'alimentation n'a pas été fournie ; elle est déduite des valeurs du débit et de l'infiltration. Sur la période on a :

$V = 2{,}6.10^6$ m^3,
Infiltration = 0,586 m,
On vérifie bien que S_{BA} = 4,5 km².

L'infiltration journalière (pluie efficace) étant fournie, le réservoir sol du modèle n'est plus utile. Le modèle n'est plus composé que des deux réservoirs de routage (trois paramètres).

Le modèle est calé dans un premier temps sur la première année. La simulation est jugée satisfaisante (figure 57) avec les paramètres suivants :

$K_1 = 0{,}05$,
$K_2 = 0{,}6$,
$X_1 = 0{,}7$.

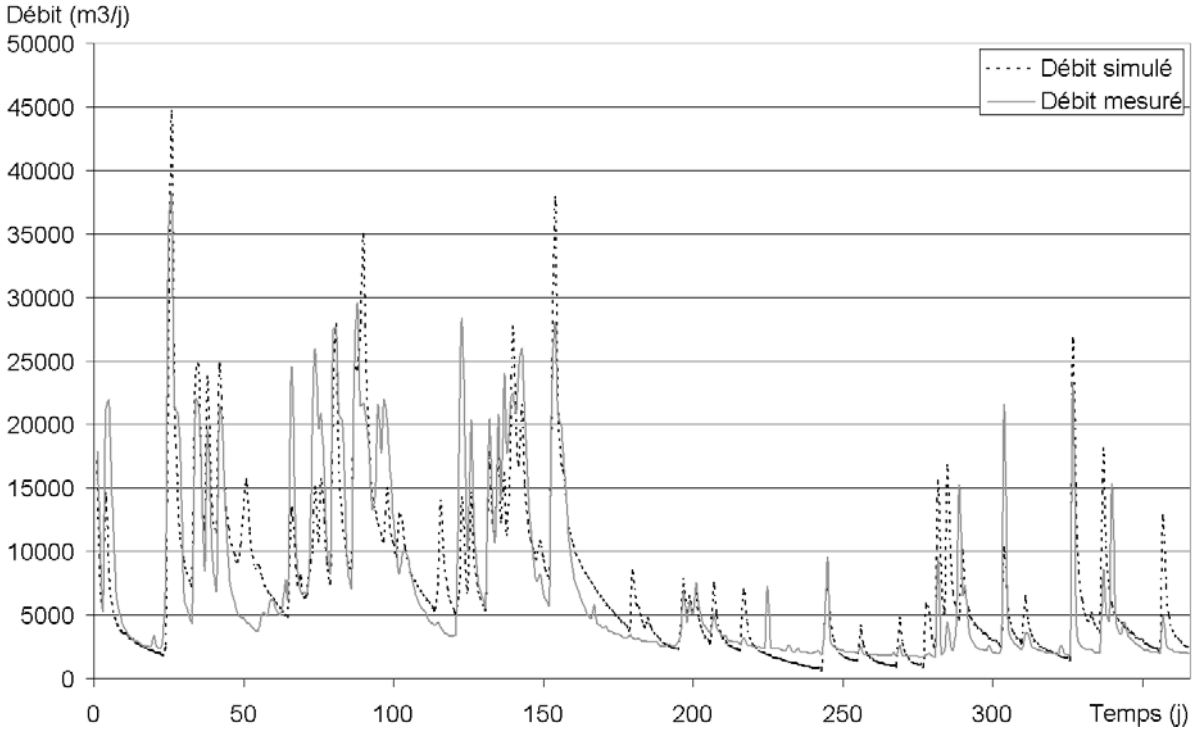


Figure 57. Résultats graphiques issus de la phase de calage sur la source de la Milandrine.

Le critère de Nash vaut 74 % et révèle que la simulation est satisfaisante. Remarquons également que le critère de Nash calculé avec un décalage d'une journée dans les chroniques de débit simulé est de moins bonne qualité (51 %). Cela montre qu'il existe un décalage entre les précipitations et l'infiltration. La simulation est reprise en validation avec les mêmes paramètres calés et les données sur les deux cycles hydrologiques. Les résultats graphiques (figure 58) ainsi que la valeur du critère de Nash qui vaut 74 % montrent que le modèle est de relativement bonne qualité.

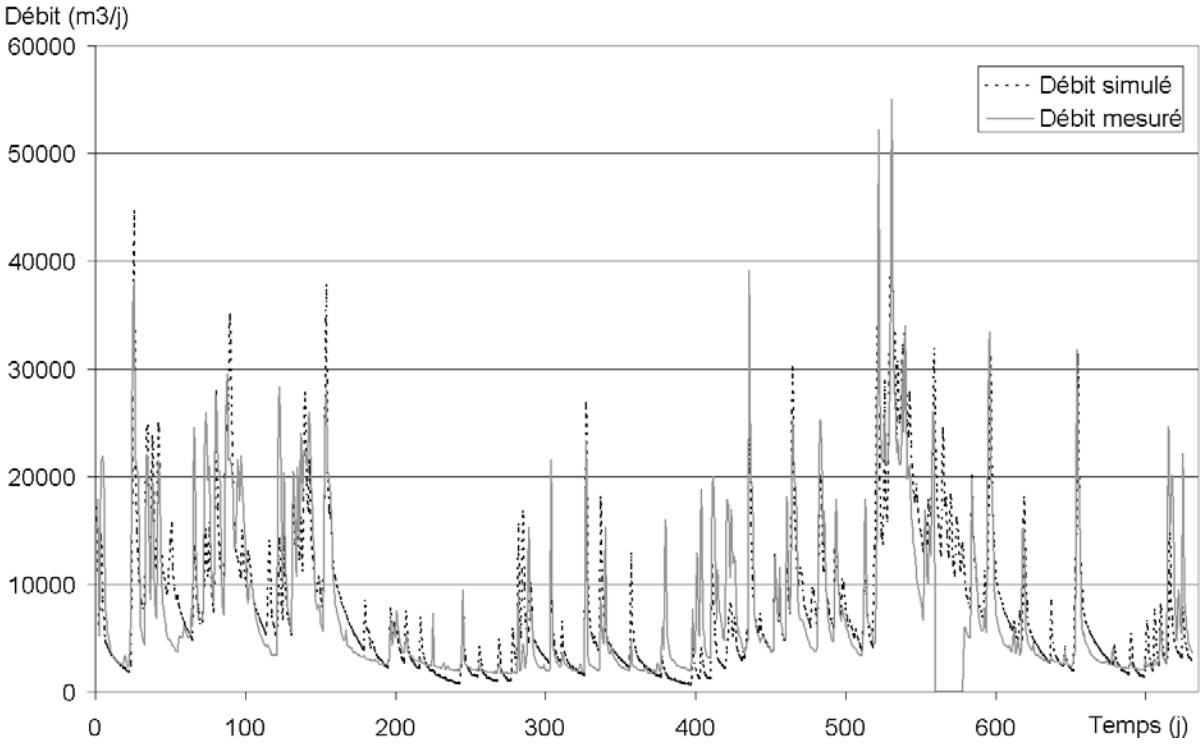


Figure 58. Résultats graphiques de la phase de validation sur la source de la Milandrine.

3.3- Fontaine de Vaucluse

Le bassin d'alimentation de la Fontaine de Vaucluse est situé dans la partie nord-ouest de la Provence. Sa surface a été estimée par Puig (1987) à 1130 km². Le système karstique s'est développé dans la série calcaire du Crétacé inférieur épaisse en certains endroits de 1 500 m. Du point de vue climatique, l'aire d'alimentation est soumise à l'influence méditerranéenne. Le site d'émergence principal est constitué d'une profonde vasque située à l'aplomb d'une falaise calcaire d'environ 200 m. Cette vasque est le débouché d'un vaste conduit subvertical profond de plus de 300 m, soit plus de 220 m sous le niveau de la mer. Concernant les débits, les valeurs minimales sont d'environ 4 m^3/s et le débit maximal observé est compris entre 100 et 120 m^3/s.

J'ai choisi de travailler sur seulement un cycle hydrologique. En effet le bassin d'alimentation est très étendu et présente un large étagement en altitude. La caractérisation des précipitations sur la zone demanderait un important travail, difficile à réaliser pour cette étude. Notre objectif était de montrer qu'il est possible de caler un modèle et de simuler les débits avec une bonne représentativité, à partir de données de précipitation d'une seule station météorologique située sur l'aire d'alimentation. Il s'agit de la station de Millet. Les chroniques débutent le 24/02/1995 et s'achèvent le 24/02/1996.

Sur la période on a :
$V = 8{,}6.10^8\ m^3$,
donc Infiltration = 0,760 m .

Les premières simulations ne donnent pas un résultat satisfaisant : les débits simulés sont inférieurs aux débits mesurés. Il apparaît donc que l'infiltration calculée à partir du bilan hydrologique est sous-estimée. Ceci est probablement dû au fait que le calcul n'a pas été mené sur un cycle hydrologique unique. L'observation de l'hydrogramme (figure 59) montre

que les débits sont plus faibles en début de cycle donc que l'état des réserves est réduit au début de la période. Il y a donc un stockage de l'eau sur la période étudiée. Il conduit à une sous-estimation de l'infiltration à partir du bilan hydrologique.

La modélisation est reprise pour différentes valeurs d'infiltration. Après plusieurs essais, l'infiltration de l'ordre de 830 mm permet une simulation de bonne qualité (figure 59). Le critère de Nash vaut 93 % avec les paramètres suivants :

H_{min} = - 70 mm ;
X_1 = 0,8 ;
K_1 = 0,01 ;
K_2 = 0,07 .

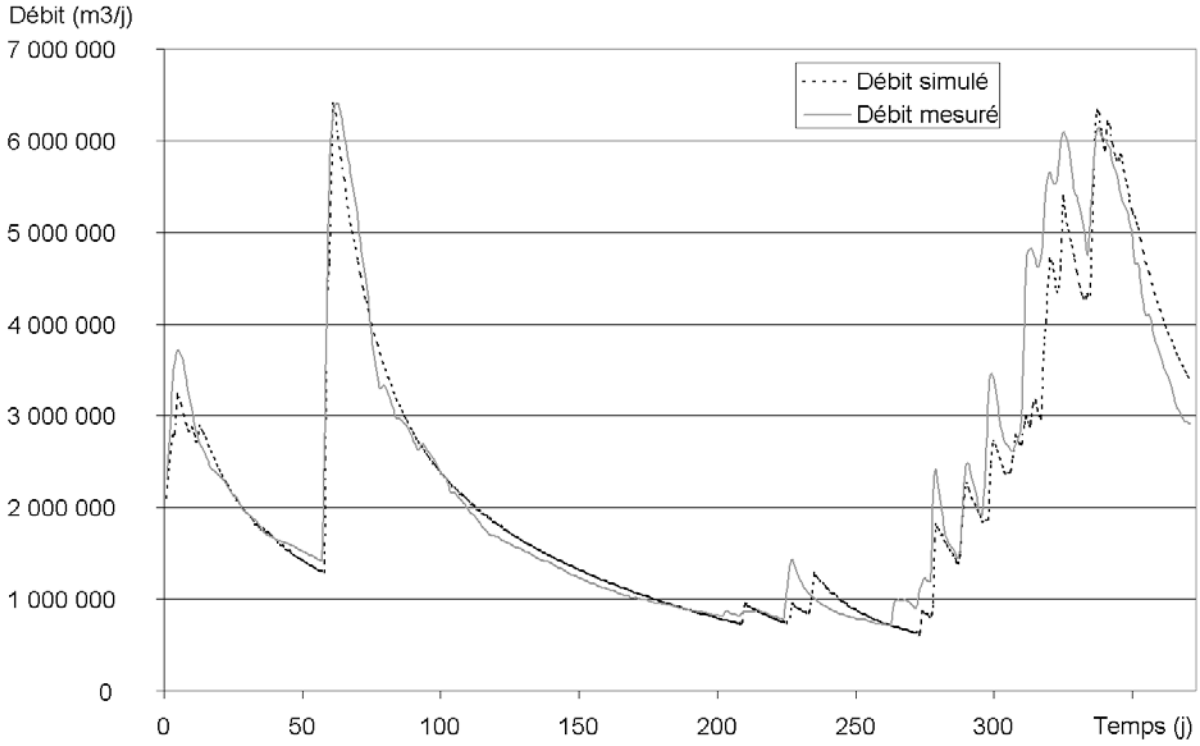


Figure 59. Résultats graphiques issus de la phase de calage sur la Fontaine de Vaucluse.

Ce modèle est assez bien calé ; il devra toutefois être adapté par l'utilisation de chroniques de précipitation en différents points du bassin.

3.4- Rubicon (Ardennes belges)

La rivière souterraine le Rubicon parcourt la grotte de Remouchamps sur plus de 500 m. Elle est l'exutoire principal du bassin « vallon des chantoirs ». Ce bassin est situé dans les calcaires dévoniens. Le système karstique couvre une superficie d'environ 27 km², dont seulement 20 % comportent des terrains calcaires (Meus, 1993). L'essentiel du débit provient de l'alimentation par de nombreux chantoirs (pertes).

Pour cette simulation, les données de débit journalier ainsi que les précipitations sont fournies sur la période du 18/11/1989 au 21/12/1991. Le volume écoulé en un an est 7.10^6 m^3 et l'infiltration est 260 mm.

Un modèle simple à quatre paramètres donne satisfaction (figure 60), avec les valeurs calées suivantes :

H_{min} = - 50 mm ;
X_1 = 0,8 ;
K_1 = 0,01 ;
K_2 = 0,07 .

Le critère de Nash vaut 78 % avec le décalage d'une journée et 68 % sans décalage.

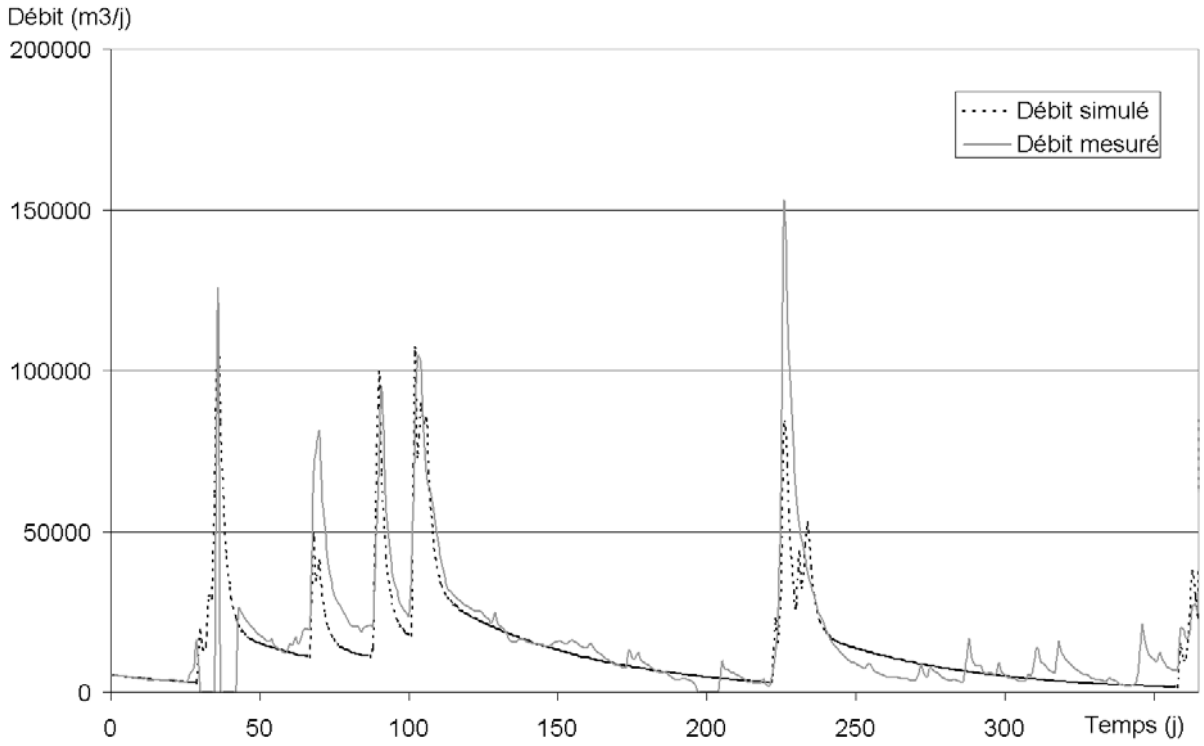


Figure 60. Résultats graphiques de la phase de calage sur la source du Rubicon (avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulé).

On reprend la simulation en phase de validation sur l'ensemble de la période. Le résultat graphique est satisfaisant (figure 61) ce qui est confirmé par le critère de Nash qui vaut 68 % sans le décalage d'une journée et 76 % avec décalage.

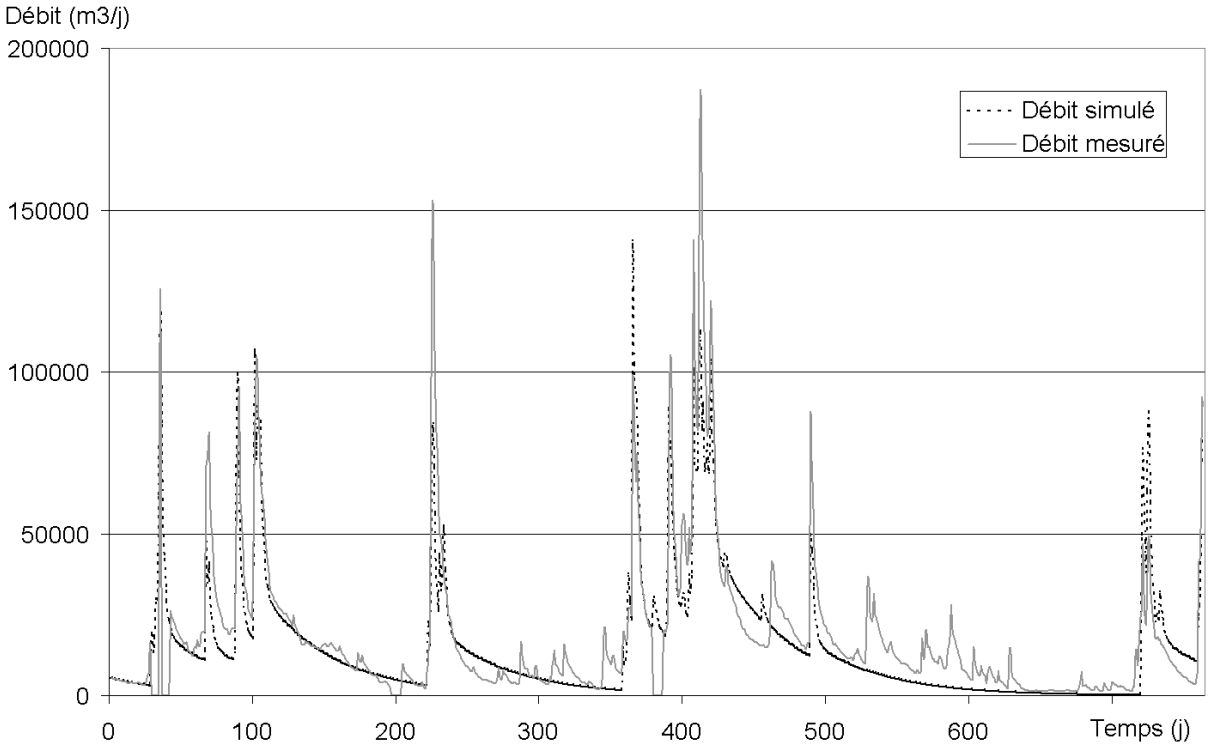


Figure 61. Résultats graphiques de la phase de validation sur la source du Rubicon (avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulé).

3.5- Almyros d'Héraklion

Le système karstique côtier de l'Almyros d'Héraklion se développe sur environ 305 km². Le bassin d'alimentation est composé de calcaires du Crétacé du Plattenkalk et des calcaires du Crétacé de Tripolitza. Le climat est de type méditerranéen et montagneux. L'exutoire unique connu de ce bassin est la source d'Almyros, située à un km de la côte. Il s'écoule à la cote + 3 m au contact des calcaires et des sédiments marneux. Cette source est contaminée par une intrusion d'eau de mer s'effectuant à une profondeur estimée à 500 m sous le niveau de la mer (Arfib, 2001). La salinité est inversement proportionnelle au débit, l'eau étant douce lors de fortes crues. Il existe ainsi des relations liant le débit d'eau douce et le débit d'eau de mer écoulé à la source pour différentes gammes de débit.

Nous allons dans un premier temps simuler les débits de la source, les données de précipitations brutes et de débit sont fournies au pas de temps journalier du 14/09/99 au 17/05/01. La surface du bassin d'alimentation est de 305 km². Une fois les débits simulés, nous utiliserons les relations existant entre l'eau douce et l'eau saumâtre pour simuler la salinité de la source.

3.5.1- Simulation du débit d'eau douce écoulé à l'Almyros d'Héraklion

L'infiltration sur le premier cycle du 14/09/1999 au 14/09/2000 est calculée à partir du volume d'eau écoulé sur cette période, soit 145.10^6 m^3, elle est de 416 mm. Le modèle simple à quatre paramètres calés (H_{min} = - 200 mm ; X_1 = 0,82 ; K_1 = 0,004 ; K_2 = 0,3) donne satisfaction avec un décalage d'un jour sur la chronique de débit simulé (figure 62). Le critère de Nash pour la phase de calage vaut 71 % sans décalage et 88 % avec décalage.

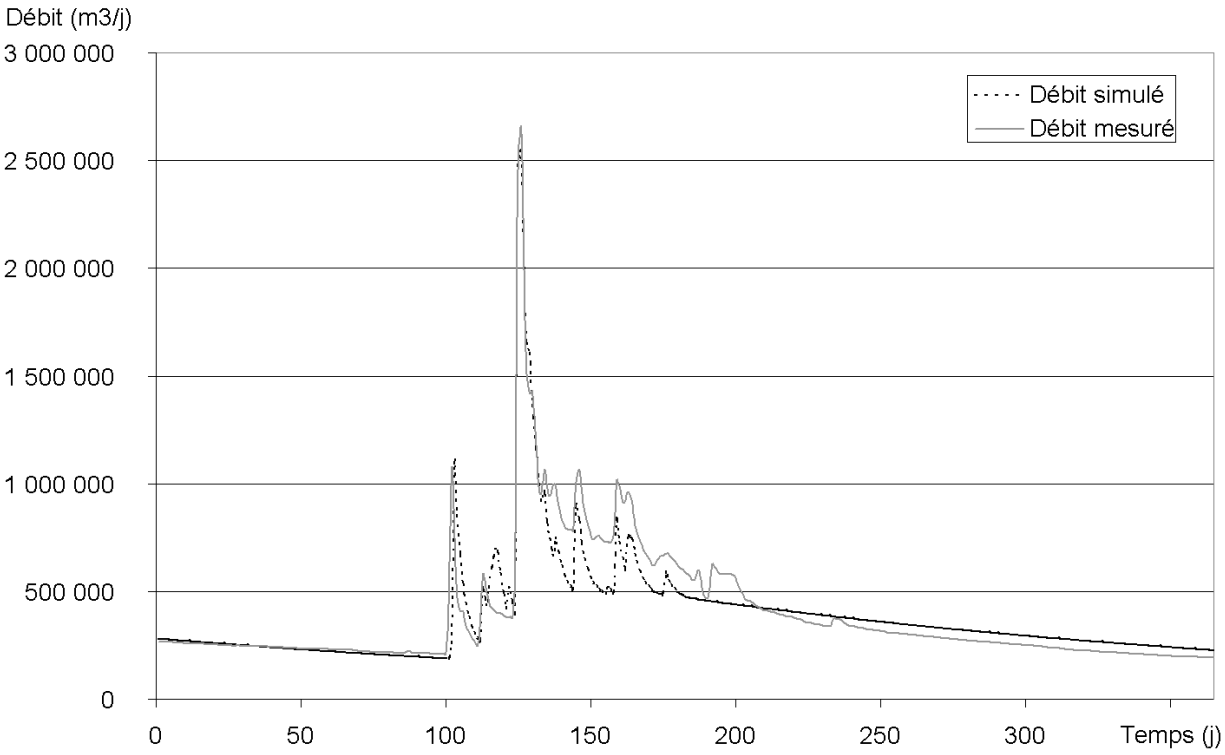


Figure 62. Résultats graphiques de la phase de calage des débits d'eau douce de la source de l'Almyros d'Héraklion avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulé.

Le modèle est également satisfaisant en phase de validation (figure 63) ; le critère de Nash avec un jour de décalage est de 87 %.

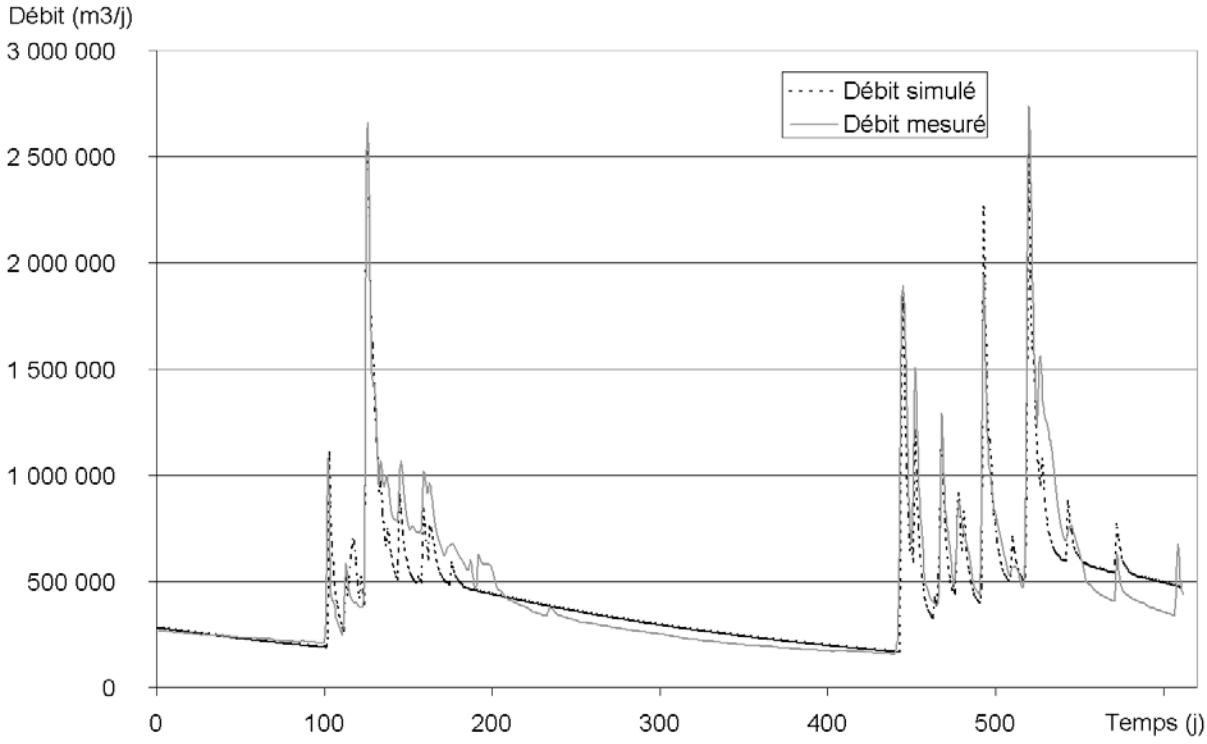


Figure 63. Résultats graphiques de la phase de validation des débits d'eau douce sur la source de l'Almyros d'Héraklion avec un décalage d'une journée dans la chronique de débit simulé.

3.5.2- Prise en compte de paramètres chimiques dans la simulation

La source côtière de l'Almyros d'Héraklion est caractérisée par une forte salinité variable avec le temps qui provient d'une intrusion marine. Il est possible de simuler l'évolution de la salinité de l'eau de la source au cours du temps. L'observation des courbes de débit douce et d'eau de mer à la source (figure 64) montre que le débit d'eau de mer entrant est fonction du débit total à la source.

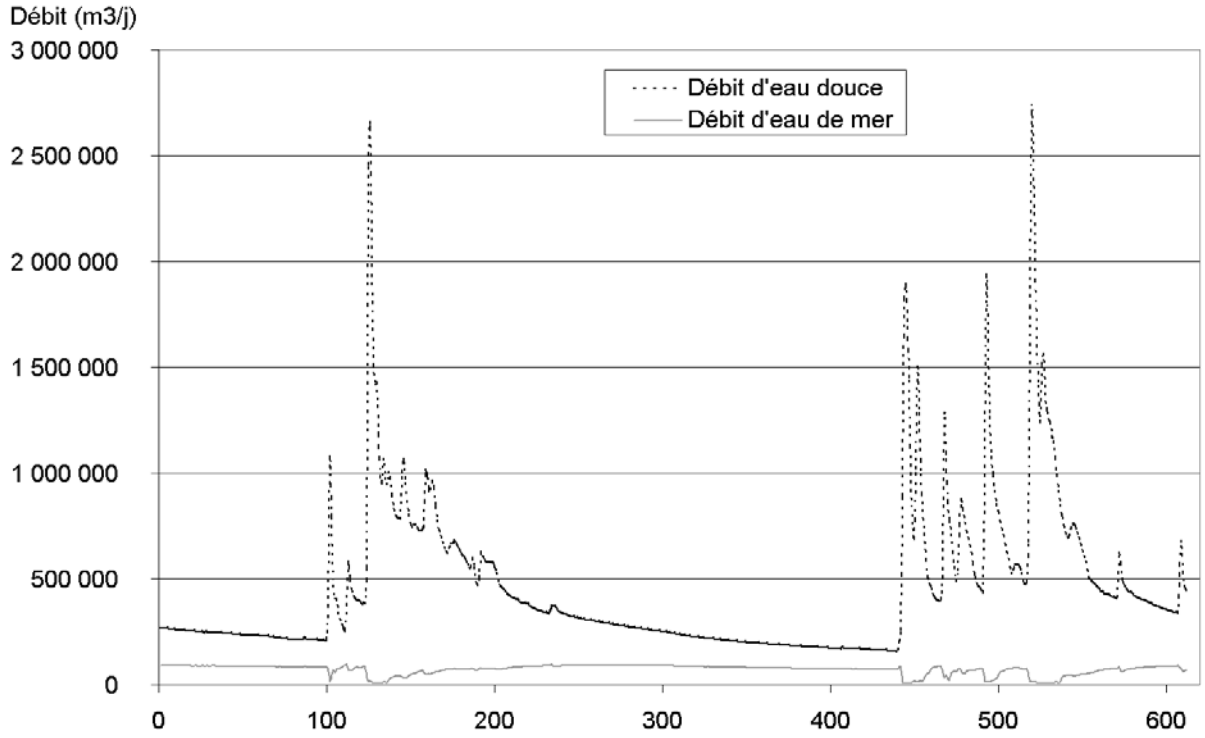


Figure 64. Débit total et débit d'eau de mer à l'Almyros d'Héraklion.

Les relations suivantes sont définies pour trois plages de débit d'eau douce à la source :

- $Q_{douce} < 450\ 000\ m^3/j$, $Q_{mer} = -1.10^{-6} * Q_{douce}^{\ 2} + 0{,}6245 * Q_{douce} - 1922$;
- $450\ 000\ m^3/j < Q_{douce} < 1\ 000\ 000\ m^3/j$, $Q_{mer} = - 0{,}0931 * Q_{douce} + 118\ 868$;
- $Q_{douce} > 1\ 000\ 000\ m^3/j$, $Q_{mer} = 9\ 000\ m^3/j$.

avec Q_{douce} le débit d'eau douce journalier et Q_{mer} le débit d'eau de mer journalier.

Dans le modèle permettant la simulation des débits de cette source, on introduit un nouveau réservoir désigné « eau de mer ». La quantité d'eau de mer entrant dans le modèle est calculée à partir du débit d'eau douce simulé sortant à la source (d'après les relations précédentes). La salinité de l'eau de mer est prise en compte dans le modèle, ce qui permet de calculer la quantité de sel apportée par l'eau de mer.

$q_{sel} = Q_{mer} * S_{mer}$;

avec q_{sel} la quantité journalière de sel apportée par l'eau de mer et S_{mer} la salinité de l'eau de mer.

La salinité de l'eau du mélange est ensuite calculée :

$S_{mélange} = q_{sel} / (Q_{douce} + Q_{mer})$;

avec $S_{mélange}$ la salinité de l'eau à la source de l'Almyros d'Héraklion.

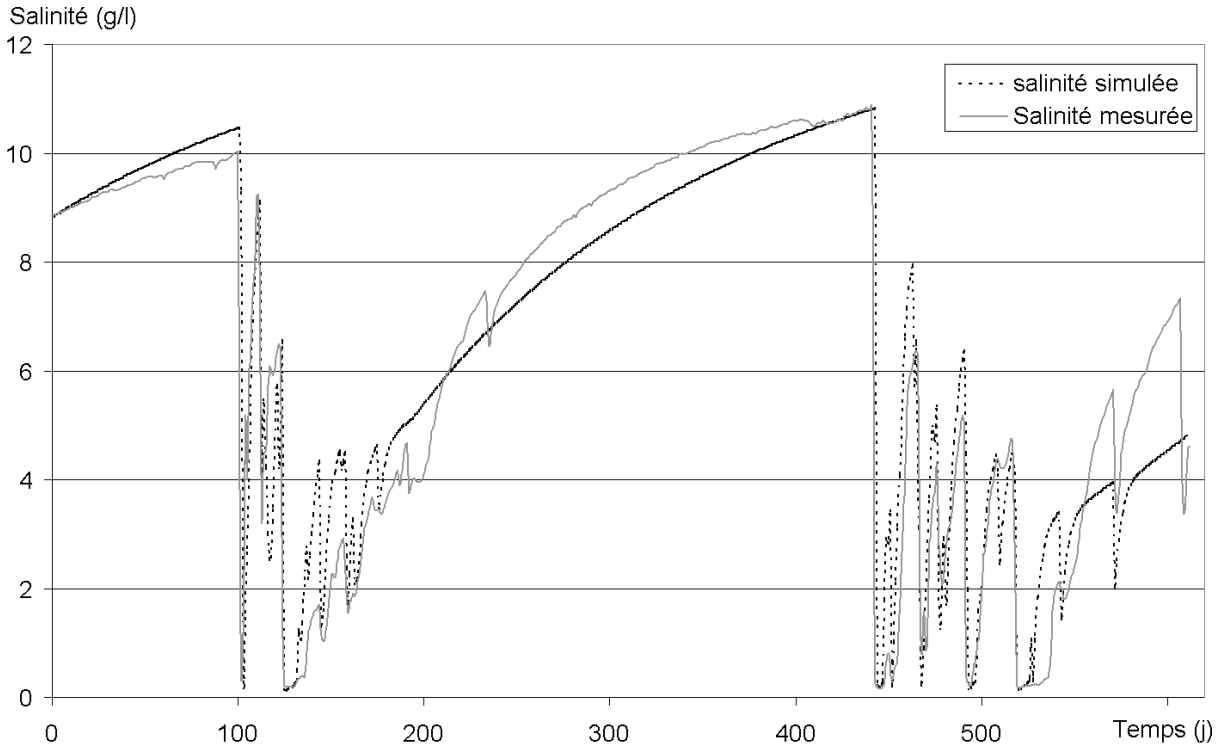


Figure 65. Salinité simulée et mesurée à la source de l'Almyros d'Héraklion.

La simulation est satisfaisante, le critère de Nash vaut 84 % sans décalage d'une journée et 88 % avec décalage.

4- CONCLUSION

Les modèles à réservoirs développés sous Vensim® pour simuler les débits des sources karstiques se révèlent bien adaptés. Nous avons testé cette approche sur des sources de caractéristiques différentes (superficie des bassins d'alimentation, climat, degré de karstification de l'aquifère, alimentation par des pertes, intrusion marine…). Pour de nombreuses sources, un modèle simple à deux réservoirs de routage et quatre paramètres calés (figure 42) permet une simulation correcte des débits. Pour d'autres sources (sources du Larzac), le modèle nécessite une adaptation en ajoutant un seuil dans le réservoir de vidange lente. Au dessus de ce seuil, une plus grande partie de l'infiltration est évacuée par le réservoir de vidange rapide (figure 49). D'un point de vue conceptuel, ceci génère un effet de chasse (« Flush flow effect ») déjà mis en évidence par les chroniques chimiques (traçage naturel et artificiel, Plagnes, 1997 ; Plagnes et Bakalowicz, 2001) et par une modélisation inverse (Pinault et al., 2001).

La structure des modèles (simple ou à débordement) ainsi que les différents paramètres calés (X1, K1, K2) caractérisent la structure et le fonctionnement de l'aquifère. Nous avons vérifié que les sources du Larzac, qui présentent une géologie et un climat relativement homogène, sont caractérisées par le même type de modèle et leur paramètres de calage sont proches. Le modèle sur ces systèmes à confirmer la présence d'une zone d'infiltration et de transfert rapide. Les informations déduites de ces paramètres doivent encore être étudiées en détail et corrélées avec des informations sur la structure et le fonctionnement de l'aquifère pour pouvoir en déduire ce que la modélisation pourrait apporter à la compréhension du système. Cette partie n'a pas été réalisée dans le cadre de la thèse. Toutefois certains paramètres du fonctionnement général semble se dessiner. Ainsi les coefficient de vidange rapide (K2) pour les sources de la Milandrine et de l'Almyros d'Héraklion sont grands (tableau 5) et révèlent, comme pour les sources du Larzac, un drainage efficace, qui dure respectivement de 1 et 3 jours. Pour Rubicon et Fontaine de Vaucluse ces temps de vidange sont plus longs (14 jours), montrant que le drainage rapide est moins efficace. Les autres paramètres sont encore difficiles à interpréter, une étude future devra permettre d'améliorer ces connaissances.

Source	Type de modèle	X1	X1bis	Hseuil	K1	K2
Homède	Simple	0,5			0,008	0,3
Lavencou	Débordement	0,9	0,5	0,15	0,008	0,3
Durzon	Débordement	0,7	0,2	0,17	0,008	0,3
Cernon	Débordement	0,85	0,6	0,25	0,008	0,25
Espérelle	Débordement	0,5	0,2	0,15	0,007	0,2
Milandrine	Simple	0,7			0,05	0,6
Fontaine de Vaucluse	Simple	0,2			0,01	0,07
Rubicon	Simple	0,8			0,01	0,07
Almyros d'Héraklion	Simple	0,82			0,004	0,3

Tableau 5. Structure et paramètres des différents modèles développés.

L'hypothèse de départ de la modélisation était que le bilan hydrologique devait être équilibré. D'un cycle à l'autre, les différents termes du bilan peuvent évoluer significativement. C'est ce qui a été observé sur les simulations de Cernon, Durzon et Espérelle. Le cycle 1995-1996 utilisé pour le calage des données est un cycle très humide. Pour équilibrer le bilan, on utilise

une ETR forte (distribuée sous forme d'ETR journalière). Or en fixant une ETR importante et en l'appliquant aux autres cycles, elle devient trop forte. L'infiltration est insuffisante et les débits simulés sont inférieurs aux débits mesurés. Le bilan n'est pas bouclé sur les autres cycles. A l'inverse, en diminuant l'ETR sur le cycle de calage, les débits simulés sont sous-estimés pour le cycle, ce qui produit un bilan déséquilibré ; par contre ils sont bien adaptés au reste de la chronique. On observe qu'un décalage de 20 % entre l'infiltration simulée et l'infiltration réelle permet tout de même une simulation des débits qui reste acceptable.

Nous avons également posé l'hypothèse qu'il n'y a pas de variation de stock entre le début et la fin du cycle. Or le stockage supplémentaire ou le destockage lié à la fonction capacitive de l'aquifère est fréquent dans le karst. La variation du stock doit induire une erreur dans la modélisation qui restera limitée, si l'on se réfère aux précédentes simulations. En effet, les simulations étaient dans l'ensemble de bonne qualité bien que la variation du stock ait été négligée.

Le modèle peut également être adapté dans le but de simuler la salinité. Ainsi, le logiciel Vensim® permet de mettre en œuvre des modèles à réservoirs qui simulent à la fois les débits et la salinité des sources karstiques. Ces essais s'étant révélés concluant, nous allons désormais pouvoir appliquer ce type de modélisation aux sources sous-marines pour connaître l'évolution de leurs débits et éventuellement de leur salinité.

PARTIE 4 – ETUDE DES SOURCES KARSTIQUES SOUS-MARINES ET DES AQUIFERES KARSTIQUES CÔTIERS

Dans cette partie, nous allons nous intéresser au fonctionnement hydrologique de trois aquifères karstiques côtiers méditerranéens en mesurant les débits et les paramètres physico-chimiques à leur exutoire. Les sources sous-marines instrumentées sont la source de la Mortola (Italie), les sources de Moraig-Toix (Espagne) et la source de la Vise (France). Après avoir défini, à partir des informations géologiques, certaines caractéristiques de chaque aquifère karstique en présence, nous étudierons le fonctionnement de ces systèmes.

L'étude réalisée sur les deux premiers systèmes s'effectue à partir de la mesure du débit, de la conductivité électrique et de la température à l'exutoire ou dans les conduits en connexion avec la mer. Pour la source de la Vise, l'étude actuellement en cours est basée sur la mesure de la conductivité électrique et de la charge hydraulique partielle. A terme, ces données doivent être converties en débit.

Les données de débit et salinité doivent servir à établir un modèle conceptuel de fonctionnement de l'aquifère en relation avec la mer, rendant possible une gestion durable efficace de ce dernier. Les modèles conceptuels seront ensuite utilisés pour développer des modèles réservoirs pour simuler les débits des deux premiers systèmes à l'aide du logiciel Vensim®. Ce dernier, nous venons de le voir, permet une mise en œuvre efficace des modèles pluie-débit pour les sources karstiques. Pour la source de la Vise, ce travail n'a pas pu être réalisé dans le cadre de la thèse du fait du manque d'information. Cette étude aura lieu par la suite, une fois que l'ensemble des données nécessaires aura été acquis.

1- APPROCHE DU FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DE L'AQUIFERE DE LA MORTOLA, TENTATIVE DE MODELISATION DES DEBITS DE LA SOURCE

1.1- Définition de l'étude

1.1.1- Objectifs de l'étude

C'est en 2001 que l'entreprise Géocéan-Nymphéa Water, qui désirait mettre au point un dispositif de captage de l'eau des sources d'eau douce sous-marines, a mis en place avec les Universités Paris-6 et Montpellier II ce projet d'étude du fonctionnement hydrogéologique d'une source sous-marine. Cette étude avait trois buts :

1) Tout d'abord, l'étude hydrologique devait permettre d'évaluer les débits en condition de crue et d'étiage au moins sur un cycle hydrologique. Ces informations étaient nécessaires pour dimensionner le dispositif de captage de la source sous-marine choisie.

2) Le second objectif basé sur la connaissance de l'évolution des débits et de la salinité, par mesure de la conductivité électrique, devait permettre d'évaluer l'intérêt économique de cette source.

3) Enfin, cette étude devait aboutir à l'élaboration d'un modèle pluie – débit, qui aurait été utilisé en temps réel lors de l'exploitation de la source, et aurait aussi permis de reconstituer, à partir de chroniques longues de pluies, le débit de la source en crue et en étiage sur une chronique de plusieurs années.

L'objectif de cette étude était de permettre le captage et l'exploitation durable d'une source sous-marine.

1.1.2- Choix de la source

Pour envisager l'exploitation d'une source sous-marine, il est nécessaire qu'elle réponde à un certain nombre de critères. D'abord l'eau doit présenter des caractéristiques physico-chimiques satisfaisantes permettant d'envisager son utilisation pour l'alimentation. Le choix est également orienté par la morphologie de l'exutoire, qui doit permettre la mise en place du dispositif de captage. La source doit sortir du fond de la mer au travers d'un exutoire bien défini à une profondeur compatible avec la plongée en scaphandre autonome. Les recherches nécessitant de nombreuses expérimentations ne pouvaient se dérouler pour des raisons économiques qu'en France ou dans un pays proche (Espagne, Italie). Enfin, d'un point de vue commercial, cette eau devait constituer une ressource intéressante pour les collectivités locales.

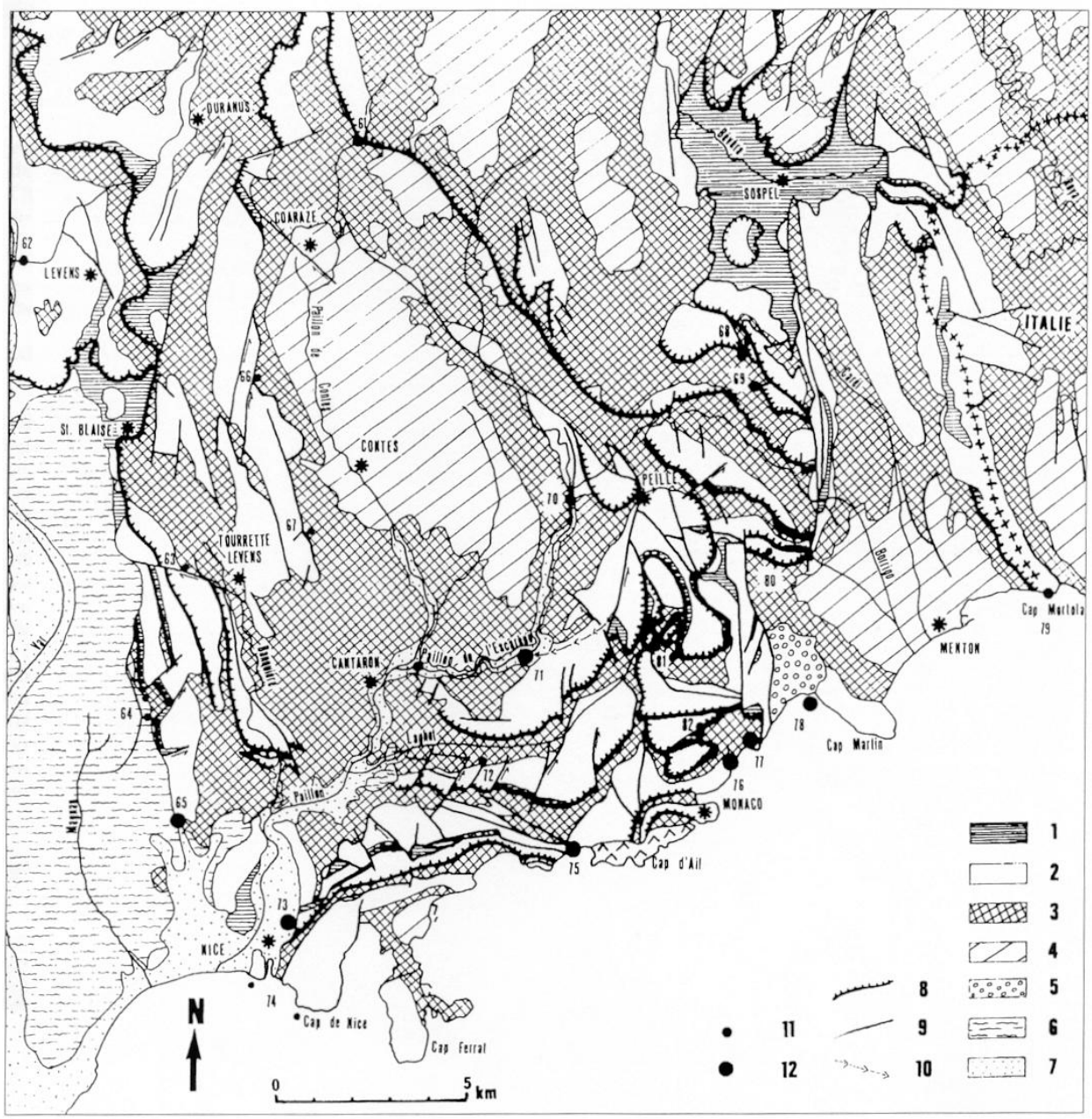
Plusieurs sources furent alors envisagées : sources de Tarente et de la Mortola en Italie, sources en Espagne dans la région d'Alicante. Après avoir effectué des recherches bibliographiques, il est apparu que seule la source de la Mortola satisfaisait à l'ensemble des caractéristiques requises pour l'étude et la mise en place du captage. En effet, caractérisée par Stefanon et Cotecchia (1969, 1972, 1973), cette source répondait bien aux attentes. Sa salinité mesurée en octobre 1969 était inférieure à 2 g/l, et son débit calculé à la même époque à partir de la mesure de la vitesse à l'exutoire était de 350 l/s. De plus, l'entreprise Géocéan avait déjà, lors de l'été 1999, étudié partiellement la source lors d'une première expérience de captage. La salinité mesurée à la source était à cette époque inférieure à 2 g/l. Le débit avait été évalué visuellement à environ 500 l/s. Enfin, située entre Menton et Vintimille, elle est dans une région marquée par des étés secs, période à laquelle afflue une importante population estivale. Cette ressource potentielle supplémentaire présentait un intérêt tout particulier pour les collectivités locales d'autant plus que les ressources en eau de cette région sont limitées aux eaux de surface.

La source sous-marine de la Mortola s'écoule par -36 m de fond. À son débouché dans le milieu marin, le conduit subhorizontal par lequel s'effectue l'écoulement mesure environ 50 cm de large et 30 cm de haut. Il s'agit de l'exutoire principal. Il existe d'autres sorties distantes de quelques mètres. Les débits y sont beaucoup plus faibles. En dégageant les sédiments marins déposés à proximité de la source, Stefanon (1973) mit en évidence l'existence d'une fracture de plusieurs mètres le long de laquelle se produit un écoulement d'eau douce plus ou moins localisé.

1.2- Géologie du bassin d'alimentation de la Mortola

1.2.1- Présentation de la zone d'étude et géologie de la Mortola

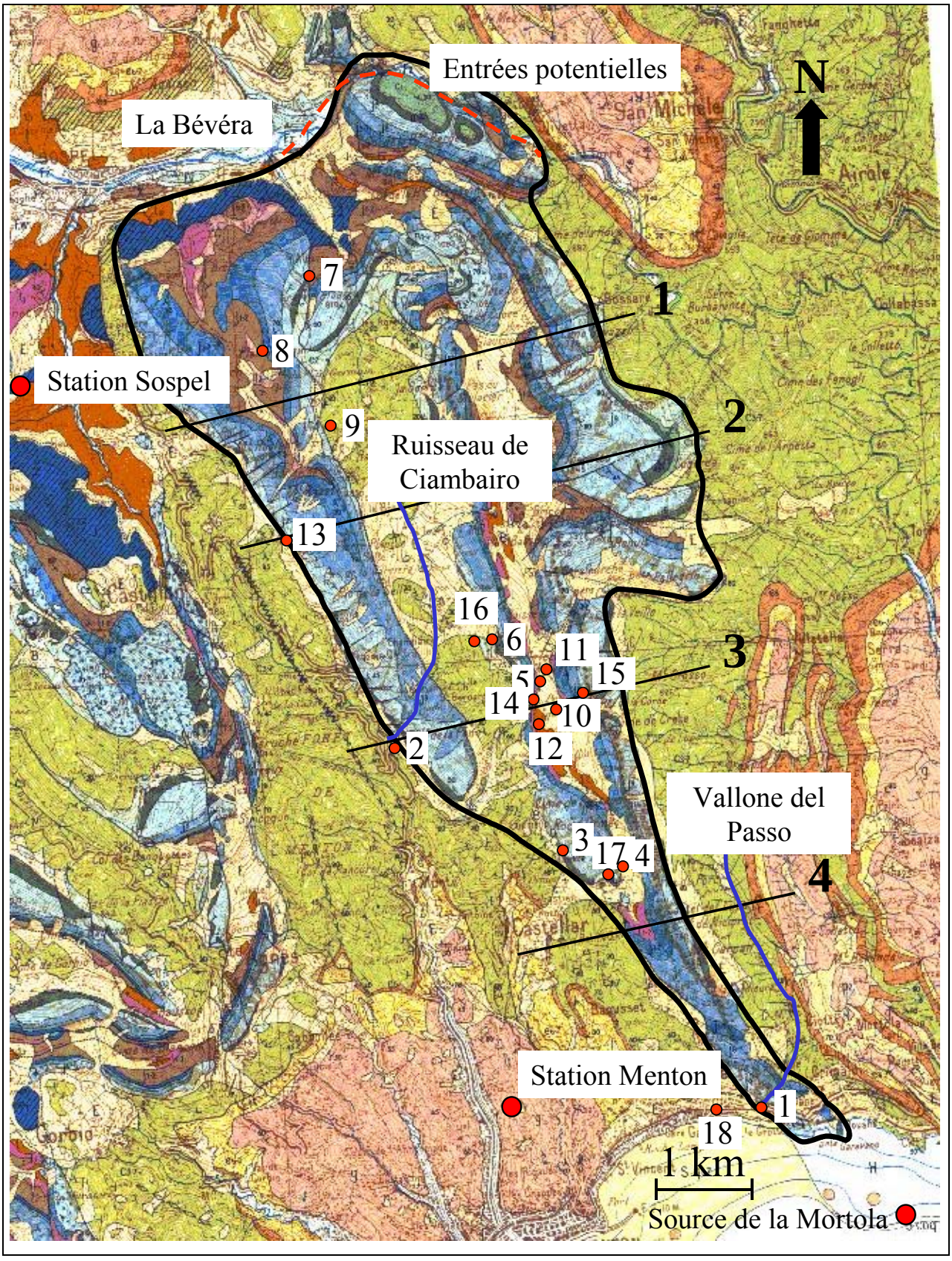
La région appartient à l'arc de Nice (figure 66). La zone de recharge de la source de la Mortola est comprise entre les villes de Menton et Sospel. Elle est essentiellement composée de marno-calcaires du Crétacé et des calcaires massifs du Jurassique. Ces formations sont accolées à la mer et forment un relief important. Par exemple à 1,5 km de la côte l'altitude est de 700 m et à 3 km elle est de 1000 m. Sur ces reliefs les activités anthropiques sont quasi inexistantes, il existe peu d'agriculture et peu d'habitation. Seul un troupeau de brebis occupe ces lieux escarpés. Le climat est de type méditerranéen, avec un contraste entre l'hiver doux et pluvieux et l'été chaud et sec.



Carte hydrogéologique de l'arc de Nice. Trias (1) - Jurassique (2) – Crétacé (3) – Paléogène (4) – Miocène (5) – Pliocène (6) – Quaternaire 7 – Chevauchement et écaille (8) – Faille décrochante (9) – Traçage (10) – Sources : 0-20 l/s (11); 20-50 l/s (12).

Figure 66. Carte hydrogéologique de l'arc de Nice (Mangan, 1989)

La source de la Mortola est située à l'aplomb d'une petite falaise calcaire d'environ 5 m, laquelle est localisée dans le prolongement des calcaires du Jurassique. La Mortola est un exutoire de cet aquifère carbonaté, dont nous allons étudier le cadre géologique et hydrogéologique.


Entrées potentielles
La Bévéra
N
Station Sospel
Ruisseau de Ciambairo
Vallone del Passo
Station Menton
Source de la Mortola
1 km
1
2
3
4
7
8
9
13
16
6
11
15
5
14
10
12
2
3
17
4
18
1

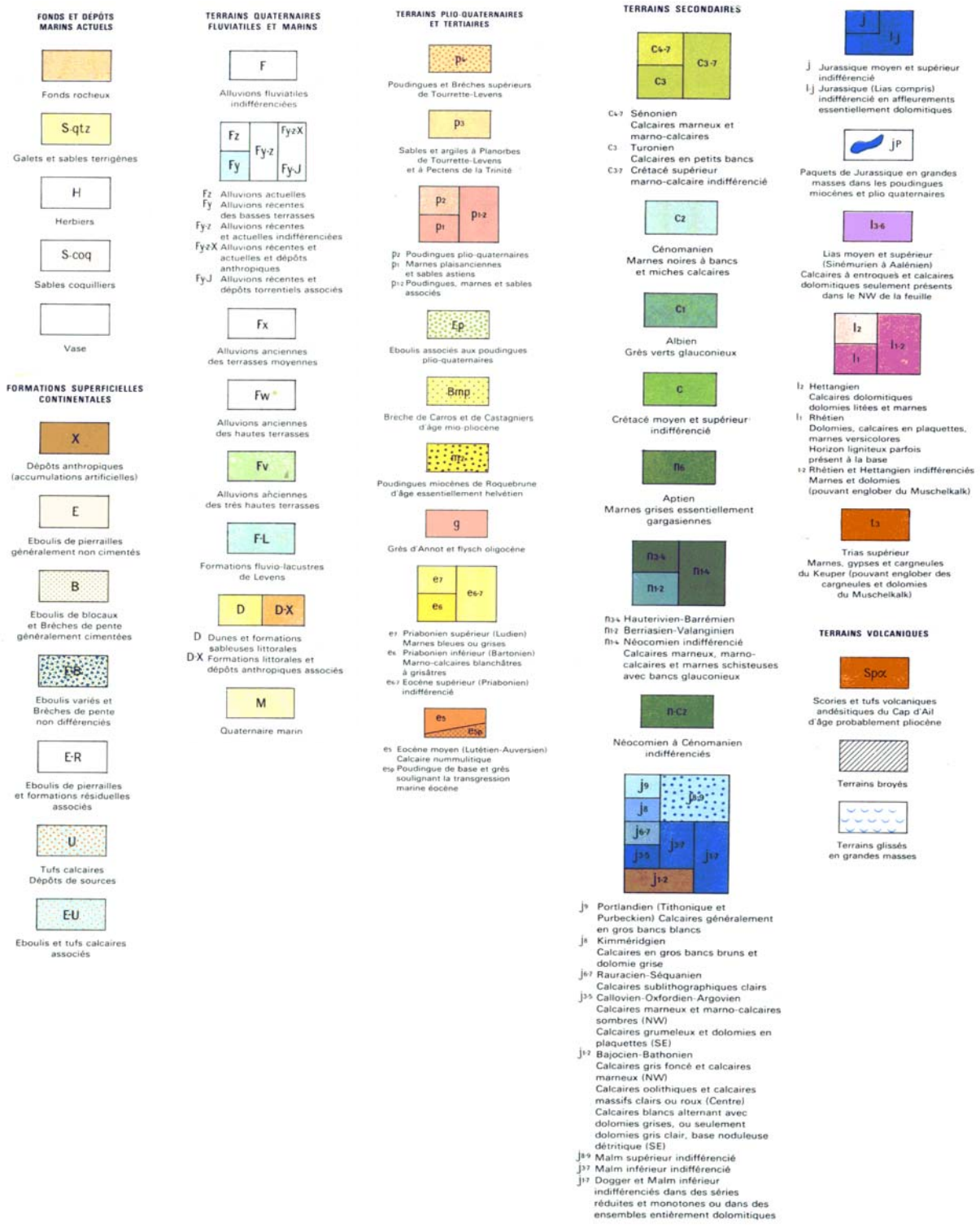


Figure 67. Extrait de la carte géologique Menton – Nice et légende (Gèze, 1968). Position des coupes réalisées (figure 69 à 71), des sources du bassin d'alimentation (points numérotés), des ruisseaux, des stations Météo France, de la source de la Mortola et des limites du bassin d'alimentation de cette source.

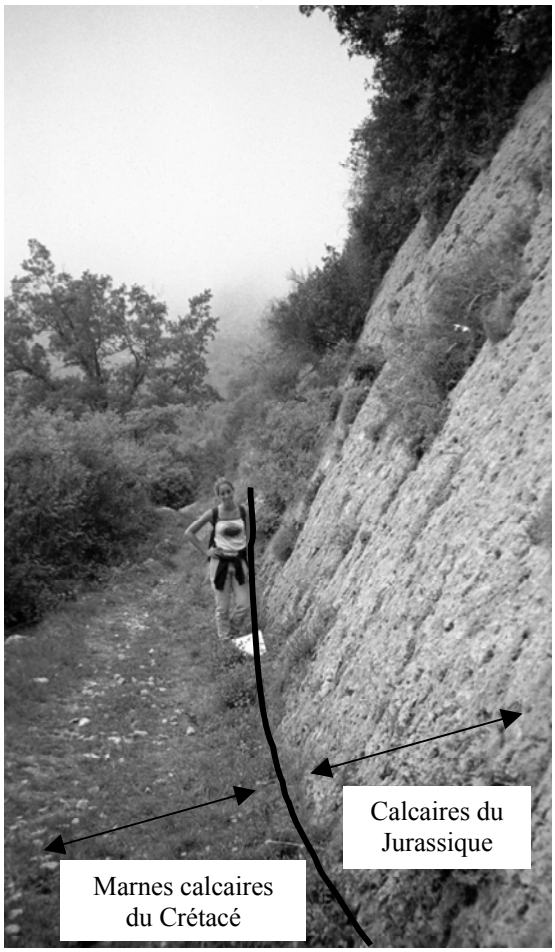
Les différents faciès caractérisant la région sont :

e6-7 - Eocène supérieur, marnes.
e5 - Eocène moyen, calcaires compacts, gris bleu à la cassure, parfois gréseux ou marneux.
c3-7 - Crétacé supérieur marno-calcaire indifférencié.
n1-4 - Néocomien, calcaires marneux, marno-calcaire et marnes schisteuses, avec bancs glauconieux.
j9 - Portlandien, calcaires faciès Tithonique.
j8 - Kimméridgien, calcaires en très gros bancs passant le plus souvent à de grandes masses de dolomie grise à cassure blanche.
j1-7 - Dogger et Malm inférieur indifférenciés, calcaires.
j1-2 - Bajocien-Bathonien, calcaire blanc.
i2 - Hettangien, calcaires dolomitiques, dolomies litées et marnes.
i1 - Rhétien, gros bancs dolomitiques et calcaires en plaquettes.
t3 - Trias supérieur, marnes, gypses et cargneules.

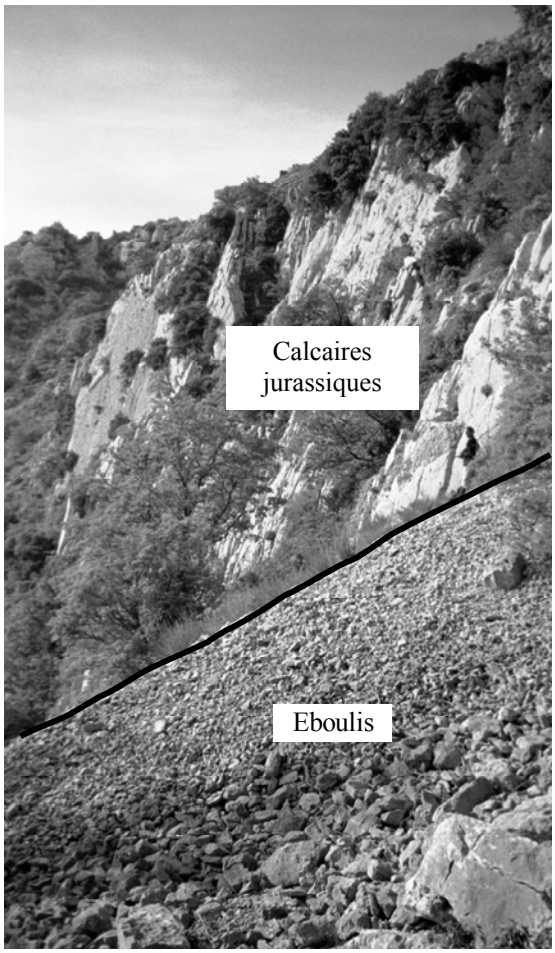
Sur le bassin d'alimentation, ces différents étages n'ont pu être différenciés de façon fine, à cause de la faiblesse des affleurements, mais aussi à cause de la nature voisine (bancs de calcaires massifs) des roches du Jurassique. Les étages suivants ont toutefois pu être clairement distingués :

c3-7 - Crétacé supérieur marno-calcaire indifférencié.
n1-4 - Néocomien, calcaires marneux, marno-calcaire et marnes schisteuses, avec bancs glauconieux.
j – Jurassique, calcaire massif, c'est à dire j1-2 ou j1-7 et j1-8.
t3 - Trias supérieur essentiellement des cargneules.

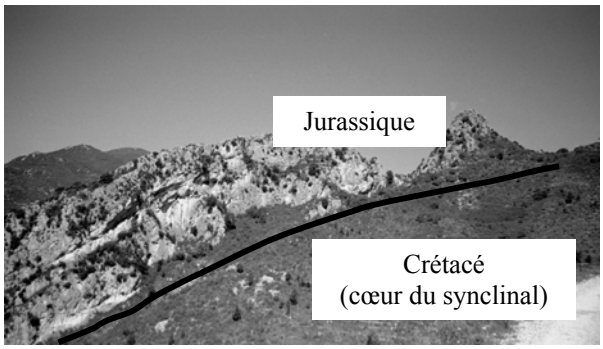
La zone s'organise en deux anticlinaux faillés formant des écailles calcaires jurassiques orientées N-S bordées par les marnes-calcaires du Crétacé. Ces écailles seront identifiées d'après leur position comme écaille ouest et écaille est. Ces écailles se sont mises en place suite à une compression E-W, post – miocène (Gèze, 1968). Du fait de l'érosion différentielle, le contact entre les terrains du Crétacé et du Jurassique est bien marqué dans le paysage.



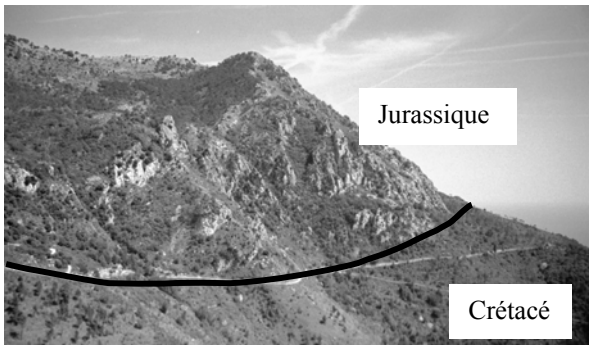
Roc de l'Orméa (écaille est, flanc ouest)



La Pierre Pointue (écaille ouest, flanc ouest)



Rocher de la Pena (écaille est, flanc est)



Roc de l'Orméa (écaille ouest, flanc est)

Figure 68. Contact entre les calcaires massifs du Jurassique et les marnes calcaires du Crétacé.

Sur ces photos, le pendage des bancs calcaires du Jurassique est subvertical sur les flancs ouest des deux écailles. Le contact est anormal au rocher de la Pena, où une faille met en contact le flanc ouest de l'écaille ouest avec les marnes appartenant à l'autre flanc de l'écaille ou à l'écaille est.

Au nord, la structure est marquée par deux anticlinaux séparés par un synclinal à cœur crétacé. Plus au sud l'anticlinal ouest « s'amincit » pour disparaître au voisinage de la côte. Quatre coupes orientées WSW-ENE ont été réalisées (localisées sur la carte figure 67). Elles donnent une interprétation de la structure profonde des écailles (figure 69 à 72).

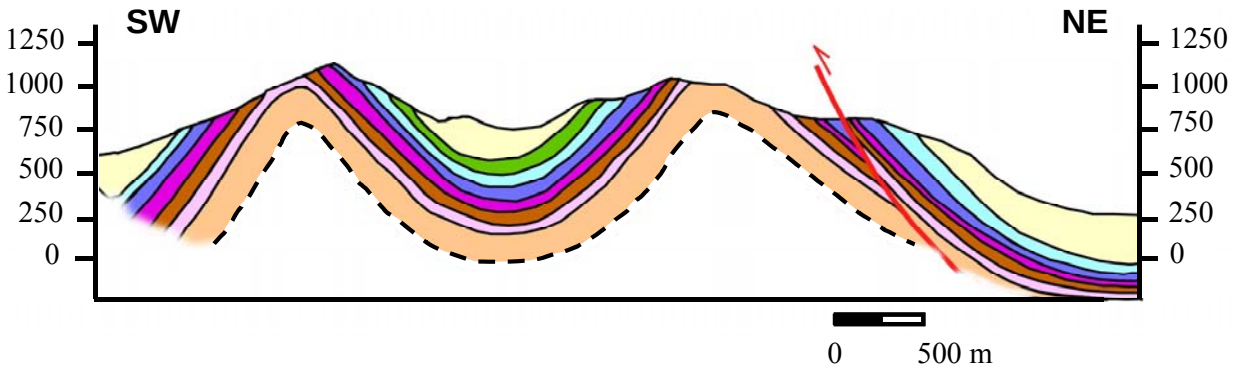


Figure 69. Coupe 1 (voir position sur la figure 67).

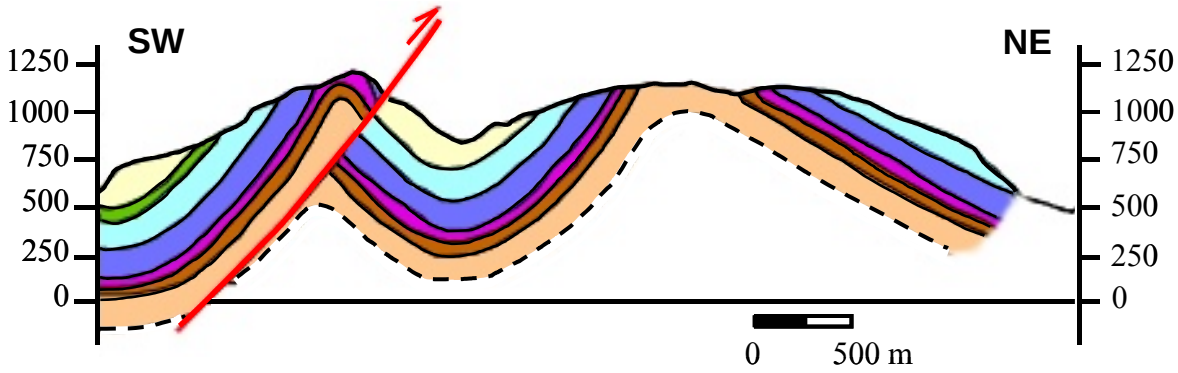


Figure 70. Coupe 2 (voir position sur la figure 67).

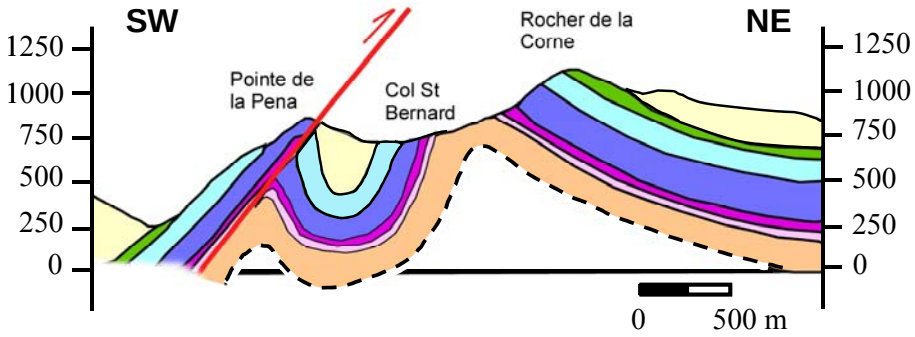


Figure 71. Coupe 3 (voir position sur la figure 67).

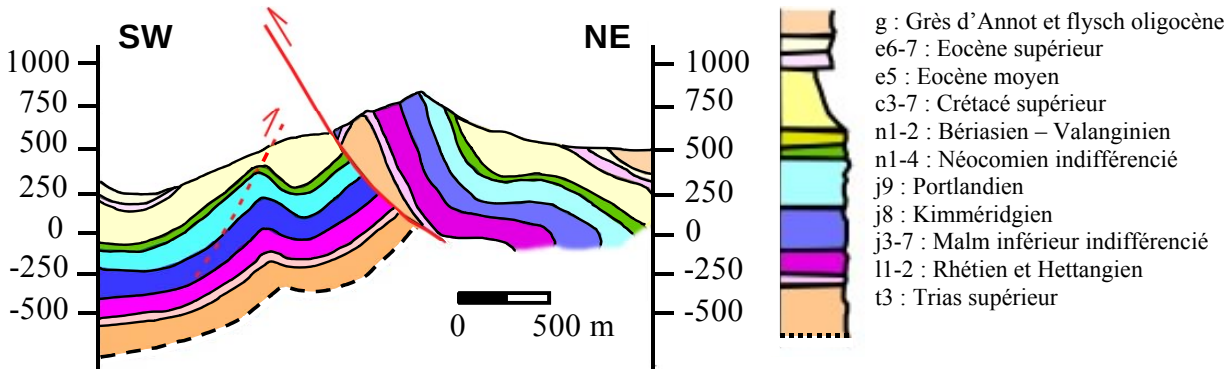


Figure 72. Coupe 4 (voir position sur la figure 67). Figure 73. Log stratigraphique des coupes

Ces coupes interprétatives permettent de comprendre la structure de la zone. Ainsi dans le nord, suite à la compression est-ouest, les couches s'organisent en deux anticlinaux séparés par un synclinal (figure 69). Plus au sud, la compression a créé une rupture dans les couches sédimentaires. Cette faille est ainsi responsable du raccourcissement de l'anticlinal ouest (figure 69 à 72). A l'extrémité sud, on ne retrouve plus qu'une partie du second anticlinal. Ce dernier a également été faillé, ce qui a pour conséquence la réduction de l'épaisseur des calcaires jurassiques à l'affleurement, et un enfouissement en profondeur des structures. Les axes anticlinaux et synclinaux se prolongent vers le sud. Les failles ainsi que l'axe synclinal favorisent la mise en place d'un axe de drainage de direction N-S. Le développement de ces structures en profondeur est en accord avec la position de la source sous-marine de la Mortola (-35 m).

1.2.2- Contexte géologique régional

Au Miocène moyen, l'orogène alpin, barrière montagneuse de 2000 m, domine la marge escarpée (figure 74). Le contraste hypsométrique est de l'ordre de 3000 à 4000 m (Clauzon et al., 1996). A cette époque, la karstification est possible. La poussée alpine est responsable au niveau de l'Arc de Nice d'un déplacement vers le sud de l'ensemble des couches post-triasiques à la faveur des niveaux plastiques du Trias supérieur (Gèze, 1968). Le glissement basal avec rabotage est visible dans la région de Sospel (zone broyée).

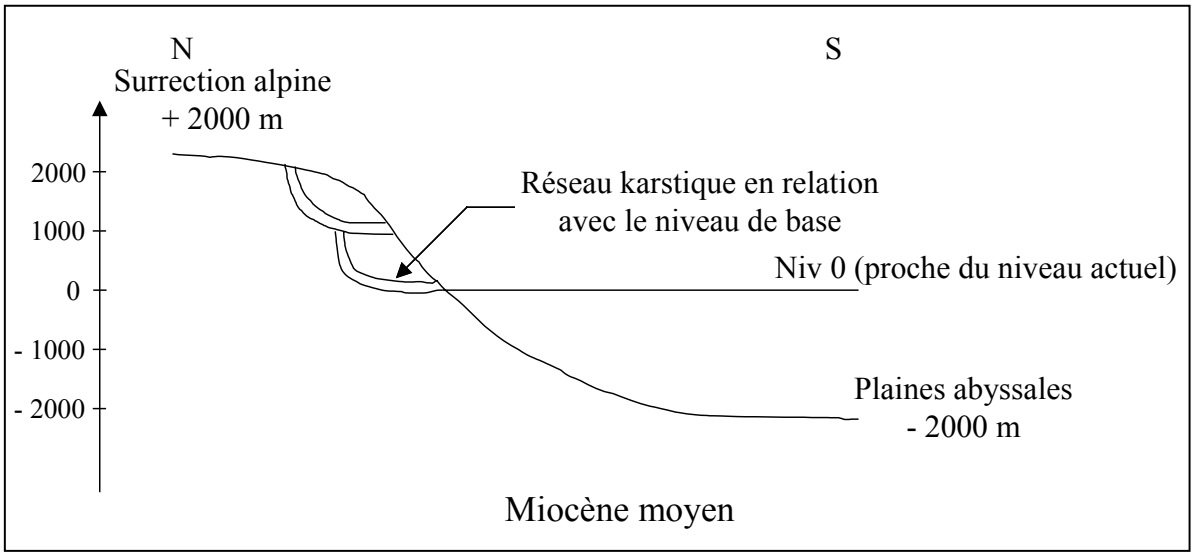


Figure 74. Topographie au Miocène moyen de la région sud-est de la France, coupe Nord Sud au niveau de Menton.

La crise du Messinien, événement purement eustatique, se produit dans ces conditions de relief important, de 3000 à 4000 m (figure 75). Elle se manifeste par la formation de gigantesques canyons issus de l'érosion des fleuves et par le dépôt d'évaporites dans le bassin profond. Ces phénomènes ayant été décrits dans la partie 2, nous n'y reviendrons pas. Nous allons préciser les connaissances sur la zone qui nous intéresse, c'est à dire le Sud-Est de la France.

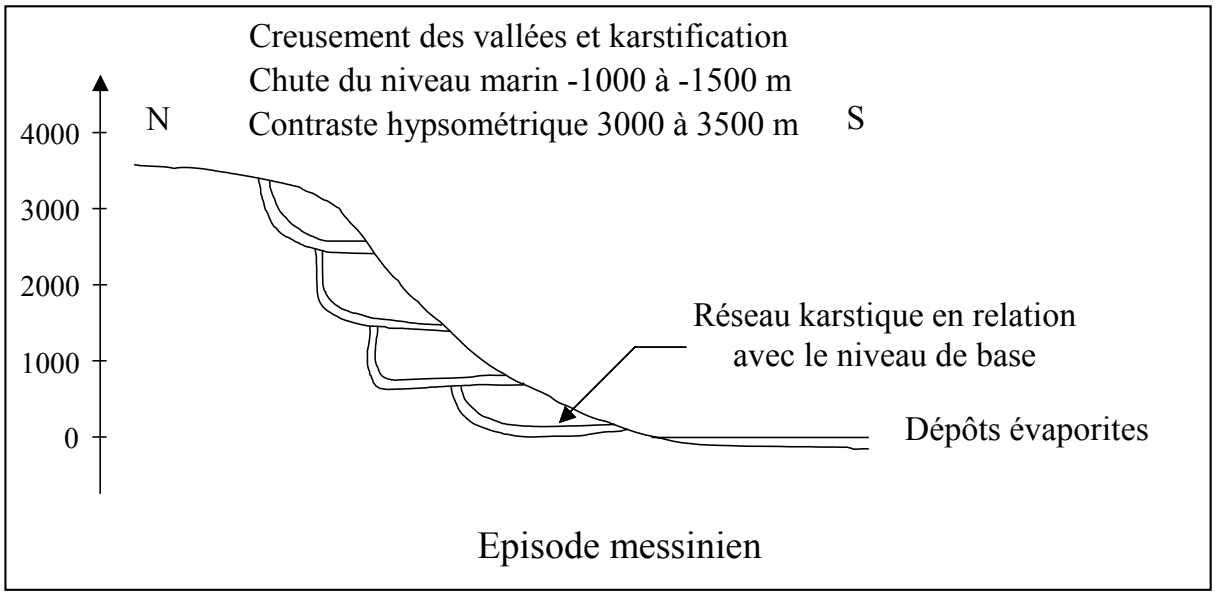


Figure 75. Crise messinienne.

Pendant cet épisode, la karstification a pu se développer jusqu'à des profondeurs importantes. Le canyon du Var se déploie depuis le littoral actuel jusqu'au massif du Mercantour. La Roya a creusé elle aussi un canyon profond. Les sédiments ayant comblé ce canyon sont actuellement visibles au niveau de la ville de Vintimille (figure 76).

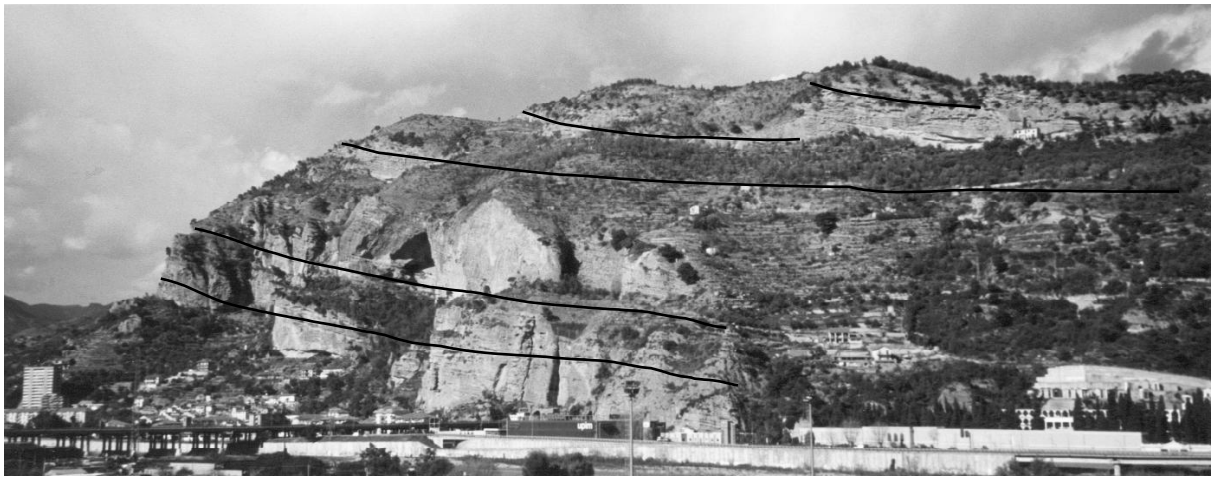


Figure 76. Progradation des foresets du Gilbert delta pliocène, rive gauche de la Ria de la Roya.

Au Zancléen, le bassin méditerranéen se remplit à nouveau. La remontée rapide du niveau marin conduit au remplissage des rias et au colmatage ou simplement au blocage des conduits karstiques (figure 77). L'âge pliocène du comblement de la ria de Vintimille est connu depuis la fin du XIXe siècle (Issel, 1892, in Clauzon et al., 1996).

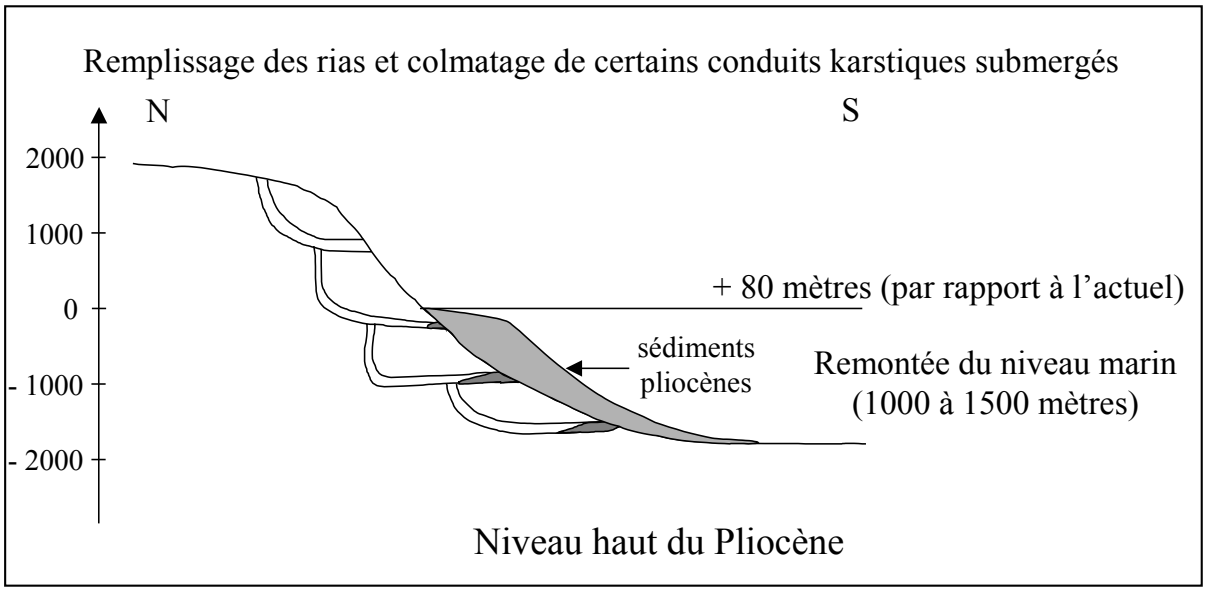


Figure 77. Submersion du bassin méditerranéen au Pliocène et dépôts pliocènes recouvrant les zones de décharge des karsts mis en place durant le Messinien.

La Ria de Vintimille/Bordighera est associée à au moins cinq torrents : d'ouest en est, la Bevera, la Roya, la Nervia, le torrent de Vallecrosia et le torrent de Borghetto. Elle pénètre dans le continent sur environ six kilomètres. Ce sont la Roya et la Nervia, dont les bassins versants sont les plus étendus et qui drainent les reliefs alpins de l'arc de la Roya (Gèze, 1962), qui ont les plus forts débits. Ce sont donc ces rivières qui ont façonné la morphologie messinienne durant la crise de salinité, puis qui ont alimenté les Gilbert deltas en assurant l'essentiel du comblement de la ria. A chaque rivière actuelle correspond une branche de la ria pliocène, ce qui indique l'existence d'un bassin versant de surface messinien et d'un réseau fluvial très comparable à l'actuel.

La profondeur minimale de l'axe du canyon de Vintimille au droit du littoral, d'après l'interprétation de profils sismiques, est supérieure à 500 m (Chaumillon et al., 1994). Le niveau de base d'un karst dépend du profil d'équilibre fluviatile avec lequel il est en connexion et donc du niveau de base marin (Aunay, 2003). La surection plio-quaternaire a été évaluée à 500 m, ceci implique qu'au Messinien le niveau de base dans la région de Vintimille au droit de la côte actuelle (et donc de la Mortola) était 1000 m sous le niveau marin actuel. Ces conditions ont très probablement permis le développement de réseaux karstiques dans les calcaires jurassiques situés à la côte jusqu'à 500 m de profondeur, si les calcaires sont encore présents à cette profondeur.

La grotte de Vieille Ville est située à quelques kilomètres au nord de Nice à 720 m d'altitude. Cette ancienne grotte littorale est scellée par les foresets du remblaiement de la ria du Var (Clauzon et al., 1996). Cet exemple est une preuve de l'antériorité du karst par rapport à la submersion pliocène. Lors de la transgression au Pliocène, les terrains de la région situés aujourd'hui à une hauteur inférieure à 500 m ont été immergés, ils ont pu être colmatés par les sédiments marins. Par la suite, les rias du Var et de Vintimille ont été affectées par une forte surrection de l'arrière-pays au Plio-Quaternaire (Rovereto, 1934 ; Irr, 1975 ; in Clauzon et al., 1996). Durant cette période, les successions de phases glaciaires et inter-glaciaires ont peut-être réactivé localement le karst. Parallèlement, la subsidence se poursuit depuis le Messinien dans le bassin (Chaumillon et al., 1994) ; elle atteint 800 +/- 100 m au large de Nice (Savoye et Piper, 1991 in Clauzon et al., 1996).

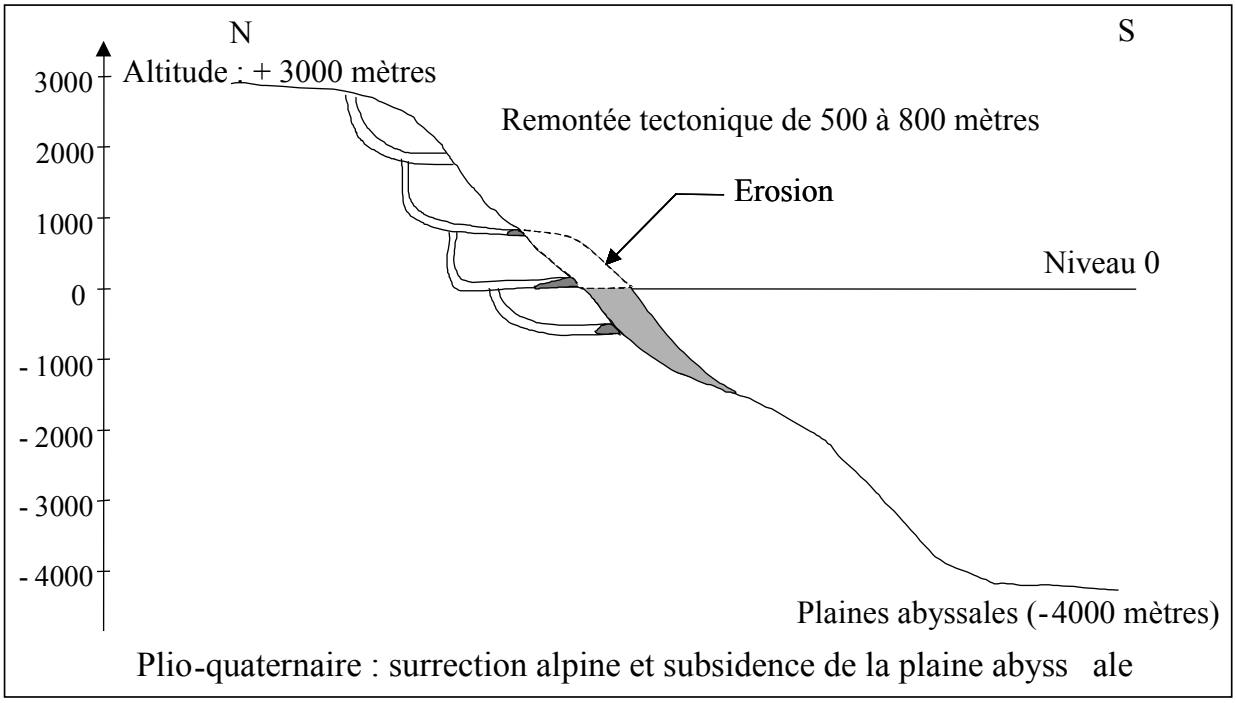


Figure 78. Surrection Plio-quaternaire et subsidence dans le bassin.

La bathymétrie de la région entre Antibes et San Remo a été établie, soulignant cet important relief sous-marin (Savoye et Piper, 1991, in Clauzon et al., 1990). Le creusement des Rias du Var et de la Roya est également mis en évidence.

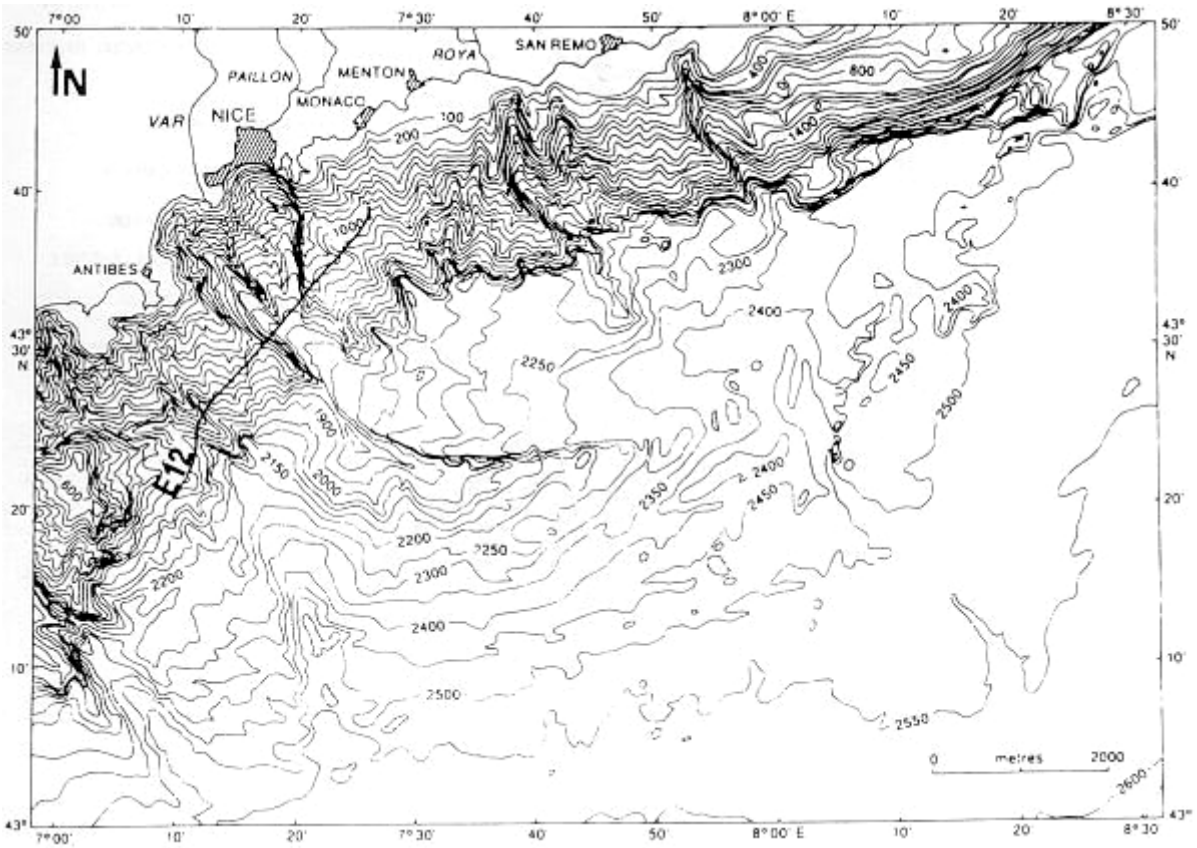


Figure 79. Bathymétrie de la zone entre Antibes et San Remo (Savoye et Piper, 1991, in Clauzon, 1990).

1.2.3- Informations apportées par l'étude des remplissages karstiques

L'étude de ces remplissages apporte des informations supplémentaires sur le karst et son histoire géologique. Les calcaires jurassiques affleurent sur la côte en Italie après le poste frontière sur une distance d'environ 400 m. Ils sont marqués par une importante karstification. De nombreux conduits sont colmatés par des remplissages sédimentaires. L'étude des remplissages des paléokarsts a contribué à l'interprétation de l'évolution géologique de ce massif carbonaté.

Deux familles de remplissages ont été observées. La première famille regroupe les sédiments de couleur brune (figure 80). Ces sédiments sont sous la forme réduite. Ils se sont déposés en milieu réducteur et ont été préservés de l'oxydation.

Figure 80. Remplissages sous forme réduite.

La deuxième famille est constituée de roches sédimentaires de couleur ocre ou rose, indicateur d'un dépôt en milieu oxydant (figure 81).

Figure 81. Remplissage sous forme oxydée.

Etudions plus en détail chaque famille :

- Première famille

Quatre échantillons ont été prélevés. Trois sont finement lités (figure 82) et constitués d'une superposition de fines lamines, composées de silts carbonatés plus ou moins argileux et limoneux. Il n'y a pas de silice. On observe des débris de carapaces ferrugineuses et des pisolithes (nodules) ferrugineux ainsi que des traces de cristallisation secondaire. Ces

sédiments correspondent à un milieu de dépôt relativement énergique du fait de la présence de ces lamines. Le quatrième échantillon ne présente pas de litage. On y observe cependant la même composition lithologique que les autres blocs.

Figure 82. Sédiments réduits lités.

L'observation au microscope confirme la présence d'hydroxydes (débris de carapaces ferrugineuses) et de matière organique sous forme réduite (figure 83). Des grains de glauconie et des fantômes de lamellibranches sont aussi présents. La glauconie se dépose en amas, ici on ne retrouve que quelques fragments au milieu des autres constituants. Bien que la glauconie soit un minéral dont le transport n'est pas aisé, il semble que ces grains soient hérités et transportés jusqu'au site de sédimentation. Le fait que ces grains soient dans un bon état de conservation milite pour une fossilisation assez rapide.

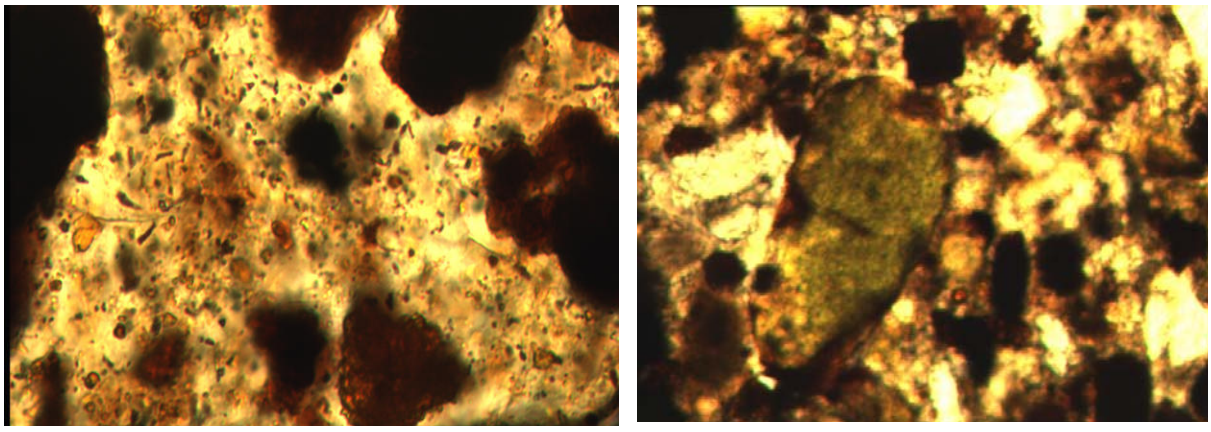


Figure 83. Hydroxydes et matière organique sous forme réduite, grain de glauconie observé sur la photo de droite (vert). La taille des gros grains est d'environ 1 µm.

A partir de ces observations, on peut formuler des hypothèses sur les conditions de mise en place et la période associée à ces dépôts. Les grains de glauconie hérités, du fait de leur bonne conservation, ont pu se mettre en place lors du dépôt de la formation glauconieuse. En effet la glauconie est un minéral qui se détériore facilement. Trouver des grains de glauconie bien conservés implique que le dépôt s'est effectué à proximité du réseau karstique. La glauconie est présente à la fois dans les formations du Néocomien (marnes schisteuses avec bancs glauconieux) et de l'Albien (grès verts glauconieux). On peut donc émettre l'hypothèse que les remplissages karstiques, qui présentent de la glauconie en association avec des débris de carapaces et des pisolithes ferrugineux, sont contemporains de la mise en place des terrains du Crétacé inférieur. Le remplissage se serait alors produit suite à une immersion des conduits (traces de fossiles de lamellibranches) au cours du Crétacé inférieur. En fonction du spectre sédimentaire présenté par ces remplissages karstiques, ils peuvent être interprétés comme étant contemporains de la formation de l'isthme durancien et de sa période à bauxite (Lajoinie et Laville 1979), c'est-à-dire l'Aptien - Albien

Les remplissages sédimentaires sous forme réduite sont généralement associés aux périodes antérieures au Crétacé supérieur (Aunay et Le Strat, 2002). En effet, dans le cycle orogénique pyréno-alpin de premier ordre, la période Trias - Crétacé supérieur correspond à une période transgressive liée à une montée du niveau global des océans. Les karsts associés à ce système sont généralement monophasés, fossilisés et réduits. Depuis le Crétacé supérieur (maximum de remontée du niveau global des océans au Cénomanien - Turonien) et jusqu'à l'actuel, le niveau marin global (ou eustatisme) est décroissant selon une baisse généralisée de premier ordre du cycle orogénique pyrénéo-alpin (figure 84). Cette baisse globale contribue à l'émersion des massifs carbonatés et favorise ainsi la karstification. Les sédiments des remplissages associés sont alors généralement polyphasés et oxydés.

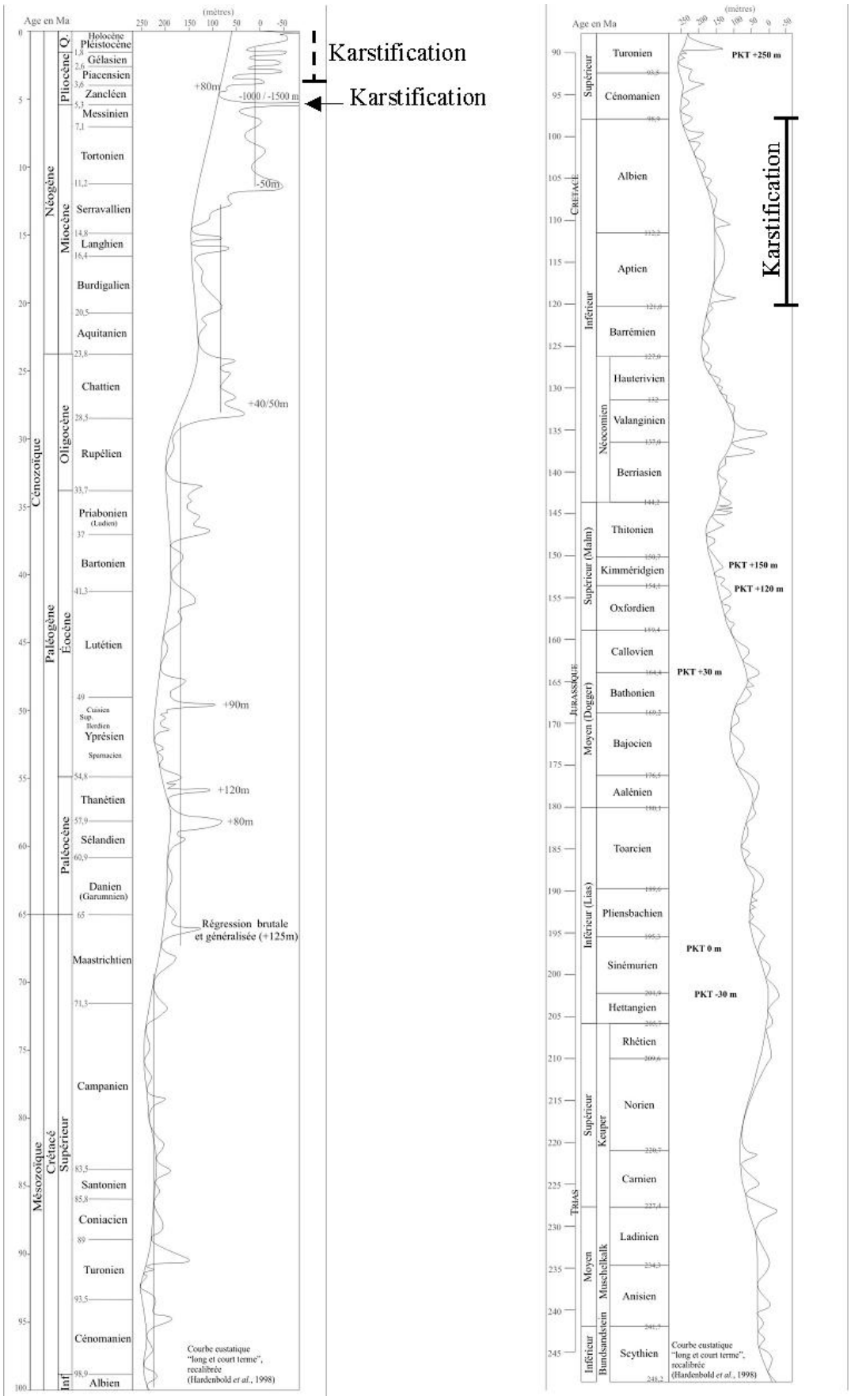


Figure 84. Courbe eustatique et période de karstification potentielle (d'après Hardenbold et al., 1998).

Une seconde hypothèse peut être formulée pour la formation de ces remplissages. Suite à la crise messinienne, tous les conduits ont été submergés. De ce fait, des remplissages ont pu s'accumuler dans le karst à cette période. Toutefois plusieurs arguments contestent cette hypothèse :

- d'abord il est difficile d'envisager que la glauconie présente dans les remplissages ait été érodée des massifs pour être ensuite sédimentée. En effet, la glauconie supporte difficilement d'être érodée ;

- ensuite ces remplissages étaient au Zancléen submergés par une tranche d'eau d'environ 500 m (voir paragraphes suivants). Les dépôts devraient alors être constitués de sédiments fins déposés en milieu de basse énergie. Or les remplissages constitués de lamines attestent que le milieu de dépôt était un milieu de haute énergie. De plus, les grains observés peuvent atteindre une taille millimétrique à pluri millimétrique, difficilement compatible avec un milieu profond ;

- enfin, si les remplissages s'étaient mis en place au Zancléen, les sédiments détritiques devraient être composés de quartz provenant de l'érosion des massifs. Or ce minéral n'a pas été observé dans les remplissages.

L'ensemble des observations effectuées sur les remplissages karstiques de la première famille militent plutôt en faveur d'un colmatage au Crétacé inférieur plutôt qu'au Pliocène.

- Deuxième famille de sédiments de remplissages.

Ces formations sont oxydées, elles se sont probablement déposées après le crétacé supérieur dans un contexte d'atmosphère oxydante ; le karst n'a pas été immédiatement fossilisé par une couche imperméable. Deux types de formations ont été observées : des roches indurées (figure 81) et des sédiments meubles (figure 86). Un échantillon de sédiment induré observé au microscope apparaît complètement recalcifié (figure 85) ; il contient un fantôme de lamellibranche ou de brachiopode. Il est possible que cette coquille provienne d'un remaniement ; dans ce cas on ne peut l'utiliser pour définir les conditions de dépôt. Par contre, si la coquille est associée au dépôt, alors cela implique qu'il a été soumis à une immersion marine.

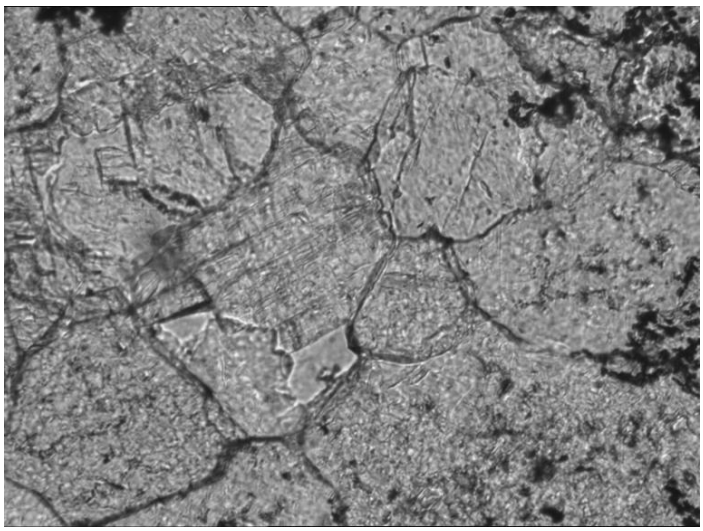


Figure 85. Roche entièrement recalcifié (la taille des cristaux est d'environ 50 μm).

Concernant les formations meubles, elles ont été observées dans un conduit de hauteur inférieure à 1 m (figure 86). Plusieurs couches superposées de couleurs différentes ont été identifiées. Ces variations proviennent du type d'argile qui constitue le sédiment. Les nombreuses « veines » observées (en blanc sur la photo) sont constituées de calcite, il s'agit de traces de pédogenèse. Ce remplissage est en fait un paléosol déposé en domaine émergé. Les parois du conduit sont tapissées de plancher stalagmitique. Ce dernier est scellé par les dépôts argileux.

Figure 86. Paléosol colmatant un conduit karstique.

Il a également été observé, dans plusieurs conduits, des stalactites et du plancher stalagmitique « noyé» dans les sédiments (figure 87). Les canaux au centre des amas concentriques confirment que ces concrétions sont des stalactites. Les concrétions se développent en condition aérienne dans des conduits devenus non fonctionnels (plus d'écoulement). Après une phase aérienne sans écoulement, le karst a ensuite été colmaté.

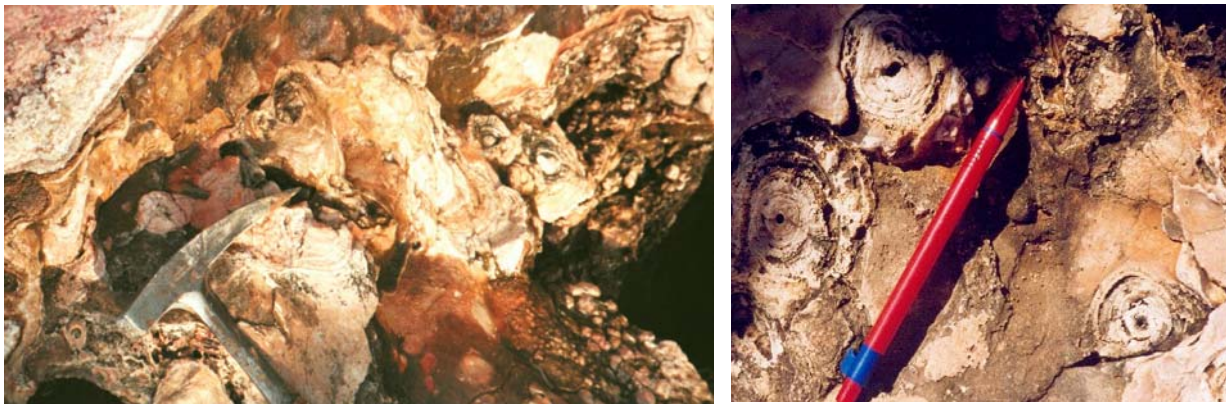


Figure 87. Plancher stalagmitiques et stalactites noyés dans les sédiments réduits.

- Interprétation de l'histoire du karst de la Mortola

Pour replacer l'ensemble des formations observées, il est nécessaire de revenir sur l'évolution temporelle du niveau de base relatif. Ce dernier intègre les mouvements tectoniques ainsi que les variations du niveau marin (eustatisme) subis par la région.

Pendant toute la période Trias Jurassique moyen, le bassin du Sud-Est a été soumis, en période globalement transgressive, à une subsidence tectonique très active qui met en place des blocs basculés. La particularité de ce scénario, c'est que les têtes de blocs vont pour la plupart être karstifiées puis fossilisées en mode monophasé et en conditions réduites. Ce scénario se perpétue jusqu'à l'évènement à 100 Ma qui rapproche l'Espagne de la plaque européenne (Boillot et al., 1984). Cet événement est important car dans tout le Sud de la France (de l'Ariège à la Provence) se met en place un haut fond karstifié qui piège des bauxites : l'isthme durancien (Lajoinie et Laville, 1979). Ces karsts sont à leur tour transgressés et fossilisés au Cénomanien - Turonien. En ce qui concerne l'évolution du niveau global des océans, il est environ à 0 m NGF au Trias et à 220 m NGF au Cénomanien Turonien dans cette première partie transgressive du cycle orogénique pyrénéo-alpin (Hardenbold et al., 1998).

Par contre dans la seconde partie régressive du cycle orogénique, soit du Crétacé supérieur à l'actuel, le niveau marin ne cesse de baisser depuis 220 m NGF jusqu'à 0 m à l'actuel. Il faut souligner, d'un point de vue eustatique, dans le modèle méditerranéen la chute messinienne à environ –1500 m et la baisse lors des maximums glaciaires à –120 - 150 m NGF.

D'un point de vue mécanisme de mise en place de ces karsts, un autre repère temporel est important. Il s'agit du transitionnel marin continental des deltas en eaux profondes pliocènes qui sont rattachés au cycle TB3.3 (Hardenbold et al., 1998) avec un niveau marin déclaré à +80m NGF. Cette surface remarquable se situe régionalement au Mont Bellenda (situé à 2 km au nord-ouest du Cap Mortola), à environ 500 m d'altitude. Il faut donc admettre que la zone à subi depuis le Pliocène une surrection d'au moins +420 m consécutive à l'orogenèse alpine

Entre le Jurassique, âge des terrains karstifiés, l'Aptien - Albien, âge de la karstification, et le Pliocène, la région a donc subi un enfoncement d'au moins 420 m. Il peut être sans aucun doute rattaché à la fin de l'Éocène avec l'ouverture de la Méditerranée et la création des bassins synrift oligocènes ; les flyschs oligocènes présents dans la région attestent de ces bassins profonds.

- L'Histoire de ce karst peut donc s'énoncer de la façon suivante :

Dépôts des calcaires jurassiques

Création de l'isthme durancien et des karst aptiens albiens associés. Altitude des karts aptiens albiens : + 150 m NGF

Orogenèse pyrénéo-alpine au Crétacé supérieur-Eocène. Altitude des karsts aptiens - albiens inconnue.

Création des bassins synrift oligocènes : Altitude des karsts aptiens – albiens : -420 m NGF

Crise messinienne avec chute du niveau marin à –1500 m. Karstification potentielle probable de toute la serie, jusqu'à plusieurs centaines de mètre sous le 0 NGF.

Orogénèse alpine : Altitude des karsts aptiens albiens : 0 m NGF

1.3- Hydrogéologie

Les informations géologiques nous informent des éléments suivants :

1- Les calcaires du Jurassique constituent la principale formation aquifère de la région, comprise entre deux ensembles globalement imperméables.

2- Il existe des niveaux gréseux et calcaires dans les séries crétacée et tertiaire. Toutefois leur rôle aquifère est très limité et d'intérêt local.

3- Les calcaires jurassiques sur l'ensemble du bassin versant présentent de nombreuses traces d'une karstification en plusieurs phases.

1.3.1- Eléments de karstification

Les éléments de karstification sont nombreux. L'étude des remplissages karstiques de la côte a montré que les calcaires jurassiques sont passés depuis le Crétacé par des phases de karstification, de colmatage et d'érosion. Il existe d'autres témoins de cette karstification polyphasée.

Près de la côte, à une centaine de mètre du poste frontière supérieur, une structure ressemblant à un ancien gouffre est observée (figure 88). Cette structure pourrait être un conduit partiellement érodé ; ses dimensions sont très importantes, avec un diamètre de plusieurs dizaines de mètres. Un autre conduit, de dimensions importantes également, a été observé dans l'ancienne carrière située à proximité du viaduc du Ciaramel, près de la commune de Castillon. Il a été dégagé et entaillé lors de l'exploitation de la carrière. Il est entièrement rempli par des matériaux bréchiques (figure 88). Ces deux conduits témoignent de l'importance de la karstification passée, du colmatage des conduits et de la forte érosion.

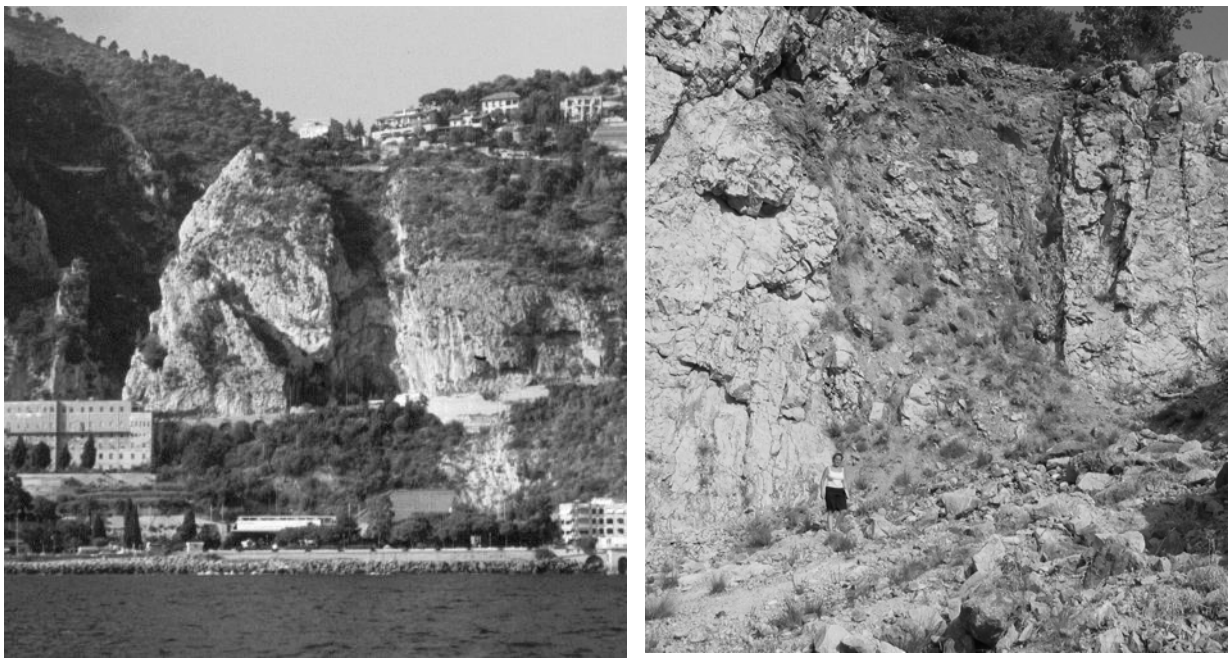
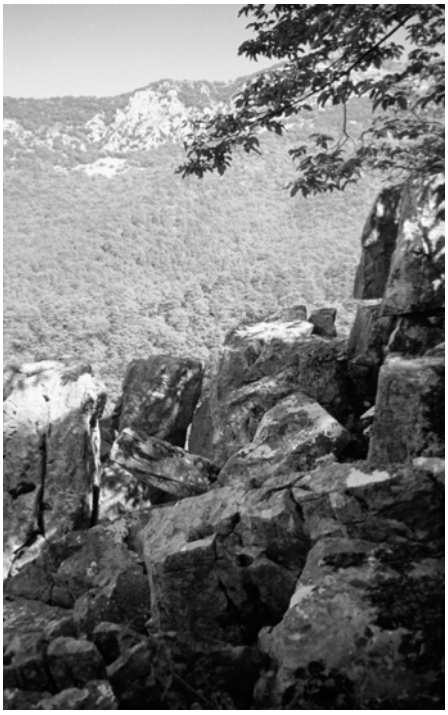


Figure 88. Conduits karstiques verticaux de grandes dimensions.

D'autres conduits situés à proximité de la côte sont la preuve d'une ancienne karstification ; ils témoignent aussi de l'importance de l'érosion (figure 89).

Figure 89. Grottes et conduits dans les calcaires jurassiques à 500 mètres de la côte dans l'ancienne carrière située derrière le poste frontière supérieur). Leur altitude est comprise entre 50 et 150 m.

Le karst actuel ne semble pas aussi bien développé. Sur le bassin d'alimentation supposé, délimité sur la figue 67, on rencontre des formes de dissolution ainsi qu'un lapiaz (figure 90), mais dans l'ensemble, en surface, les traces de karst actuel paraissent peu développées.



Lapiaz et blocs effondrés (à l'est de Plan Germain, écaille ouest).

Banc calcaire avec des traces de dissolution (Plan Germain, écaille ouest).

Figure 90. Eléments du karst actuel.

Différentes hypothèses déduites des structures observées et de la géologie permettent d'envisager les différentes phases de développement et de fonctionnement du karst depuis le Crétacé. Au cours du Messinien se met en place une karstification profonde et bien développée. Les conduits de dimensions importantes observés à proximité de la côte pourraient en être le témoignage. Les roches étaient alors à une altitude relative de – 500 m par rapport à aujourd'hui. La fin de la crise est marquée par un ennoiement du bassin. Le niveau marin était comparable au niveau actuel. La submersion a probablement conduit au

colmatage des conduits situés aujourd'hui à proximité de la côte. La surrection plio-quaternaire eut pour conséquence de remettre à l'affleurement les conduits profonds colmatés en les soulevant de 500 m.

En parallèle, l'intense serrage E-W post-miocène eut pour effet de créer des écailles de calcaire jurassique. Ces bancs très redressés présentent une faible surface affleurante et un relief prononcé. Du fait de l'important relief et de la forte surrection plio-quaternaire, ces niveaux ont subi une importante érosion supprimant les traces des karstifications anciennes. Enfin, depuis le Pliocène, une nouvelle karstification s'est mise en place. Du fait de sa position en altitude, le karst a certainement été alimenté essentiellement par les précipitations sur la zone. Pour son développement, l'aquifère a dû recevoir une quantité d'eau limitée, car les affleurements calcaires sont relativement réduits. Malgré le fort gradient de charge hydraulique, le potentiel de karstification a donc certainement été limité par un flux d'eau réduit.

Ainsi, il semble que les calcaires jurassiques soient passés par une phase de karstification anciennes au Crétacé puis par une importante phase de karstification au Messinien. L'aquifère a été fortement érodé du fait de l'importance du soulèvement, moteur de l'érosion. Une karstification récente s'est mise en place sur des roches presques « vierges » de karstification ancienne. Le karst récent est peu développé du fait de la quantité d'eau limitée et d'un ruissellement intense favorisé par les fortes pentes.

1.3.2- Existence de pertes

Il existe deux ruisseaux alimentés essentiellement par les ruissellements sur les marno-calcaires du Crétacé. Ils s'écoulent d'abord sur les terrains du Crétacé et traversent ensuite les calcaires jurassiques. Le ruisseau « Vallone del Passo », le plus au sud, traverse la barre calcaire à quelques centaines de mètres de la mer. Le bassin versant de ce ruisseau est d'environ 2 km². Il est soumis à des prélèvements d'eau de quelques l/s pour l'irrigation des jardins. Les débits sont faibles en étiage, si bien que la quasi-totalité du flux est prélevée. En crue, les débits sont de l'ordre de la dizaine de l/s. Excepté ce prélèvement, il n'a pas été constaté de pertes, mais en l'absence de jaugeages précis effectués à différentes périodes de l'année, il est difficile d'affirmer qu'elles n'existent pas.

Le second ruisseau dit de « Ciambairo » s'écoule au cœur de l'anticlinal entre les deux écailles jurassiques. Il est également alimenté par le ruissellement sur les marno-calcaires et probablement par les calcaires jurassiques. Il existe en effet au contact entre le Jurassique et le Crétacé de nombreuses petites sources de faible débit (de l'ordre du l/mn), alimentant le ruisseau de Ciambairo. Ce dernier traverse l'écaille ouest au niveau de la Pointe de la Pena pour ressortir des calcaires à la cascade de la Pena. A la fin de l'étiage en novembre 2003, le ruisseau de Ciambairo avant la cascade avait un débit de quelques l/s, alors qu'à la cascade il ne coulait plus. Il existe donc bien une perte mise en évidence à l'étiage. Une tentative de localisation précise n'a pu aboutir du fait des difficultés de terrain.

Bien que la perte ait été mise en évidence, il est difficile d'estimer la part des débits qui s'infiltre en période de crue, aucun jaugeage n'ayant été réalisé à cette période. Toutefois, lors des hautes eaux, le débit à la cascade est important (plusieurs dizaines de l/s), ce qui montre que les débits absorbés par la perte restent limités. La présence d'écoulements de surface traversant les calcaires témoigne du faible développement de la karstification actuelle qui de ce fait est peu fonctionnelle.

1.3.3- Délimitation du bassin d'alimentation et estimation de sa surface

Le bassin d'alimentation est constitué de calcaires jurassiques et limité par les marno-calcaires du Crétacé. Les calcaires apparaissent sous forme de bancs redressés. De grands accidents nord-sud mettent en contact l'aquifère avec les terrains imperméables du Crétacé, guidant les écoulements vers la mer. Dans ce dispositif, la pente vers la mer, l'orientation des couches verticales et les accidents majeurs ont des directions concordantes, favorables à l'enfouissement des eaux et à leur écoulement vers la mer. Hormis la présence de sources de très faible débit (au maximum quelques l/mn), il n'existe aucune source de débit important sur l'aire de recharge supposée. De ce fait la quasi totalité de la décharge de l'aquifère s'effectue en mer.

La surface du bassin d'alimentation correspond à la surface des calcaires, les terrains marneux jouant le rôle de barrière étanche. Cette surface est d'environ 28 km². A cette surface il est nécessaire d'ajouter une partie de celle du bassin versant du ruisseau de Ciambairo puisqu'une perte a été mise en évidence ; elle est de 5 km² environ. La surface totale du bassin d'alimentation de la Mortola est donc de l'ordre de 30 km².

1.3.4- Informations apportées par la chimie et la géochimie

1.3.4.1- Analyses chimiques

Quatre échantillons d'eau ont été prélevés à la source de la Mortola aux dates suivantes :

- 28/08/2003
- 06/01/2004
- 13/02/2004
- 25/03/2004

Les trois premiers échantillons ont été prélevés lors d'une mise en pression du système de captage. Le dernier a été prélevé sans mise en pression. Un échantillon d'eau de mer a également été prélevé le 25/03/2004. Les concentrations en éléments majeurs des quatre échantillons de la Mortola ainsi que de l'eau de mer sont présentées dans le tableau 6. La concentration de certains éléments n'a put être déterminée car elle est inférieure à la limite de détection (noté <ld dans les différents tableaux). En parallèle à ces prélèvements, trois campagnes d'échantillonnages réalisées sur une quinzaine de petites sources situées sur le bassin d'alimentation supposé, ont été réalisées dans des conditions climatiques et hydrologiques différentes (mai 2003, août 2003, mars 2004).

Echantillon	pH	T°C	C uS/cm	HCO_3^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Ca/Mg	PCO_2	Isc	Isd	Balance
28/08/03	7,7	16	3100	188	778	< ld	200	102	79	503	< ld	0,8	0,0028	0,26	0,1	7%
06/01/04	7,9	16	3000	188	388	< ld	157	86	41	223	< ld	1,3	0,0019	0,44	0,2	0%
13/02/04	nm	nm	nm	195	518	< ld	213	104	49	312	< ld	1,3	nm	nm	nm	1%
25/03/04	7,7	16	20000	176	6818	< ld	993	198	568	3771	42	0,2	0,0024	0	1	1%
mer	7,7	11	56000	152	19675	< ld	2664	414	1431	11216	179	0,2	0,0019	0	1	1%

Tableau 6. Résultats des analyses chimiques à la source de la Mortola et d'un échantillon d'eau de mer. Les concentrations sont exprimées en mg/l, les pCO_2 en atm. La notation nm signifie non mesuré.

Tous les échantillons de la Mortola sont marqués par une plus ou moins forte concentration en chlorure et sodium. L'examen de ces données et de l'eau de mer dans un diagramme Na = f(Cl) montre que tous les points sont alignés (figure 91). Cet alignement correspond à la droite de mélange entre l'eau de l'aquifère et l'eau de mer.

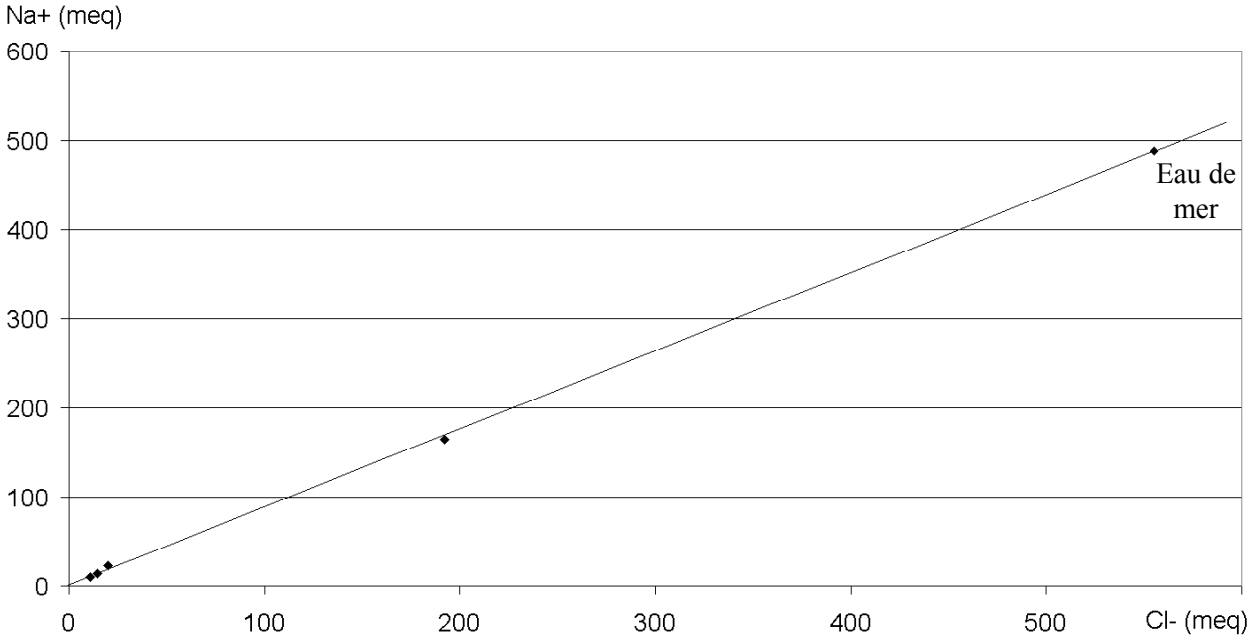


Figure 91. Représentation de la concentration en sodium en fonction de la concentration en chlorure des quatre échantillons de la Mortola et de l'échantillon d'eau de mer.

C'est donc bien l'eau de mer qui contamine l'eau souterraine émergeant à la Mortola. Pour déterminer ce pourcentage d'eau de mer, nous avons fait l'hypothèse que les ions chlorures et sodium sont apportés uniquement par l'eau de mer. En effet, l'eau des aquifères est pauvre en ces éléments, comme cela a également été vérifié pour les petites sources situées sur le bassin d'alimentation (tableaux 10, 11 et 12). Les rapports $Cl_{échantillon}$ / Cl_{mer} et $Na_{échantillon}$ / Na_{mer} (tableau 7) permettent de déterminer le pourcentage d'eau de mer contenu dans chaque échantillon.

Echantillon	Cl éch /Cl mer	Na éch /Na mer	% eau mer
28/08/03	0,040	0,045	4,2%
06/01/04	0,020	0,020	2,0%
13/02/04	0,026	0,028	2,7%
25/03/04	0,347	0,336	34,1%

Tableau 7. Rapports $Cl_{échantillon}$ / Cl_{mer} et $Na_{échantillon}$ / Na_{mer} et pourcentage d'eau de mer.

Les valeurs des deux rapports sont très proches pour chacun des quatre échantillons ; le pourcentage d'eau de mer est donné par la moyenne des deux rapports. Les trois premiers échantillons ont un pourcentage d'eau de mer assez faible. Réalisés en condition de mise en charge du système de captage, les concentrations en sodium et chlorure montrent que la contamination par l'eau de mer est très faible, de l'ordre de quelques pourcents. A l'inverse l'échantillon du mois de mars 2004 montre qu'il existe une contamination due au système de captage. Comme les conditions de mise en charge de la source à partir du dispositif de captage ne sont pas connues (pas de mesure de pression, pas de suivi temporel de l'évolution des débits et de la salinité, pas d'observations) et que le nombre d'observations est faible, il n'est pas possible de déterminer si cette faible salinisation est due à une intrusion marine par le dispositif de captage, par les griffons entourant la source principale ou par une relation hydraulique plus lointaine.

A partir des pourcentages d'eau de mer, il est possible de calculer la part de chaque espèce dissoute provenant respectivement de l'aquifère et de la mer. La composition chimique de ce que serait l'eau de la source de la Mortola sans intrusion saline est alors définie (tableau 8).

Echantillon	HCO3-	Cl-	NO3-	$SO4^{2-}$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na+	K+	Ca^{2+}/Mg^{2+}
28/08/03	182	<ld	<ld	87,5	84,7	18,8	29,6	<ld	2,7
06/01/04	185	<ld	<ld	104	78,2	12,9	1,2	<ld	3,7
13/02/04	191	<ld	<ld	141	92,3	10,7	8,4	<ld	5,2
25/03/04	176	101	<ld	83,7	56,7	79,1	<ld	<ld	0,4

Tableau 8. Composition chimique reconstituée de l'eau de l'aquifère karstique, en absence d'eau de mer (mg/l).

La pCO_2 équilibrante des échantillons prélevés à la Mortola a été calculée (tableau 6). Elle correspond à la pression partielle en CO_2 d'une phase gazeuse fictive associée à la solution, pour laquelle on suppose tous les équilibres atteints aux valeurs mesurées de pH et de HCO_3^- (Roques, 1962 in Plagnes, 1997). C'est le paramètre qui contrôle l'état de la solution (pH, Ca, HCO_3) car il détermine la solubilisation des carbonates. Les pCO_2 équilibrantes des échantillons de la Mortola sont plus élevées que la pression partielle de CO_2 atmosphérique (0,000316 atm). Les pCO_2 équilibrantes des échantillons prélevés sur le bassin d'alimentation supposé (tableau 12) sont supérieures à la pression partielle de CO_2 atmosphérique à l'exception des échantillons 2 et 7 qui sont à la pression partielle atmosphérique (les numéros d'identifications des sources sont référencés dans le tableau 9 et localisés sur la carte figure 67).

Nom	N° attribué
Vallone del Passo	1
Ruisseau de Ciambairo	2
Source de l'Orméa W	3
Source des preles	4
Source du Merle	5
Source St Bernard	6
Source de l'Albaréa	7
Source Plan German	8
Source Font Froide	9
Source de la corne	10
Source bélier	11
Source 3e age	12
Source Fontanelle	13
Source club équestre	14
Source pas de la Corne	15
Source Ciambairo	16
Source du Cannet	17
Source Garavan	18

Tableau 9. Numéro d'identification des sources et ruisseaux sur la carte (figure 67).

Les Indices de saturation vis-a-vis de la calcite (Isc) et de la dolomite (Isd), ont également été calculés. Ils donnent avec précision le degré de déséquilibre du système (Roques, 1962 in Plagnes, 1997). Si l'indice de saturation est positif alors la solution est sursaturée, sinon elle est sous-saturée. Les échantillons de la Mortola sont tous sursaturés vis à vis de la calcite et de

la dolomite. Les petites sources du bassin d'alimentation sont elles aussi sursaturées vis à vis de la calcite. Seulement la moitié sont sursaturées vis à vis de la dolomite. La différence entre le degré de déséquilibre entre la calcite et la dolomite est liée à la cinétique de dissolution de ces minéraux. En effet les temps de dissolution de la dolomite sont plus élevés.

Le rapport Ca/Mg permet d'évaluer le temps de résidence dans l'aquifère. Plus le rapport Ca/Mg est grand, plus le temps de résidence est court. Le rapport Ca/Mg de la Mortola est globalement plus faible que celui des petites sources du bassin d'alimentation (tableau 8 et 12). Le temps de résidence des eaux de la Mortola est donc plus élevé que le temps de résidence des eaux des petites sources.

Les pCO_2 équilibrantes sont supérieures à la pression partielle de CO_2 atmosphérique. L'eau agressive dissous ainsi les minéraux carbonatés. L'eau devient alors sursaturée vis-à-vis de la calcite. Ceci explique pourquoi l'eau de la Mortola et des petites sources sont marquées par une concentration importante en ions bicarbonate et calcium (tableaux 10 à 12). Les eaux de la Mortola à temps de séjour plus long que les petites sources, sont sursaturées vis à vis de la dolomite. La concentration en magnésium est importante à la Mortola, supérieure à celle des petites sources.

Il faut également noter qu'à la Mortola les concentrations en sulfate restent modestes (25 à 140 g/l), mais significativement supérieures à celles observées habituellement dans les aquifères purement carbonatés (la concentration y est généralement inférieure à 20 mg/l). Plusieurs des petites sources ont aussi des concentrations significatives en sulfate. C'est le cas en particulier de celles situées au cœur de l'anticlinal est (source n°5, 12, 14, 15). A cet endroit les roches triasiques (gypses et cargneules) sont affleurantes. La concentration en sulfate à la Mortola est certainement liée à la dissolution des roches triasiques de l'aquifère de la Mortola.

N°	Nom	Alt m	C uS/cm	pH	HCO_3^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Balance
1	Vallone del Passo	50	330	8,0	181	6,0	1,8	17,5	63,6	4,8	2,8		2%
2	Ruisseau de Ciambairo												
3	Source de l'Orméa W	418	538	7,5	309	6,4	1,5	24,2	107	5,4	4,4		2%
4	Source des preles	520	1927	7,7	333	0,0	19,1	945	425	44,6	0,4		-1%
5	Source du Merle	775	988	7,5	255	0,0	17,6	333	184	23,1	0,0		-1%
6	Source St Bernard	765	560	7,5	304	0,0	1,9	26,3	118	5,4	1,7		7%
7	Source de l'Albaréa	780	350	8,1	203	2,4	0,8	4,9	47,6	16,4	0,9		3%
8	Source Plan German	1000	nm	8,3	228	2,3	0,8	5,4	52,2	17,0	0,9		1%
9	Source Font Froide	750	510	7,8	311	1,5	0,5	5,6	116	1,8	0,8		6%
10	Source de la corne	800	575	7,8	377	3,0	0,4	7,4	85,1	25,5	1,2		0%
11	Source belier	830	397	7,7	244	3,9	0,4	4,3	57,6	15,3	2,0		0%
12	Source 3e age	830	783	7,5	267	0,5	7,9	163	140	19,2	2,3		5%
13	Source Fontanelle	790	468	8,1	325	1,4	0,0	23,6	97,0	4,9	0,9		
14	Source club equestre	800											
15	Source pas de la Corne	860											
16	Source Ciambairo	730											
17	Source du Cannet	500											
18	Fontaine Port Garavan	10											

Tableau 10. Campagne d'échantillonnage mai 2003, les concentrations sont en mg/l.

N°	Nom	Alt m	C uS/cm	pH	HCO_3^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Balance
1	Vallone del Passo	50											
2	Ruisseau de Ciambairo												
3	Source de l'Orméa W	418	540	7,8	323	7,2	1,4	22,4	105,2	5,1	4,9	5,1	-1%
4	Source des preles	520											
5	Source du Merle	775	780	7,6	263	0,0	12,8	179,0	150,7	17,6	2,9	17,6	5%
6	Source St Bernard	765											
7	Source de l'Albaréa	780	352	7,4	206	1,5	0,8	3,4	47,5	18,6	1,5	18,6	6%
8	Source Plan German	1000	374	7,3	223	5,3	1,2	4,4	53,9	19,4	1,1	19,4	5%
9	Source Font Froide	750											
10	Source de la corne	800											
11	Source belier	830	401	7,8	258	1,1	0,4	2,2	60,1	14,8	2,8	14,8	0%
12	Source 3e age	830											
13	Source Fontanelle	790	457	7,4	263	0,1	1,8	16,2	93,3	5,5	2,0	5,5	5%
14	Source club equestre	800	2550	7,3	344	0,0	196	1516	600	78,3	9,6	78,3	-5%
15	Source pas de la Corne	860	860	7,6	263	0,0	6,3	232,3	164,9	25,9	4,0	25,9	7%
16	Source Ciambairo	730	342	7,7	209	1,5	3,8	5,5	71,3	2,9	1,5	2,9	3%
17	Source du Cannet	500	471	7,6	303	2,8	1,2	6,8	89,0	9,8	3,7	9,8	2%
18	Fontaine Port Garavan	10											

Tableau 11. Campagne d'échantillonnage août 2003, les concentrations sont en mg/l.

N°	Alt m	T°C	pH	C uS/cm	HCO_3^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Ca/Mg	PCO_2	Isc	Isd	Balance
1	50	10,7	8,2	416	233	7,8	0,8	25,3	77,2	<ld	6,2	<ld		0,0012	0,81		-5%
2		7,0	8,7	368	215	3,5	0,2	28,0	61,3	9,9	2,2	0,7	3,8	0,0003	1,02	0,68	-3%
3	418	10,7	8,2	521	314	6,0	1,3	25,4	111	3,4	5,7	<ld	19,7	0,0016	1,08	0,17	2%
4	520																
5	775	9,7	7,5	884	258	1,9	19,0	316	192	26	1,8	<ld	4,5	0,0057	0,46	-0,45	3%
6	765																
7	780	13,0	8,6	324	220	3,1	0,3	5,5	44,0	13,5	2,0	0,5	2,0	0,0004	0,95	0,96	-6%
8	1000	6,3	8,5	336	218	3,3	0,5	5,2	47,5	17,0	1,3	<ld	1,7	0,0006	0,78	0,52	0%
9	750																
10	800																
11	830	7,5	8,0	408	257	2,4	0,4	6,2	64,9	18,1	1,9	<ld	2,2	0,0022	0,48	-0,15	4%
12	830																
13	790	11,6	8,2	457	291	2,6	0,5	21,8	101	1,3	1,5	1,7	47,9	0,0014	1,05	-0,25	0%
14	800																
15	860	10,0	8,0	539	241	3,2	0,4	83,7	97,2	19,6	2,1	1,4	3,0	0,0018	0,69	0,20	6%
16	730																
17	500	12,7	7,8	443	286	4,4	0,7	12,1	88,2	7,2	2,9	<ld	7,4	0,0038	0,58	-0,36	1%
18	10	15,0	8,0	482	144	3,8	1,2	146,4	83,3	6,9	3,9	<ld	7,4	0,0013	0,47	-0,53	-6%

Tableau 12. Campagne d'échantillonnage mars 2004, les concentrations sont en mg/l, les pCO_2 en atm.

1.3.4.2- Analyses isotopiques

Le tritium a été mesuré dans deux échantillons de la Mortola prélevés le 28/08/03 et le 06/01/04, sur un échantillon du ruisseau Vallone del Passo prélevé le 25/03/04 et sur un échantillon de la source Garavan prélevé le 13/01/05. Les teneurs observées sur les quatre échantillons révèlent qu'il s'agit d'eau récente (tableau 13).

Echantillon	^{3}H en UT
Mortola (06/01/04)	6 ± 1
Mortola (25/03/04)	7 ± 1
Vallone del Passo (25/03/04)	6 ± 1
Source Garavan (13/01/05)	7 ± 1

Tableau 13. Concentration en tritium.

Des analyses isotopiques (δ^2H et δ^{18}O) ont été réalisées dans le but de déterminer le gradient d'altitude du bassin d'alimentation de la source de la Mortola et l'altitude moyenne de son bassin d'alimentation. Ces analyses ont été effectuées sur huit petites sources du bassin d'alimentation, dont l'altitude s'échelonne entre 400 et 1000 m, sur les deux ruisseaux traversant les barres calcaires et sur une source côtière située à proximité des calcaires devant le Port Garavan (campagne d'échantillonnage du mois de mars 2004). Les échantillons de la Mortola du 28/08/03 et du 25/03/04 et un échantillon d'eau de mer (25/03/04) ont également été analysés dans le but d'évaluer la contribution marine au mélange de l'eau de la Mortola. Les résultats sont présentés dans le graphique δ^2H [‰ vs SMOW] en fonction de δ^{18}O [‰ vs SMOW]. Les numéros indiqués sur les points correspondent aux sources et ruisseaux référencés dans le tableau 9 et repérés sur la carte (figure 67).

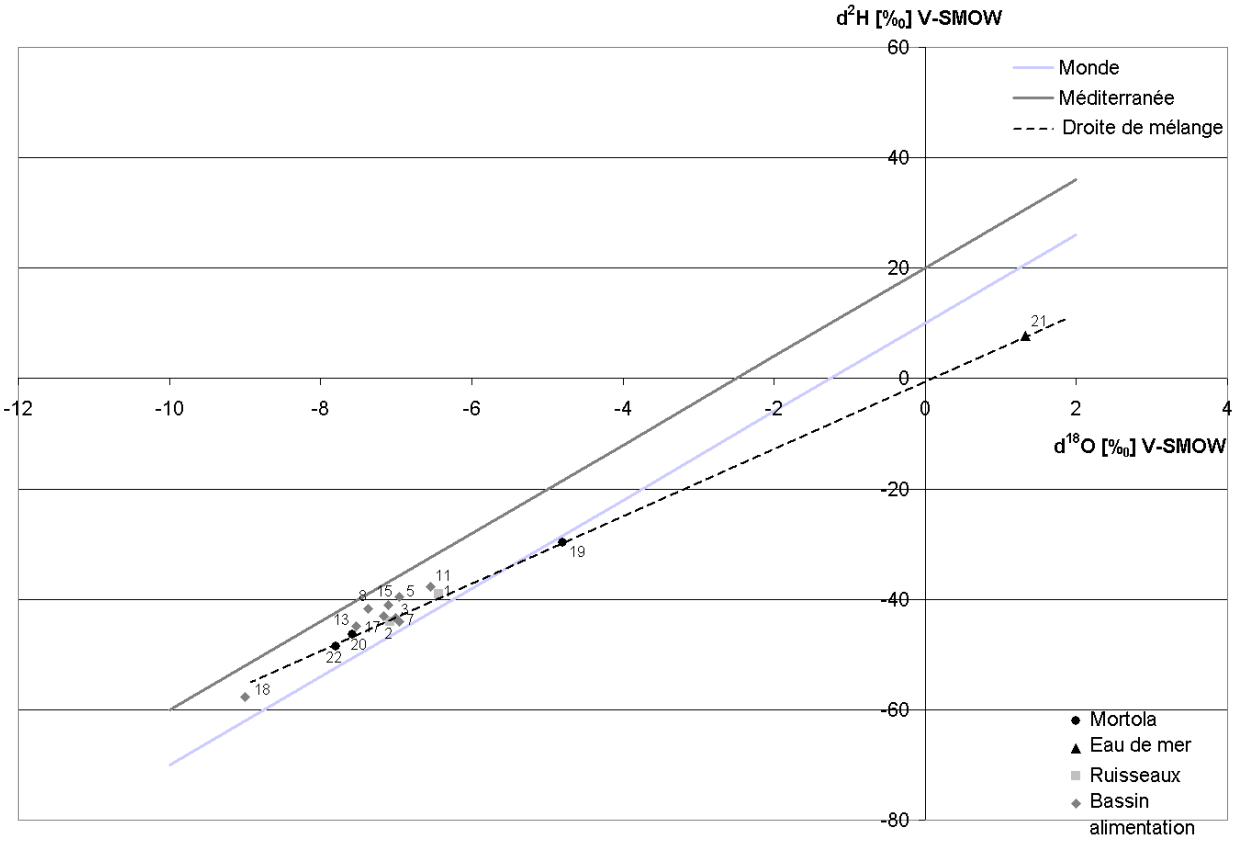


Figure 92. Relation entre δ^2H - δ^{18}O.

Le graphique (figure 92) représente également les deux droites de pente 8 correspondant l'une à la droite météorique mondiale (« Monde »), l'autre à la droite météorique du bassin méditerranéen (« Méditerranée »). Ces droites définissent le domaine de variations des eaux météoriques actuelles qui n'ont pas subi de modification isotopique (évaporation, mélange avec l'eau de mer, effets géothermiques). Toutes les eaux étudiées sont bien incluses dans ce domaine, exceptés l'échantillon de la Mortola du 25/03/04 (n°19) et l'eau de mer (n°21).

L'échantillon d'eau de mer est caractérisé par des valeurs de δ^2H et $\delta^{18}O$ relativement proches de l'origine, mais par excès, ce qui est conforme à ce que l'on connaît de la composition isotopique des eaux de la Méditerranée, soumises à évaporation. L'eau de mer et les échantillons de la Mortola sont alignés selon une droite de mélange entre l'eau de mer et l'eau souterraine (voir figure 92). A partir du pourcentage d'eau de mer dans les échantillons de la Mortola du 06/01/04 (2%) et du 25/03/04 (34,1%) et de l'équation de la droite de mélange, on retrouve les coordonnées du pôle eau douce (point 22). L'eau de la Mortola, en l'absence de contamination par l'eau de mer, aurait les caractéristiques suivantes :

$\delta^{18}O = 8 +/- 0,2$
$\delta^2H = 48,3 +/- 0,9$

Les valeurs observées pour les sources du bassin d'alimentation et les deux ruisseaux sont groupées entre les deux droites météoriques, ce qui suggère des origines variées pour les masses d'air alimentant les précipitations sur ce massif. Il est probable que des effets locaux dans cette région à relief très marqué rendent impossible la détermination précise d'une relation entre la teneur en ^{18}O et l'altitude.

La source du Port Garavan (échantillon 18) est très nettement appauvrie en δ^2H et $\delta^{18}O$, sa teneur en tritium révèle qu'il s'agit d'eau récente. Cette eau provient d'une altitude plus élevée que la moyenne du bassin d'alimentation. Il est fort probable que l'eau de la Fontaine Garavan soit de l'eau apportée, qui provient d'un captage en amont.

L'eau de la Mortola en l'absence de mélange avec l'eau de mer est plus appauvrie en δ^2H et $\delta^{18}O$ que l'eau des petites sources situées sur le bassin d'alimentation. Plus on se déplace vers des $\delta^{18}O$ et δ^2H négatifs, plus les eaux sont froides donc tombées à des altitudes plus élevées. L'aire d'alimentation de la Mortola est donc à une altitude moyenne supérieure à celle des petites sources situées sur le bassin d'alimentation supposé. Cette altitude moyenne est supérieure à 1000 m. Or, une recharge à une altitude moyenne supérieure à 1000 m contraint à envisager une alimentation par la rivière de la Bévéra qui longe le bassin au nord, dans la région de Sospel (voir figure 67). En effet, la Bévéra draine les massifs plus élevés du Mercantour. Cette hypothèse d'alimentation n'a pu être vérifiée, il serait nécessaire d'améliorer la connaissance sur les relations qu'il pourrait exister entre l'aquifère et la Bévéra à l'aide de campagnes de terrain et, le cas échéant, des traçages.

1.3.5- Equipement de la source en vue de l'étude du fonctionnement du système karstique

Sur le bassin d'alimentation de cette source nous n'avons pas observé de points de regard sur l'aquifère. Il n'existe à notre connaissance pas de doline, ni puits profonds, ni forage nous permettant de suivre le comportement d'un point de vue localisé de l'aquifère. L'aquifère ne peut donc pas être étudié en amont de la source. Les seules informations sur le comportement du système karstique pourront alors être déduites uniquement à partir d'un suivi effectué à l'exutoire. L'étude hydrologique du système karstique de la Mortola nécessite ainsi la mesure

en continu sur un cycle des paramètres physico-chimiques de la source (débit, conductivité électrique, température) avec des appareils mis en place à l'exutoire.

Les quelques observations faites semblaient indiquer que cette source est soumise, comme les sources karstiques à terre, à des variations notables de débit et de qualité chimique. La source doit donc être canalisée, le matériel de mesure venant s'insérer dans la conduite. Le matériel disposé dans un caisson étanche à proximité de la source mesure et enregistre les paramètres au pas de temps horaire. Ce matériel possède une autonomie de plusieurs semaines. La sonde de conductivité/température de marque WTW est particulièrement adaptée à la mesure en continu en eau saumâtre. Le débitmètre est un débitmètre électromagnétique dit à manchette ; ce matériel, de la marque i2e-BEN, est robuste. Il s'insère directement dans la conduite. Son diamètre intérieur est identique à celui de la conduite, et crée de ce fait peu de perturbations de l'écoulement. Selon les conditions d'utilisation (vitesse du fluide, formes et dimensions de la conduite) la précision de la mesure peut aller de 0,1 à quelques %.

Dans un premier temps, il fut prévu d'instrumenter la source avant d'envisager son captage et ceci pour plusieurs raisons : dimensionnement du dispositif de captage, intérêt économique et gestion de la ressource. Cette étude préliminaire du captage devait avoir lieu soit sur le cycle hydrologique 2002-2003, soit sur le cycle suivant. L'entreprise a cependant préféré, pour des raisons économiques, mettre en place directement le captage de la source en même temps que son instrumentation scientifique.

En accord avec les partenaires, il fut donc décidé de placer le dispositif de captage équipé des appareils de mesure destinés à l'étude hydrogéologique. En l'absence de connaissance des débits, faute d'étude préliminaire, le débit moyen fut estimé à 100 l/s à partir d'un bilan hydrologique très approximatif (Pluie efficace = 100 mm et Surface du Bassin d'alimentation = 30 km²). Le dispositif de captage dénommé « la Tulipe » fut ainsi dimensionné dans un premier temps pour des débits compris entre 50 et 500 l/s. Les dimensions prévues initialement étaient les suivantes : hauteur 5 m, diamètre uniforme 400 mm. Le dispositif fut par la suite modifié. Dans la réalisation finale, les dimensions sont les suivantes : hauteur 9 m, diamètre variant entre 250 mm et plus de 1 m. Dans de telles conditions, le dispositif de captage n'est plus dimensionné pour les débits définis précédemment.

Mis en place en juillet 2003, le dispositif de captage se révéla dès le début inadapté au captage d'eau douce. En effet, l'eau conduite en surface était caractérisée par une forte conductivité. A la fin de juillet 2003, la conductivité électrique mesurée de façon ponctuelle à plusieurs reprises valait 22 mS/cm (soit une salinité d'environ 13 g/l), alors que l'eau écoulée à la source juste avant la mise en place du système de captage était douce avec une conductivité de l'ordre de 3 mS/cm, soit 1,5 g/l.

Il était manifeste que l'eau issue du captage résultait d'un mélange entre l'eau douce de la source et l'eau de mer. L'eau de mer est caractérisée par une salinité d'environ 35 g/l, soit une conductivité d'environ 55 mS/cm. Elle entrait à la fois par le réseau de fractures, auquel correspondent les petites sources latérales, et par la base de la Tulipe (« l'embase »). Il est vite apparu que l'intrusion d'eau de mer était provoquée par le système de captage lui-même (voir paragraphe 3.3.2.2.2, Partie 2).

C'est pourquoi le dispositif fut modifié : une vanne fut placée pour interrompre à la demande et temporairement les entrées d'eau de mer par augmentation des pertes de charge hydraulique dans le conduit de captage. La salinité du fluide transitant par le système de captage diminua très fortement, comme le montrent les valeurs du tableau suivant.

Date	Salinité (g/l)
Août 2003	1,6
Janvier 2004	0,5
Mars 2004	0,6
Mai 2004	0,8
Juin 2004	1,1
Sept 2004	1,4

Tableau 14. Salinité de l'eau transitant par le système de captage au cours du vannage.

Au cours de ces mises en pression (réalisées plusieurs fois au cours de l'année), l'eau est relativement douce et il se produit une baisse du débit transitant par le dispositif de captage (le débit était de l'ordre de la dizaine de l/s au cours de l'essai du mois d'août 2003).

Par ailleurs, pour diverses raisons d'ordre technique, le système d'instrumentation n'a été opérationnel qu'à partir de la fin mars 2004. Avant cette date, la salinité de l'eau a été mesurée en continu sur la période du 6/11/2003 au 18/1/2004.

De fin mars à début septembre 2004 (plus de cinq mois), l'ensemble des appareils de mesure (sonde de conductivité électrique et température, et débitmètre électromagnétique) étaient opérationnel, mais les données de conductivité électrique ou salinité et de débit n'ont été relevées en même temps que sur une période de 70 jours, pour des raisons techniques.

Du fait du petit nombre de données, par rapport à ce qui était prévu initialement, et du fait du changement de stratégie conduisant à mettre en place le captage avant d'acquérir des données, les objectifs fixés à l'origine ne pouvaient pas être atteints. Toutefois, la synthèse de toutes les informations recueillies devrait apporter des éléments de connaissance intéressants, non seulement sur la source de la Mortola, mais également pour la compréhension des dispositifs de captage en général. Les données recueillies sont propres à la géologie de la région et au climat, et concernent la source elle-même. L'ensemble de ces informations est ensuite utilisé pour développer un modèle pluie – débit appliqué à l'ensemble du cycle hydrologique 2003-2004, ce modèle permet de simuler les débits en fonction de la pluie. Il va sans dire que le résultat de la simulation ne peut être pris que comme une première approche, pleine d'incertitudes, de l'hydrogramme de la source. Faute de données complètes sur la source, le fonctionnement de l'aquifère ne peut pas être analysé précisément. De même, sa ressource (le débit moyen) et ses réserves (volume stocké) ne peuvent être évaluées que de façon très approchée.

1.3.6- Estimation du volume d'eau annuel écoulé à la Mortola et de la chronique de débit

1.3.6.1- Données acquises à la source

Avant de présenter les données acquises il est nécessaire de présicer que les données de température mesurées ne sont pas utilisables. En effet l'eau qui circule par le dispositif de captage résulte d'un mélange (dont les proportions sont variables) avec l'eau de mer. Or la température de la mer à proximité du dispositif de captage n'a pas été mesurée. Il n'est donc pas possible de déterminer la température réelle de l'eau de la source. La chronique de température n'est donc pas exploitable et ne sera pas présentée.

Pour la salinité et la conductivité électrique, les données acquises sont les suivantes :

- Enregistrement de moins d'une heure au pas de temps 2 minutes le 26/8/2003 (17 valeurs).
- Mesure au pas de temps horaire du 6/11/2003 au 18 janvier 2004 (1259 valeurs).

- Mesure au pas de temps 10 minutes le 25/03/2004 de 11h à 15h30 (21 valeurs).
- Mesure du 26/03/au 22/04/2004 au pas de temps bihoraire (331 valeurs).
- Mesure au pas de temps horaire du 19 au 29/05/2004 (253 valeurs).
- Mesure au pas de temps horaire du 8/07au 10/08/2004 (781 valeurs).

L'ensemble des données acquises est présenté à la figure 93. Les périodes non représentées sont dues à un dysfonctionnement des appareils de mesure.

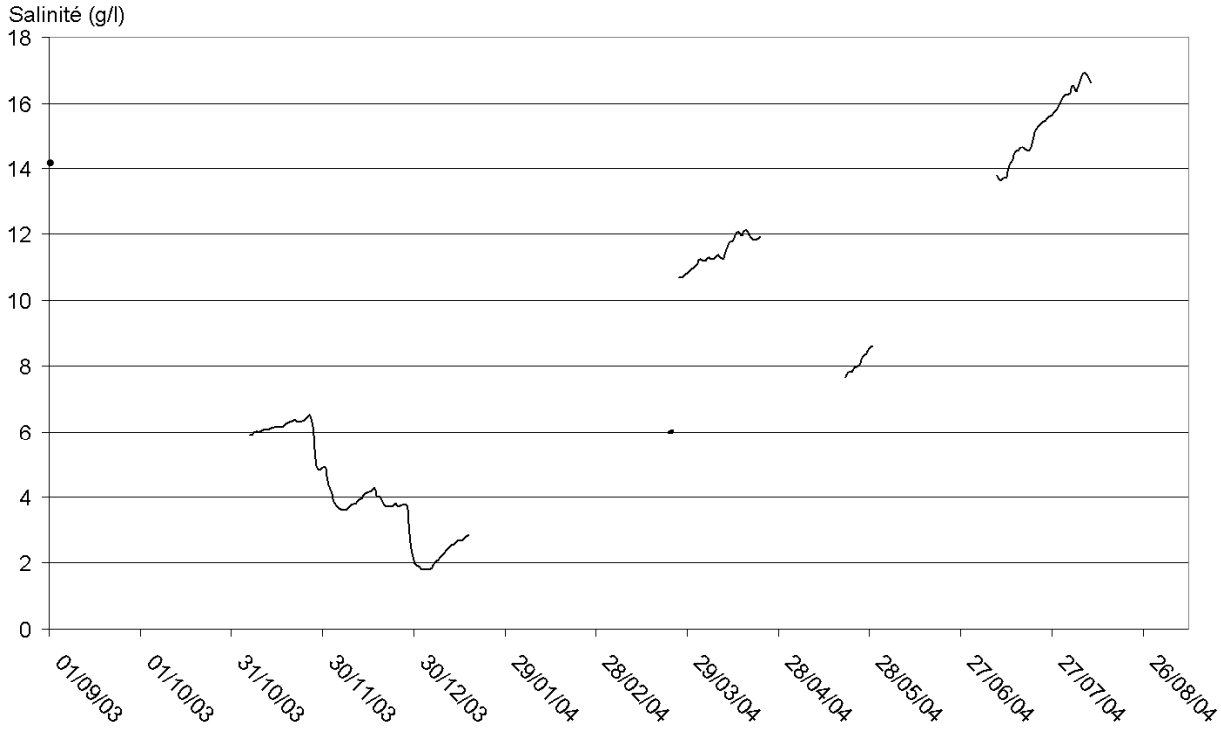


Figure 93. Salinité moyenne journalière mesurée à la Mortola.

Cette chronique de salinité fait apparaître l'incohérence de certaines données. En effet, le 25/3/2004, la salinité mesurée valait 6 g/l, selon une mesure ponctuelle lors d'une visite à la source, alors qu'elle est comprise entre 11 et 12 g/l du 26/03 au 22/04/04. Il est difficile à ce stade de l'étude de savoir laquelle de ces valeurs est correcte. Une analyse à partir des données de débit et de précipitations sera effectuée par la suite pour tenter de définir les valeurs les plus vraisemblables.

Les données de débit ont été obtenues pour les périodes suivantes (figure 94) :

- Mesure au pas de temps 2 minutes le 26-27/8/2003 (681 valeurs).
- Mesure au pas de temps tri horaire le 24/12/2003 (3 valeurs).
- Mesure du 26 mars au 26 avril 2004 au pas de temps bihoraire (386 valeurs).
- Mesure au pas de temps horaire du 19 mai au 7 juillet 2004 (1177 valeurs).
- Mesure au pas de temps horaire du 8 juillet au 9 septembre 2004 (1509 valeurs).

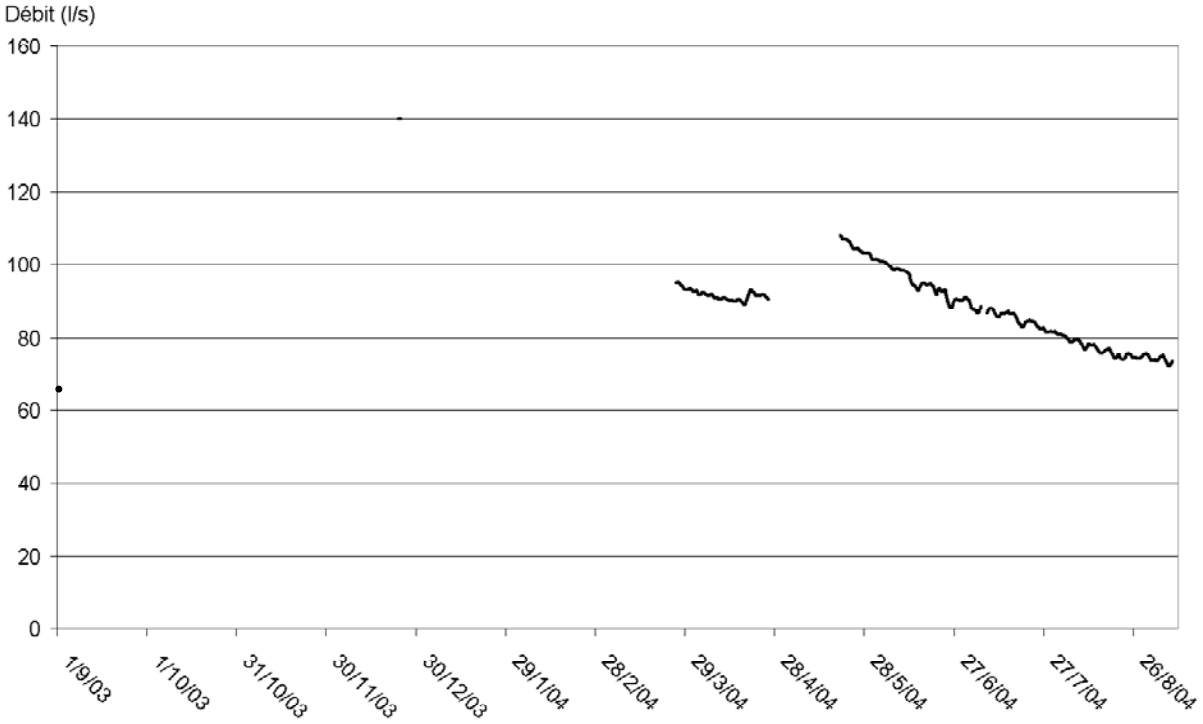


Figure 94. Débit moyen journalier d'eau saumâtre transitant par le système de captage.

1.3.6.2- Reconstitution de certaines valeurs de débit et de salinité

La salinité du fluide qui transite par le système de captage est fonction de son débit. Le débit transitant est appelé débit total, pour le distinguer du débit d'eau douce. En effet, plus le débit total est fort, plus les pertes de charge hydraulique dans le système de captage sont fortes, moins l'eau de mer entre dans le système et plus la salinité est faible. Il est possible à partir des données de débit et de salinité acquises sur le cycle 2003-2004 de définir une relation entre la salinité et le débit total transitant par la Tulipe. Six relations déterminées à partir des droites de régression (figure 95) appliquées aux couples de données (débit ; salinité) sont définies pour les trois intervalles de débit et de salinité suivants :

Intervalle de validité du débit et de la salinité	Relation
Q > 110 l/s S < 7 g/l	Débit total = 227,71 * salinité $^{-0,3705}$
	Salinité = 2.10^6 * Débit total $^{-2,6554}$
90 l/s < Q < 110 l/s 7 g/l < S < 12 g/l	Débit total = 239,98 * salinité $^{-0,3944}$
	Salinité = 844923 * Débit total $^{-2,4808}$
Q < 90 l/s S > 12 g/l	Débit total = 310,78 * salinité $^{-0,4831}$
	Salinité = 45771 * Débit total $^{-1,8102}$

Tableau 15. Relation liant le débit à la salinité.

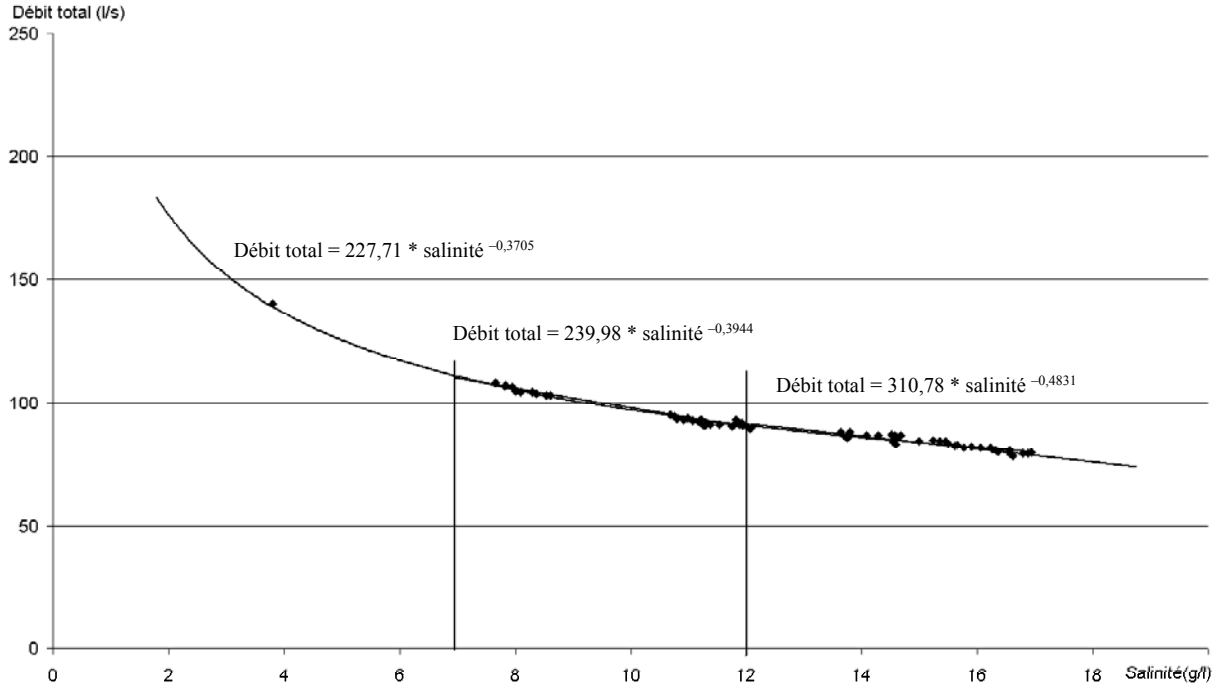


Figure 95. Formules de régression appliquées aux couples de données (débit ; salinité).

Une chronique des débits du 6/11/2003 au 18/1/2004 (73 jours) transitant par la Tulipe peut ensuite être constituée à partir de la salinité. Sur cette période, la salinité de l'eau captée est inférieure à 7 g/l ; c'est donc la première relation qui s'applique.

La même méthode est appliquée à la période du 25/3 au 7/9/2004 pour calculer la salinité journalière à partir des données de débit lorsqu'elles existent (relation 4 et 6).

Il faut toutefois noter que la relation déduite pour les débits supérieurs à 110 l/s est issue de l'extrapolation de valeurs de débit comprise entre 75 et 110 l/s. De ce fait la relation reste approximative et les débits calculés pour la période du 11/11/03 au 6/01/04 également. Par ailleurs, la relation pourrait être recalculée grâce à quelques valeurs de débit et salinité ponctuelles acquises en période de crue sur le cycle 2004-2005. Pour être exploitables, ces données doivent couvrir la plus large plage possible, à savoir au moins entre 100 et 200 l/s et 0 et 7 g/l. Ceci permettrait d'obtenir pour la période du 6/11/2003 au 18/01/2004 des données de débits plus proches des valeurs réelles.

Les données du 25/03/04 et celles du 26/03/04 au 22/04/04 sont en désaccord sans qu'aucun événement hydrologique particulier n'ait eu lieu. Cependant, l'expression de la salinité en fonction du débit (figure 96) montre que les données du 26/3 au 22/4 sont bien liées par le même type de relation que les autres données. Il semble donc que la série de mars-avril 2004 puisse être considérée comme correcte.

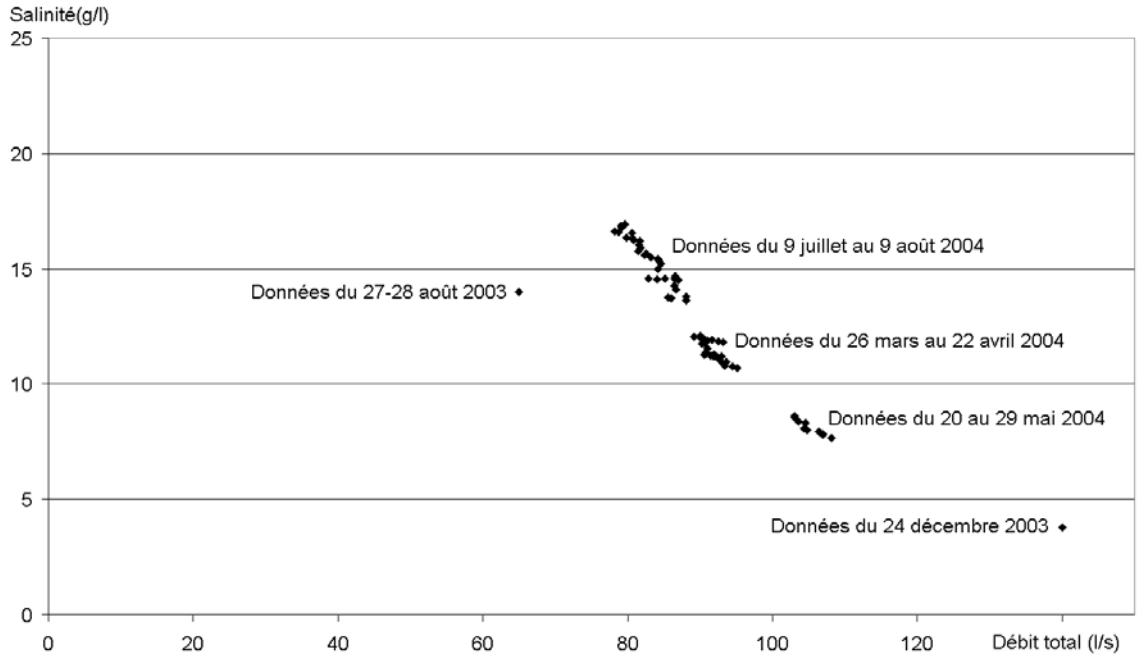


Figure 96. Représentation de la salinité en fonction du débit.

Toutefois, à ce stade de l'étude, vu le manque de données, il est difficile d'exclure la mesure de la salinité réalisée le 25/03 (6 g/l). Cette valeur sera présentée sur l'ensemble des graphiques, en même temps que les données du 26/03 au 22/04/04.

L'ensemble des données de débit et de salinité mesurées et reconstituées est présenté à la figure 97. Ces chroniques de données permettront de calculer le débit d'eau douce transitant par la Tulipe, ce débit étant assimilé au débit de la source.

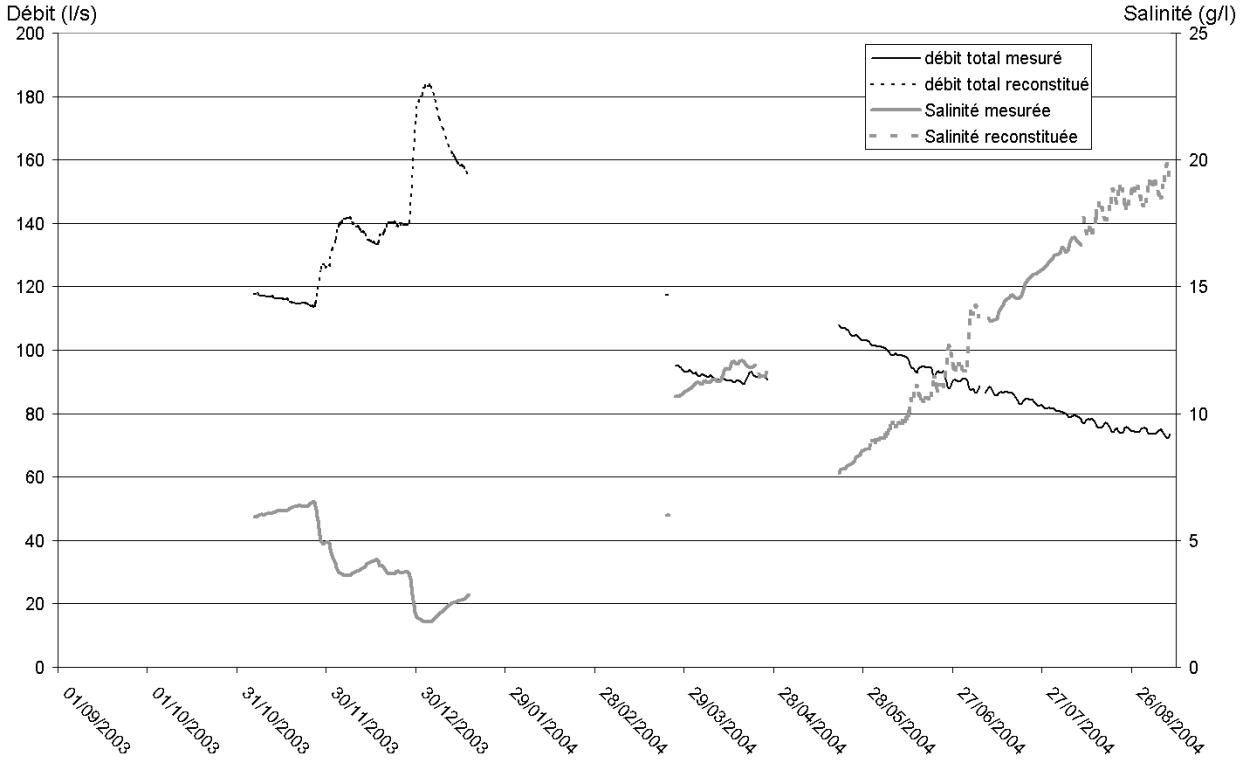


Figure 97. Chroniques de débit mesuré et reconstitué et de salinité mesurée et reconstituée.

1.3.6.3- Détermination du débit d'eau douce

Afin de modéliser les débits de la source, il est nécessaire de s'affranchir de la part d'eau de mer infiltrée au captage. Aussi, il a été possible de vérifier, lors d'essais de mise en pression de la Tulipe, que l'eau de la source de la Mortola était douce. A partir de l'équation de la conservation de la masse on peut calculer la quantité d'eau de mer qui se mélange à l'eau de la source.

L'équation de la conservation de la masse s'écrit :

$Q_{total} * S_{totale} = Q_{mer} * S_{mer} + Q_{douce} * S_{douce}$,

On fait l'approximation que $S_{douce} = 0$ g/l , et $S_{mer} = 35$ g/l.

$$Q_{mer} = \frac{Q_{total} * S_{totale}}{S_{mer}}$$

avec Q_{total} le débit total transitant par la Tulipe en l/s ;
Q_{mer} le débit d'eau de mer contaminant l'eau de la source en l/s ;
Q_{douce} le débit d'eau douce de la source en l/s ;
S_{totale} la salinité du fluide transitant par la Tulipe en g/l ;
S_{mer} la salinité de l'eau de mer en g/l ;
S_{douce} la salinité de l'eau douce en g/l.

Ainsi à partir de la salinité de l'eau de mer (35 g/l), des chroniques de salinité et de débit total, on calcule le débit d'eau douce de la source de la Mortola. La nouvelle chronique obtenue est présentée à la figure 98 avec la chronique de débit total.

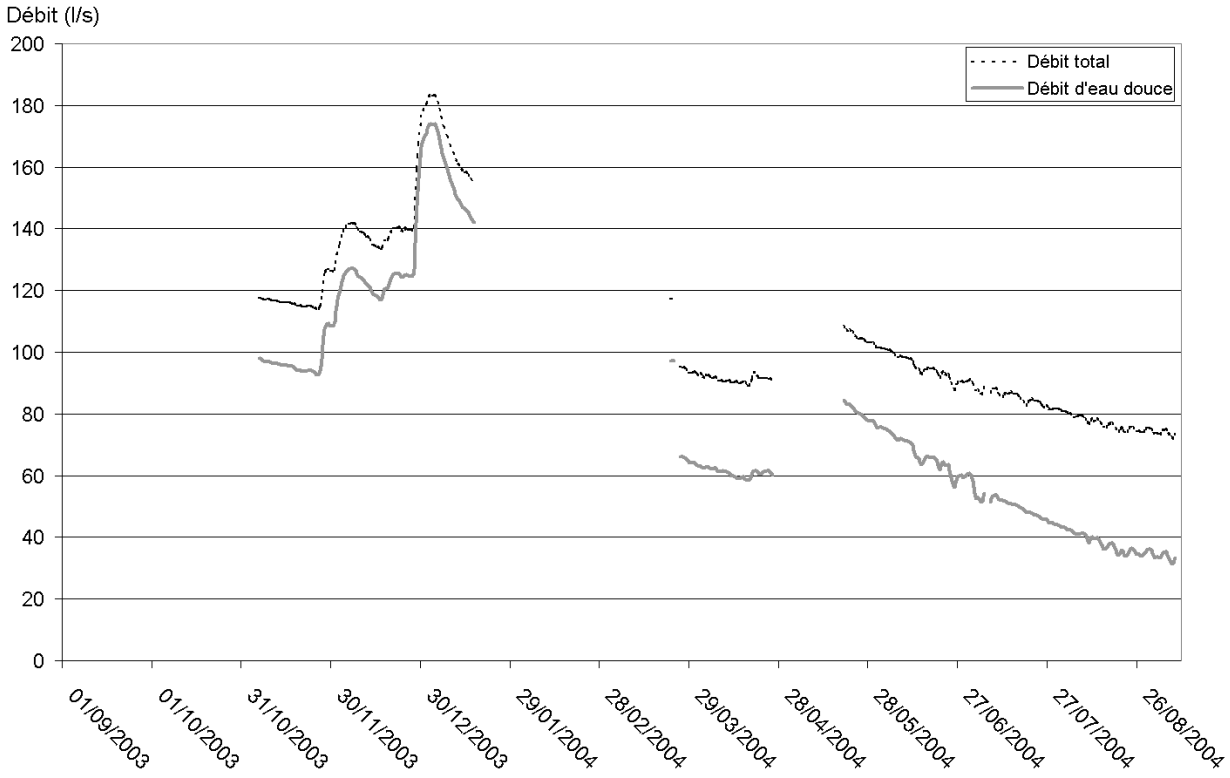


Figure 98. Chroniques reconstituées du débit d'eau douce et du débit total transitant par la Tulipe.

1.3.6.4- Evaluation du débit d'eau douce de la source en début de cycle

Les premiers essais du matériel ont été effectués les 27 et 28/08/03. A cette date, le débit total valait 65 l/s et la salinité 14 g/l. Le débit d'eau douce était donc d'environ 39 l/s, d'après la loi de la conservation de la masse. Il convient toutefois d'émettre des réserves sur ces valeurs. Il s'agissait d'un test et au cours de ces essais, la sonde de conductivité n'a fonctionné que pendant quelques heures. Il est donc possible que cette valeur ne soit pas correcte. En effet, ce couple (débit ; salinité) placé dans le graphique salinité = f(débit total) n'entre dans aucune des relations précédemment établies (figure 95 et 96). Par conséquent, au moins une des deux données (débit total ou salinité) pourrait être erronée oubien la relation ne peut être appliquée selon les conditions expérimentales lors de l'essai.

L'enregistrement de débit effectué lors de cet essai au pas de temps de 2 min se révèlent être de très bonne qualité (figure 99). En effet, des variations cycliques de période 12 heures environ, ont été observées sur le débit mesuré. Ces variations ont été mises en relation avec celles du niveau marin, ce dernier étant enregistré à Monaco soit à environ 10 km de la source de la Mortola. Sur la période d'enregistrement, les variations du niveau marin sont de 20 à 30 cm lors du cycle de marée. Lorsque le niveau de la mer augmente, les débits écoulés à la Mortola diminuent et inversement. Les variations du débit au cours du cycle de marée sont de 2 à 3 l/s. Lorsque la pression de la colonne d'eau de mer au dessus de la source augmente, le gradient de charge hydraulique entre l'aquifère et la mer diminue créant une diminution des débits. On observe également sur ce graphique deux périodes où le débit chute. Elles sont associées à des essais de mise en pression du dispositif de captage à l'aide d'une vanne.

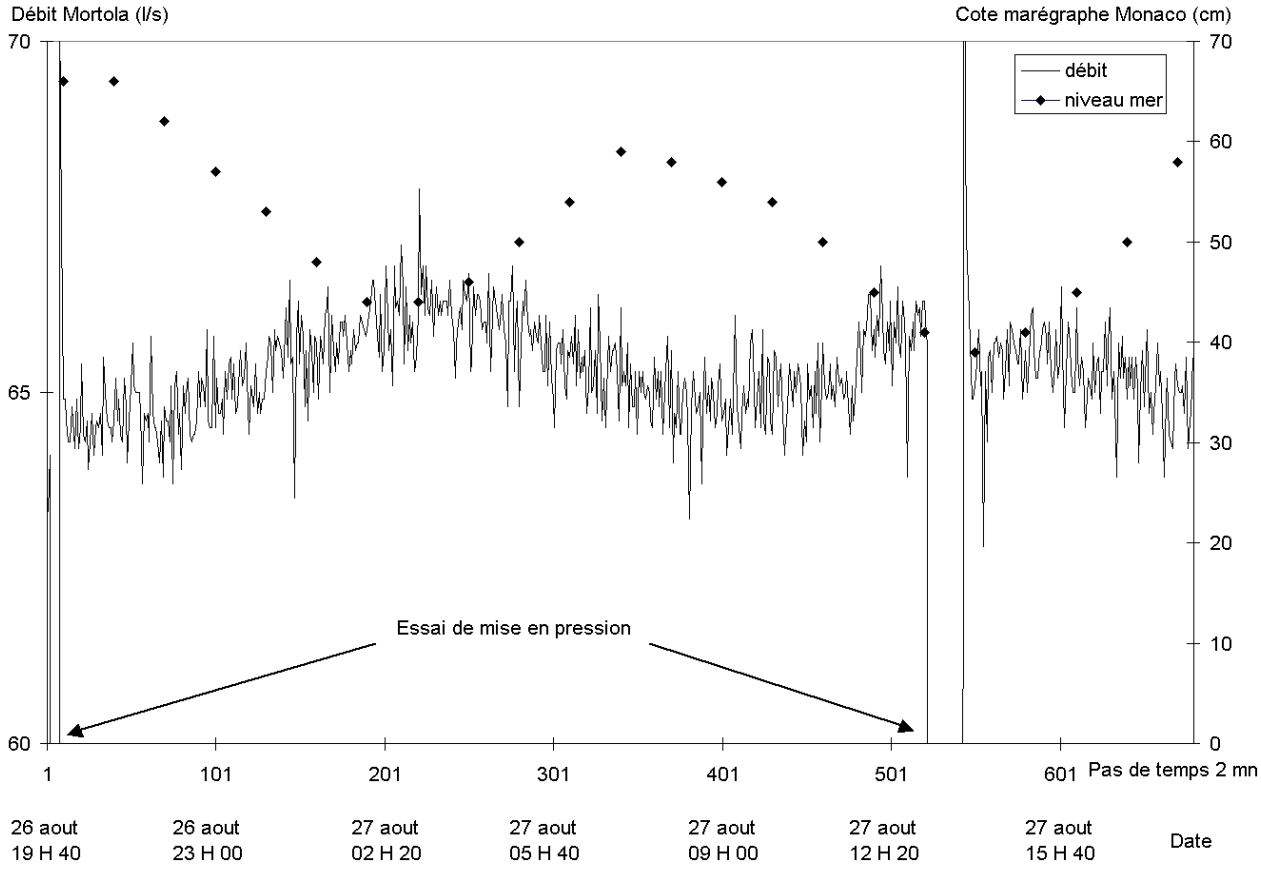


Figure 99. Débit de la Mortola et niveau de la mer le 26 et 27 août 2003.

Il semble que les données de débit soient de bonne qualité. S'il y a une erreur sur les données pour cet enregistrement, elle concerne probablement la salinité. De plus, lors de ces tests, de l'air a été injecté dans le système de captage afin de mettre en pression le dispositif de captage Les conditions étaient donc différentes des suivantes où il n'y avait pas d'air dans la Tulipe.

Une autre hypothèse peut également expliquer le changement de conditions : le dispositif de captage, en facilitant les écoulements, peut être à l'origine de modifications locales des écoulements : décolmatages du conduit principal, ou obturation des sources annexes latérales par dépôt de sédiments. A cause du changement des conditions de mesure, il n'est pas possible d'utiliser les relations reliant la salinité au débit définies plus haut, pour vérifier si les données du 27-28/8/2003 sont valables ou tout au moins vraisemblables.

Il est possible d'évaluer le débit en début du cycle 2003-2004 en le comparant au débit en fin de cycle. Les conditions hydrologiques des cycles 2002-2003 et 2003-2004 sont comparables. Les précipitations évaluées sur le bassin d'alimentation sont respectivement pour chaque cycle de 760 mm et 646 mm, valeurs assez proches comparées aux extrêmes de précipitation annuelles (figure 102) atteints lors des 10 dernières années (minimum de 535 mm et maximum de 1514 mm). Il est donc probable que le débit le 1/9/2003 ait été proche du débit le 1/9/2004, peut-être même légèrement supérieur, les précipitations ayant été 15 % plus importantes au cours du cycle 2002-2003.

Le débit d'eau douce le 1/9/2004 était environ de 36 l/s ; le débit d'eau douce le 1/9/2003 devait donc être proche de 36 l/s. Il faut noter que cette valeur est à peine plus faible que celle mesurée le 28/8/2003 (39 l/s). Ceci confirme l'argumentation précédente et semble donc montrer que le matériel de mesure a convenablement fonctionné au cours de l'essai. Faute d'information supplémentaire, la valeur de 36 l/s en début de cycle hydrologique est conservée pour le reste de l'étude.

1.3.6.5- Analyse de la courbe de récession

Cette méthode repose sur les travaux de Mangin (1970, 1975). Ce dernier propose un modèle de deux réservoirs indépendants en cascade, représentant successivement la zone d'infiltration et la zone noyée. L'analyse de la courbe de récession est aujourd'hui classiquement utilisée pour étudier la vidange des aquifères karstiques. La méthode exposée ci-dessous est issue de la thèse de Marsaud (1997). Elle est basée sur la décomposition en deux parties de l'hydrogramme, distinguant deux phases différentes lors de la récession :

- la décrue qui correspond à la vidange de la zone noyée en régime influencé, c'est à dire tant que l'infiltration se poursuit,
- le tarissement qui décrit la vidange lorsque la pluie a cessé et que la zone d'infiltration n'alimente plus la zone noyée ; le régime est alors non influencé.

Le modèle utilisé possède deux réservoirs :

- l'un représentant la zone d'infiltration et se vidangeant avec un débit q selon une loi non connue,
- l'autre correspondant à la zone noyée et se vidangeant avec un débit Q selon la loi de Maillet.

Pour la description analytique du modèle (figure 100), une expression de la forme suivante est employée :

$$Q_{(t)} = \psi_{(t)} + \varphi_{(t)}$$

Avec $\psi_{(t)}$, le débit lié à la zone d'infiltration (nul pendant le tarissement),
$\varphi_{(t)}$, le débit résultant de la zone noyée.

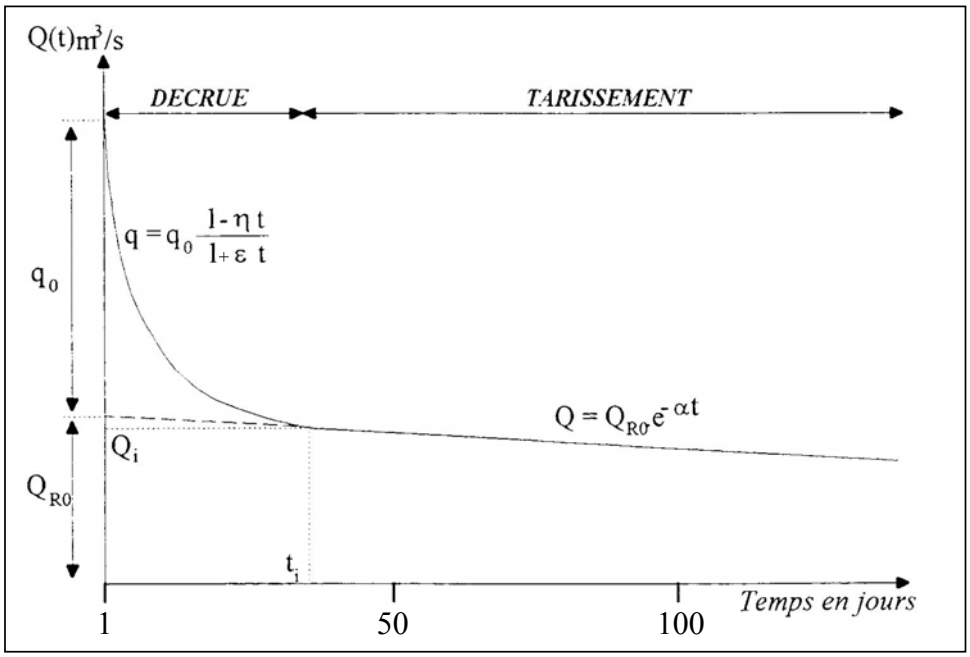


Figure 100. Décomposition de la récession selon la méthode de Mangin (in Marsaud, 1997).

Le modèle utilisé pour décrire la fonction d'infiltration a été établi empiriquement par Mangin à partir de l'analyse de nombreuses décrues. C'est une fonction homographique :

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

Avec :

- q_0 , le débit d'infiltration à l'instant t_0 marquant la pointe de crue.
- ε, le coefficient d'hétérogénéité d'écoulement, caractérisant la concavité de la courbe. Lorsqu'il est élevé, de 1 à 10, la décrue est d'abord très rapide ; à l'inverse des valeurs faibles, de 0,01 à 0,001, caractérisent une infiltration lente.
- η, le coefficient de vitesse d'infiltration, donné par :

$\eta = 1/ti$, avec ti correspondant à l'instant où l'infiltration cesse ; il est assimilé à la vitesse moyenne d'infiltration (il varie entre 0 et 1).

Le modèle choisi pour décrire la vidange de la zone noyée est le modèle de Maillet :

$$\varphi_{(t)} = Q_{R0} * e^{-\alpha t}$$

avec α, le coefficient de tarissement,
Q_{R0} , correspondant à l'extrapolation de la courbe de tarissement pour $t = t_0$.

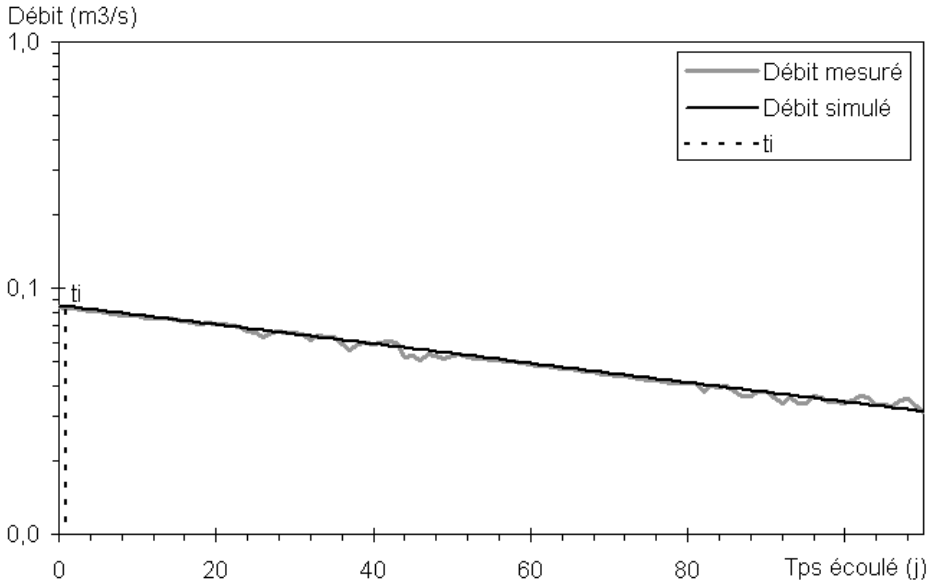


Figure 101. Courbe de récession à la Mortola du 19/05/04 au 24/07/04 (méthode de Mangin).

Aussi l'hydrogramme théorique de tarissement pur est totalement linéaire en semi-log, c'est-à-dire qu'une loi de Maillet est calée sur la totalité de la chronique. C'est ce que nous observons à la Mortola entre le 19/05/04 et le 24/07/04 (figure 101). L'événement pluvieux est daté du 3-4/05/04. Il n'y a aucune information sur la décrue et nous ne possédons pas non plus le début du tarissement.

Concernant la décrue on peut seulement affirmer qu'elle a duré moins de 15 jours, compte tenu de la date des dernières précipitations. Le t_i n'est donc pas connu, mais on sait qu'il est situé avant le 19/05/04. Du fait de l'absence de données on prendra pour t_i la date 19/05/04, afin d'approcher les caractéristiques de la zone noyée. Le débit de crue en eau douce en début de récession (Q_{R0}) est donc supérieur à 0,085 m^3/s (il manque le début de la courbe), le coefficient de tarissement α vaut 0,009. Le volume dynamique est obtenu en divisant Q_{R0}, en m^3/s, multiplié par 86400 pour homogénéiser les unités, par α, en j^{-1}. Q_{R0} ne pouvant pas être connu, nous considérons que Q_{R0} est égal au débit du début de la chronique, soit Q_{R0} = 0.085 m^3/s. Le volume dynamique est donc supérieur à celui calculé, $0{,}8.10^6$ m^3. Il caractérise un système qui comporte quelques réserves notables en zone noyée.

On peut également évaluer le coefficient k, rapport du volume dynamique au volume de transit annuel. Il correspond à l'aptitude du système à stocker les précipitations et à les restituer progressivement au cours du temps (pouvoir régulateur). Le volume du transit annuel ne peut pas être mesuré à la Mortola (la mesure du débit est non continue). Toutefois la modélisation mise en œuvre au paragraphe suivant a permis d'évaluer le volume d'eau douce annuel transitant à la Mortola pour le cycle 2003-2004 (voir paragraphe 1.4.3). Il vaut environ $2{,}5.10^6$ m^3. Donc k vaut 0,32, ce qui signifie que le système possède un certain pouvoir régulateur dû à des réserves non négligeables.

On ne peut malheureusement pas placer ce système dans la classification de Mangin, du fait de l'absence des données sur l'infiltration. Cependant l'analyse du tarissement a permis de montrer que le système de la Mortola comporte des réserves notables en zone noyée. Cela signifie que le système karstique de la Mortola présente un fonctionnement peu karstique, du fait d'une karstification peu développée, avec des réserves modérées dans des systèmes

annexes poreux ou finement fissurés, introduisant un certain pouvoir régulateur. On peut ainsi s'attendre à un débit relativement limité et aussi des variations du débit atténuées.

1.3.6.6- Conclusion sur l'estimation du volume d'eau écoulé à la Mortola

Le travail effectué permet de reconstituer une partie des chroniques de débit d'eau douce. Toutefois ces données, du fait des nombreuses lacunes, sont insuffisantes à la détermination du débit annuel moyen et du volume d'eau douce écoulé à la Mortola. Il est donc nécessaire de faire appel à d'autres méthodes pour estimer ce volume.

1.3.7- Estimation du débit moyen à partir du bilan hydrologique

Pour calculer le volume d'eau douce entrant, il est nécessaire de connaître la hauteur d'eau infiltrée et l'aire d'alimentation. Le bassin d'alimentation de la source de la Mortola a été estimé à environ 30 km², à partir de données géologiques et morphologiques. Dans ce bilan, le ruissellement de surface est négligé, comme cela est habituel en région karstique. On considère par ailleurs que les apports ou les pertes sont nuls. Il est supposé que la pluie efficace, c'est-à-dire la différence entre les précipitations et l'ETR, alimente l'infiltration et recharge l'aquifère.

1.3.7.1- Estimation des précipitations

Deux stations climatologiques Météo France enregistrant les précipitations au pas de temps journalier sont présentes à proximité du bassin d'alimentation. La première, située à Menton à l'altitude 219 m, est au sud-ouest du bassin d'alimentation. La seconde, à Sospel (altitude 540 m), jouxte le bassin dans sa partie nord (voir figure 67). Par leurs positions spatiales et altitudinales, ces deux stations encadrent bien le bassin d'alimentation de la Mortola, dont elles permettent d'évaluer correctement la lame précipitée. Pour la période du 1/9/2003 au 31/8/2004, les valeurs des précipitations sont de 471 mm à Menton et de 734 mm à Sospel. Les précipitations sont plus fortes à Sospel qu'à Menton, conformément à la loi générale d'accroissement des précipitations en fonction de l'altitude. Ceci se confirme également à l'échelle interannuelle, de 1992 à 2004 (figure 102).

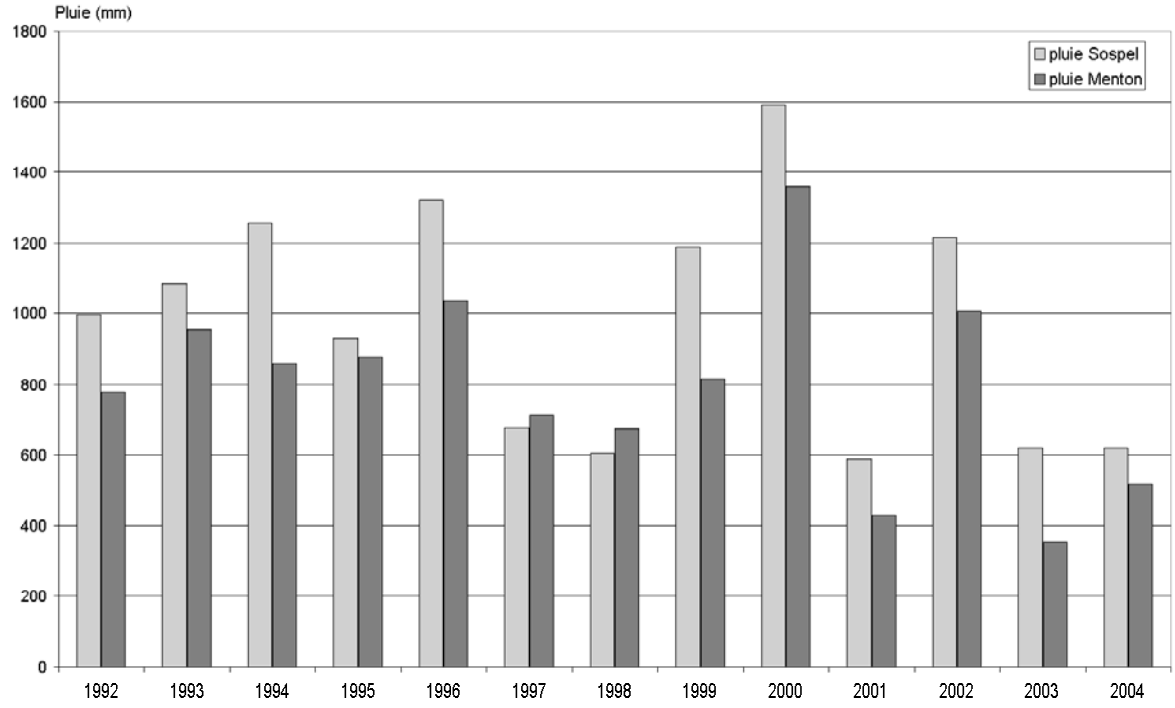


Figure 102. Précipitations annuelles à Menton et à Sospel de 1992 à 2004.

Selon la méthode des polygones de Thiessen, classiquement appliquée en hydrologie, un tiers du bassin versant est attribué à la station de Menton, et les deux tiers restants à celle de Sospel. Ces proportions sont prises en compte pour calculer les précipitations moyennes sur le bassin d'alimentation. Au cours du cycle hydrologique 2003-2004, la hauteur d'eau moyenne précipitée est alors de 646 mm.

1.3.7.2- Estimation de l'ETR

L'ETR peut être calculée par des formules empiriques plus ou moins complexes. Dans les bilans annuels ou interannuels, la formule simple de Turc donne des résultats satisfaisants (Réméniéras, 1986). Elle nécessite de connaître la température moyenne annuelle du bassin d'alimentation et les précipitations moyennes annuelles sur ce bassin. Cette formule établie pour les zones géographiques à climat relativement humide s'applique au bassin d'alimentation de la Mortola. Elle s'écrit (Réméniéras, 1986) :

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

avec $L = 300 + 25 * T + 0,05 * T^3$

et ETR l'évapotranspiration réelle sur le cycle hydrologique (mm), P la lame d'eau précipitée sur le cycle hydrogéologique (mm), T la température moyenne sur le cycle hydrologique du bassin d'alimentation (°C).

La température moyenne annuelle du bassin d'alimentation a été déterminée à partir de la température mesurée en mars 2004 sur une petite source du bassin d'alimentation, la source de l'Albaréa. Située à 780 m d'altitude, la source est à une altitude proche de l'altitude moyenne du bassin d'alimentation. Elle est caractérisée par des débits relativement stables au cours de l'année (environ 0,2 l/mn). Sa température de 13°C est relativement constante sur l'année.

Ainsi la température annuelle moyenne du bassin d'alimentation étant d'environ 13 °C, les précipitations de 646 mm, l'ETR vaut 500 mm selon la Formule de Turc.

1.3.7.3- Estimation de l'infiltration

Comme l'infiltration est la différence entre les précipitations et l'ETR, la hauteur d'eau infiltrée au cours du cycle 2003-2004 est environ 150 mm. L'écoulement total en supposant l'aire du bassin d'alimentation égale à 30 km² serait, pour le cycle 2003-2004, de $4,5.10^6$ m^3. Ce volume d'eau douce serait le volume évacué par la source, si elle était l'unique exutoire de l'aquifère, donc avec un débit moyen d'environ 140 l/s. Il semble d'ores et déjà au vu des données de débit (le débit maximal évalué vaut environ 170 l/s et l'essentiel des débits reconstitués ou mesurés sont inférieurs à 140 l/s) que cette valeur déduite du bilan hydrologique est nettement supérieure à celle du débit de la Mortola...

Cette surestimation peut avoir plusieurs origines :

1- La surface du bassin d'alimentation a pu être surestimée ;

2- Le ruissellement a été négligé. Des missions de terrain menées au cours des périodes de crue ont montré que le ruissellement n'était pas négligeable (le

ruisseau de Ciambairo et la cascade de la Pointe de la Pena sont en effet caractérisés par des débits non négligeables de l'ordre de la dizaine de l/s).

3- Il existe de nombreuses émergences sous-marines mineures à la périphérie de la Mortola. Du fait de leur proximité de la Mortola, et parce qu'elles semblent également s'écouler au travers des calcaires jurassiques, elles doivent appartenir au même aquifère.

4- Les données de débit extrapolées à partir de la salinité du 11/11/03 au 6/01/04 sont marquées par une forte incertitude ; il n'est donc pas exclu que ces débits soient sous-estimés.

1.4- Essai de modélisation des débits de la Mortola

1.4.1- Structure générale du modèle

Pour la modélisation des débits d'eau douce de la Mortola, la valeur moyenne de l'infiltration déduite du bilan hydrologique sera conservée, bien qu'elle surestime très probablement les débits de la Mortola. Rappelons toutefois que l'infiltration concerne l'ensemble de l'aquifère. La source de la Mortola est l'exutoire principal du système ; mais il existe de nombreuses autres sorties dites secondaires, caractérisées par des débits plus faibles. La surface du bassin versant vaut 30 km². Afin de s'approcher au mieux des données de débits de la Mortola, un réservoir supplémentaire est ajouté (réservoir annexe). Il permet à l'eau de quitter le système ailleurs que par la source principale. Ce réservoir représente conceptuellement une fuite du système pouvant alimenter les sources secondaires et/ou le ruissellement de surface.

Un modèle est développé à partir des données de précipitation, de l'infiltration globale sur le cycle, de la surface estimée du bassin d'alimentation et des chroniques partielles reconstituées des débits d'eau douce. Il s'agit d'un modèle à trois réservoirs de routage. Sa structure est schématisée dans la figure 103. Le fonctionnement de chaque réservoir sera détaillé par la suite.

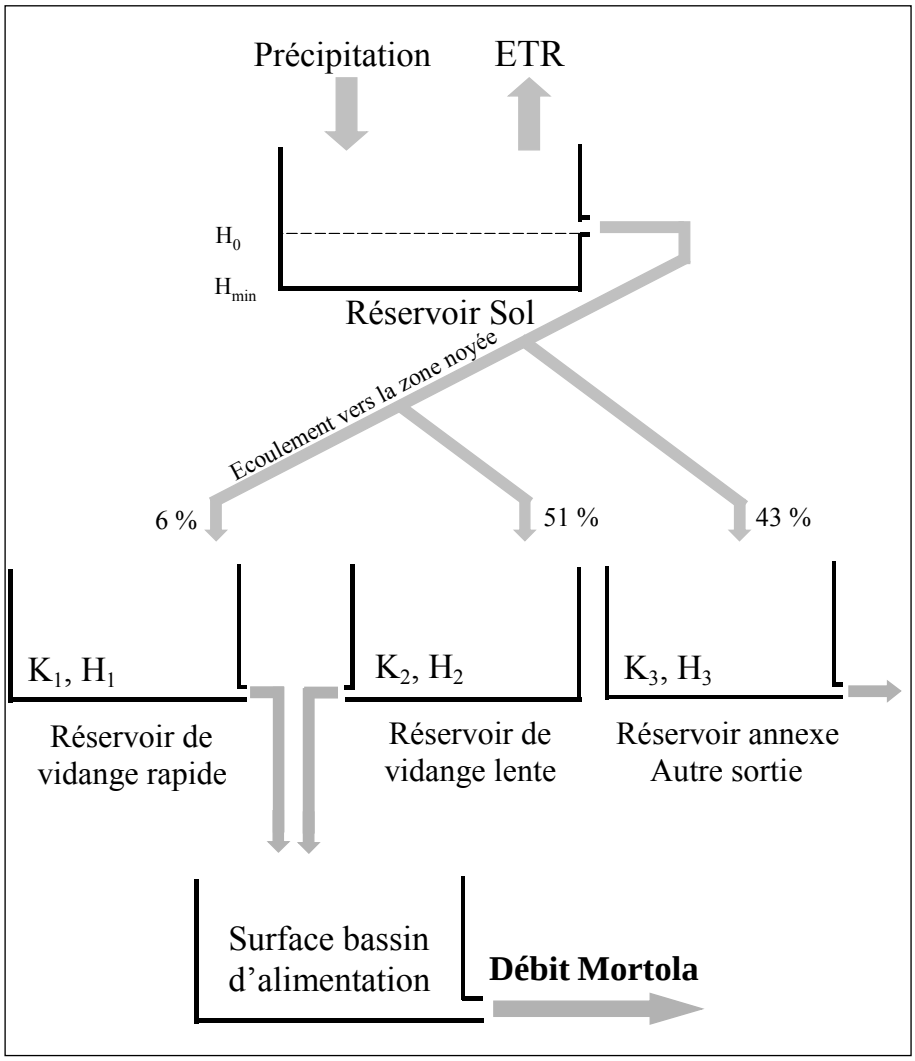


Figure 103. Structure générale du modèle développé pour la source de la Mortola.

1.4.2- Réservoir sol

1.4.2.1- Structure générale du réservoir sol

Les précipitations, données mesurées sur le terrain, alimentent le réservoir sol. L'ETR journalière est une sortie d'eau de ce réservoir, tout comme l'infiltration. Cette ETR journalière est issue d'un calage grossier (voir partie 3), tel que la somme des ETR journalières lorsque ces dernières ont un impact sur le niveau d'eau dans le réservoir sol (c'est à dire lorsque le niveau est supérieur à H_{min}) est égale à l'ETR annuelle. Ce modèle permet de calculer l'infiltration vers les réservoirs situés en aval. Il est calé à partir de la valeur de l'infiltration déduite du bilan hydrologique. Cette dernière vaut environ 150 mm sur la période d'étude. Les hauteurs d'eau entrant et sortant du réservoir sol ainsi que les hauteurs d'eau dans ce réservoir sont présentées à la figure 104.

1.4.2.2- Désaturation du réservoir sol

L'ETR journalière est maximale en été, lorsque les précipitations sont très faibles et que la végétation est très active. La désaturation du réservoir sol peut être très élevée. Il faut alors une importante hauteur de précipitation pour que le réservoir sol soit à nouveau saturé et qu'il puisse générer une infiltration. Dans ce modèle, après les premières précipitations du mois d'octobre, le réservoir demeure désaturé, il n'y a donc pas d'infiltration simulée. Or les précipitations en octobre ont donné lieu à des augmentations de débit à la Mortola (le débit a

plus que doublé). Au début de l'enregistrement en novembre 2004, le débit d'eau douce est proche de 100 l/s, alors qu'en septembre il était de l'ordre de 40 l/s. L'infiltration simulée se trouve retardée par rapport à l'infiltration réelle.

Pour permettre au réservoir sol de retrouver un état de saturation plus rapidement, on peut ajouter un seuil de désaturation (H_{min}). Le réservoir sol ne peut pas descendre en dessous de cette valeur. La valeur de H_{min} est normalement calée par rapport à la première précipitation qui génère une augmentation du débit, de sorte que le réservoir sol crée bien une infiltration à cet instant. H_{min} est calé à partir des premières crues et est égale à – 50 mm. Du fait de l'absence d'enregistrement des premières crues, ce calage est approximatif. Les premières crues du cycle 2004-2005, si elles étaient disponibles, permettraient de caler correctement la valeur de ce seuil.

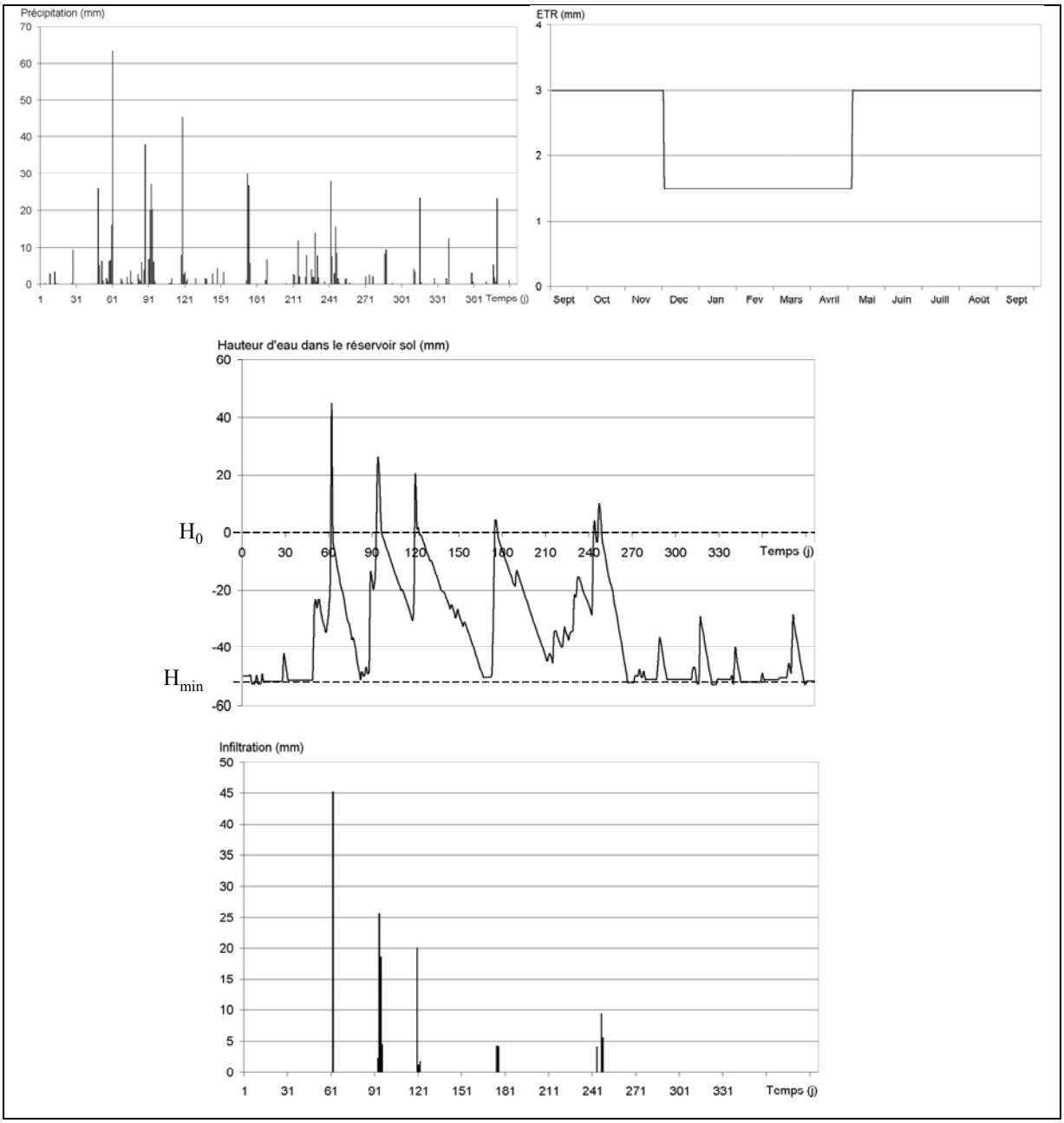


Figure 104. Niveau d'eau dans le réservoir sol et hauteur d'eau alimentant les différents flux reliés à ce réservoir à laMortola.

1.4.2.3- Vidange des réservoirs de routage

Un modèle à deux réservoirs de vidange permet la simulation des débits d'eau douce de la Mortola. Un réservoir annexe est ajouté pour évacuer l'excédent d'eau. Après calage des paramètres, les valeurs suivantes sont attribuées :

$X_1 = 6\ \%$;
$X_2 = 51\ \%$;
$X_3 = 43\ \%$;
$K_1 = 0{,}02$;
$K_2 = 0{,}008$.

Calage initial des hauteurs d'eau dans les rservoirs de routage :
$H_{1\,i} = 0$ m;
$H_{2\,i} = 0{,}015$ m.

La sortie du réservoir annexe n'est pas modélisée, car les débits de fuites ne sont pas connus. Une fois calculées, les hauteurs d'eau sortant de chacun des réservoirs sont intégrées sur l'étendue du bassin d'alimentation. Le débit issu des deux réservoirs est ainsi obtenu. Les hauteurs d'eau dans ces deux réservoirs et les débits sortants sont présentés à la figure 105.

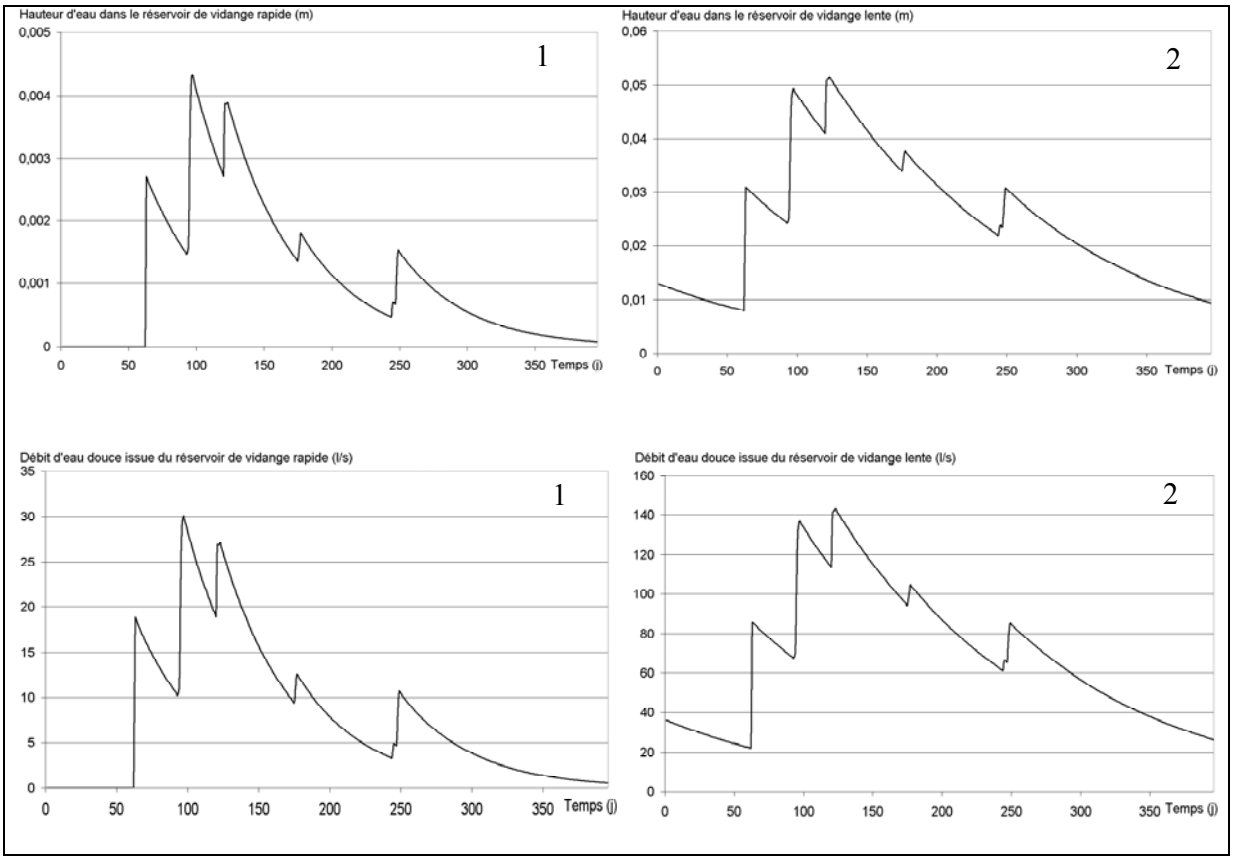


Figure 105. Hauteurs d'eau dans les réservoirs de vidange rapide (1) et lente (2) et débits sortants associés à la Mortola.

1.4.3- Résultats de la simulation

Les débits simulés et reconstitués sont présentés à la figure 106.

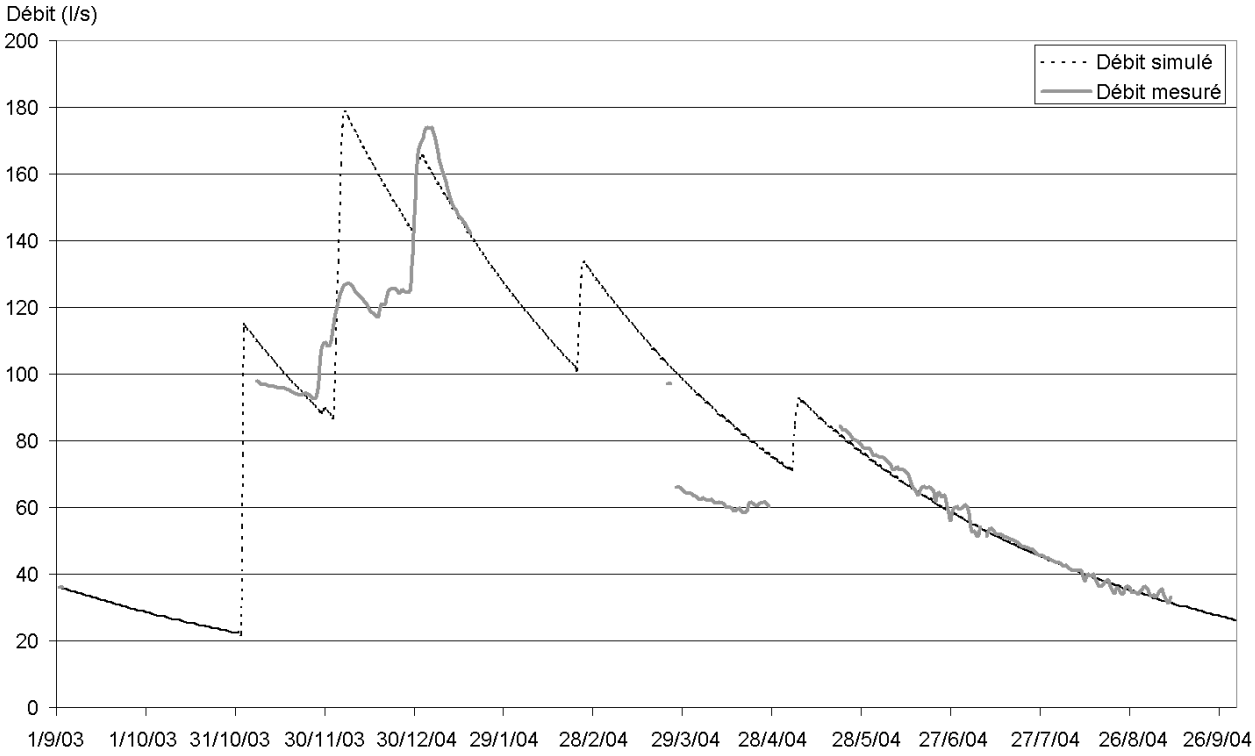


Figure 106. Débits de la Mortola simulés et mesurés ou reconstitués à partir de la salinité.

Du fait de l'approximation sur les données de débit d'eau douce en période de crue, mais aussi à cause des problèmes de discordance des données entre le 25/3/2004 et le 26/3/2004 et surtout du fait que la chronique est incomplète, il est difficile de simuler plus précisémment les débits d'eau douce de la source de la Mortola. Le critère de Nash a été calculé sur les deux périodes où le débit a été jugé représentatif de la réalité, à savoir du 6/11/03 au 18/01/04 et du 19/05/04 au 07/09/04. Sur la première période il est égal à 8% et sur la seconde à 98 %. Calculé de façon globale sur les deux périodes, le critère est égal à 86 %.

Cependant, le modèle permet une simulation des crues au bon moment. Cela a pu être vérifié sur les deux crues enregistrées, la première fin novembre 2003 et la seconde fin décembre 2003. Cependant l'intensité du premier événement est mal rendue. En effet pour la crue de fin novembre 2003, les débits simulés sont beaucoup trop élevés. Ils atteignent près de 170 l/s alors que les débits reconstitués à partir de la salinité sont d'environ 125 l/s. Par contre les débits maximaux de la crue simulée fin décembre 2003 sont assez proches des débits reconstitués à cette période. Concernant le tarissement, il faut noter qu'il est bien simulé sur l'ensemble de la période (de mai à septembre 2004).

Le débit simulé permet d'approcher le débit lors des lacunes et ainsi de préciser la valeur du flux total évacué à la Mortola. Ce flux annuel total est estimé à $2{,}5.10^6$ m^3, soit un débit moyen de 80 l/s. Cette valeur n'est pas en accord avec le calcul du bilan hydrologique (débit moyen estimé alors à environ 143 l/s). Cette différence a probablement plusieurs origines liées à la part non négligeable du ruissellement, à la sortie d'eau douce de l'aquifère au travers des sources sous-marines secondaires et peut-être aussi à une surestimation de l'aire du bassin d'alimentation.

1.4.4- Evaluation de la gamme de variations des débits de la source de la Mortola

Il est utile de connaître la variabilité des débits d'une source karstique, en particulier dans l'éventualité de son captage, non seulement pour dimensionner correctement le dispositif de captage, mais aussi pour gérer la ressource convenablement. Actuellement la chronique des débits mesurés à la Mortola est trop courte pour évaluer les débits extrêmes. Dans cette perspective, il faut remarquer que le cycle 2003-2004 se positionne comme étant un cycle particulièrement sec (figure 102). Les débits de crue ne peuvent donc pas être approchés convenablement à partir des seules données de ce cycle. Par contre, puisque ce cycle est reconnu comme le plus sec des douze dernières années, il est probable que les débits d'étiage mesurés sont représentatifs des débits d'étiage extrêmes. Actuellement l'unique moyen pour estimer ces débits extrêmes est d'utiliser le modèle pluie-débit développé pour simuler l'hydrogramme sur une année. Nous allons donc reprendre la simulation sur une période beaucoup plus longue.

La simulation a été effectuée du 01/09/1992 au 30/11/2004, soit sur une période de plus de 12 ans. Sur ces douze années, les précipitations moyennes sont de 900 mm. Notons que l'année 2000 a été très humide, avec une lame d'eau précipitée d'environ 1500 mm. A l'inverse, les années 2003 et 2004 ont été particulièrement sèches avec près de trois fois moins de précipitations qu'en 2000 (entre 500 et 600 mm). Ces importantes variations sur les entrées conduisent à une forte variabilité des débits dans la simulation (figure 107). Les débits évoluent ainsi entre moins de 30 l/s au cours de l'étiage du cycle 2003-2004 et près de 1300 l/s durant la période de crue du cycle 2000-2001. Le débit moyen sur l'ensemble de la période atteint 200 l/s, alors qu'il était de 80 l/s pour le cycle 2003-2004. Au cours de la période de simulation, les débits d'étiage sont en général inférieurs à 100 l/s et les débits de crues sont fréquemment supérieurs à 200 l/s. Pour les cycles caractérisés par des précipitations supérieures à 900 mm, les débits de crue dépassent 500 l/s.

Il faut toutefois rappeler que le résultat de la simulation ne fournit qu'une estimation des débits. En effet le modèle a été calé sur le cycle 2003-2004, cycle particulièrement sec. Les débits simulés pour les cycles secs seront dans l'ensemble représentatifs. Par contre pour les cycles beaucoup plus humides, nous n'avons pas pu prendre en considération dans le modèle les différents mécanismes qui interviennent alors. Il est donc possible qu'il existe des différences notables entre les débits simulés et mesurés. Par exemple dans le modèle développé, nous avons estimé que 43 % de l'infiltration n'alimentait pas la source de la Mortola. Nous avons défini deux causes responsables de l'évacuation de l'eau ailleurs qu'à la Mortola. Tout d'abord de l'eau peut être évacuée par les sources annexes ; ensuite le ruissellement sur le bassin d'alimentation n'est pas pris en compte. Or il est probable qu'au cours des fortes précipitations, la part du ruissellement augmente, de même que la proportion d'eau écoulée par les sources annexes se modifie.

Ainsi on retiendra cette simulation surtout pour les cycles hydrologiques secs. Les débits simulés sur les périodes humides seront utilisés plutôt pour disposer d'un ordre de grandeur et d'une tendance générale d'évolution. Aussi un enregistrement du débit effectué sur quelques mois, lors d'un prochain cycle humide, permettrait de modifier (si nécessaire) la structure du modèle (par exemple en ajoutant un seuil), afin de l'adapter aux périodes humides.

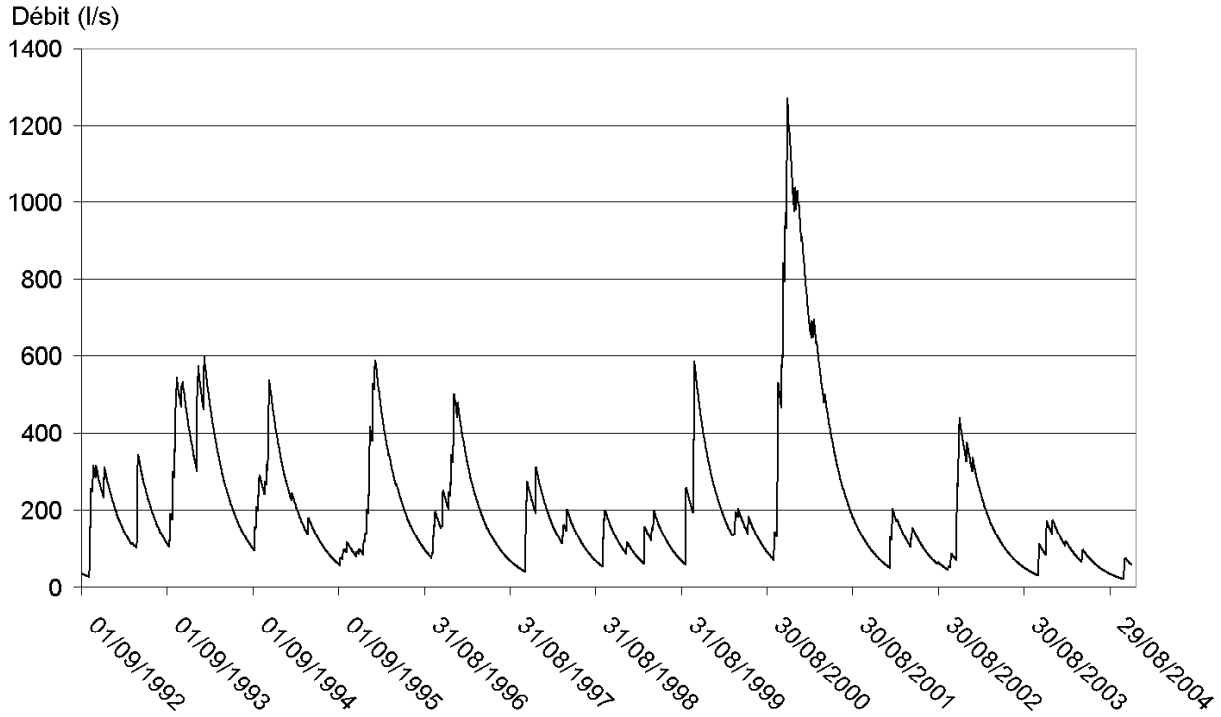


Figure 107. Débits de la source de la Mortola simulés sur 12 ans.

1.4.5- Discution sur l'évaluation des débits à la Mortola

Si l'on se réfère aux résultats de la simulation des débits sur une longue période, il apparaît alors que les débits d'étiage sont fréquemment inférieurs à 100 l/s, que les débits de crue peuvent atteindre 500 l/s et que des débits de 1000 l/s restent exceptionnels. Le débit évalué par Rovéréto en 1934 étaient de 1000 l/s, Stefanon et Cotecchia (1969) ont quant à eux évalué le débit à 100 l/s en étiage et à 1000 l/s en crue. Ces derniers ont probablement surestimé le débit. De même l'évaluation à 500 l/s réalisée par Géocéan-Nymphéa Water au cours de l'été 1999 est largement surestimée. D'après les résultats de la simulation, les débits étaient alors compris entre 50 et 200 l/s. Le débit moyen fourni par Gilli (1997) de l'ordre de 200 l/s est du bon ordre de grandeur. L'ensemble des données recueillies à la Mortola montre qu'il y a une tendance à la surestimation des débits de la source de la Mortola et de façon générale une surestimation des débits des sources sous-marines. Cette surestimation provient du manque de mesures fiables. L'étude des sources sous-marines implique une instrumentation adaptée.

1.5- Conclusion

Cette étude montre que le karst actuel de la Mortola est peu fonctionnel sur la base des arguments suivants :

- le conduit de la Mortola est peu développé, ses dimensions ne sont pas en accord avec un système karstique bien drainé ;
- les traces de karstification actuelle sur le bassin d'alimentation sont très limitées ;
- le fait que des ruisseaux traversent les barres calcaires en s'infiltrant peu ou pas milite en faveur d'une mauvaise karstification ;
- le volume dynamique est assez important ; il caractérise des réserves notables en zone noyée, incompatibles avec un système bien karstifié.

La source de la Mortola ne serait donc pas l'exutoire d'un système karstique bien développé. Aussi, le conduit de la Mortola n'est pas surdimensionné par rapport aux débits d'étiage, ce qui évite les intrusions d'eau de mer dans l'aquifère.

Concernant le bassin d'alimentation, bien que le bilan hydrologique tende à montrer que la surface est probablement surestimée, il semble tout de même que la surface définie par la géologie se rapproche de la surface réelle d'alimentation de la source. La surestimation des débits par le calcul du bilan hydrologique est probablement due à une sous-estimation du ruissellement dans cette zone de relief escarpé et aussi à la non-prise en compte des diverses fuites de l'aquifère. Les analyses isotopiques ont de plus révélé que la surface moyenne d'alimentation était à une altitude supérieure à l'aire du bassin d'alimentation définie. Une alimentation par la rivière de la Bévéra, drainant les massifs élevés du Mercantour, a ainsi été envisagée. En cas d'utilisation de l'eau de la source de la Mortola pour l'alimentation en eau potable, la surface délimitée comme étant l'aire d'alimentation de l'aquifère karstique pourra être retenue en première approche. La connaissance de la géologie de la zone demande toutefois à être améliorée, en particulier pour définir les conditions éventuelles d'alimentation par la Bévéra.

Du fait des lacunes sur la chronique de débit d'eau douce de la Mortola, la simulation ne permet que de fournir une image de la tendance générale d'évolution des débits à Mortola. Elle donne également des informations intéressantes pour l'exploitation éventuelle de la ressource, comme le débit d'étiage, le débit de crue, le tarissement. Ces données pourront être utilisées dans un but de gestion de l'aquifère. Comme la gamme de débit a également été approchée par une simulation sur une longue période. L'entreprise Géocéan-Nymphéa Water dispose maintenant des éléments nécessaires pour dimensionner un éventuel ouvrage de captage.

Le fonctionnement de l'aquifère, qui aurait pu être mieux caractérisé par l'analyse de chroniques annuelles complètes de débit, de conductivité et de température, reste partiellement inconnu. De ce fait, ni les mécanismes de recharge, ni l'importance des réserves ni leur rôle dans le fonctionnement du système, ni enfin les relations de l'aquifère avec la mer ne peuvent être connus aujourd'hui avec précision.

2- FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DU SYSTEME DE MORAIG-TOIX

2.1- Introduction

L'extrémité est du domaine prébétique oriental (Espagne) est caractérisée par l'abondance de formations carbonatées, dont des calcaires du Crétacé. Ces calcaires ont été soumis à une karstification intense, mais mal connue quant à son histoire. Ces calcaires karstifiés constituent des aquifères intéressants pour l'économie régionale.

Sur le littoral, certains de ces aquifères, en relation avec la mer, subissent une intrusion marine. C'est ainsi que plusieurs conduits karstiques ont été repérés sous le niveau de la mer (Cortes et al., 2000). La grotte de Moraig constitue l'exutoire principal de l'un d'eux. L'eau qui s'écoule est saumâtre. Un des exutoires secondaires se situe au Morro de Toix, à 20 km au sud-ouest de Moraig. Les deux conduits débouchent à 12 m sous le niveau de la mer. Le conduit de Moraig a une section d'une quinzaine de m² alors que celui de Toix est beaucoup plus petit (environ 2 m²). En outre, le conduit de Toix est soumis à une entrée d'eau de mer pendant une grande partie de l'année et par de courts épisodes de décharges d'eau saumâtre au moment des fortes crues à Moraig, alors que Moraig est continuellement en sortie.

En 1999-2000, une étude a été conduite par l'entreprise SIDMAR pour le compte du « Conselleria d'Obres Publiques, urbanisme i Transport de la Generalitat Valenciana » dans le but de caractériser les flux d'eau entrant et sortant des deux conduits, ainsi que les relations existant entre eux. Ce travail devait permettre de mieux comprendre le fonctionnement de l'aquifère. Les deux conduits ont été équipés de courantomètres et sondes de conductivité-température. Les enregistrements ont été effectués au pas de temps de 30 min. Les chroniques obtenues à la fois à Moraig et à Toix sur une période de 11 mois comprise entre le 11/03/1999 et le 27/01/2000 nous ont été communiquées par J.M. Cortes.

Les résultats de cette étude ont montré qu'il existe des liens hydrauliques entre les deux conduits (Cortes et al., 2000). Toutefois, aucune interprétation du fonctionnement hydrologique de l'aquifère n'avait été donnée jusqu'à maintenant. C'est pourquoi, il est apparu intéressant de reprendre l'analyse des données, afin d'établir un modèle conceptuel de fonctionnement de l'aquifère. Ce modèle conceptuel sera par la suite utilisé pour mettre en place un modèle numérique de fonctionnement de l'aquifère qui servira pour la prévision des débits et de la salinité à l'exutoire principal de l'aquifère. L'utilisation du modèle numérique ainsi que la compréhension du fonctionnement du système permettront d'envisager des solutions pour améliorer la qualité de l'eau en vue d'une éventuelle utilisation.

Précisons également que le bassin d'alimentation de ce système est fortement urbanisé et qu'il comporte de nombreux puits et forages. Malheureusement nous n'avons pas eu accès à ces données, si bien que l'étude hydrologique a été menée uniquement à partir des mesures effectuées dans les conduits de Moraig et Toix. Si l'étude devait se poursuivre, il serait intéressant de sélectionner certains de ces points de regards sur l'aquifère et suivre le comportement du système en ces sites localisés. Ces informations pourraient alors apporter des précisions sur la structure et le fonctionnement du système karstique.

2.2- Présentation de la zone d'étude, éléments de géologie

La zone d'étude (figure 108) appartient à la partie nord-est de la Cordillère bétique appelée aussi domaine prébétique oriental (Cortes et al., 2000).

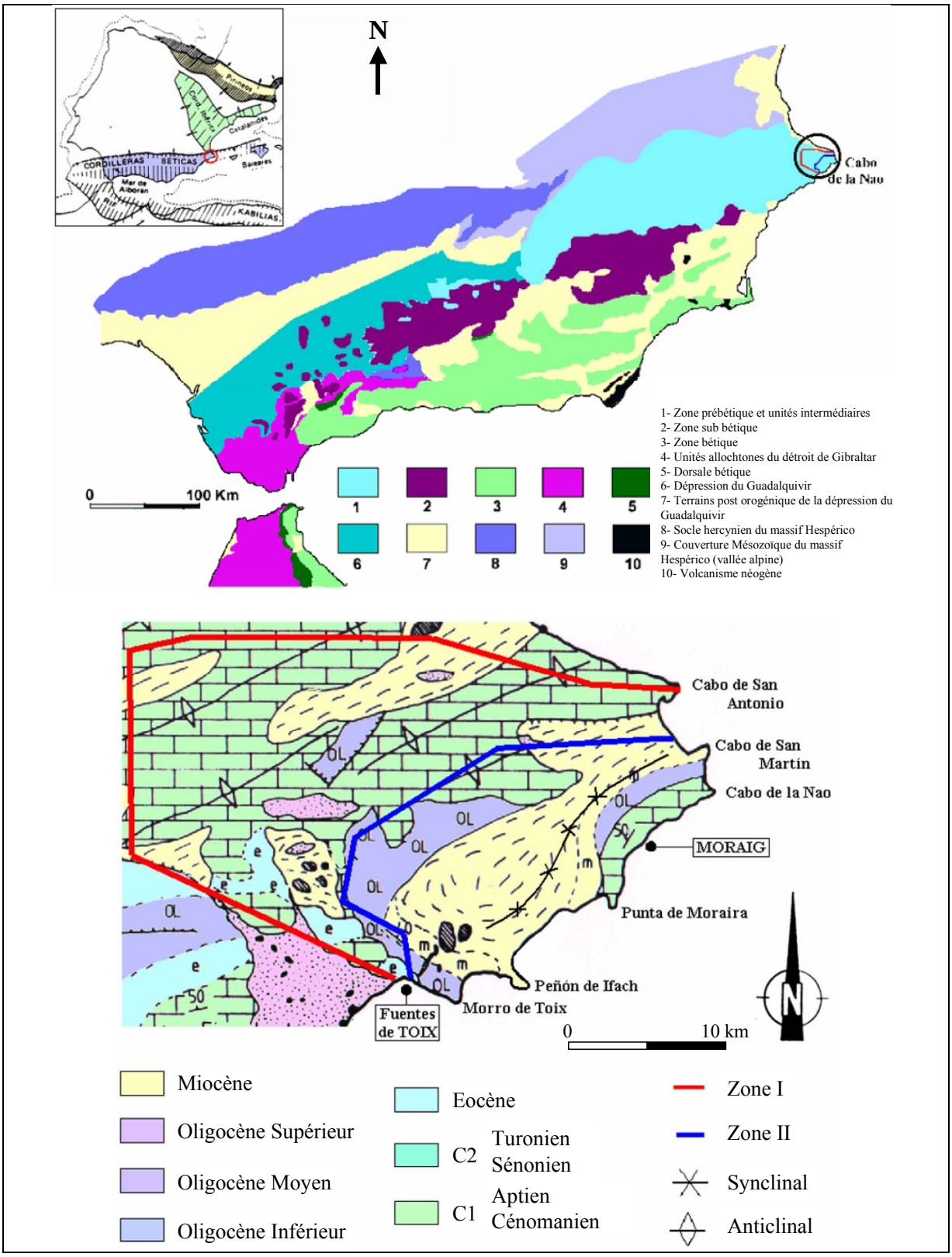


Figure 108. Carte géologique du Sud-Est de l'Espagne (d'après Cortes et al., 2000).

Les deux conduits appartiennent à la dépression de Benissa (dont la superficie est d'environ 300 km², Zone II, figure 108). Cette dépression est structurée en un synclinal à cœur miocène. Les marnes miocènes imperméables reposent sur les calcaires du Crétacé, marqués par une importante karstification.

La structure de la zone couplée aux informations eustatiques, bathymétriques et structurales permet de définir les grands axes d'écoulement souterrain au sein des calcaires du Crétacé. La zone étant au contact de la mer à son extrémité est, ce sont les bas niveaux marins relatifs qui ont commandé la direction générale NW-SE de l'écoulement. Il existe un drainage de l'aquifère vers la grotte de Moraig probablement lié à la mise en place d'un réseau de drainage en relation soit lors des glaciations, soit lors de la régression messinienne, avec un niveau de base inférieur à l'actuel. De plus, l'axe du synclinal crée une zone d'écoulement préférentiel qui est à l'origine d'une direction d'écoulement NE-SW (figure 109) et la mise en place d'un réseau de conduits selon la direction de l'axe. Le conduit de Toix est situé dans le prolongement de cet axe. Compte tenu de la cote –12 m du conduit de Toix, le réseau de drainage s'est également mis en place alors que le niveau de base était inférieur au niveau actuel. Le conduit de Toix a par ailleurs été identifié jusqu'à une profondeur de – 70 m (Cortes et al., 2000), attestant la mise en place du réseau lors d'un bas niveau marin relatif.

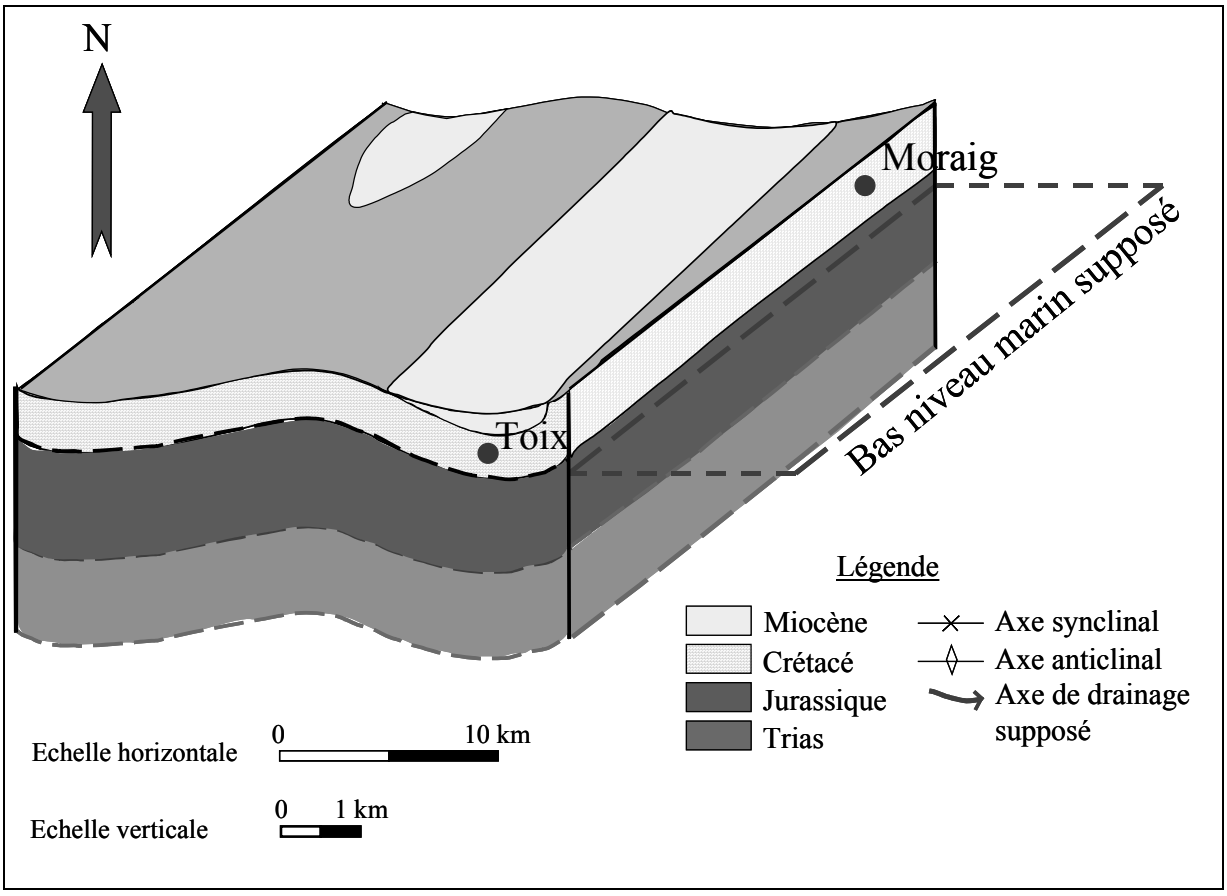


Figure 109. Schéma de circulation générale souterraine supposée au niveau de la dépression de Benissa (Espagne).

2.3- Chroniques de données

2.3.1- Mise en place des stations de mesure

Dans un premier temps (01/08/98-11/03/99), les deux conduits furent appareillés avec une station de mesure comprenant un courantomètre, une sonde de conductivité et de température. Les stations sont positionnées dans les conduits karstiques à 40 m de la sortie en mer pour Moraig et à 30 m pour Toix. Les mesures sont effectuées toutes les 30 minutes. Les dimensions de ces stations sont de 80 cm de haut pour une dizaine de centimètres de large. Disposées au milieu des deux conduits, elles permettent de mesurer l'ensemble des

paramètres (vitesse, conductivité, température) en un point. Les paramètres sont ensuite intégrés sur l'ensemble du conduit. Cette démarche implique que l'écoulement soit homogène, avec une vitesse, une salinité et une température identiques dans toute la section.

Or, il est apparu que le conduit de Moraig de grandes dimensions (3,5 m de haut sur plus de 4 m de large à la station de mesure), est caractérisé par un gradient de vitesse sur la verticale du conduit, avec des débits sortants au sommet du conduit et des débits entrants à la base. Il s'agit donc d'une stratification de l'écoulement, observée par les plongeurs. Les mesures telles qu'elles étaient réalisées ne permettaient pas d'en déduire le débit réel du flux transitant dans le conduit à partir d'un seul point de mesure. Il en est de même pour la conductivité électrique et la température. C'est pourquoi le site fut complété par deux stations supplémentaires, l'une située dans la partie supérieure du conduit (S1), l'autre dans la partie inférieure (S3). La figure 110 montre bien cette stratification de l'écoulement avec l'orientation des courantomètres selon le sens du courant. La mise en place de plusieurs stations a permis de séparer l'écoulement en trois tranches d'eau pouvant chacune être identifiée séparément. Ainsi l'estimation du débit approche mieux la réalité.

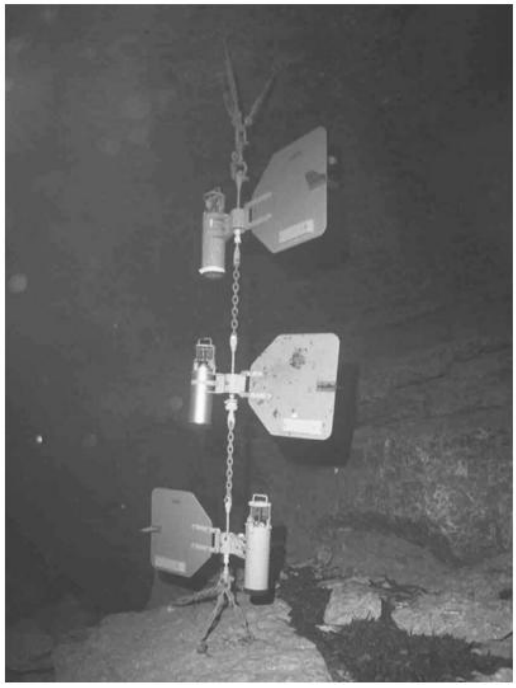


Figure 110. Stations de mesure dans le conduit de Moraig (Cortes et al., 2000).

Le conduit de Toix, de plus petites dimensions (1,5 m de haut sur 1 m de large), ne peut héberger qu'une seule station de mesure. Dans son rapport, Cortes ne fait pas état de variation de la vitesse dans la section de ce conduit. La mesure faite au milieu du conduit a été étendue à l'ensemble de la section (Cortes et al., 2000). L'importance de l'incertitude sur les mesures n'est toutefois pas précisée.

A partir du 11/03/1999, les trois stations de mesure de Moraig enregistrent les données de vitesse, température et conductivité au pas de temps 30 minutes. Les chroniques de données sont ainsi acquises à la fois à Moraig et à Toix jusqu'au 28/01/2000, soit une période de 323 jours. Cette chronique, bien que ne couvrant pas un cycle hydrologique complet, semble tout de même exploitable pour une étude hydrogéologique. En effet, les enregistrements comprennent une longue période de tarissement, ainsi que trois épisodes de crues importantes.

Concernant la précision des mesures, il est nécessaire d'indiquer que l'utilisation de courantomètres introduit des erreurs dans la détermination du débit. D'abord l'appareil de mesure engendre des perturbations de l'écoulement. Ensuite la mesure de vitesse effectuée en un point, est intégrée sur l'ensemble de la section pour Toix, ou sur une des trois sections découpant le conduit à Moraig. Cette intégration suppose que la vitesse est homogène sur l'ensemble de la section et égale à celle mesurée, ce qui n'est pas vérifié et conduit de toute manière à une surestimation des débits. En effet la distribution des vitesses dans la section est telle que la vitesse moyenne est nécessairement inférieure à celle mesurée au centre. Enfin, le courantomètre ne peut mesurer les vitesses lorsqu'elles sont inférieures à 1 cm/s (la valeur 1 cm/s est donnée par défaut pour des valeurs comprises entre 0 et 1 cm/s). L'erreur sur les valeurs de débit est probablement de plusieurs pourcents. Pour les valeurs de conductivité et de température, les incertitudes sur ce type de matériel sont de 0,1 mS/cm pour la conductivité et de 0,1 °C pour la température.

2.3.2- Première analyse des données sur les valeurs moyennes journalières

2.3.2.1- Toix

2.3.2.1.1- Vitesse et débits

Les débits ont été calculés en multipliant la vitesse par la section. Les valeurs de débit et de vitesse positives correspondent à un flux d'eau entrant dans l'aquifère, des valeurs négatives à une sortie d'eau de l'aquifère.

A Toix, en dehors des périodes de fortes précipitations, un flux d'eau entre en permanence dans l'aquifère (figure 111). Les débits entrants sont relativement constants, de l'ordre de 0,42 m^3/s. Lors des fortes précipitations, le flux d'eau entrant diminue et s'inverse 5 à 7 jours après la pluie. Le conduit fonctionne alors comme exutoire secondaire du système. Trois événements ont ainsi été enregistrés ; ils faisaient suite aux précipitations du 10 et 11/03/1999, du 11/11/1999 et du 11/01/2000. Les débits moyens journaliers évacués pouvaient alors atteindre 1 m^3/s.

En dehors des périodes de crue, l'eau de mer pénètre par le conduit de Toix indiquant que la charge hydraulique de la mer est supérieure à la charge hydraulique de l'eau saumâtre de l'aquifère au niveau de ce conduit. A l'inverse, lors des périodes de crue, c'est la charge hydraulique dans le conduit qui est supérieure à la charge hydraulique de la mer.

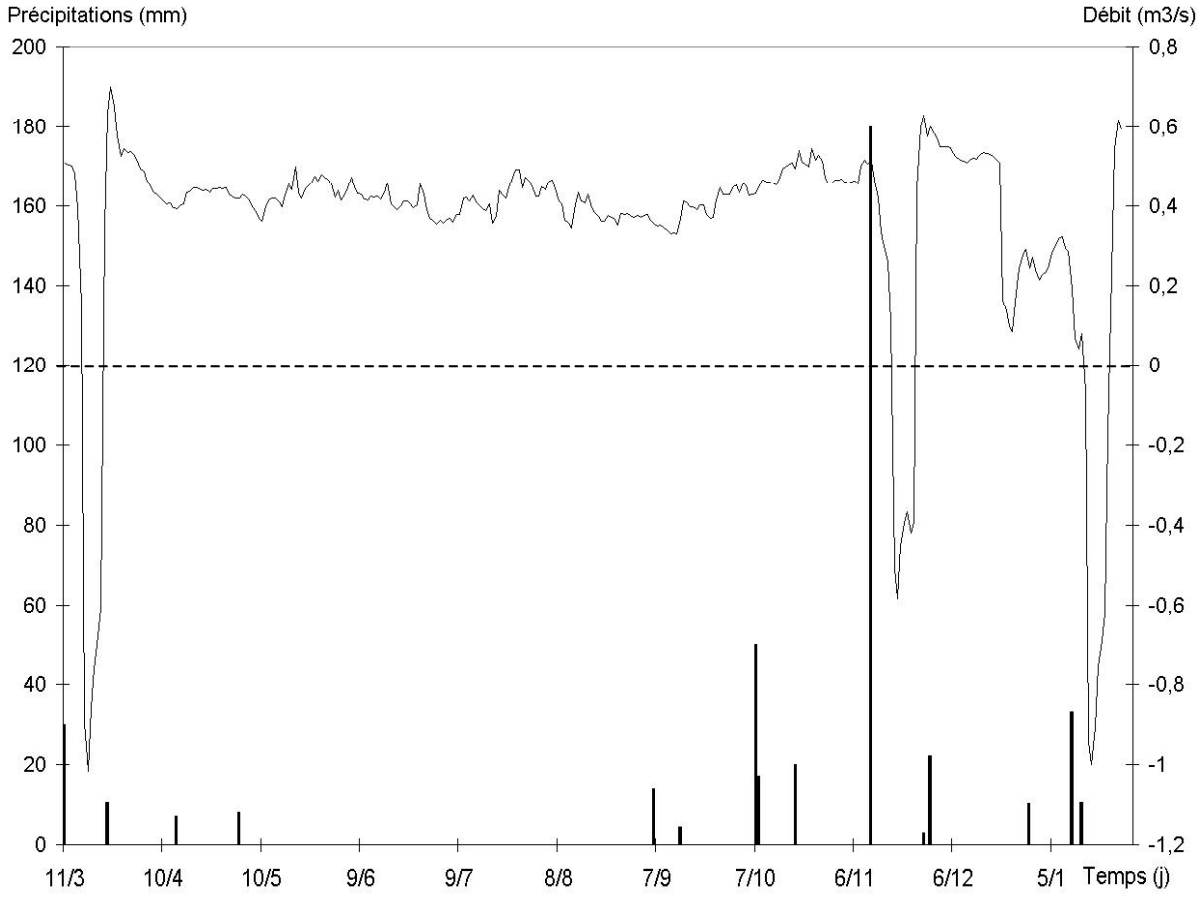


Figure 111. Précipitations et débits moyens journaliers calculés à Toix du 11/03/1999 au 28/01/2000. Les débits négatifs sont sortants.

2.3.2.1.2- Conductivité électrique et température

Les données de conductivité électrique mesurées ont été compensées en température. La conductivité électrique en dehors des forts événements pluvieux est relativement stable, elle est comprise entre 50 et 52 mS/cm (figure 112). Il s'agit ici d'eau de mer. Au cours des trois événements pluvieux caractérisés dans le paragraphe précédent, la conductivité électrique chute. Selon les événements, les valeurs minimales de la conductivité électrique moyenne journalière sont comprises entre 27 et 33 mS/cm soit entre 16 et 21 g/l. En dehors des périodes de crues consécutives à de fortes précipitations où de l'eau saumâtre circule dans le conduit de Toix, l'eau qui transite par ce conduit est marine.

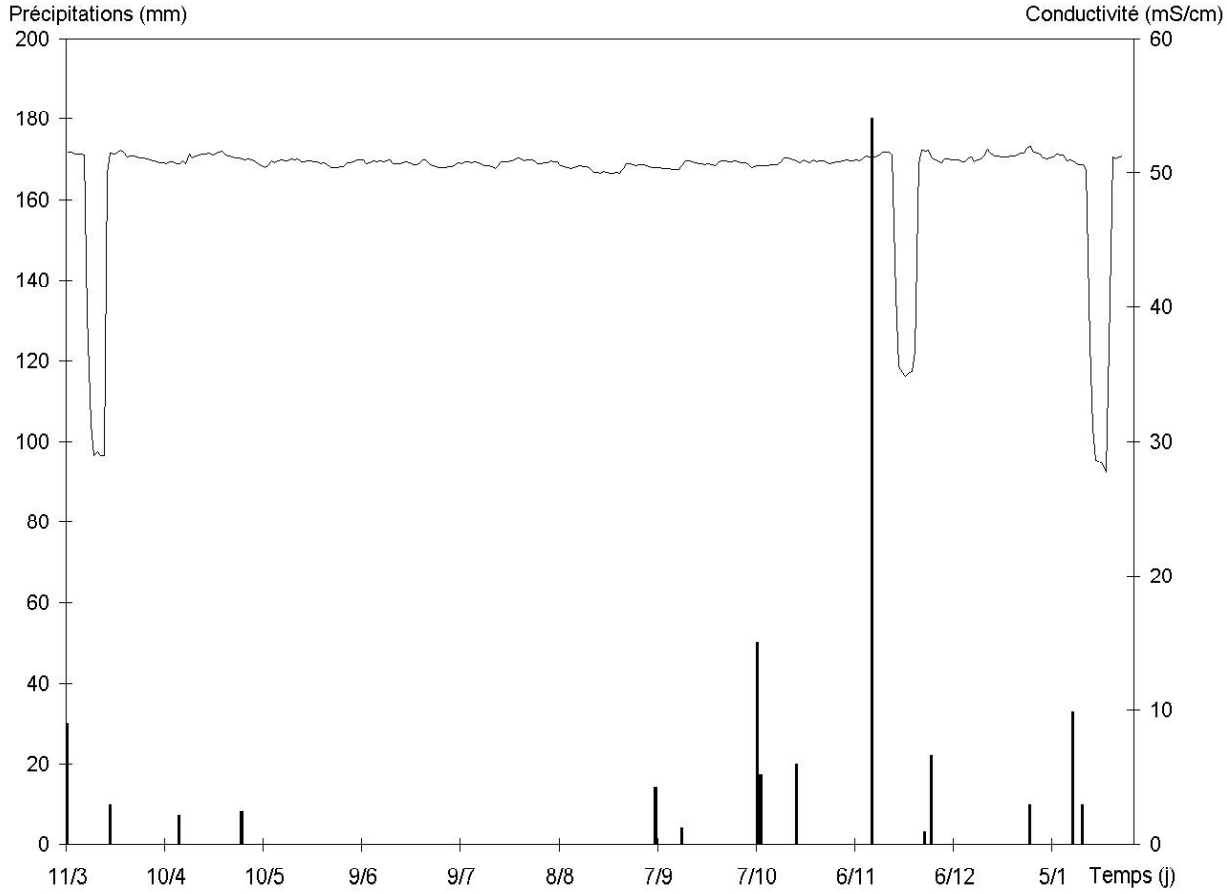


Figure 112. Conductivité moyenne journalière mesurée à Toix et précipitations du 11/03/1999 au 28/01/2000.

La température de l'eau transitant par le conduit de Toix fluctue au cours de l'année, plus élevée en été (de l'ordre de 27 °C), elle atteint des valeurs inférieures à 15 °C en hiver (figure 113). Ces données de température correspondent aux températures moyennes de la mer. Ce résultat concorde avec les mesures de conductivité électrique, attestant qu'il s'agit bien d'eau de mer qui circule dans le conduit de Toix. Au cours des événements de décharge faisant suite à de fortes précipitations, la température de l'eau évacuée est de l'ordre de 22 °C quelle que soit la saison.

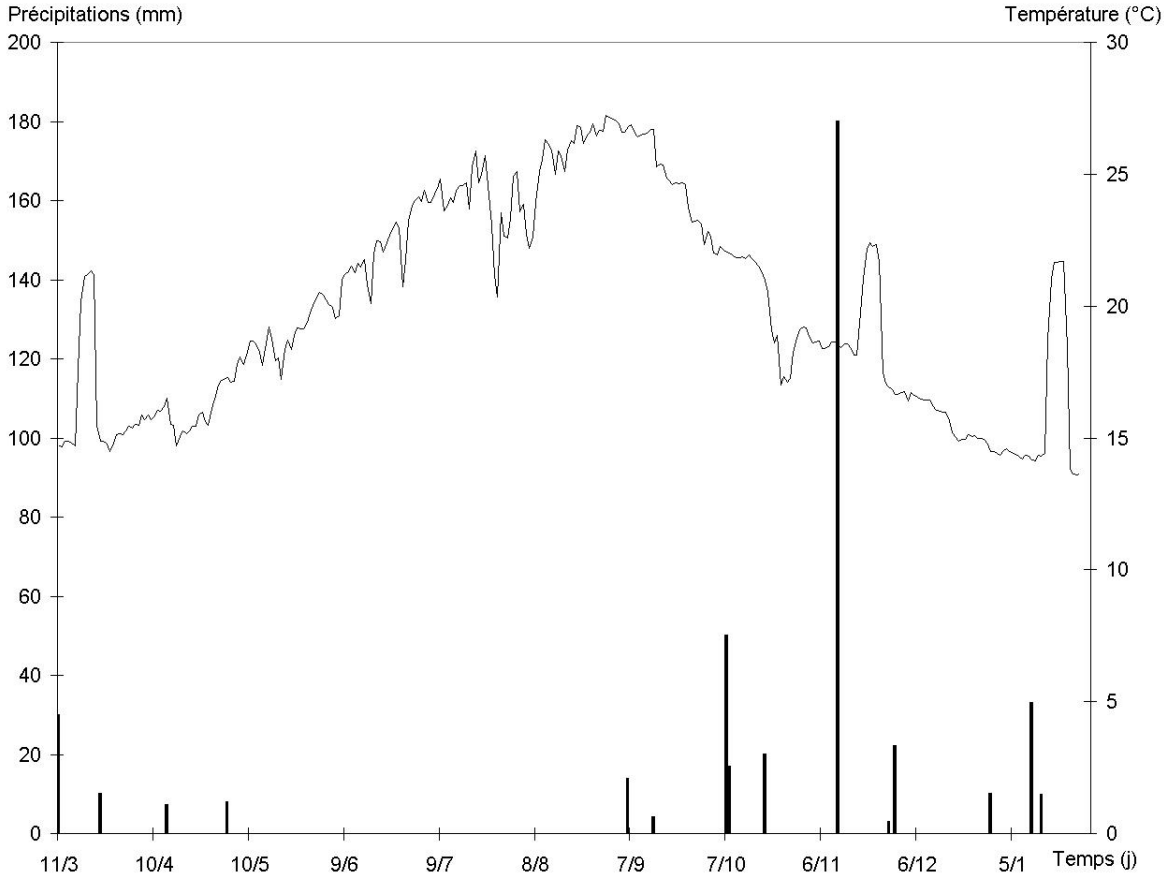


Figure 113. Température moyenne journalière à Toix et précipitation du 11/03/1999 au 27/01/2000.

2.3.2.1.3- Synthèse des données à Toix

Les paramètres mesurés (vitesse, conductivité électrique et température) montrent qu'un débit d'eau de mer de l'ordre de 0,42 m^3/s entre dans l'aquifère tout au long de l'année. Ils mettent en évidence que lors d'importants événements pluvieux, les écoulements dans le conduit sont modifiés. Le débit d'eau de mer entrant dans l'aquifère diminue pendant 5 à 7 jours. Cette diminution est suivie d'une inversion du sens des écoulements. La conductivité électrique minimale de cette eau est comprise selon les pluies, entre 27 et 33 mS/cm (soit entre 16 et 21 g/l) et la température est d'environ 22°C. C'est donc de l'eau saumâtre, provenant de l'aquifère, qui sort en mer. Le fonctionnement lors des périodes de décharge semble très complexe ; une description fine sera menée par la suite en intégrant les données de conductivité, température et débit.

2.3.2.2- Moraig

2.3.2.2.1- Vitesses et débits

Les débits sont calculés en intégrant les vitesses mesurées sur chacune des trois sections formant le conduit, S1 à la partie supérieure du conduit, S2 à la partie médiane et S3 à la partie inférieure. La superficie de chaque section est d'environ 5 m². A l'inverse de Toix, lorsque les débits sont positifs l'eau quitte l'aquifère. Les débits négatifs correspondent à une entrée d'eau dans l'aquifère par le conduit. Les débits sur la période d'acquisition sont présentés dans la figure 114.

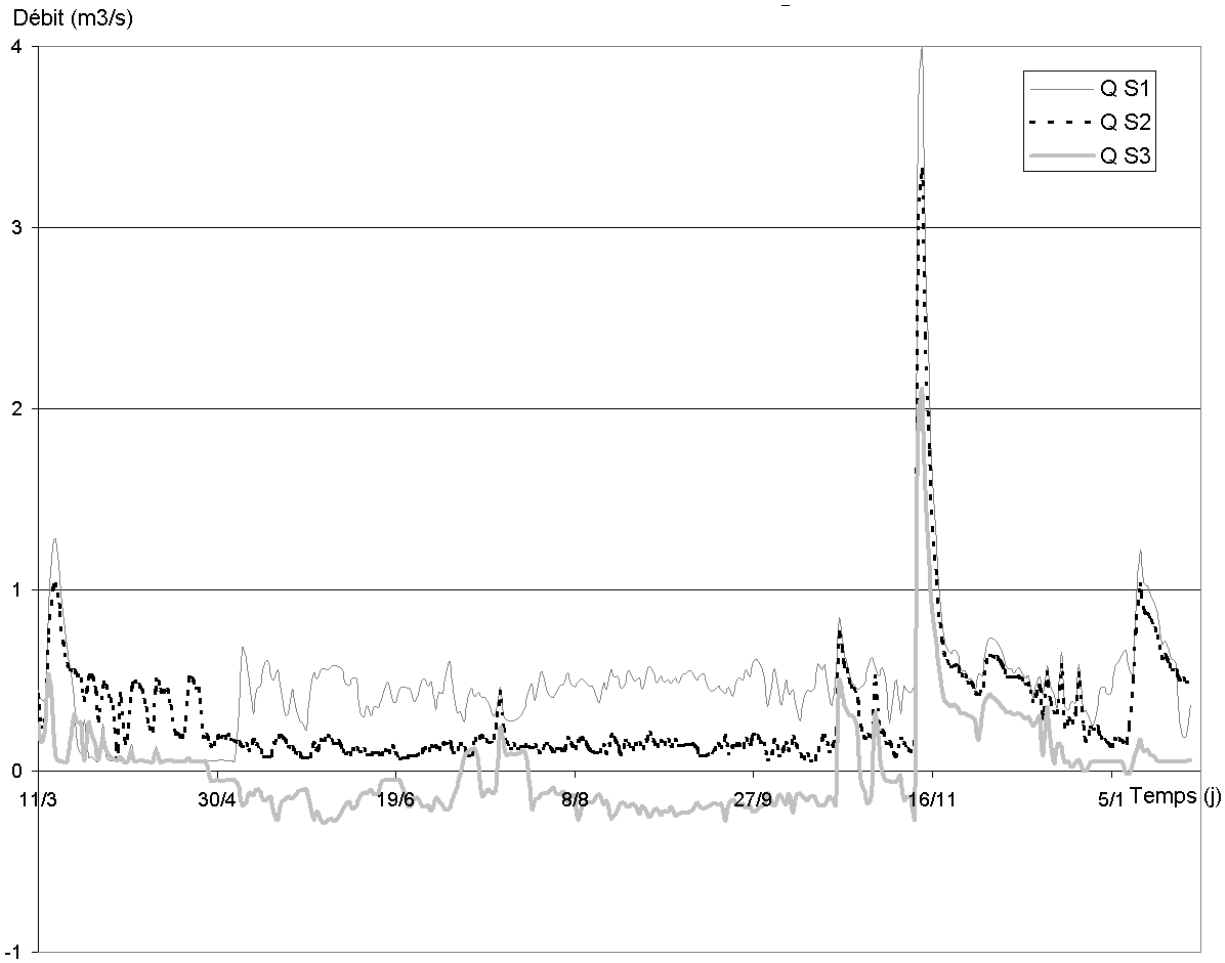


Figure 114. Débits moyens journaliers observés à Moraig sur les trois sections du conduit pour la période du 11/03/1999 au 28/01/2000.

Dans les parties supérieure et moyenne du conduit, les débits sont sortants toute l'année, la charge hydraulique au sommet et au milieu du conduit est donc toujours supérieure à la charge hydraulique de la mer. Dans la partie inférieure du conduit, le débit est alternativement sortant puis entrant, semblant indiquer que le gradient de charge hydraulique entre la mer et la base du conduit s'inverse au cours du cycle.

Les débits calculés en S1, du 21/03 au 6/05/1999, semblent présenter une anomalie (figure 114). Avant le 21/03, les débits sont supérieurs aux débits en S2 et S3, puis du 21/03 au 6/05 les débits sont inférieurs à ceux en S2. Après le 6/05 les débits en S1 remontent brusquement et demeurent ensuite supérieurs aux débits en S2 et S3 pour le reste de la chronique. Il s'agit probablement d'un problème instrumental de la mesure des vitesses en S1, lors de cette période. C'est pourquoi, afin de diminuer l'erreur sur les débits pour la période du 21 mars au 6 mai 1999, les valeurs de débit en S2 seront appliquées à S1.

En étiage (du 6/05 au 20/10/1999), cette chronique de débit met en évidence une stratification de l'écoulement. Le débit moyen en S1 est d'environ 0,47 m^3/s, de 0,13 m^3/s en S2 et de -0,15 m^3/s en S3. Le débit est relativement stable pour les trois sections lors de l'étiage, avec des débits sortants plus forts dans la partie supérieure du conduit, qui diminuent pour s'inverser au fur et à mesure qu'on se rapproche de la base du conduit. Il se produit ainsi un flux d'eau sortant au sommet du conduit et entrant à la base.

En période de crue, les débits sont positifs (flux sortant) dans les trois sections. Ils demeurent significativement supérieurs au sommet du conduit et diminuent ensuite progressivement vers le bas le long d'un profil vertical.

2.3.2.2.2- Conductivité électrique et température

Il apparaît dans un premier temps qu'il existe une anomalie dans les données. En effet, après le 13/04, l'eau est caractérisée par une conductivité plus forte au sommet du conduit. La mesure indique que l'eau serait plus dense dans la partie supérieure du conduit, ce qui est physiquement impossible en hydrostatique. En effet, le fluide étant soumis à la gravité, sa densité devrait diminuer vers le haut du conduit. Les conductivités en S2 et S3 sont proches avec toutefois des valeurs supérieurs en S3, ce qui est conforme (figure 115).

En période de crue importante (11/11/1999), les débits sont forts sur l'ensemble du profil, 10 fois supérieurs aux débits d'étiage. Le flux est sortant sur l'ensemble du conduit, indiquant que le flux circulant est alors homogène. Cette fois encore la conductivité électrique en S1 est supérieure d'environ 1,5 mS/cm à celle en S2 et S3.

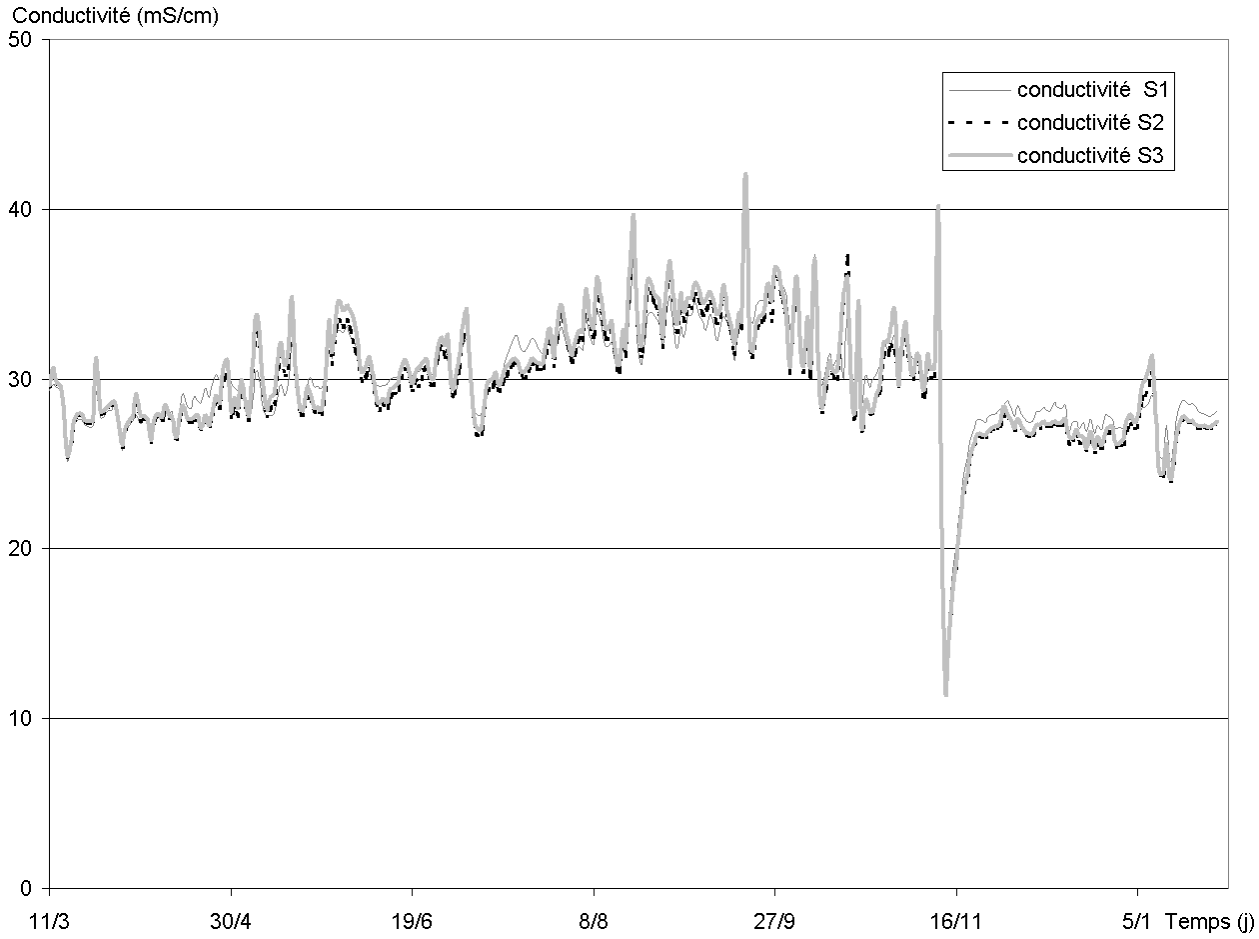


Figure 115. Conductivité électrique moyenne journalière à Moraig sur les trois sections du conduit pour la période du 11/03/1999 au 28/01/2000.

Du 11/03 au 13/04/1999, le gradient de la conductivité électrique observé est conforme aux attentes, ce qui montre qu'après cette période il y a probablement eu une modification des caractéristiques de la sonde de conductivité placée en S1 (modification de la constante de l'électrode par exemple). Une tentative de correction des données en S1 a été menée en

prenant pour référence l'écart entre les données en S1 et S2 du début de la chronique et en faisant en sorte que la conductivité électrique sur S1 soit inférieure à la conductivité électrique en S2. Un résultat acceptable est obtenu en retirant 1,5 mS/cm aux données sur S1 après le 13/04/1999 (figure 116). Dans l'ensemble, cependant, la conductivité électrique reste relativement homogène le long du profil vertical.

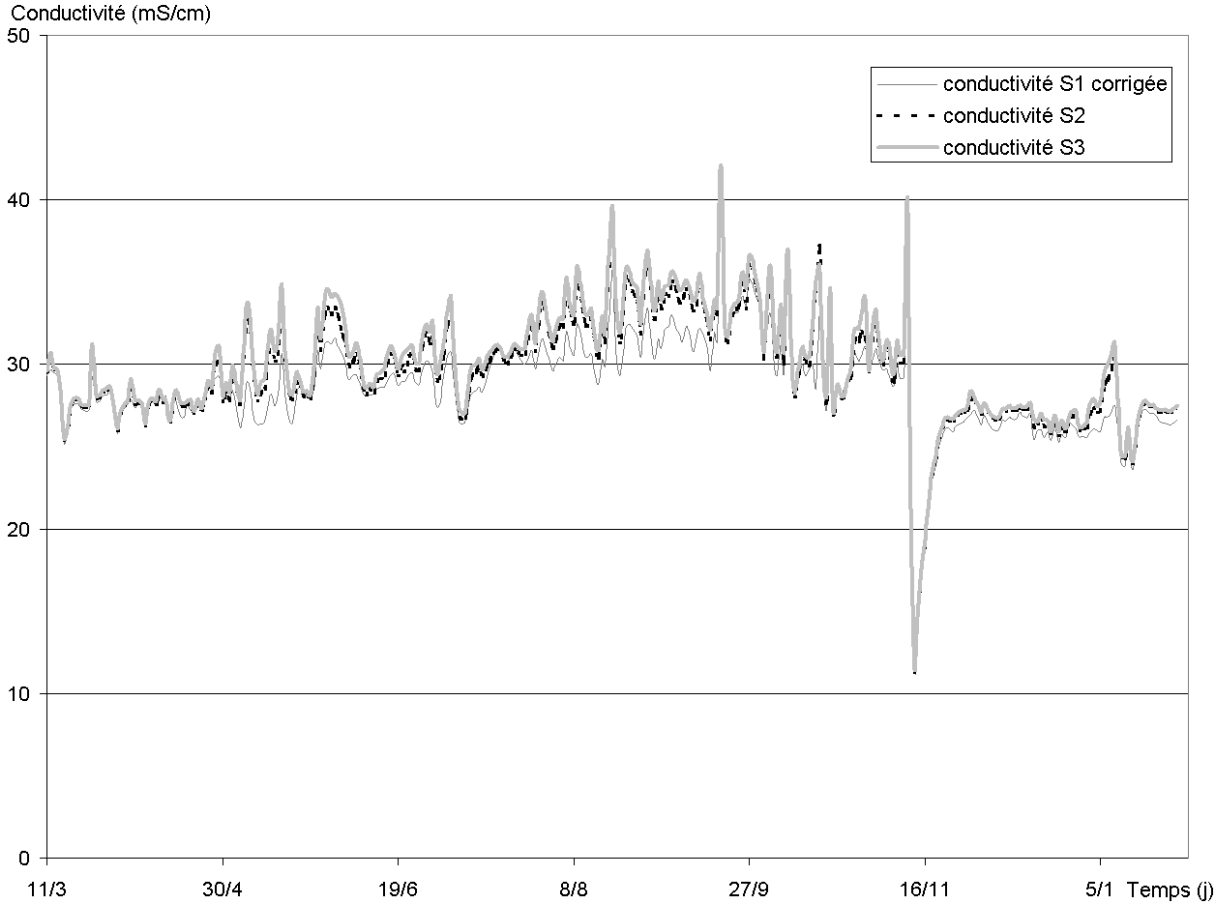


Figure 116. Conductivité électrique moyenne journalière corrigée en S1 du 11 mars 1999 au 28 janvier 2000.

La conductivité électrique est extrêmement variable au cours du temps. En début d'étiage, la conductivité électrique moyenne journalière sur les trois sections est de l'ordre de 28 mS/cm (17 g/l), à la fin de l'étiage elle avoisine 35 mS/cm (22 g/l). Après les très fortes précipitations du 11/11/1999 (180 mm), elle chute à 11 mS/cm. On remarque également la présence de pics de conductivité, les valeurs maximales atteintes sont atténuées du fait que les événements ont une durée inférieure à 24 heures et que les données sont moyennées sur la journée. Les valeurs maximales de la conductivité électrique atteintes au pas de temps de 30 min sont présentées dans le tableau suivant. Ces pics et leur origine seront étudiés à une échelle de temps plus fine par la suite.

date	Conductivité électrique (mS/cm)	Salinité (g/l)
19/09/1999	55	36,5
08/10/1999	51	33,6
20/10/1999	47	30,7
11/11/1999	50	32,9

Tableau 16. Valeurs maximales de la conductivité électrique et de la salinité atteintes au cours des événements marqués par une forte conductivité électrique.

Les températures moyennes journalières sont relativement stables, elles varient entre 18 et 22 °C. Il existe un gradient de température dans le conduit en période estivale. Plus faibles au sommet, les températures augmentent en descendant le profil. Le reste de l'année, les différences de température dans le conduit sont atténuées. La température augmente sur l'ensemble du profil pendant l'été (fin de l'étiage) et diminue progressivement à l'automne. Deux pics de température sont observés les 19/09/1999 et 08/10/1999. Ces pics sont concomitants avec ceux de la conductivité électrique.

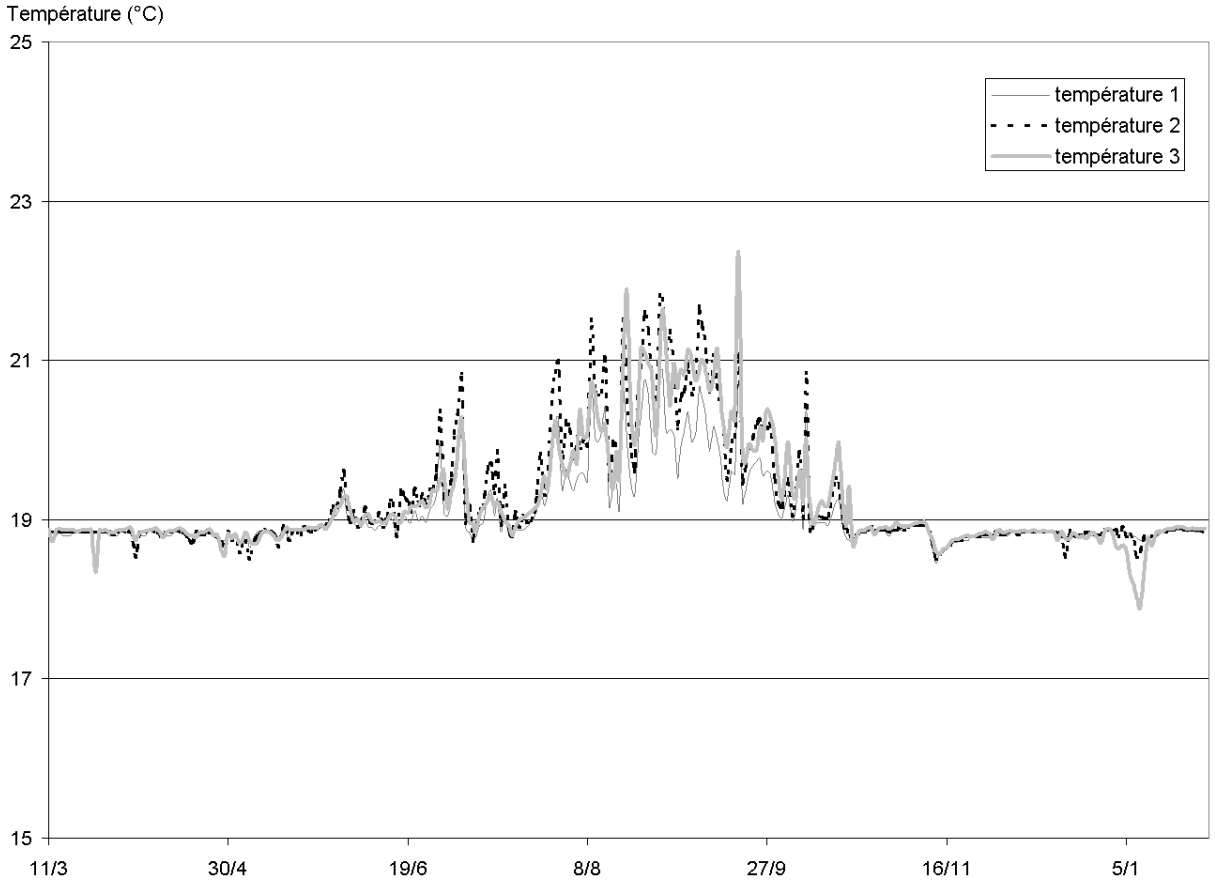


Figure 117. Température moyenne journalière à Moraig sur les trois sections du conduit du 11/03/1999 au 28/01/2000.

2.3.2.2.3- Interprétation des données de Moraig

Il a été observé une stratification de l'écoulement dans le conduit. Durant une partie du cycle hydrologique, les débits sortants sont plus forts au sommet qu'au milieu du conduit, et c'est un flux entrant qui circule dans la section inférieure du conduit. Par contre la conductivité électrique et la température sont relativement constantes sur l'ensemble du conduit : le fluide est quasi homogène.

Ces observations ne sont pas conformes à un écoulement en conduite. En effet, la stratification de l'écoulement peut être engendrée par une différence de densité, les débits étant plus forts et l'eau moins dense au sommet. Or la densité est ici relativement constante. On pourrait envisager la présence de cellule de convection dans le conduit, mais l'écoulement est turbulent (voir calcul du nombre de Reynolds partie 2.4.2.1.1) et ne peut de ce fait engendrer ce type d'écoulement. Cette différence de vitesse peut être expliquée par la présence d'un obstacle dans le conduit. Situé à la base du conduit, il pourrait introduire des perturbations dans les écoulements (figure 118) et un retour du flux par la base du conduit.

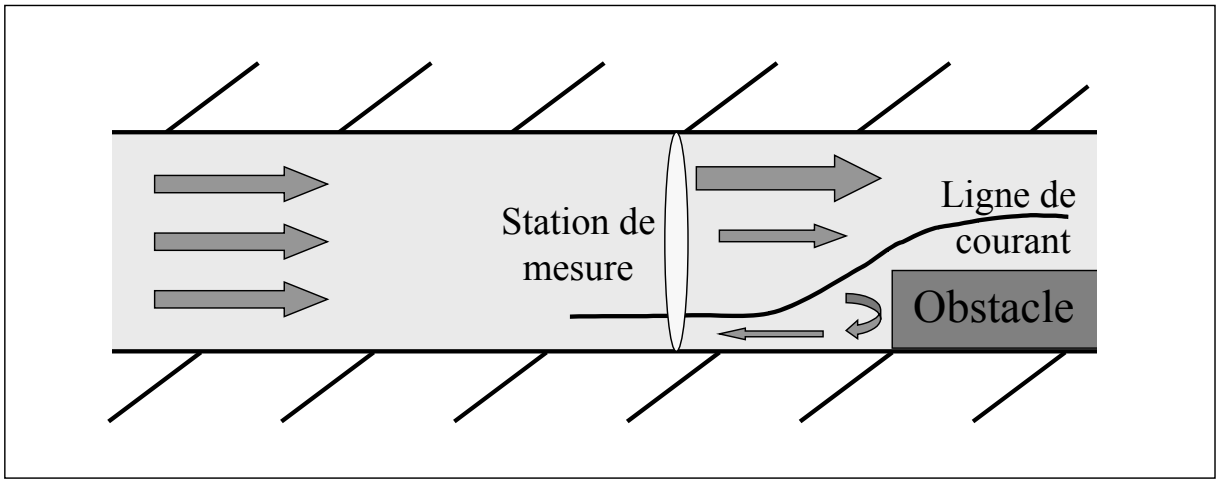


Figure 118. Schéma de stratification potentielle de l'écoulement induite par la présence d'un obstacle dans la conduite.

Cependant cette configuration ne semble pas avoir été observée sur le terrain et ne rend pas compte du fonctionnement en crue. En période de crue, le flux alors plus important à la base du conduit, devrait créer un retour d'autant plus grand. Or on observe en crue une augmentation des débits qui sont sortants sur l'ensemble de la section avec tout de même une stratification de l'écoulement (débit plus fort au sommet qu'à la base).

Il semble donc qu'en crue il y ait aussi ce « frein » à l'écoulement mais que ce dernier a un effet moindre, atténué par rapport à l'étiage. Ainsi l'obstacle serait plus ou moins important selon la charge hydraulique dans le conduit de Moraig. Dans ces milieux où se côtoient eau douce et eau salée, l'interface entre les deux milieux peut engendrer un véritable obstacle à l'écoulement. En fonction de la charge hydraulique, il est envisageable qu'une « langue » d'eau de mer pénètre dans le conduit (en aval de la station de mesure qui est située à 40 m de la mer). L'eau de mer en fonction du gradient de charge hydraulique peut être un réel obstacle à l'eau saumâtre engendrant un écoulement inverse ou bien un frein créant des pertes de charge hydraulique dans le conduit et aboutissant à un amortissement des vitesses. Cette hypothèse de fonctionnement est schématisée dans la figure 119.

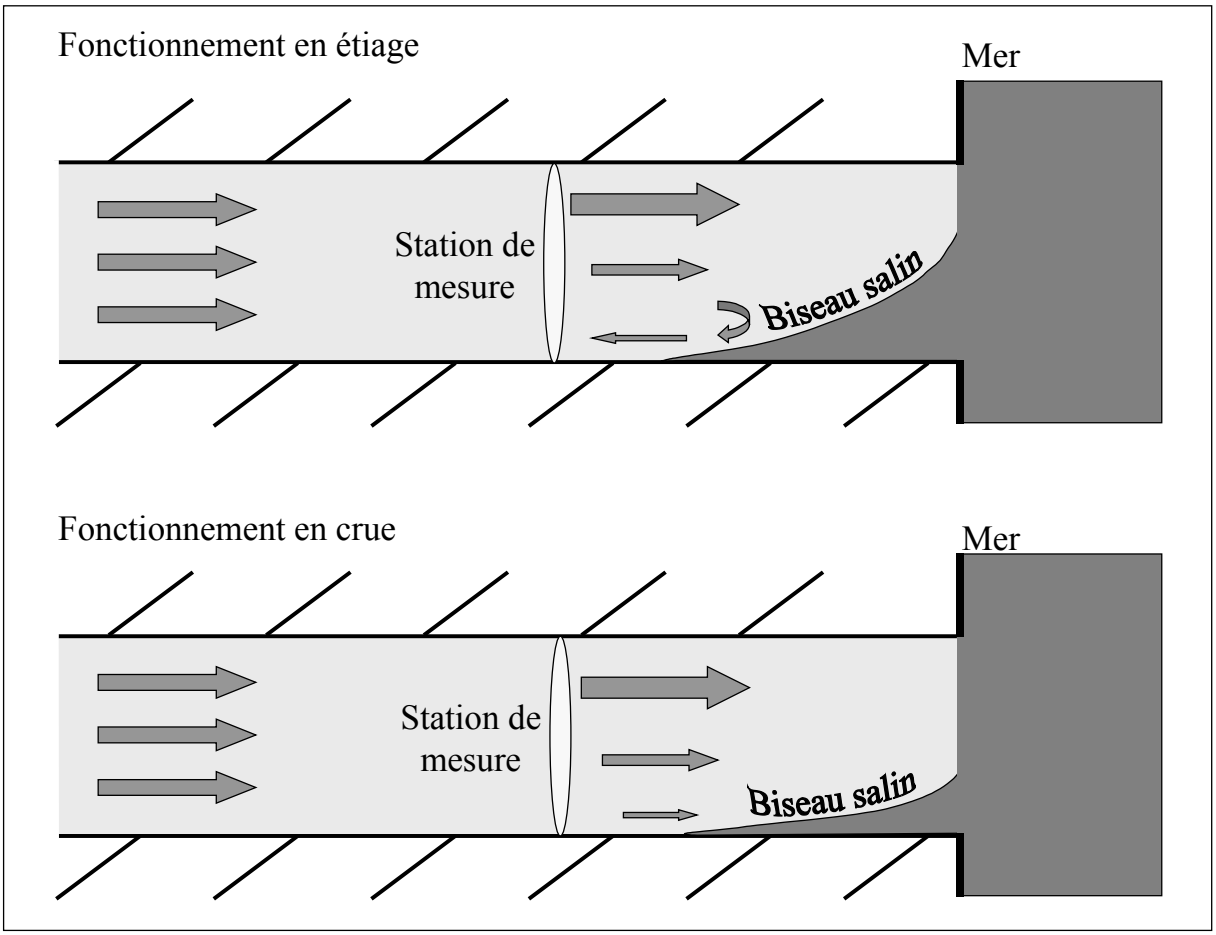


Figure 119. Influence potentielle du biseau salin sur l'écoulement dans le conduit de Moraig en crue et en étiage.

Au cours de l'étiage, les débits semblent relativement constants ; par contre la conductivité électrique augmente. Ceci traduit une proportion d'eau de mer plus importante dans le liquide, ce qui est confirmé par la température plus élevée à Moraig. Les données de température montrent que l'eau se réchauffe pendant cette phase, qui correspond à des températures maximales en mer (figure 113). L'augmentation de conductivité électrique et de température au cours de l'étiage est donc liée à un flux accru d'eau de mer provenant directement du milieu marin extérieur.

Certains événements sont responsables d'une décharge d'eau de mer (pics de conductivité et de température) qu'il est nécessaire de décrire précisément. Afin de comprendre ce mécanisme, une analyse plus fine des données est nécessaire.

2.4- Fonctionnement hydrologique du système

2.4.1- Fonctionnement global

2.4.1.1- Relation entre les conduits de Moraig et Toix

Cortes et al. (2000) ont montré que la quantité de sel entrant à Toix était équivalente à celle sortant à Moraig. Ils en ont déduit que les conduits devaient être reliés. Dans la présente étude, les volumes d'eau de mer entrant à Toix et sortant à Moraig ont été calculés : 10,3 millions de m^3 d'eau de mer pénètrent par Toix et 11,6 million de m^3 sortent à Moraig sur les 323 jours étudiés. Compte tenu de l'approximation des mesures (d'autres conduits karstiques ouverts sur le milieu marin ont étés repérés et il existe une intrusion d'eau de mer tardive à

Moraig, voir paragraphe 2.4.2.1, il semble établi qu'il existe un lien entre les conduits de Moraig et Toix.

Cortes et al. ont conclu que l'eau de mer pénètre par le conduit de Toix, ce qui provoque la salinisation de l'aquifère. Il ne précise toutefois pas la nature des liens avec Moraig. Il ne semble pas que ces conduits soient directement reliés. En effet, après de fortes pluies, le débit d'eau de mer entrant à Toix diminue, puis s'interrompt. Le flux d'eau est alors modifié pour une période de 10 à 15 jours. Or il n'est noté aucune diminution significative du débit d'eau de mer sortant à Moraig, ni immédiate, ni pendant les jours qui suivent. Ceci tend à montrer que les conduits ne sont pas directement reliés.

En admettant que l'eau s'évacuant de Moraig provienne exclusivement de l'aquifère, lorsque les intrusions d'eau de mer tardives sont faibles (voir partie 2.4.2), la conductivité électrique mesurée à Moraig correspond à la conductivité de l'eau de la zone noyée de l'aquifère. Ainsi en début d'étiage la conductivité électrique de l'eau contenue dans l'aquifère est d'environ 27 mS/cm soit 17 g/l. L'étiage est marqué par l'absence de précipitations importantes. Au cours de l'étiage, la conductivité électrique de l'eau de l'aquifère augmente pour atteindre 35 mS/cm soit 22 g/l avant les premières précipitations. L'aquifère se comporte donc comme un vaste réservoir dont la salinité augmente au fur et à mesure que de l'eau de mer y entre.

Après les crues importantes d'octobre et novembre 1999, la conductivité électrique de l'aquifère chute (26 mS/cm soit 16 g/l), la recharge d'eau douce provenant des précipitations diluant l'eau saumâtre de l'aquifère.

2.4.1.2- Le système défini en tant que « réservoir aquifère »

Sur la période du 1/4/1999 au 1/10/1999, la salinité passe de 16 à 21 g/l. Aucune précipitation n'a rechargé l'aquifère. Il a été possible d'évaluer le volume du « réservoir aquifère », à partir des volumes d'eau de mer y entrant ainsi que des volumes d'eau douce et d'eau de mer en sortant. Il a fallu supposer que l'eau de mer ne rentre que par Toix et que l'eau saumâtre ne sort que par Moraig sur la période considérée.

Les données de conductivité électrique ont été converties en salinité (d'après la formule fournie dans les documents techniques de l'Unesco sur les sciences de la mer n°36 de 1984). Déterminons ainsi le volume du réservoir à partir de l'équation de la conservation de la masse. Cette équation n'est applicable qu'aux conditions suivantes : régime permanent et système linéaire. A l'échelle des temps considérée (c'est-à-dire environ 6 mois) on admet que le système répond à ces conditions. On suppose alors que l'eau du réservoir est parfaitement homogénéisée pendant cette même période, et

on a $V_{final} * S_{finale} = V_{initial} * S_{initiale} + V_{mer} * S_{mer}$

avec $V_{final} = V_{initial} - V_{douce\ sortant\ Moraig} + V_{mer}$

et $V_{mer} = V_{entrant\ Toix} - V_{mer\ sortant\ Moraig}$

Donc $$V_{initial} = V_{mer} * \frac{S_{mer} - S_{finale}}{S_{finale} - S_{initiale}} + V_{douce\ Moraig} * \frac{S_{finale}}{S_{finale} - S_{initiale}}$$

Pour la période du 1/04/1999 au 1/10/1999, les paramètres sont :

$V_{douce\ sortant\ Moraig} = 2{,}8.10^6\ m^3$;

$V_{mer\ sortant\ Moraig} = 4{,}1.10^6\ m^3$;

$V_{entrant\ Toix} = 6{,}5.10^6\ m^3$;
$S_{initiale} = 16$ g/l ;
$S_{finale} = 21$ g/l ;
$S_{mer} = 35$ g/l.

donc $V_{initial} = 18{,}5.10^6\ m^3$ et $V_{final} = 18{,}1.10^6\ m^3$.

avec $V_{initial}$ le volume initial du réservoir aquifère ;
V_{final} le volume final du réservoir aquifère ;
V_{mer} le volume d'eau de mer contaminant le réservoir aquifère ($V_{entrant\ Toix}$ - $V_{mer\ sortant\ Moraig}$);
$V_{entrant\ Toix}$ le volume d'eau de mer entrant à Toix ;
$V_{mer\ sortant\ Moraig}$ le volume d'eau de mer sortant à Moraig ;
$S_{initiale}$ la salinité initiale du réservoir aquifère ;
S_{finale} la salinité finale du réservoir aquifère ;
S_{mer} la salinité de l'eau de mer.

Le volume de ce réservoir a donc été évalué à environ $18.10^6\ m^3$. Le système serait constitué d'un réservoir alimenté par l'eau de mer pénétrant à Toix et par les eaux douces de la recharge. Les eaux se mélangent et ressortent ensuite par le conduit de Moraig.

L'hypothèse selon laquelle les conduits de Moraig et Toix sont les deux seuls conduits au travers lesquels s'effectuent les échanges avec le milieu marin, fait sous-estimer le volume du réservoir. En effet, il existe de nombreux petits conduits débouchant sous le niveau de la mer le long de la côte entre Moraig et Toix. Les quantités d'eau saumâtre sortant et d'eau de mer entrant par ces conduits ne sont pas connues. Elles semblent toutefois faibles par rapport aux volumes qui s'écoulent à Moraig et à Toix. De ce fait, le volume d'eau de mer entrant dans l'aquifère est probablement légèrement sous-estimé, tout comme le volume d'eau douce évacué.

2.4.1.3- Estimation de l'aire d'alimentation de l'aquifère

A partir du volume d'eau douce qui s'est écoulé en mer et des hauteurs de l'eau infiltrée (déterminées à partir des précipitations et de l'ETR), il est possible de déterminer la surface du bassin versant. Elle est évaluée généralement à partir de données sur un cycle hydrologique complet, le volume d'eau stocké dans le réservoir étant supposé comparable entre le début et la fin de la chronique. Les données recueillies ne couvrent pas un cycle complet ; la valeur ainsi calculée restera approximative puisque les variations du stock d'eau ne peuvent être prises en compte.

Pendant la période d'instrumentation, $11.10^6\ m^3$ d'eau douce ont regagné la mer en empruntant soit le conduit de Moraig ($10{,}5.10^6\ m^3$), soit celui de Toix ($0{,}5.10^6\ m^3$). Sur la même période, environ 550 mm de précipitations ont été enregistrés. Pour déterminer la hauteur d'eau infiltrée, il faut calculer la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration réelle (ETR) pendant cette période.

L'ETR peut être calculée uniquement sur un cycle hydrologique. L'infiltration sera donc d'abord calculée sur un cycle hydrologique puis évaluée sur la période d'étude (323 jours). Les précipitations de 550 mm sur la période (323 jours), sont estimées à environ 600 mm sur l'année hydrologique complète (on ajoute environ 10 % des précipitations mesurées sur la période de 323 jours).

L'ETR annuelle (mm) est déterminée à partir de la formule de Turc. La température moyenne du bassin d'alimentation est calculée à partir de la température moyenne de la zone. Les températures moyennes annuelles varient entre 19°C dans la zone proche littorale et 14°C à l'intérieur des terres. L'aire d'alimentation de la source, sans que l'on puisse toutefois préciser ses limites, se situe dans la zone proche du littorale. Sa température est probablement légèrement inférieure à 19°C. Du fait du manque d'informations concernant cette valeur, 18°C semble être une valeur acceptable. L'ETR calculée sur le cycle hydrologique vaut alors 540 mm.

L'infiltration sur le cycle est donc environ 60 mm, soit entre 50 et 55 mm sur la période étudiée (323 jours). La surface d'alimentation est calculée en divisant le volume d'eau douce écoulé (11.10^6 m^3) par la hauteur des précipitations infiltrées (environ 50 mm). Elle représente environ 220 km². Cette surface est à peu près équivalente à l'aire qu'occupe la dépression de Benissa marquée en zone II dans la figure 108. C'est là un argument supplémentaire qui permet de localiser l'aquifère karstique dans ce synclinal.

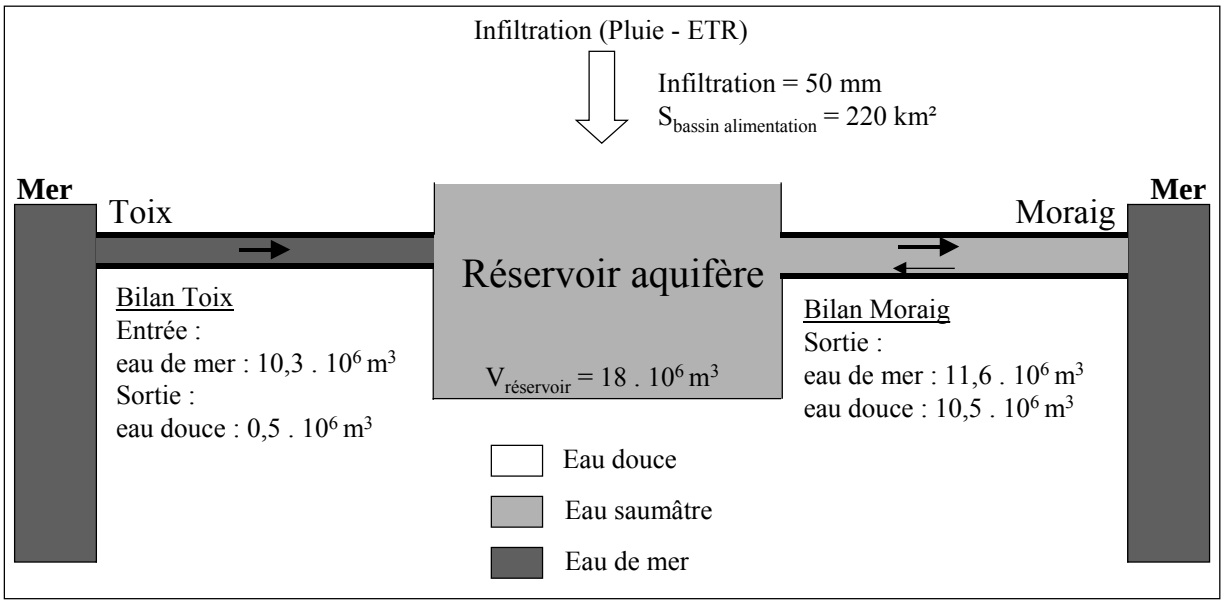


Figure 120. Schéma représentant le fonctionnement global de l'aquifère de Moraig-Toix.

2.4.1.4- Estimation de la charge dans l'aquifère

La charge hydraulique dans l'aquifère n'est pas constante dans l'espace. Cette hétérogénéité est par ailleurs bien connue dans le karst. La charge est suffisante pour permettre à l'eau saumâtre de s'écouler à Moraig, alors qu'elle ne permet pas d'empêcher l'intrusion d'eau de mer à Toix, bien que ces deux conduits débouchent en mer à la même profondeur. Il est possible d'évaluer la charge hydraulique dans l'aquifère.

D'après la loi de Ghyben-Herzberg, la charge hydraulique nécessaire pour empêcher l'intrusion d'eau de mer à la profondeur – 12 m est + 30 cm. Comme l'eau de l'aquifère n'est pas douce, il est nécessaire de reprendre le calcul, mais en tenant compte cette fois-ci de la masse volumique de l'eau de l'aquifère. En période non influencée par les précipitations, la salinité évolue à Moraig entre 15 (période de crue) et 22 g/l (en étiage), soit une masse volumique comprise entre 1010 et 1016 kg/m^3.

La charge hydraulique dans l'aquifère au niveau de Moraig est donc supérieure à 18 cm en crue et à 10 cm en étiage. A Toix, la charge hydraulique de la mer est supérieure à la charge

hydraulique dans le conduit, donc, au moins localement, la charge hydraulique dans l'aquifère à proximité de Toix est inférieure à la charge hydraulique précédemment calculées.

2.4.2- Fonctionnement particulier

2.4.2.1- Influence du niveau de la mer

Une analyse spectrale a été effectuée par Cortes et al. (2000) sur les données, mettant en évidence que les variations périodiques enregistrées sont liées à la marée. Le fonctionnement particulier observé au cours du cycle de la marée va être étudié durant les différentes périodes du cycle hydrologique. Les informations recueillies serviront à caractériser en partie les écoulements dans le conduit de Moraig et les relations de ce dernier avec la mer.

L'eau circulant est un mélange d'eau douce et d'eau de mer. Il est intéressant de calculer la quantité d'eau douce et d'eau de mer formant le mélange (à partir de la loi de conservation de la masse) afin de voir l'influence de la marée sur chacun des constituants.

Le débit total, Q_{total}, écoulé à Moraig de salinité S_{totale}, résulte du mélange du débit d'eau douce, Q_{douce}, de salinité S_{douce}, avec le débit d'eau de mer, Q_{mer}, de salinité S_{mer}.

Il est possible à partir de l'équation de la conservation de la masse de calculer le débit d'eau de mer qui entre dans la composition du débit total.

L'équation de la conservation de la masse s'écrit :

$$Q_{total} * S_{totale} = Q_{mer} * S_{mer} + Q_{douce} * S_{douce} ,$$

On fait l'approximation que $S_{douce} = 0$ g/l , et $S_{mer} = 35$ g/l.

$$Q_{mer} = \frac{Q_{total} * S_{totale}}{S_{mer}}$$

avec Q_{total} le débit total transitant par Moraig en m^3/s ;
Q_{mer} le débit d'eau de mer contaminant l'eau de l'aquifère en m^3/s ;
Q_{douce} le débit d'eau douce évacuée de l'aquifère en m^3/s ;
S_{totale} la salinité du fluide transitant par Moraig en g/l ;
S_{mer} la salinité de l'eau de mer en g/l ;
S_{douce} la salinité de l'eau douce en g/l.

Connaissant le débit d'eau de mer, le débit d'eau douce peut être calculé :

$$Q_{douce} = Q_{total} - Q_{mer} ,$$

Les chroniques au pas de temps 30 min ont révélé à certaines périodes des variations cycliques du débit et de la conductivité électrique avec une période de 24 heures. Par contre sur une autre partie de la chronique, cette variation n'a pas été observée.

- Influence de la marée

Les variations cycliques nous ont amené à penser qu'elles pourraient être corrélées aux variations bathymétriques engendrées par la marée. Il existe toutefois un problème puisqu'avec la marée le niveau de la mer évolue de façon cyclique mais avec une période de 12 h. Nous ne possédons malheureusement pas les données du niveau de la mer à proximité

de la zone d'étude qui permettraient de comprendre les phénomènes mis en jeu. Fautes de données sur la zone, nous avons recherché des données de la marée qui pourraient servir de référence. Nous avons ainsi obtenu les données du niveau marin au pas de temps 30 min enregistrées par le marégraphe de Banyuls (en France à proximité de la frontière espagnole). Ces données sont fournies par le SHOM.

Différents types de fonctionnement ont alors été observés, selon qu'il s'agit d'une période de basses eaux (flux d'eau saumâtre entrant à la base du conduit) ou de hautes eaux (l'ensemble du flux dans le conduit est sortant).

- Période de basses eaux

Pour caractériser la période de basses eaux, les chroniques du 21 au 26/09/1999 ont été étudiées en détail. La conductivité électrique passe en 12 heures de 31 à 36 mS/cm et inversement (figure 121). L'écart entre la conductivité électrique au sommet du conduit et à la base est d'environ 1 mS/cm, celui des températures est d'environ 0,5°C. Les conductivités électriques et les températures sont assez homogènes sur l'ensemble du profil. Le débit varie lui aussi au cours de la même période. Lorsque la conductivité est maximale, les débits sortanst des sections 1 et 2 sont maximaux. En S3, le débit entrant est également maximal (figures 121 et 122).

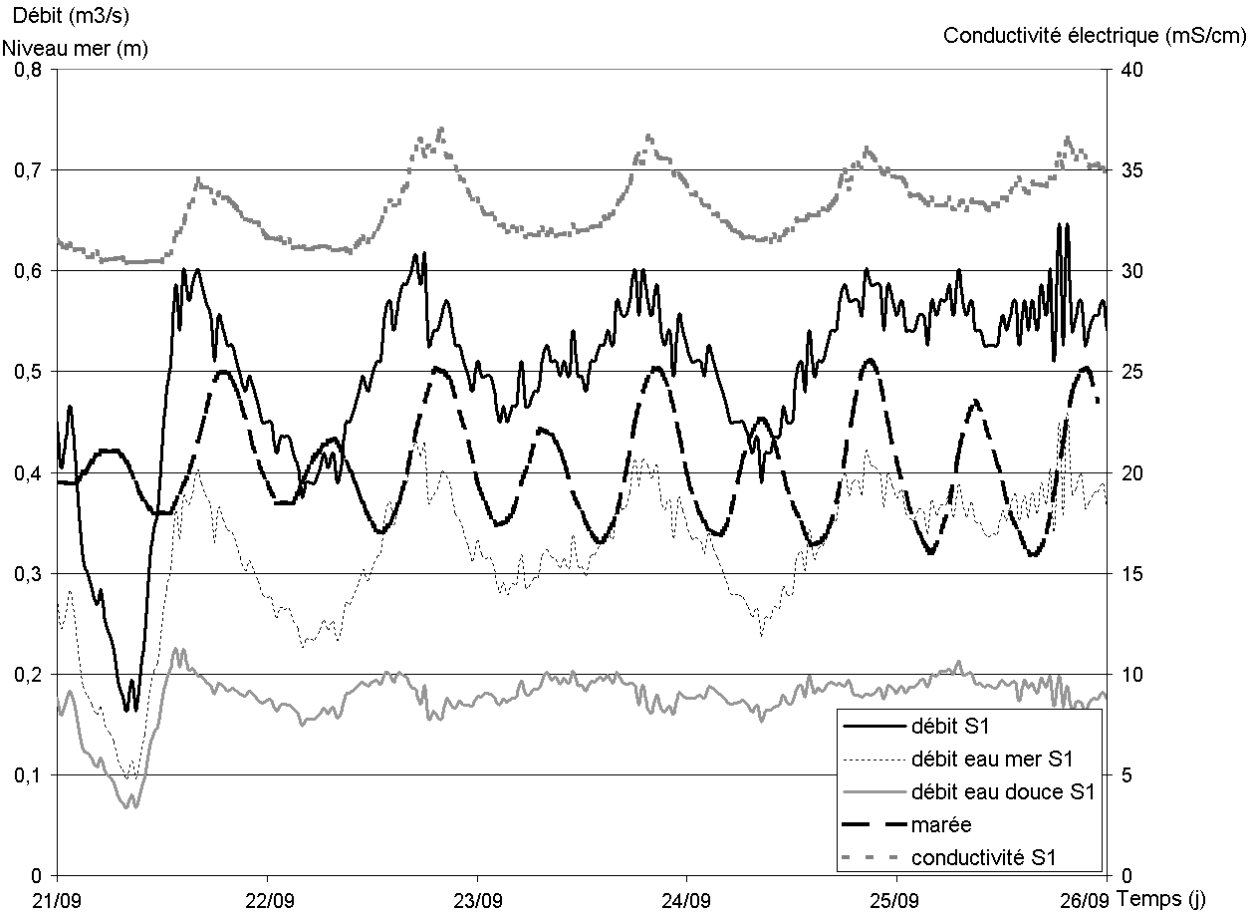


Figure 121. Débit et conductivité électrique à la section S1 du 21/09/1999 au 26/09/1999.

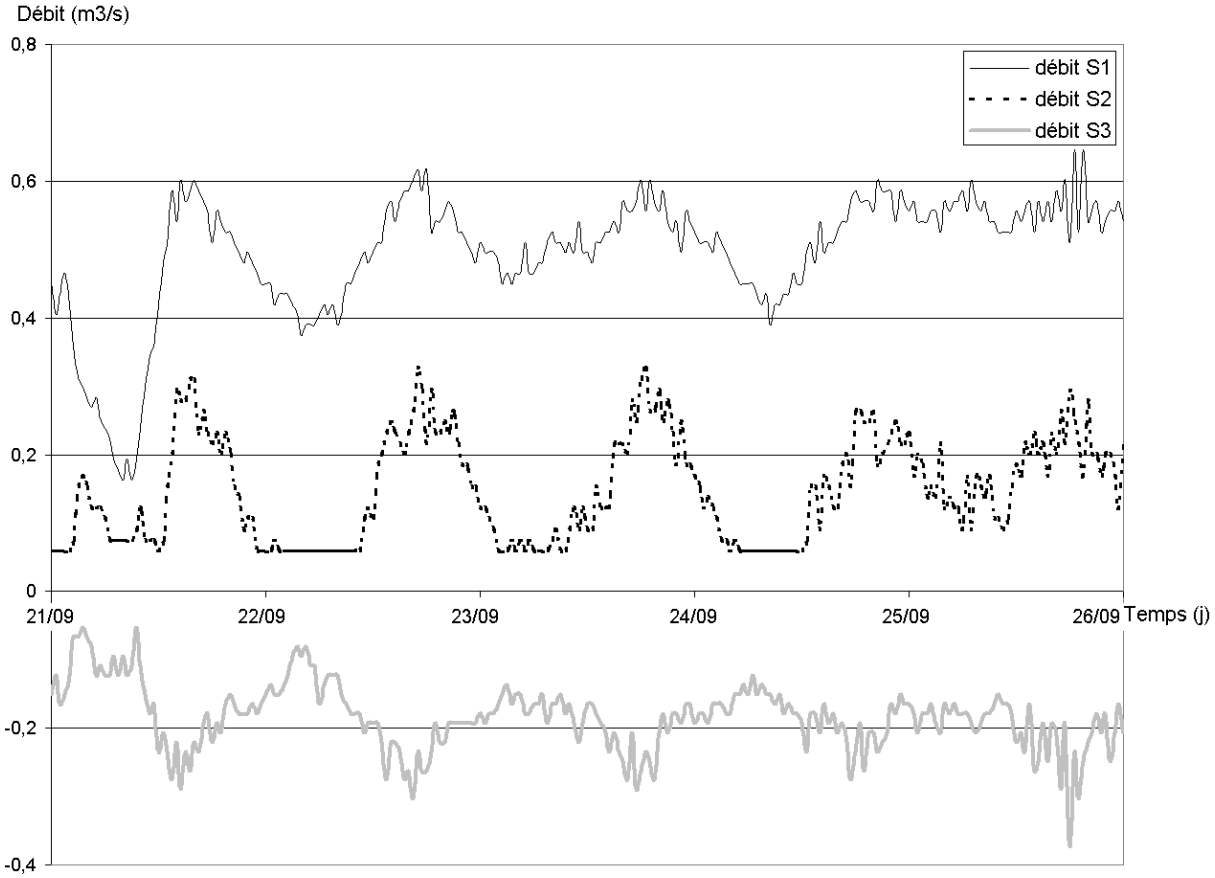


Figure 122. Débit aux sections 1, 2 et 3 du 21 au 26/09/1999.

Le débit de l'eau transitant par le conduit fluctue de plusieurs centaines de l/s pendant la journée. Toutefois, on remarque que le débit d'eau douce reste relativement constant : les variations sont de quelques dizaines de litres par seconde sur la section 1 (figure 121). Par contre le débit d'eau de mer fluctue entre 0,1 et 0,3 m^3/s au cours de la journée (pour S1). Ces observations sont comparables dans les autres sections du conduit.

La marée fluctue avec une période de 12 h. Toutefois on observe que chaque jour il y a une marée haute de forte amplitude, de l'ordre de 15 à 20 cm, et une autre de plus faible amplitude, d'environ 10 cm. L'augmentation du débit et de conductivité électrique est corrélée avec la marée haute de plus forte amplitude (figure 121). Ainsi lorsque la hauteur d'eau est maximale il y a un flux d'eau de mer qui pénètre dans le conduit de Moraig puis qui est expulsé. Ceci va en parallèle faire augmenter la conductivité du flux évacué. L'intrusion d'eau de mer se fait par un conduit relié à la mer et au conduit de Moraig en amont de la station de mesure. Lors de la marée haute maximale la charge hydraulique de la mer doit être supérieure à la charge hydraulique de l'eau saumâtre contenue dans le conduit. De l'eau de mer pénètre dans ce conduit puis regagne le conduit de Moraig (par opposition à l'eau de mer qui provient de Toix). On parlera ainsi d'une arrivée tardive d'eau de mer dans le conduit de Moraig. A l'inverse lorsque le niveau de la mer est inférieur, la charge hydraulique dans le conduit doit être suffisante pour empêcher les intrusions d'eau de mer.

L'écoulement dans le conduit est turbulent, comme le montre le calcul du nombre de Reynolds :

$$\mathbf{Re} = h_{conduit} * \rho_{eau} * \frac{V_{eau}}{\mu}$$

avec Re le nombre de Reynolds ;
$h_{conduit}$ la hauteur du conduit assimilée à son diamètre en m ;
ρ_{eau} la masse volumique de l'eau qui transite par le conduit en kg/m^3 ;
V_{eau} la vitesse moyenne de l'eau en m/s ;
μ le coefficient de viscosité cinématique de l'eau en Pa.s.

Pour un nombre de Reynolds supérieur à 2 400, l'écoulement est turbulent, sinon il est laminaire. La hauteur du conduit est d'environ 3,5 m, la masse volumique de l'eau est comprise entre celle de l'eau douce 1000 kg/m^3 et celle de l'eau de mer 1025 kg/m^3 ; les vitesses sont de l'ordre de quelques cm/s et la viscosité cinématique de l'eau vaut 10^{-3} Pa.s. Le nombre de Reynolds est supérieur à 3.10^4, donc l'écoulement est turbulent. La turbulence de l'écoulement facilite le mélange de l'eau provenant de l'aquifère et de l'eau de mer pénétrant dans le conduit, ce qui explique la relative homogénéité du mélange dans le conduit.

De plus le fait que l'on observe un retour d'eau de mer plus important à la base du conduit lorsque le niveau de la mer est maximum peut s'expliquer par l'augmentation à ce moment des dimensions du biseau salin et donc de son influence (voir figure 119).

- Période de hautes eaux

La période du 4 au 9/01/2000 fut choisie pour étudier ce phénomène. En période de hautes eaux, il se produit des variations journalières de débit dont l'amplitude dépend du moment choisit. Le débit varie du 4 au 9/01/2000 selon les jours, de + 0,15 à + 0,3 m^3/s sur la section S1 (figure 123). Les variations du débit sont corrélées avec les variations de la conductivité électrique. Comme pour la précédente période caractérisée, les variations sont corrélées avec la marée haute de plus forte amplitude. Ce qui diffère c'est l'évolution du débit d'eau douce, il était précédemment relativement constant alors qu'il fluctue désormais d'environ 70 l/s sur la section 1 (figure 123). Le comportement sur la section médiane est également différent puisque les pics de débits sont corrélées cette fois-ci à tous les maximums de marée. Comme pour la période de basses eaux lorsque le niveau de la mer est maximum un flux d'eau de mer pénètre dans le conduit de Moraig, faisant augmenter la quantité d'eau de mer dans le mélange. Par contre il est difficile d'expliquer pourquoi lorsque la charge hydraulique de la mer est maximale le débit d'eau saumâtre provenant de l'aquifère est maximal. Nous n'expliquons pas non plus pourquoi sur la section 2 le débit est maximal à chaque maximum du niveau marin. Cette étude nécessiterait pour être approfondie d'effectuer des mesures précises du niveau de la mer à proximité de l'exutoire de Moraig.

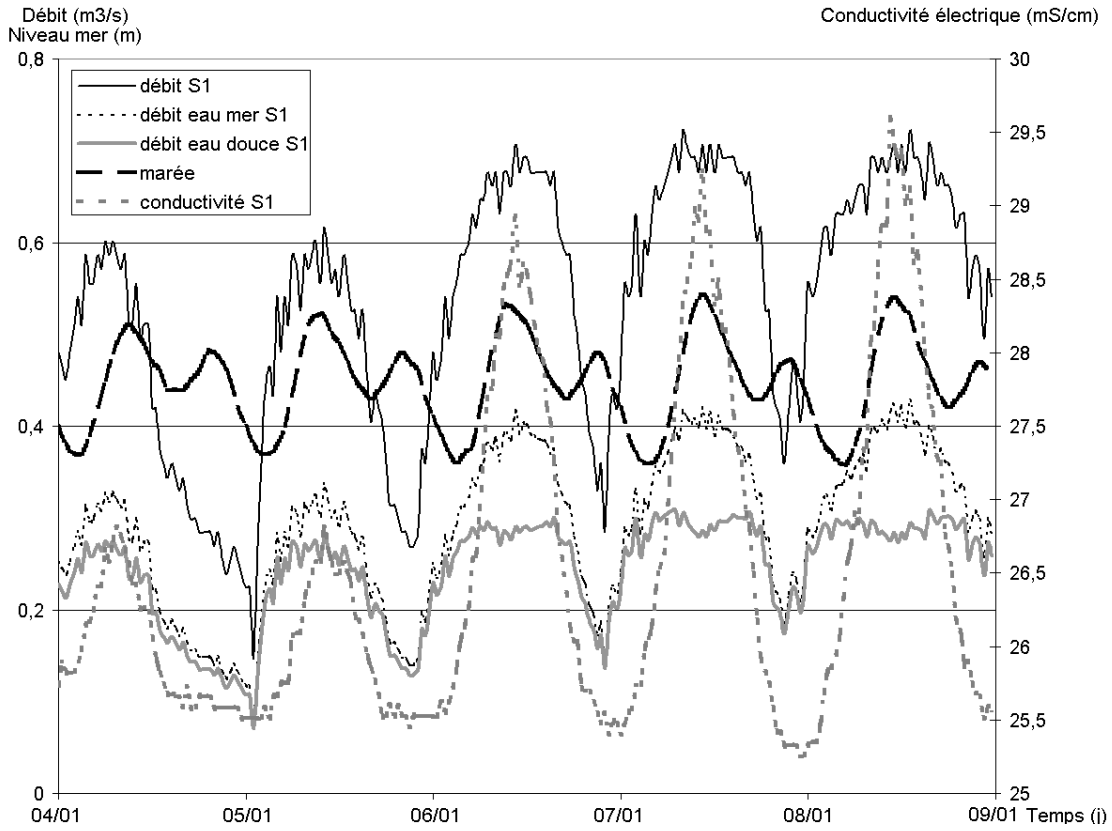


Figure 123. Débit et conductivité électrique à la section S1 du 4 au 9 janvier 1999.

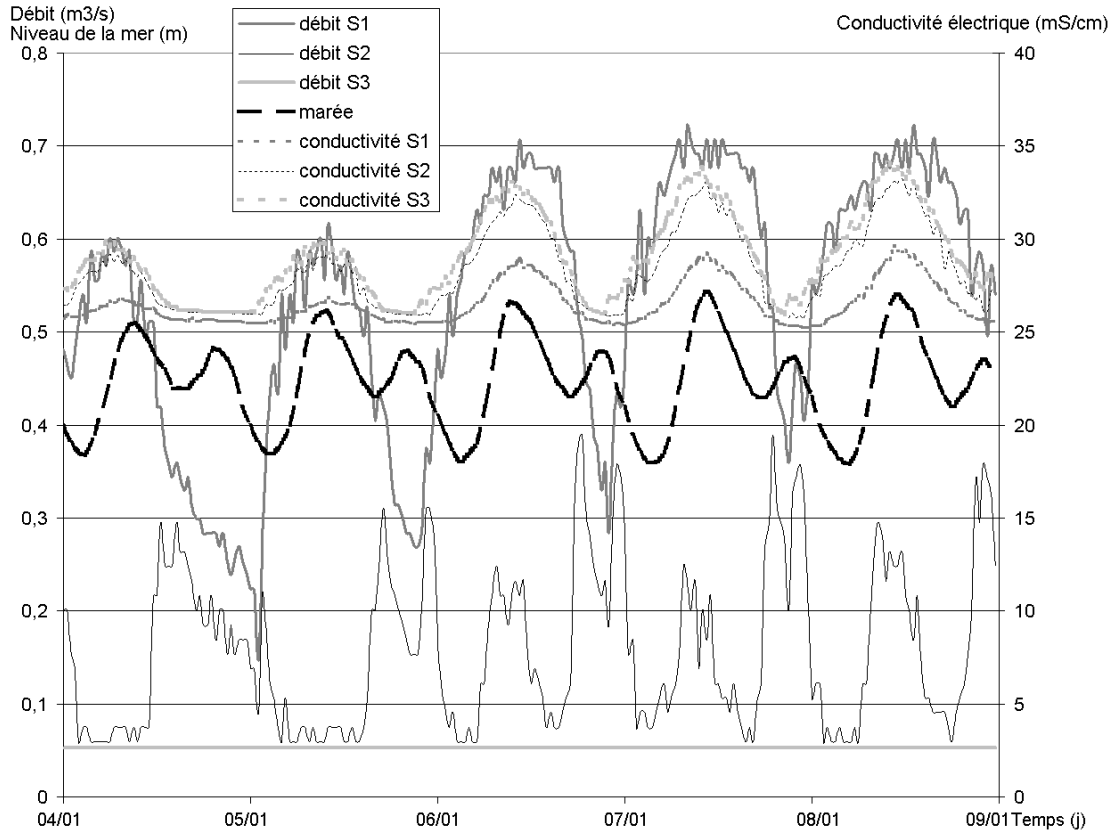


Figure 124. Conductivité électrique et débit aux trois sections du 4 au 9/1/2000. Le seuil de mise en marche du courantomètre en S3 n'a pas été atteint. Le débit en S3 est compris entre 0 et 0,05 m^3/s.

- Période sans influence directe de la marée

Il a été observé de nombreuses périodes sur le cycle hydrologique qui n'étaient pas directement corrélées à la marée. L'amplitude de la marée en méditerranée est de l'ordre de la dizaine de cm. Compte tenu des variations bathymétriques engendrées par les phénomènes climatiques tels que le vent, il semble que ces phénomènes peuvent très facilement occultés les variations de niveau liées à la marée.

C'est pourquoi aujourd'hui il paraît nécessaire de disposer d'enregistrements fiables de la hauteur d'eau de mer à proximité de l'exutoire du système. Ces données pourront être acquises à l'aide de capteur de pression disposés au fond de la mer. Elles permettront de comprendre l'influence de la marée, des tempêtes et des périodes de vent sur le système.

- Conclusion sur l'incidence du niveau de la mer

L'étude de la réponse du système à la marée permet de mettre en évidence l'existence d'un conduit par lequel entre l'eau de mer et qui alimente le conduit de Moraig en eau salée (figure 125). Ce conduit est connecté à Moraig, en amont de la station de mesure. Il débouche en mer nécessairement à un niveau inférieur à celui de Moraig. En effet, s'il était à un niveau supérieur, le gradient de charge hydraulique entre la mer et ce conduit serait supérieur au gradient entre la mer et le conduit de Moraig. De l'eau saumâtre devrait donc être évacuée par ce conduit. Or on observe une intrusion d'eau de mer.

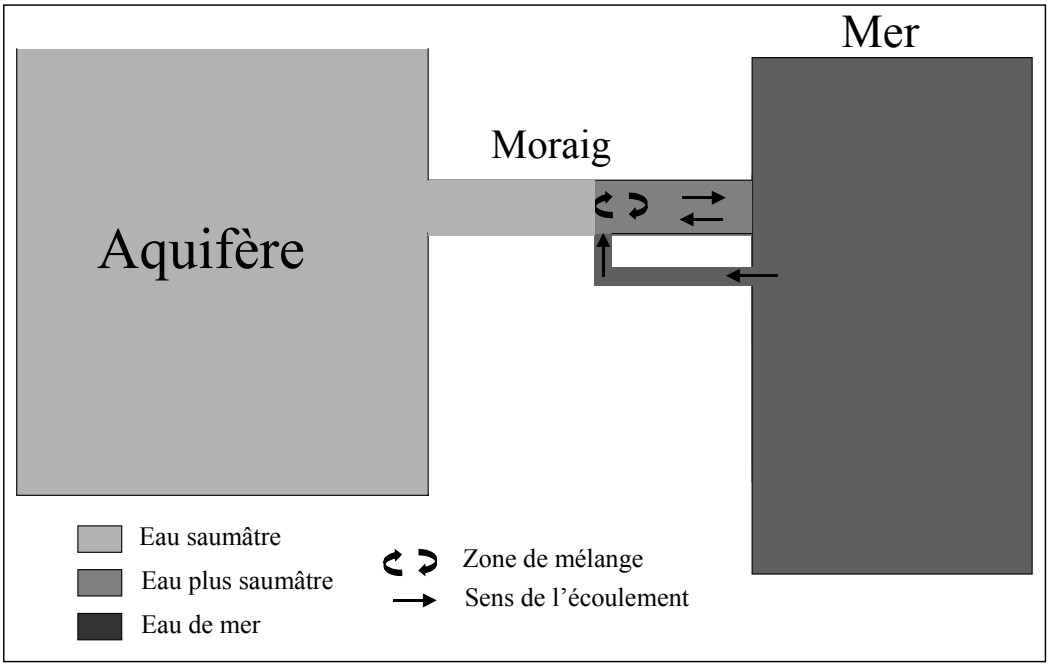


Figure 125. Schéma de l'intrusion tardive d'eau de mer dans le conduit de Moraig par l'intermédiaire d'un conduit profond.

Cette étude montre qu'une partie de l'eau de mer évacuée par Moraig provient d'une intrusion tardive dans le conduit de Moraig. Rappelons que le volume d'eau de mer expulsé sur la période d'étude était de $11{,}6.10^6$ m^3. Ce flux correspond aux flux d'eau de mer qui pénètre par Toix sommé au flux provenant de l'intrusion tardive. Malheureusement les informations aujourd'hui ne sont pas suffisantes pour déterminer ce flux de mer qui pénètre tardivement. On montre toutefois qu'on se rapproche du flux entrant par Toix qui était égal à $10{,}3.\ 10^6$ m^3 (voir figure 120).

2.4.2.2- Comportement du système après certains événements pluvieux

2.4.2.2.1- Analyse des données

L'analyse des données de conductivité électrique à Moraig a mis en évidence la présence de pics de conductivité électrique (figure 126). Ces événements sont relativement courts, ils durent entre 12 et 20 heures. Ils sont caractérisés par une conductivité électrique relativement homogène sur l'ensemble du conduit (figure 127). Trois de ces événements sur quatre font suite à des précipitations importantes (figure 126). Ces événements sont sans nul doute liés aux précipitations ou à des conditions météorologiques particulières associées à ces périodes de mauvais temps ; l'absence de précipitations pour un de ces pics est peut être due à un problème sur les données de précipitations.

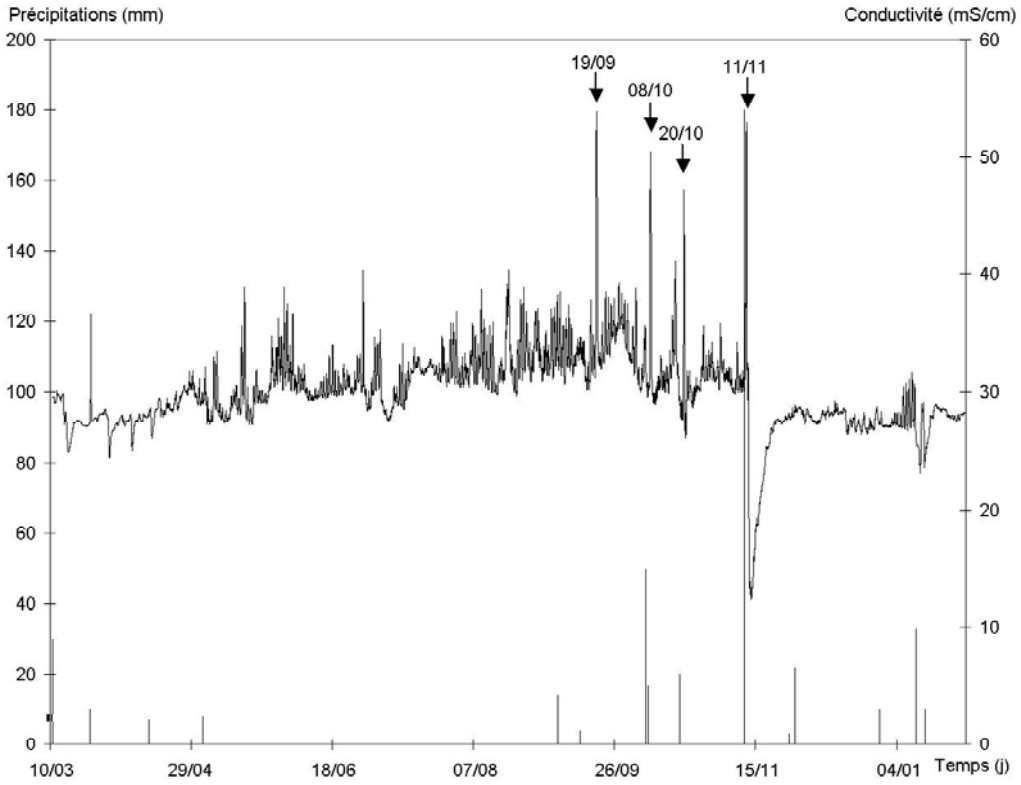


Figure 126. Conductivité électrique en S1 et précipitations

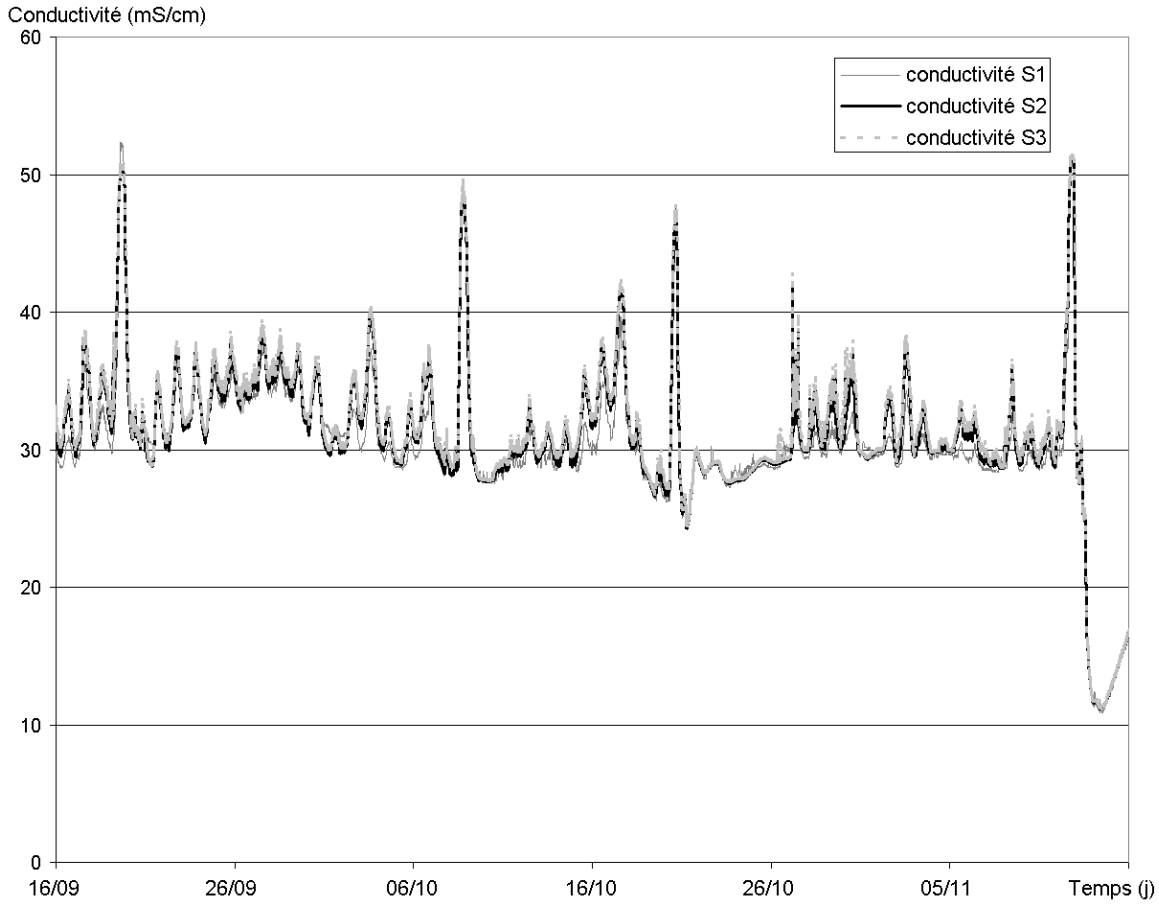


Figure 127. Conductivité électrique aux trois sections du 16/09/1999 au 15/11/1999.

Il faut remarquer que ces événements se sont produits lors des premières précipitations qui ont fait suite à l'étiage (septembre à novembre). Plus tard dans le cycle, il se produisit des précipitations du même ordre de grandeur que celles correspondant aux pics de conductivité (22 mm le 29/11/1999 et 33 mm le 10/01/2000). Aucune augmentation de la conductivité électrique n'a alors été observée. Il semble donc que ces événements soient aussi liés aux conditions hydrauliques d'étiage regnant dans le système.

Le premier pic du 19/09/1999 atteint 53 mS/cm ; il n'est pas consécutif à une précipitation. Le deuxième à lieu le 8/10/1999 ; la conductivité électrique atteint 50 mS/cm, il fait suite à deux jours de précipitation le 7 et 08/10/1999 cumulant 67 mm de hauteur d'eau. Le troisième pic du 20/10/1999 atteint 47 mS/cm et fait suite aux 20 mm de précipitations du 19/10/1999. Enfin, le dernier pic du 11/11/1999, atteint 52 mS/cm, suite aux 180 mm de précipitations du même jour.

On en conclut qu'après ces événements pluvieux, de l'eau de mer envahit le conduit de Moraig. L'observation des chroniques de débit montre que le sens des débits n'est pas modifié au cours de cet événement. En S1 et S2, les débits diminuent sensiblement ; par contre en S3 le débit entrant augmente, il passe d'environ 0,2 à 0,5 m^3/s (figure 128).

Il semble que la charge hydraulique dans le conduit diminue au cours de ces événements. La « langue saline » (figure 119) se développe du fait de la diminution du gradient de charge hydraulique entre le conduit et la mer, créant ainsi un « obstacle » plus grand et responsable du retour plus important de l'eau par la base du conduit et de la diminution des débits sortants.

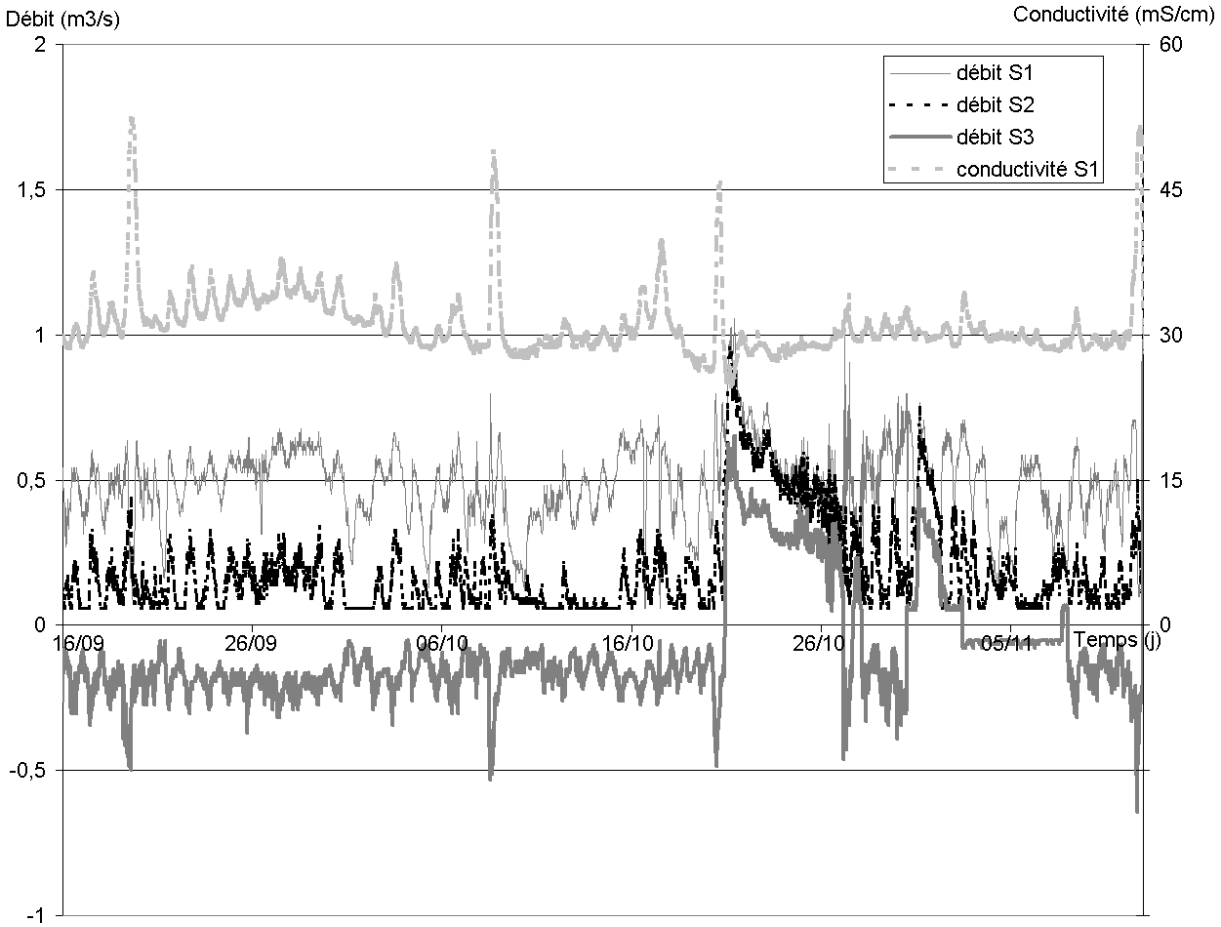


Figure 128. Conductivité électrique en S1 et débit aux trois sections pour la période du 16/09/1999 au 12/11/1999.

Les caractéristiques de l'eau (conductivité électrique et température) sont homogènes dans le conduit pendant ces événements. C'est donc la même eau qui circule dans le conduit de Moraig.

Une estimation de la quantité d'eau de mer évacuée pendant ces courtes périodes a été faite. Elle est calculée en prenant la quantité d'eau de mer qui circule vers l'exutoire et en retranchant la quantité d'eau de mer qui circule en sens inverse à la base du conduit. Le volume d'eau de mer est ainsi estimé entre 18 000 et 24 000 m^3 pour les trois premiers événements. Au cours du dernier, plus de 48 000 m^3 d'eau de mer sont évacués.

2.4.2.2.2- Interprétation

Les phénomènes de décharge d'eau de mer ou fortement saumâtre ne se produisent qu'après une précipitation (à l'exception d'un événement), alors que le niveau dans l'aquifère n'est pas à son maximum (période de basses eaux). Aussi, les volumes d'eau de mer écoulés sont de l'ordre de 20 000 m^3 pour les trois premiers événements et de 50 000 m^3 pour le dernier. Ils peuvent correspondre au volume de certains conduits. L'étude du fonctionnement au cours de la marée a par ailleurs mis en évidence la présence de conduits connectés entre Moraig et la mer.

Compte tenu de l'ensemble de ces éléments, une interprétation permettant d'expliquer ces périodes de vidange d'eau très saumâtre conduit à proposer le schéma suivant. Il existe des conduits connectant la zone noyée de l'aquifère (réservoir) au milieu marin, reliés à Moraig.

Ces conduits situés à une cote inférieure à celle de Moraig, sont remplis d'eau de mer en période d'étiage (la charge hydraulique de l'eau de mer est supérieure à la charge hydraulique dans le conduit). Cette entrée d'eau de mer contamine probablement l'aquifère. Lors d'une précipitation, le conduit est mis en charge et, la charge hydraulique dans le conduit devient supérieure à celle de la mer le sens des écoulements s'inversant. L'eau de mer contenue dans le conduit est alors expulsée (figure 129).

Le conduit de Moraig débouchant en mer à une profondeur plus faible que le conduit responsable de l'intrusion d'eau de mer, le gradient de charge hydraulique entre le conduit et la mer est alors plus faible à Moraig (poids de la colonne d'eau de mer inférieure). Le conduit se vidange entièrement ou partiellement par Moraig. Lors de la forte précipitation du 11/11/1999, le volume d'eau de mer évacué était d'environ 50 000 m^3, soit deux fois supérieur au volume évacué lors des précédents événements. Les précipitations ont été très importantes (180 mm) produisant très certainement une mise en charge de conduits plus profonds qui de la même façon se sont vidangés par Moraig.

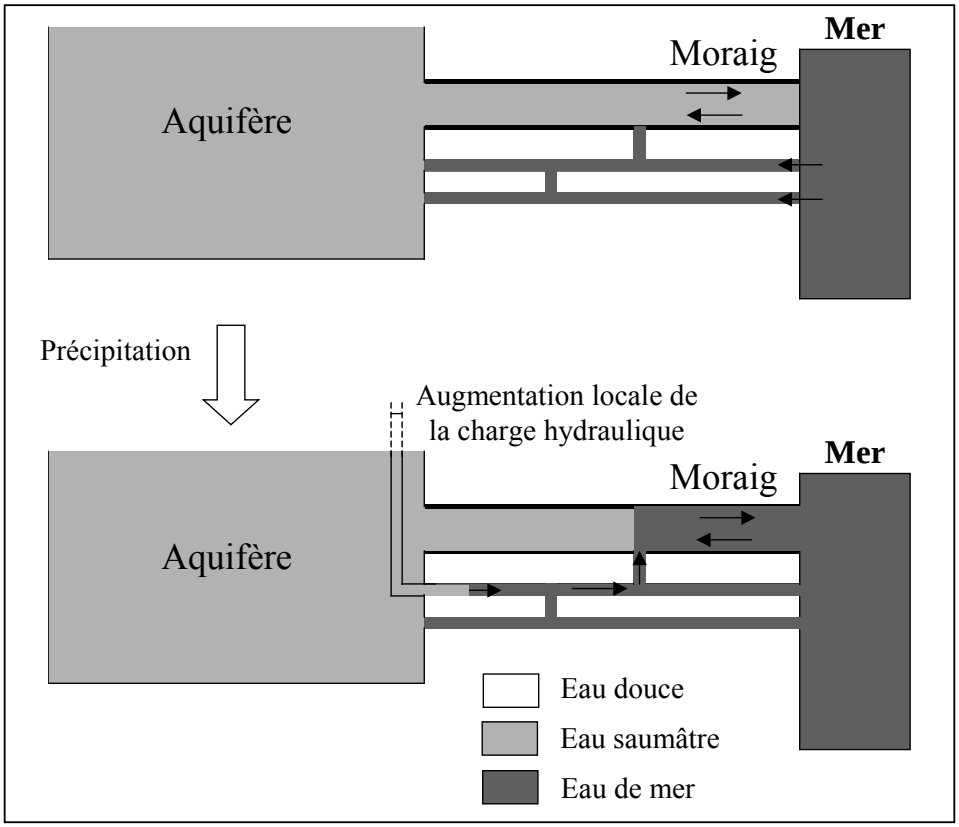


Figure 129. Fonctionnement à Moraig suite à une précipitation en période de basses eaux.

Ainsi, une partie ou la totalité de l'eau stockée dans le ou les conduits en connexion avec la mer est vidangée par Moraig lors de la mise en charge du conduit, provoquée par les précipitations. En hautes eaux, ce phénomène ne se produit pas, probablement parce que la charge hydraulique dans le conduit est suffisante pour empêcher l'intrusion d'eau de mer dans ces conduits (figure 130). Ceci implique donc qu'en hautes eaux, il se produirait des sorties d'eau saumâtre par un ou plusieurs conduits situés à des cotes inférieures à - 12 m.

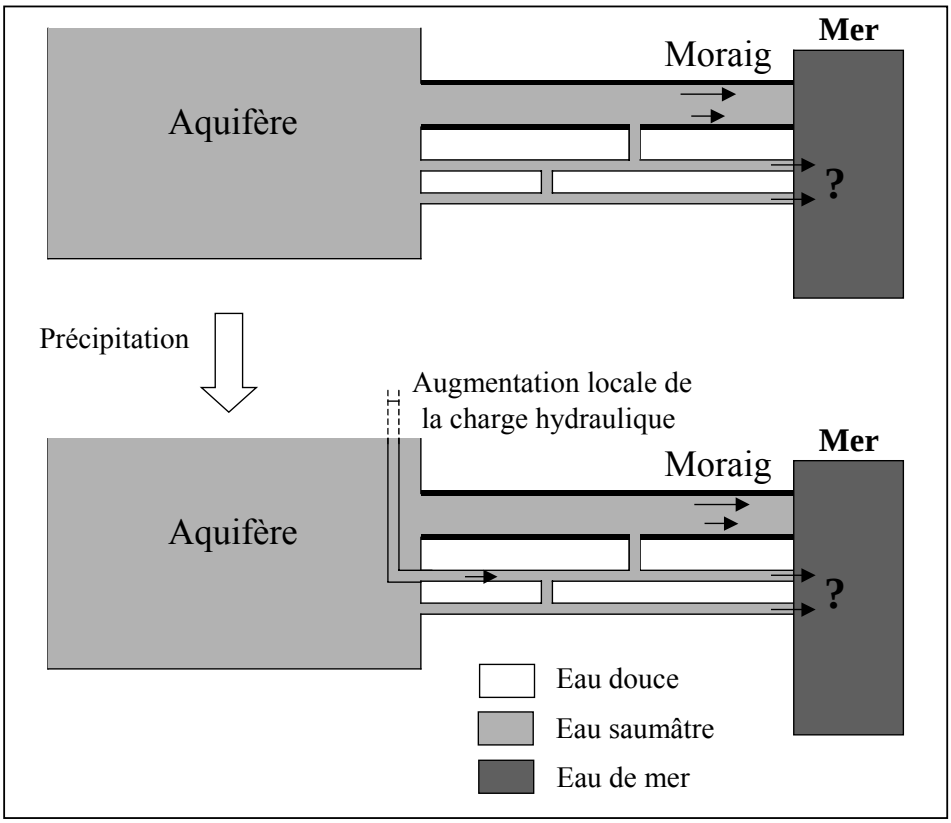


Figure 130. Fonctionnement à Moraig suite à une précipitation en hautes eaux.

Une seconde hypothèse peut également expliquer ces mécanismes de vidange d'eau de mer. Au lieu de considérer que c'est l'augmentation de la charge hydraulique dans le conduit (suite à une précipitation) qui conduit à la vidange du conduit, on peut considérer qu'une augmentation significative du niveau de la mer crée une mise en charge d'un conduit, qui se vidangerait ensuite par Moraig. Une telle augmentation du niveau de la mer peut provenir de la mise en place d'un régime de vent du sud, généralement associé au mauvais temps et qui coïncide avec l'existence d'épisodes pluvieux à la même période. Après les importants épisodes pluvieux de novembre 1999, la charge hydraulique dans l'aquifère est probablement suffisante pour empêcher la vidange de ce conduit quand le niveau de la mer augmente.

2.4.3- Fonctionnement en période de crue à Moraig

2.4.3.1- Analyse des données

Plusieurs épisodes de décharge ont été observés à Moraig, certains de faible amplitude (événements notés 1,2 et 4 sur la figure 131) et un autre de grande amplitude (événement 3). Les décharges de faible amplitude sont consécutives à des précipitations comprises entre 20 et 50 mm. Elles se traduisent par une augmentation du débit de base qui est multiplié environ par cinq. Le débit initial de 0,5 m^3/s passe à une valeur comprise entre 2,5 et 3 m^3/s. La décharge de grande amplitude est consécutive à des précipitations de 180 mm, les débits de base sont ici multipliés par 25 soit 11 m^3/s.

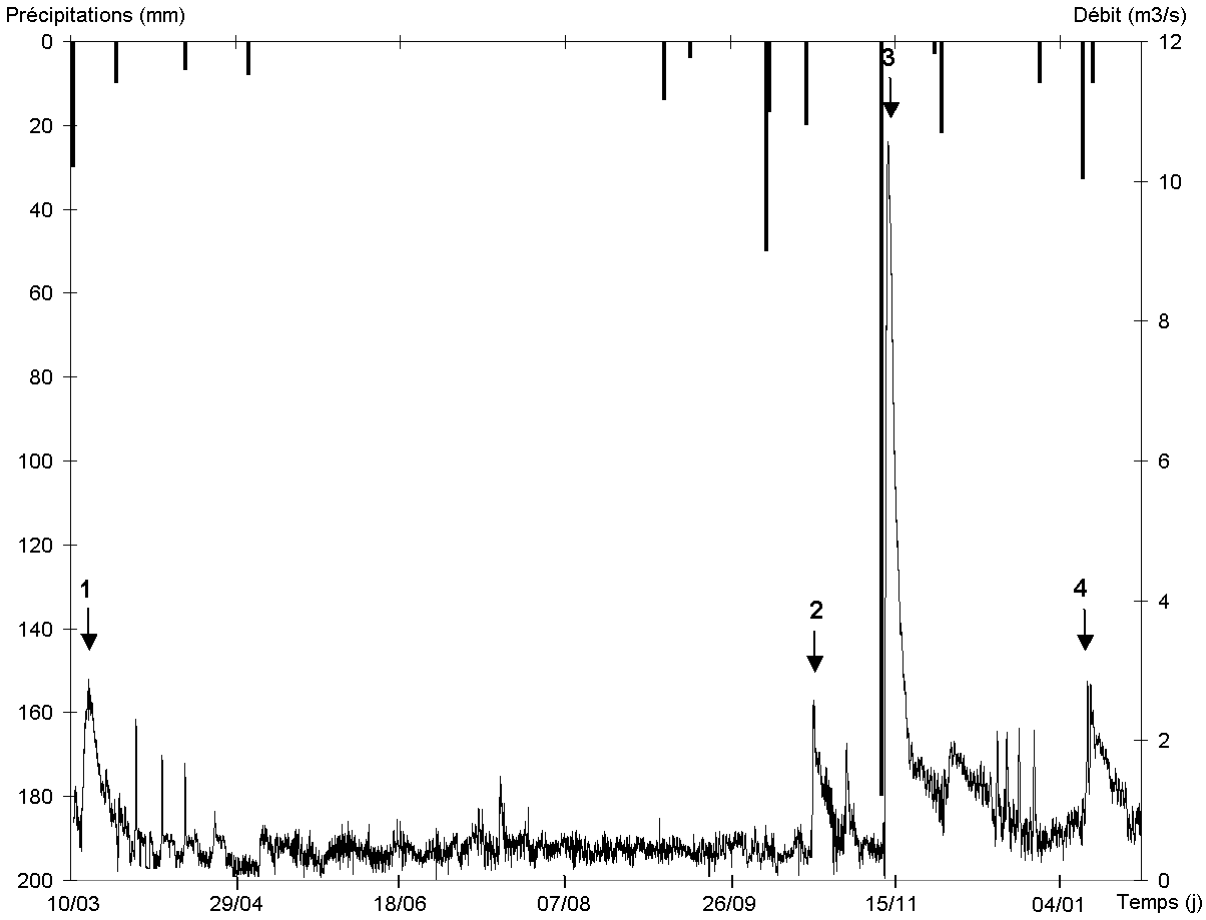


Figure 131. Précipitations et débit à Moraig.

Les épisodes de décharge sont aussi caractérisés par des diminutions de la conductivité électrique. Pour les événements secondaires, la diminution est faible : environ 4 mS/cm pour les événements 1 et 4, et 1 mS/cm pour le deuxième événement (figure 132). Pour l'événement principal, la chute de la conductivité électrique est importante et très rapide. Les valeurs passent de 30 à 11 mS/cm en un peu plus de 12 heures. Enfin la température est peu influencée par ces événements (figure 132).

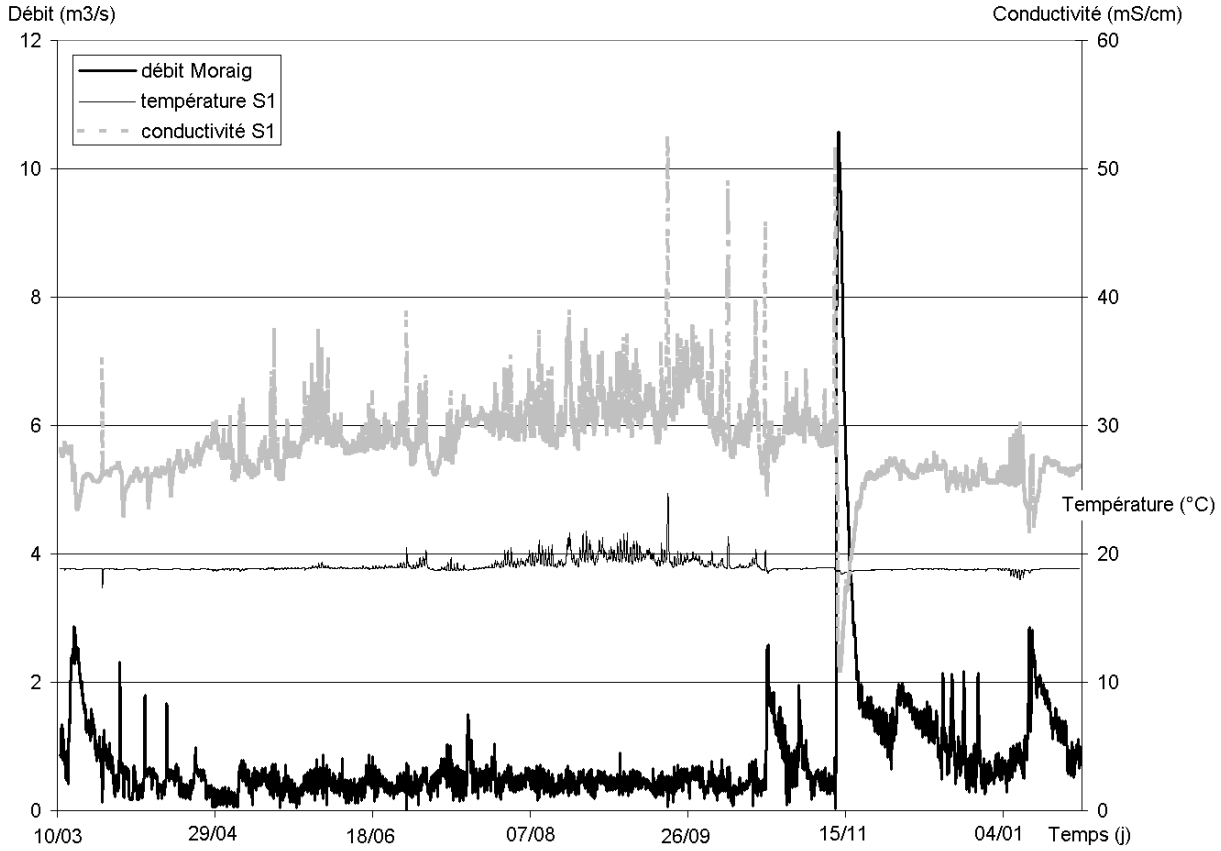


Figure 132. Débit transitant par le conduit de Moraig, température et conductivité électrique par la section 1 du conduit

2.4.3.2- Interprétation

Durant les petites crues, il se produit une augmentation des débits avec une légère diminution de la conductivité électrique, et une part plus importante d'eau douce dans le mélange. Le « surplus » d'eau douce provient d'une arrivée rapide d'eau d'infiltration à l'exutoire. L'eau d'infiltration alimente également l'aquifère et se mélange à l'eau saumâtre du réservoir. Cette recharge génère une augmentation de la charge hydraulique dans l'aquifère et est responsable de l'augmentation des débits.

La crue principale du 11 novembre 1999 est marquée par une chute importante de la conductivité électrique et par une forte augmentation des débits. En séparant les débits d'eau douce et d'eau de mer pendant cet épisode, il apparaît que les débits d'eau saumâtre provenant de l'aquifère subissent une forte augmentation, avec un afflux d'eau douce (figure 133). L'eau douce a ainsi deux origines : à l'eau du réservoir aquifère mélangée à de l'eau de mer, s'ajoute une infiltration directe et rapide des précipitations. Lors de précipitations importantes, l'eau de pluie alimentant l'aquifère génère une augmentation de la charge hydraulique qui se traduit par une augmentation des débits d'eau saumâtre évacués à Moraig. Une partie des précipitations sert à alimenter un réservoir « isolé » de l'aquifère (voir figure 134) qui se vidange ensuite par le conduit de Moraig. Ce phénomène est comparable à un effet de chasse. Représenté ici de façon conceptuelle par un réservoir isolé, ce phénomène a été expliqué pour d'autres systèmes karstiques comme étant un transfert de l'eau s'infiltrant rapidement lors des fortes précipitations, sans transiter par l'épikarst où l'infiltration est lente. Cette eau regagne ensuite le réseau de drainage (Pinault et al., 2001).

Il faut également remarquer qu'après de fortes précipitations, les débits d'eau saumâtre sont de l'ordre du m^3/s, soit environ deux fois supérieurs aux débits d'étiage. L'eau infiltrée génère dans l'aquifère une augmentation de la charge hydraulique responsable de l'augmentation des débits.

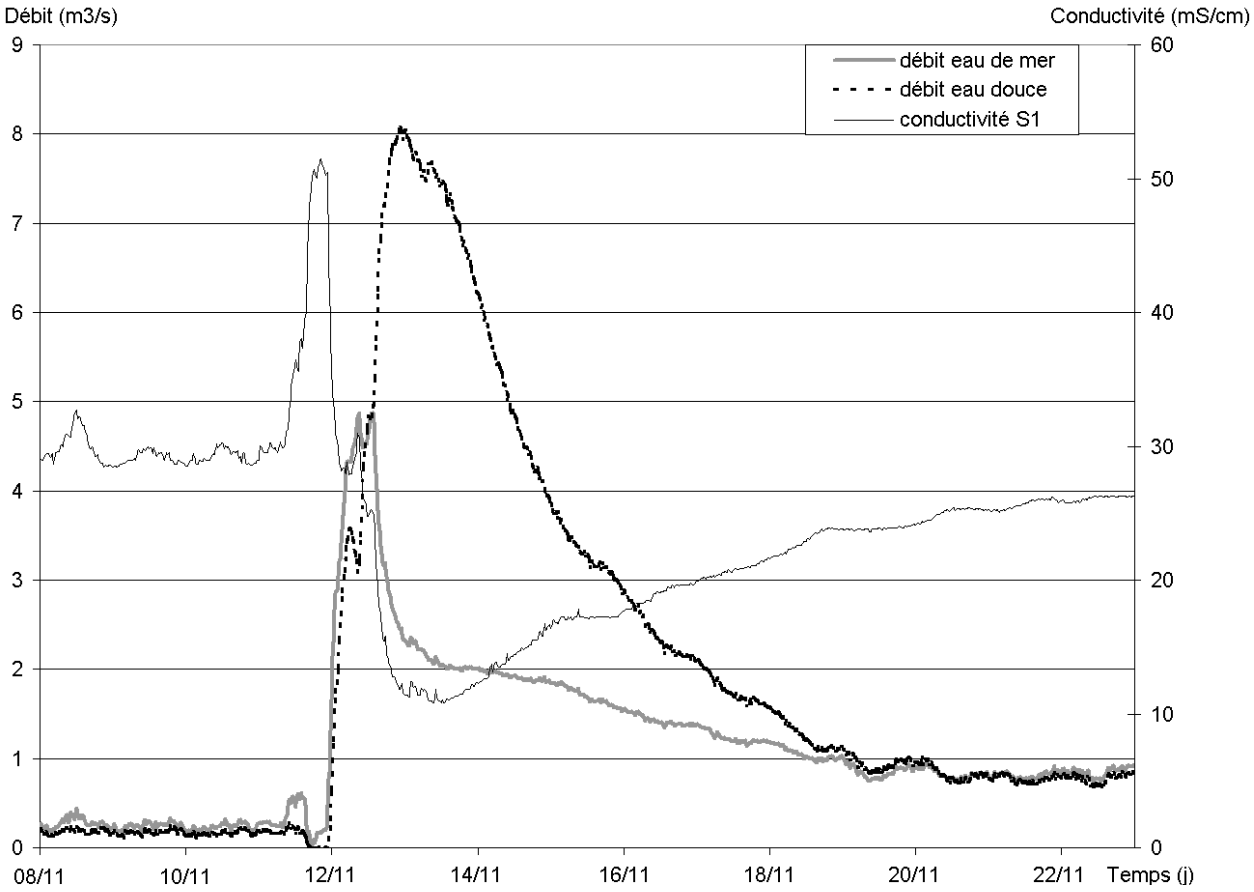


Figure 133. Crue correspondant à la précipitation du 11/11/1999. Les débits d'eau douce et d'eau de mer transitant par le conduit de Moraig, ainsi que la conductivité électrique en section 1 sont représentés (les conductivités électriques sont homogènes dans le conduit pendant cet événement).

Il est possible de déterminer la quantité d'eau douce écoulée de l'aquifère provenant de l'infiltration. En effet, la conductivité électrique de l'eau de l'aquifère avant la crue est connue ; le rapport « eau douce / eau de mer » peut donc être calculé. Le volume d'eau douce, provenant du « réservoir aquifère », expulsé pendant la crue, peut être estimé à partir du volume d'eau de mer écoulé. Le rapport « eau douce / eau de mer » a été évalué à 0,7 avant la crue. L'eau de la crue provient à la fois de la vidange du réservoir et de l'eau douce d'infiltration. Le volume d'eau douce qui provient du réservoir peut être calculé à partir du volume d'eau de mer évacué et du rapport « eau douce / eau de mer » précédemment défini. Pendant la crue, le volume d'eau de mer provenant du « réservoir aquifère » est $1{,}20.10^6$ m^3, donc le volume d'eau douce issue du réservoir vaut $0{,}84.10^6$ m^3.

A partir du volume d'eau douce total expulsé et du volume d'eau douce provenant du réservoir (pendant la crue), le volume d'eau douce provenant de l'infiltration directe est obtenu en soustrayant au volume total ($2{,}32.10^6$ m^3) le volume provenant de l'aquifère ($0{,}84.10^6$ m^3). Ainsi le volume d'eau douce provenant directement de l'infiltration est $1{,}48.10^6$ m^3. Ce volume correspond à environ 7 mm de précipitations sur le bassin

d'alimentation, dont la surface, a été évaluée à 220 km². Rappelons que la hauteur de la lame d'eau était 180 mm.

Il est aussi possible d'évaluer le volume d'eau douce qui a rechargé l'aquifère lors de cette précipitation. Un calcul de dilution est effectué pour la période du 10/11/1999 (avant la crue) au 22/11/1999 (stabilisation de la conductivité électrique).

L'équation de conservation de la quantité de sel s'écrit :

$V_{22/11} * S_{22/11} = V_{10/11} * S_{10/11} + \Delta V_{Toix} * S_{mer}$ (Eqn1)

avec $S_{22/11} = 16$ g/l ;
$S_{10/11} = 18$ g/l ;
$S_{mer} = 35$ g/l.

aussi :

$$V_{22/11} = V_{10/11} - V_{\text{mer sortant crue}} - V_{\text{douce sortant provenant de l'aquifère crue}} + V_{\text{précipitations}}$$

et :

$$V_{10/11} = V_{\text{initial}} + V_{\text{mer entrant Toix}} - V_{\text{mer sortant Moraig}} - V_{\text{douce sortant Moraig}}$$

Pour la période du 01/04/1999 au 10/11/1999 on a :

$V_{initial} = 18{,}5.10^6$ m³ ;
$V_{\text{douce sortant Moraig}} = 3{,}7.10^6$ m³ ;
$V_{\text{mer sortant Moraig}} = 5{,}5.10^6$ m³ ;
$V_{\text{entrant Toix}} = 8{,}2.10^6$ m³ .
donc $V_{10/11} = 17{,}5.10^6$ m³ .

(Eqn1) devient :

$$V_{\text{précipitations}} = V_{10/11} * \frac{S_{10/11} - S_{22/11}}{S_{22/11}} + V_{\text{mer sortant crue}} + V_{\text{douce sortant provenant de l'aquifère crue}} + \Delta_{VToix} * \frac{S_{mer}}{S_{22/11}}$$

avec $V_{\text{mer sortant crue}} = 1{,}2.10^6$ m³ ;
$V_{\text{douce sortant provenant de l'aquifère crue}} = 0{,}8.10^6$ m³ ;
$\Delta V_{Toix} = 0{,}1.10^6$ m³ ;
donc $V_{\text{précipitations}} = 4{,}4.\ 10^6$ m³ ;
avec $V_{initial}$ le volume initial du réservoir aquifère (01/04/1999) ;
$V_{10/11}$ le volume du réservoir avant la crue ;
$V_{22/11}$ le volume à la fin de la crue (22/11/1999) ;
ΔV_{Toix} la différence entre les volumes d'eau de mer entrant et sortant à Toix du 11 au 22/11/1999
$V_{\text{précipitations}}$ le volume des précipitations participant à la recharge de l'aquifère ;
$V_{\text{mer entrant Toix}}$ le volume d'eau de mer entrant à Toix du 01/04 au 10/11/1999 ;
$V_{\text{mer sortant Moraig}}$ le volume d'eau de mer sortant à Moraig du 01/04 au 10/11/1999 ;
$V_{\text{douce sortant Moraig}}$ le volume d'eau douce sortant à Moraig du 01/04 au 10/11/1999 ;
$V_{\text{mer sortant crue}}$ le volume d'eau de mer évacué du 10 au 22/11/1999 ;

$V_{douce\ sortant\ provenant\ de\ l'aquifère\ crue}$ le volume d'eau douce évacué provenant de l'aquifère du 10 au 22/11/1999 ;
$S_{10/11}$ la salinité du réservoir aquifère le 10/11/1999 ;
$S_{22/11}$ la salinité f du réservoir aquifère le 22/11/1999 ;
S_{mer} la salinité de l'eau de mer.

Ainsi $4{,}4.10^6$ m^3 participent à la recharge de l'aquifère soit une hauteur d'eau de 20 mm rapportée à l'ensemble de l'aire d'alimentation.

Sur les 180 mm de précipitations, 7 mm ont été directement évacués du système et 20 mm ont participé à la recharge de l'aquifère. Le reste des précipitations ne participe pas à la recharge de la zone noyée : une partie s'est probablement stockée dans l'épikarst, une autre a pu alimenter sous forme de fuites un autre système ou le ruissellement de surface. On peut définir ce terme comme une « sortie non contrôlée ».

D'un point de vue général, lors de fortes précipitations, un réservoir annexe est alimenté, il se vidange ensuite rapidement à Moraig (effet de chasse). Le reste de l'infiltration permet la recharge de l'aquifère. Cette infiltration produit une augmentation importante de la charge hydraulique dans l'aquifère, provoquant une augmentation des débits à Moraig (figure134).

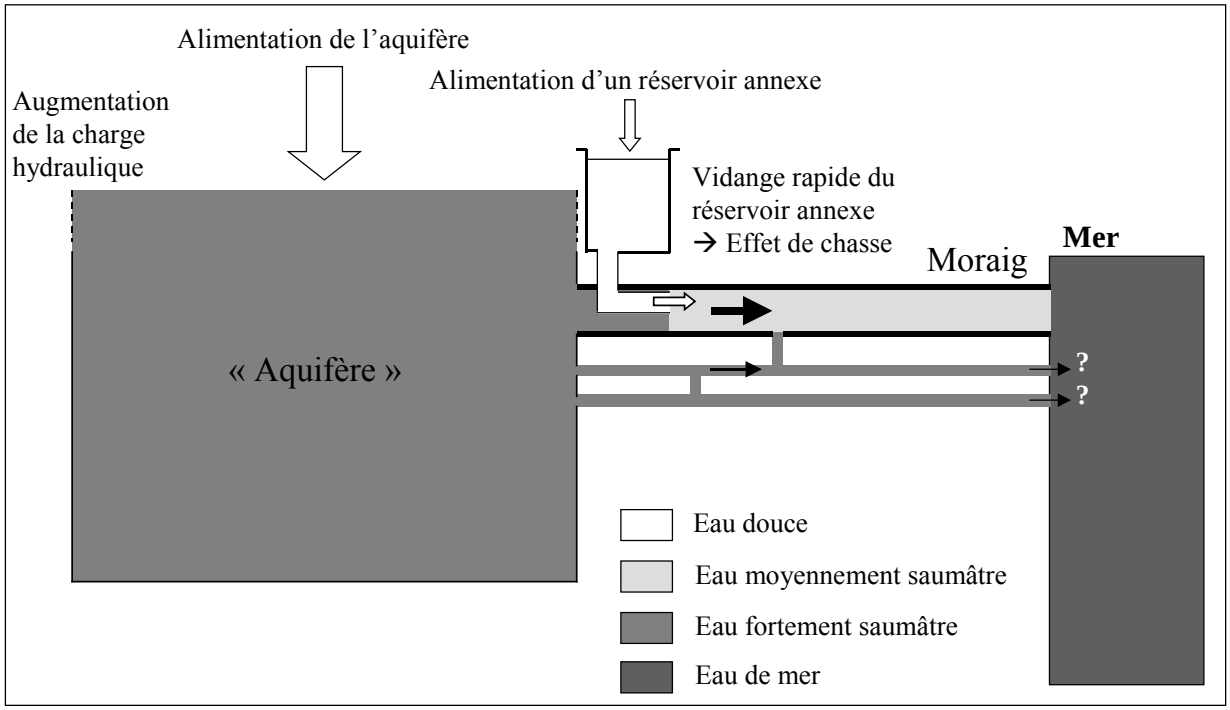


Figure 134. Schéma de fonctionnement de l'aquifère suite à de fortes précipitations.

2.4.4- Fonctionnement en période de crue à Toix

2.4.4.1- Analyse des données

Trois événements de décharge ont été observés à Toix (figure 135). Associés à des précipitations significatives, ces épisodes sont très complexes. Ils révèlent toutefois un comportement comparable. Ils ont été brièvement décrits et analysés dans la partie 2.3.2.2.. Une analyse plus poussée des données va être réalisée afin de définir le fonctionnement du système au cours de ces périodes particulières.

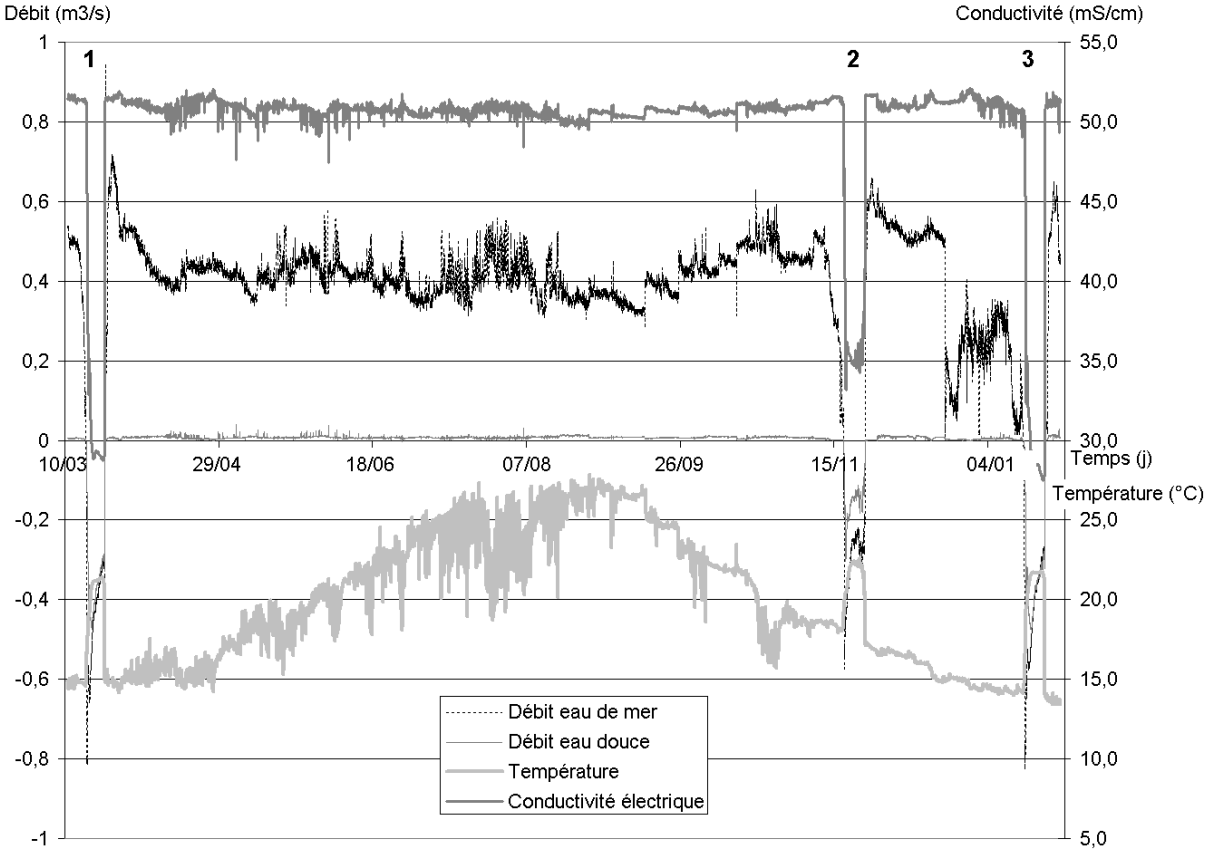


Figure 135. Débit d'eau douce et d'eau de mer, température et conductivité électrique à Toix. Les trois épisodes de décharges sont repérés.

2.4.4.1.1- Premier événement : du 11 au 24/03/1999

Les précipitations qui ont généré cette décharge se sont produites les 10 et 11/03/1999. La hauteur de pluie cumulée était de 45 mm (figure 136). Dans un premier temps, la conductivité électrique reste stable, alors que les débits entrant s'amenuisent progressivement. Le 16 mars entre 22h00 et 22h30, les débits sont nuls dans le conduit, ils s'inversent ensuite. L'inversion des débits a lieu 6 à 7 jours après les précipitations.

Il faut ensuite attendre environ 4 heures pour que la conductivité électrique commence à diminuer. Elle est minimale du 19 au 23/03. Donc pendant 4 heures après l'inversion, le flux d'eau sortant décharge de l'eau de mer.

La température suit un comportement similaire à celui de la conductivité électrique : stable du 11 au 17 mars à 15 °C (température de l'eau de mer), elle augmente ensuite pour se stabiliser du 19 au 23 mars à 21,3°C. Après la période de décharge, l'eau retrouve ses caractéristiques d'avant la crue (eau de mer).

Ainsi, durant les 6 à 7 jours suivant les précipitations des 10 et 11/03/1999, le débit d'eau de mer entrant (0,5 m3/s), diminue pour finalement s'annuler. Après cette période et pendant 6 jours encore, un flux d'eau saumâtre est évacué en mer. L'eau est alors caractérisée par une conductivité électrique d'environ 29 mS/cm et une température de 21 °C. Après ce court événement de décharge, l'eau de mer pénètre à nouveau dans l'aquifère.

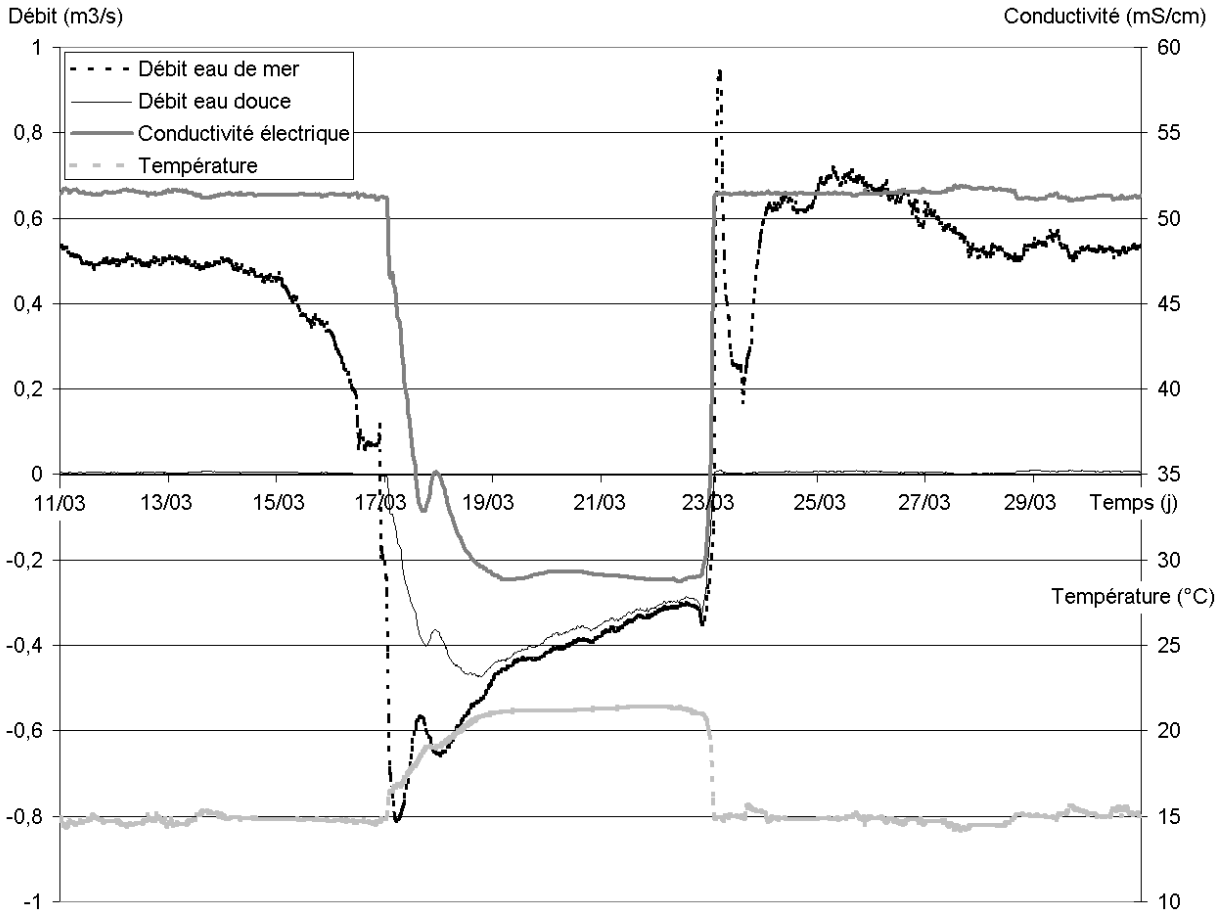


Figure 136. Débit d'eau douce et d'eau de mer, température et conductivité électrique à Toix lors du premier événement de décharge.

Il faut noter qu'avant cette crue, à Moraig, la conductivité de l'eau saumâtre émergeant était d'environ 28 mS/cm, soit du même ordre de grandeur que l'eau évacuée à Toix. La température à Moraig était de 18°C contre 21°C à Toix (figure132).

Les volumes d'eau écoulés lors des différentes phases ont été calculés. Ils sont notés ci-dessous pour chacune des phases. Ils seront ensuite comparés aux volumes écoulés lors des deux autres périodes de décharge :

phase de baisse des débits d'eau de mer entrants à Toix du 11 au 17/03 (la convention de signe est différente de celle de Moraig) :
V_{mer} = 220 000 m^3
phase de décharge, volume expulsé par le conduit de Toix du 17 au 23/03 :
V_{mer} = 237 000 m^3
V_{douce} = 183 000 m^3
V_{total} = 420 000 m^3

2.4.4.1.2- Deuxième événement : du 11 au 26/11/1999
Cet événement (figure 137) survient après les 180 mm de précipitations du 11 novembre 1999. Du 11 au 17/11 à 23h30 (7 jours), les débits d'eau de mer entrant diminuent. A partir du 18 novembre, le flux d'eau est sortant. De façon quasi synchrone, la conductivité électrique diminue et la température augmente. L'eau saumâtre est donc évacuée en mer du 18 au 25 novembre (7 jours). Elle est caractérisée par une conductivité électrique d'environ 34-35

mS/cm et une température de 22 °C. A partir du 25 mars à 5h00, le régime normal (c'est à dire l'entrée d'eau de mer) est à nouveau en place.

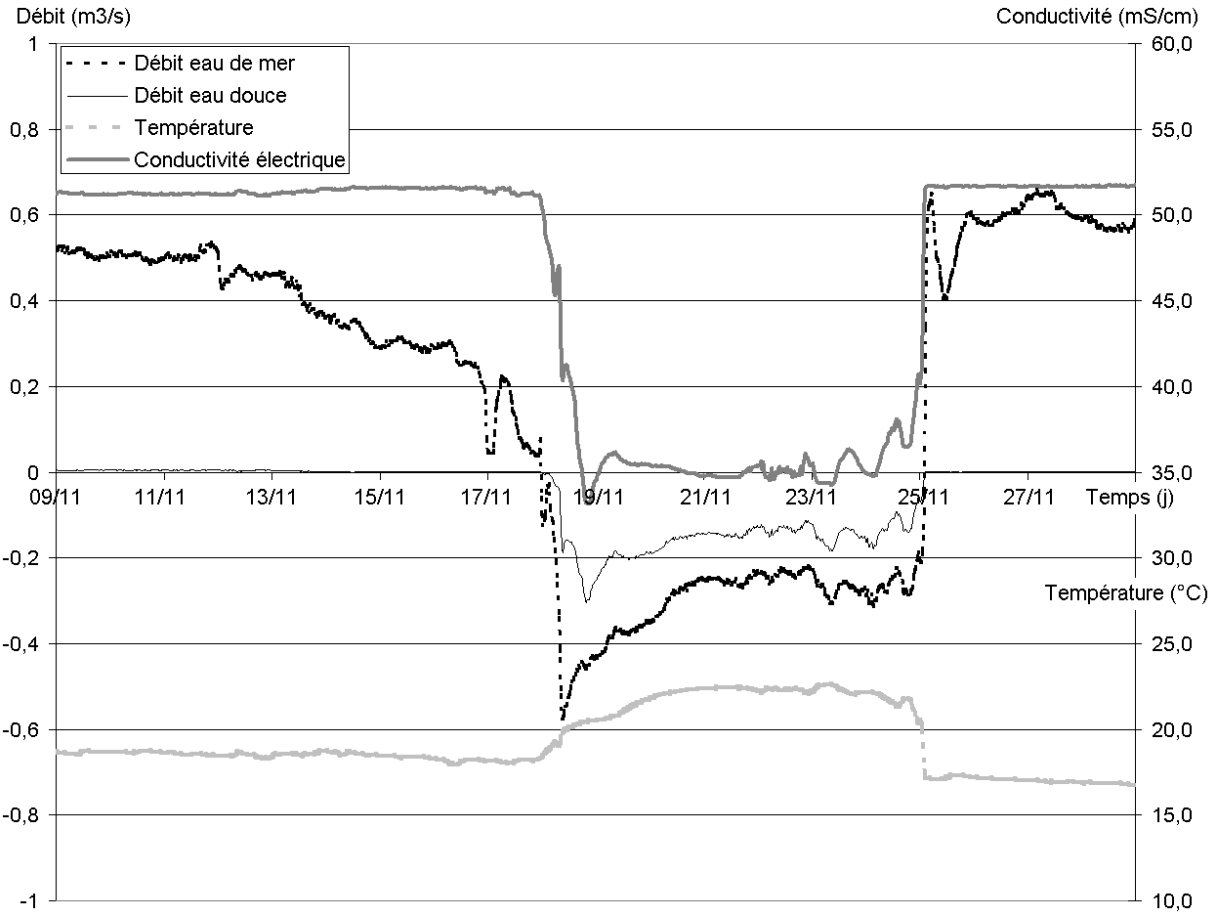


Figure 137. Débit d'eau douce et d'eau de mer, température et conductivité électrique à Toix lors du deuxième événement de décharge.

Avant la crue, à Moraig, la conductivité de l'eau saumâtre circulant était d'environ 28 mS/cm et la température de 19°C (figure 132).

Déterminons les volumes mis en jeu lors des différentes phases de cet épisode de décharge :

phase de baisse des débits d'eau de mer entrants (11 au 18/11/1999) :
V_{mer} = 143 000 m^3
phase de décharge (17 au 23 mars) :
V_{mer} = 180 000 m^3
V_{douce} = 92 000 m^3
V_{total} = 272 000 m^3

2.4.4.1.3- Troisième événement : du 11 au 23/01/2000
Il fait suite aux précipitations du 11/01/2000 (33 mm). Du 11 au 15/01 en milieu de journée (soit environ 5 jours), les débits d'eau de mer sont entrants mais en forte diminution (figure 138). Il se produit ensuite un flux d'eau saumâtre (conductivité = 27-28 mS/cm, température = 21,7°C) sortant jusqu'au 22/01 à 16 heures. Cette sortie dure 7 jours, puis c'est à nouveau de l'eau de mer qui pénètre dans le conduit.

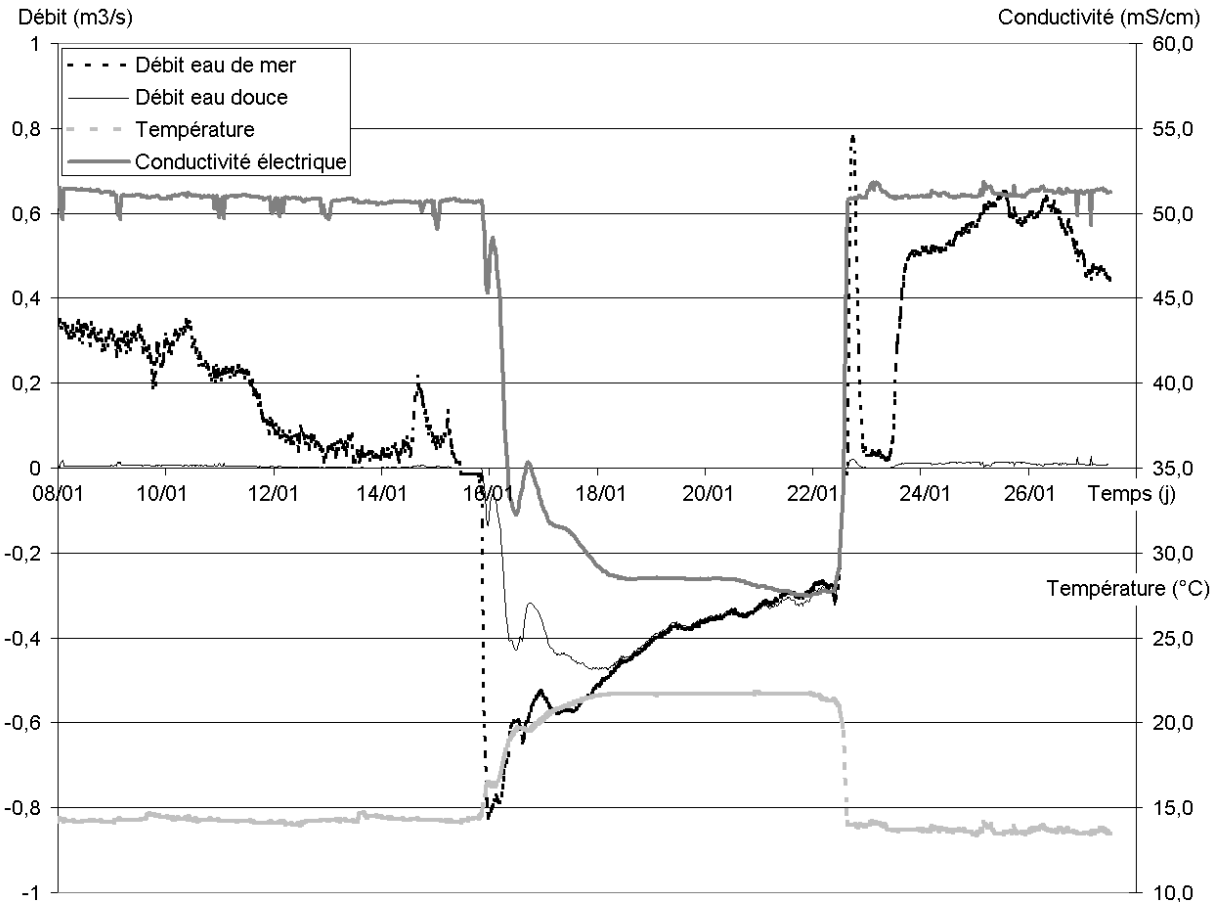


Figure 138. Débit d'eau douce et d'eau de mer, température et conductivité électrique à Toix lors du troisième événement de décharge.

Les caractéristiques de l'eau de l'aquifère mesurées à Moraig avant la crue étaient de 19 °C et 25 mS/cm.

Les volumes mis en jeu lors des différentes phases de cette crue sont :

phase de baisse des débits d'eau de mer entrants (11 au 15 /01/2000) :
V_{mer} = 83 000 m^3
phase de décharge (15 au 22/01/2000) :
V_{mer} = 253 000 m^3
V_{douce} = 206 000 m^3
V_{total} = 459 000 m^3

2.4.4.2- Interprétation globale des trois événements

Nous allons maintenant présenter une interprétation du fonctionnement à Toix en période de crue. Ces événements sont assez semblables. Ils sont tous les trois caractérisés par une diminution des débits d'eau de mer entrants (première phase) qui dure de 5 à 7 jours. La sortie d'eau saumâtre (deuxième phase) a lieu ensuite pendant 6 à 7 jours.

Ensuite, les volumes d'eau saumâtre expulsés lors des trois crues sont du même ordre de grandeur (respectivement 420 000, 272 000 et 459 000 m^3). Il faut cependant noter que les volumes expulsés lors de la deuxième crue sont plus faibles que pour les autres, alors que cette seconde crue faisait suite aux précipitations les plus importantes.

Les précipitations influencent le système de Toix puisque de l'eau saumâtre est expulsée quelques jours plus tard. Ce phénomène est probablement lié à l'augmentation de la charge hydraulique dans un conduit ou réservoir. Toutefois il est difficile de concevoir que la mise en charge prenne 7 jours, alors que l'infiltration et les écoulements dans le karst sont en général rapides.

La diminution du débit entrant, qui se produit les jours qui suivent l'événement pluvieux, montre que les précipitations ont eu un effet sur l'aquifère. L'augmentation de la charge hydraulique a bien eu lieu peu de temps après la crue. Cela explique pourquoi se produit dans un premier temps une diminution du flux d'eau de mer entrant et non pas une sortie d'eau provenant d'un conduit ou d'un réservoir.

Une hypothèse plausible permet d'expliquer les observations. Elle répond à la fois au problème de l'intervalle de temps avant l'évacuation de l'eau saumâtre et à la diminution des débits d'eau de mer entrant pendant ce laps de temps. En effet, si un réservoir est connecté en amont (plus éloigné de la mer) de la station de mesure et qu'il est rempli d'eau de mer, sa mise en charge produit une arrivée d'eau de mer dans le conduit de Toix. En supposant que l'eau qui s'écoule de ce réservoir possède les mêmes caractéristiques que celle qui pénètre à Toix (toutes les deux de l'eau de mer), elle se trouve également entraînée vers l'aquifère du fait de la différence de charge hydraulique, elle ne regagne pas la mer (figure 139).

Ce flux d'eau de mer provenant du réservoir entre en amont de la station de mesure du conduit de Toix, et occupe donc déjà le conduit. Il crée une sorte de retenue au flux d'eau de mer entrant plus en aval (au niveau de la mer). Ceci produit une diminution des débits d'eau de mer entrant à Toix au niveau de la mer. La station de mesure enregistre cette diminution.

Après la phase de diminution du débit d'eau de mer entrant, un flux d'eau saumâtre est expulsé. Cette eau a une conductivité électrique légèrement plus forte que l'eau de l'aquifère alimentant Moraig ; par contre sa température est nettement supérieure. Ces données montrent que l'eau ne provient pas directement de l'aquifère de Moraig. Le conduit ou réservoir en charge, après avoir vidangé une première partie d'eau de mer, expulse ensuite de l'eau saumâtre.

Le tube en U utilisé par Ghyben-Herzberg pour montrer la différences de charge hydraulique qui existe entre l'eau douce et l'eau de mer (figure 16) aide à rendre compte du phénomène observé. La première partie du tube serait remplie d'eau de mer et la seconde d'eau saumâtre provenant de l'aquifère (figure 139). Entre les deux il s'établit un équilibre ; le volume des deux fluides est du même ordre de grandeur. Puisque les volumes sont du même ordre de grandeur, le temps de vidange de ces deux fluides l'est également, comme cela a été observé au cours des trois crues.

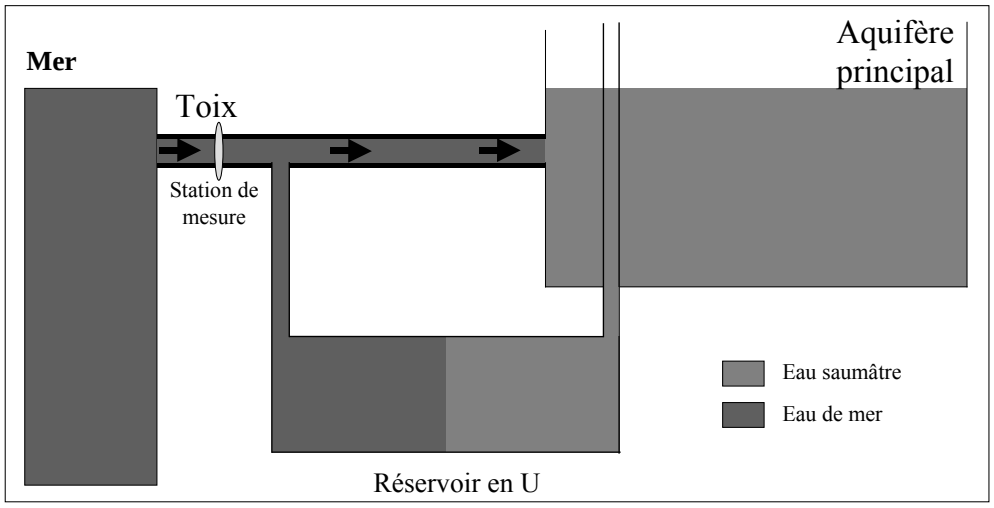


Figure 139. Schéma d'un réservoir en U à l'équilibre avec d'un côté de l'eau de mer et de l'autre de l'eau saumâtre.

Suite aux précipitations, l'aquifère est mis en charge, le « réservoir en U » également. Dans un premier temps c'est l'eau de mer du réservoir qui est expulsée. Cette eau regagne l'aquifère et bloque une partie de l'écoulement provenant de la mer (figure 140). Les débits d'eau de mer entrants sont alors diminués.

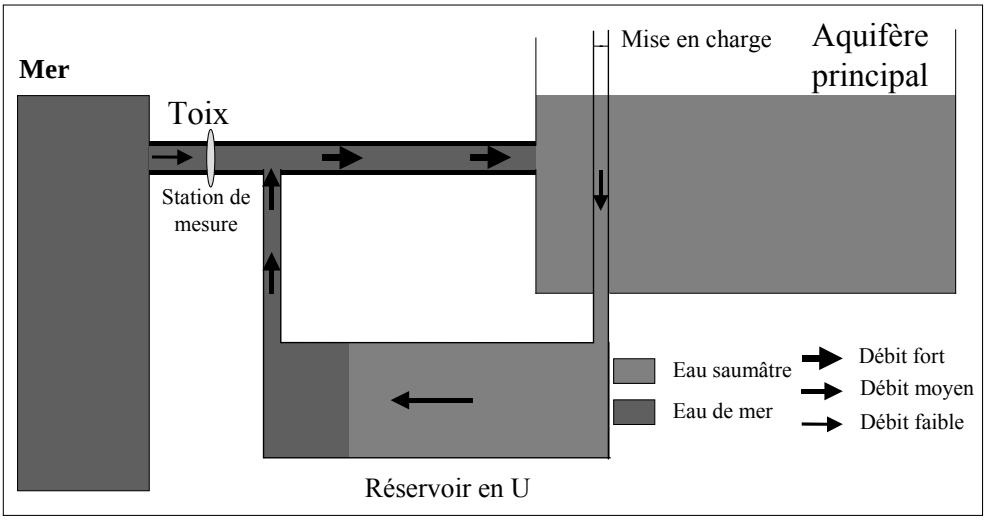


Figure 140. Interprétation du fonctionnement en crue, première phase.

Ensuite, une fois que l'eau de mer est expulsée, la partie d'eau saumâtre est vidangée (figure 141). Moins dense que l'eau de mer, cette eau est évacuée vers la mer, elle ne regagnera pas l'aquifère.

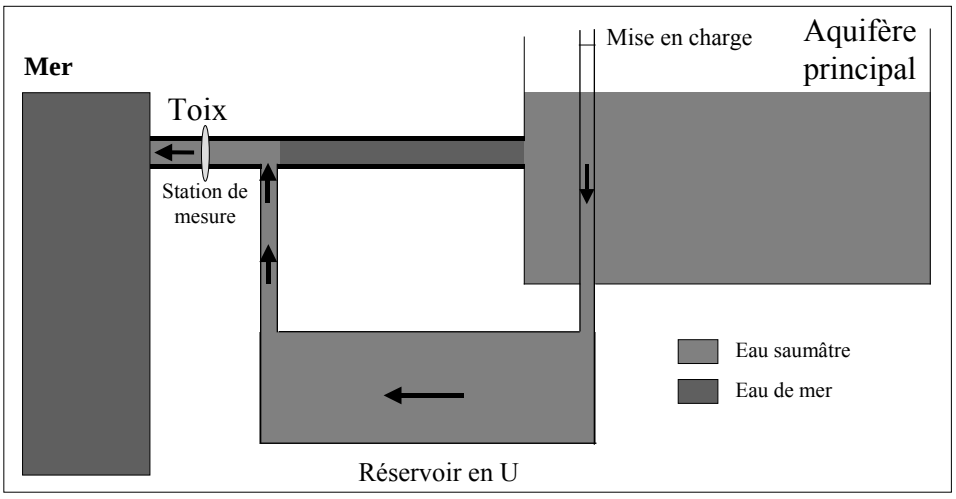


Figure 141. Interprétation du fonctionnement en crue, seconde phase.

Il existe un autre argument en faveur de l'existence d'un réservoir isolé de l'aquifère principal, et se vidangeant par Toix. En effet, pour les trois crues, les conductivités électriques et les températures du liquide sortant ne sont pas identiques à celles de l'eau de l'aquifère évacuée par Moraig. Concernant les conductivités électriques, lors des décharges à Toix, elles sont assez proches des valeurs d'avant la crue à Moraig avec toutefois des valeurs un peu plus fortes à Toix (tableau 17). L'eau de ce réservoir est de qualité différente de l'eau de l'aquifère se déversant à Moraig.

Evènement	Conductivité électrique pendant la crue à Toix (mS/cm)	Conductivité électrique avant la crue à Moraig (mS/cm)
1	29	29
2	35	30
3	28	26

Tableau 17. Conductivité électrique pendant les crues à Toix et avant les crues à Moraig.

La différence de conductivité peut s'expliquer par une intrusion d'eau de mer tardive dans le réservoir. Pour les températures, lors des trois crues, l'eau sortant à Toix est à 21-22°C alors qu'elle est beaucoup plus froide aussi bien dans l'aquifère principal (19°C à Moraig) que dans la mer (de 14 à 18°C selon les événements). Cette température plus élevée peut être expliquée par le gradient géothermique. L'eau provenant de l'aquifère isolé, dont la température est environ 19-20°C subirait un réchauffement de 2 à 3°C, pouvant correspondre à une profondeur de 60 à 100 m. Ces valeurs sont compatibles avec la géologie de la zone. Il faut également rappeler que le conduit de Toix a été reconnu jusqu'à une profondeur de 70 m.

Les caractéristiques du flux d'eau de mer provenant du réservoir isolé n'ont pas pu être mesurées du fait que la circulation se fait vers l'aquifère. Il aurait été intéressant de vérifier que cette eau présentait une température supérieure.

Revenons maintenant sur les volumes évacués lors de la deuxième crue en réponse aux fortes précipitations du 11 novembre 1999. Ils ont été inférieurs à ceux écoulés lors des deux autres crues alors que les volumes de précipitations mis en jeu étaient beaucoup plus importants. Par conséquent la charge hydraulique supérieure dans le conduit pour cette période a dû engendrer une évacuation de l'eau du réservoir par un autre conduit que celui de Toix (figure 142). Ce conduit se situerait à une cote plus basse que celle de Toix et se transformerait en exutoire

uniquement lorsque la charge hydraulique dans ce conduit devient supérieure à la charge hydraulique de la mer au débouché du conduit. Cette fuite représenterait environ 40 % du flux total.

Le volume du réservoir en U est la somme du volume d'eau de mer et du volume d'eau saumâtre. Ces valeurs de volume sont, d'après la loi de Ghyben-Herzberg, du même ordre de grandeur. Le volume total de ce réservoir peut donc être évalué comme étant deux fois le volume d'eau saumâtre évacué lors du premier et dernier événement. Ce volume est de l'ordre de $1.10^6 m^3$.

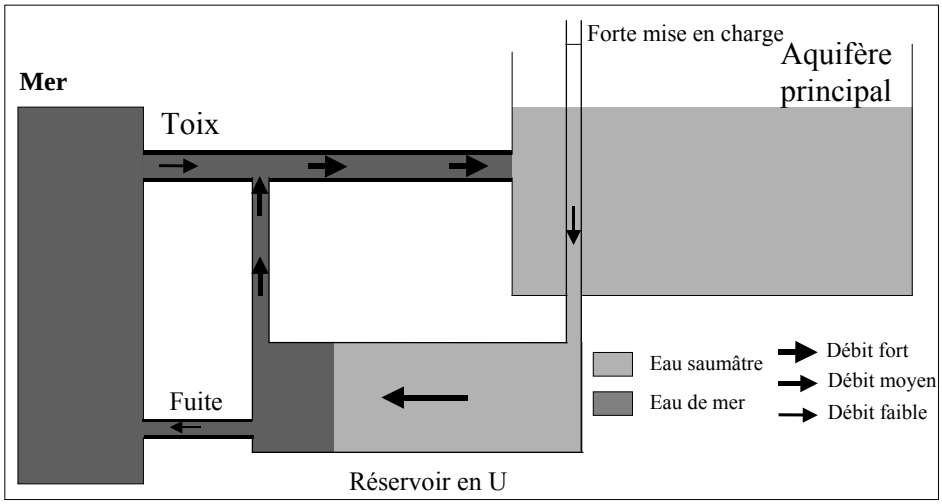


Figure 142. Vidange du réservoir lors des fortes crues, fuite du système par un autre conduit.

Fin de la crue :

Une fois le réservoir vidangé, il se remplit à nouveau. Aucune information ne peut être obtenue sur son mode de remplissage à partir de l'aquifère, mais il est possible que de l'eau de mer entrant par Toix participe à son remplissage. En effet, la fin des trois crues est caractérisée par un pic de débit d'eau de mer entrant compris entre 0,7 et 0,9 m^3/s (figures 136, 137 et 138). A cause de la diminution de la charge hydraulique dans le réservoir une fois vidangé, il est possible qu'un important flux d'eau de mer transite par le conduit de Toix et vienne remplir le réservoir en U. Il n'est pas exclu que le conduit profond permette également la recharge en eau de mer de ce réservoir.

2.5- Modélisation du fonctionnement hydrologique

2.5.1- Généralités

La modélisation entreprise doit permettre de reproduire les tendances générales d'évolution à la fois des débits et de la salinité de l'exutoire principal du système de Moraig-Toix. Par souci de simplification, les débits de Toix ont été considérés uniquement entrants. En effet, les événements de décharge d'eau saumâtre sont secondaires par rapport au fonctionnement d'ensemble. Les effets mineurs tels que la marée et les vidanges de certains conduits ont également été ignorés, du fait de leur moindre importance sur le fonctionnement général. Ces simplifications sont nécessaires à la mise en œuvre du modèle. La prise en compte de l'ensemble des phénomènes précédemment décrits, engendrerait un modèle, difficile à utiliser et n'apportant pas beaucoup d'informations sur le fonctionnement de l'aquifère, en particulier sur la recharge, la vidange et les relations avec la mer. L'ensemble du système ne sera donc

pas représenté ; seules les variations de la conductivité électrique et des débits dans le conduit de Moraig seront modélisées.

Le modèle développé est un modèle à réservoirs. En matière de débit, le modèle est comparable aux précédents modèles développés dans la partie 3, à laquelle il faut se reporter pour connaître la méthode de calcul et l'ensemble de la démarche utilisée. La structure du modèle est décrite, ainsi que les flux et hauteurs d'eau qui interagissent dans les différents réservoirs. Cette structure est proche de celle des modèles développés dans la partie 3. Cependant, contrairement à ces modèles construits « à l'aveugle », les données physico-chimiques enregistrées à Moraig ont été utilisées pour donner une signification physique à chacun des réservoirs. Il devient ainsi possible d'envisager une simulation de la salinité.

Le modèle ainsi créé a été schématisé à la figure 143 ; les différents réservoirs et flux sont représentés et numérotés. Les phases du modèle sont détaillées dans les paragraphes qui suivent. Les numéros attribués à ces phases (nombres encerclés, figure 143) permettent de faire le lien entre la représentation de la structure du modèle et les différentes étapes de sa mise en place.

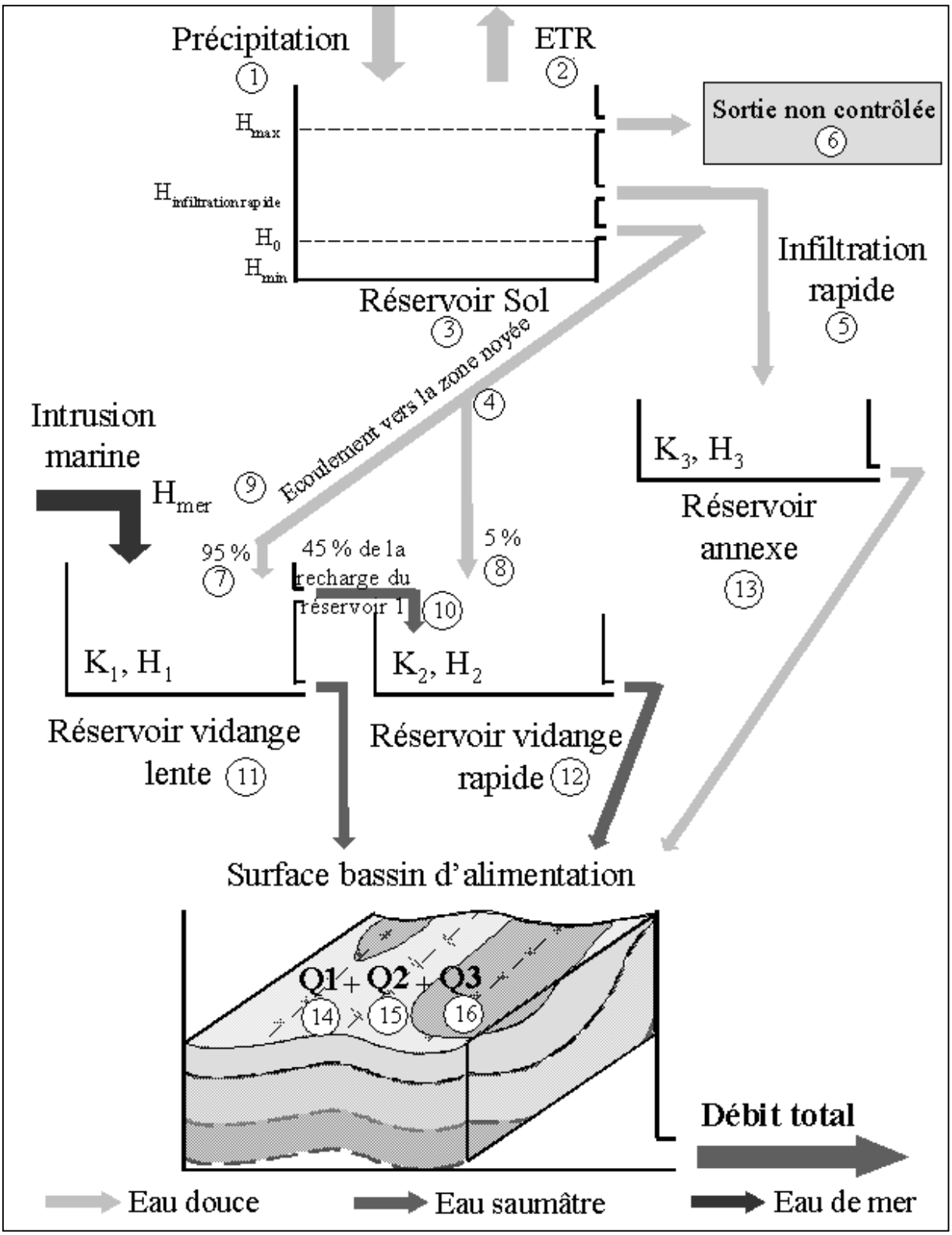


Figure 143. Représentation schématique du modèle développé pour le système de Moraig-Toix.

2.5.2- Entrée du modèle et calcul de l'infiltration efficace

2.5.2.1- Structure générale du réservoir sol

Les précipitations (1) alimentent un réservoir appelé réservoir sol (3), l'évapotranspiration (2) est une sortie d'eau de ce réservoir, tout comme l'écoulement vers la zone noyée (4) + (5) + (6). Ce modèle qui permet de calculer l'infiltration vers les réservoirs situés en aval est calé sur la valeur de l'infiltration déterminée à partir du bilan hydrologique soit environ 50 mm sur la période d'étude (323 jours). Les précipitations sont des données, l'ETR est fixée de façon journalière avec une valeur identique sur l'ensemble du mois.

2.5.2.2- Désaturation du réservoir sol

La valeur du seuil de désaturation (H_{min}) est déterminée par calage : H_{min} = -80 mm. De mai à début octobre (pas de temps 80 à 205), les précipitations ne fournissent pas d'infiltration. Le réservoir doit être désaturé pour cette période. La valeur de l'ETR journalière calée à 1,5 mm pour l'automne et l'hiver permet de garder un état de désaturation dans le réservoir. Il est donc inutile de prendre des valeurs supérieures pour l'ETR journalière au printemps et en été.

2.5.2.3- Infiltration vers le réservoir annexe

Le modèle conceptuel précédemment défini a montré que, lors des précipitations importantes, une partie de l'eau alimente la zone noyée saumâtre et qu'une autre partie est évacuée rapidement par l'intermédiaire d'un réservoir dit annexe. Afin de reproduire ce comportement, un seuil ($H_{infiltration\ rapide}$) a été ajouté au réservoir sol. Lorsque la hauteur d'eau dans le réservoir sol est supérieure à cette valeur seuil, l'eau au-dessus du seuil gagne le réservoir dit annexe (13). Ce dispositif sert à simuler l'infiltration rapide (5). Cette hauteur a été calée à partir des précipitations du 11 novembre, en évaluant le débit de crue produit par ce réservoir annexe (à l'aide également de la conductivité électrique de l'eau évacuée à Moraig au moment de la forte crue). $H_{infiltration\ rapide}$ vaut 16 mm.

2.5.2.4- Sortie non contrôlée d'eau du réservoir sol

Les premières simulations ont montré que l'importante hauteur d'eau provenant des précipitations du 11 novembre 1999 était responsable d'une infiltration bien supérieure à celle de 50 mm calculée à partir du bilan hydrologique pour l'ensemble de la période. Ce désaccord peut être dû à différentes causes. La station pluviométrique n'est peut-être pas représentative de l'ensemble du bassin d'alimentation pour cet événement. Il est en effet bien connu que les pluie automnales des régions côtières méditerranéennes sont caractérisées par des orages localisés. Il se peut également que lors des forts événements pluvieux, la part du ruissellement de surface ne soit pas négligeable.

Compte tenu du manque d'informations sur l'infiltration lors de ces fortes précipitations, un réservoir appelé « sortie non contrôlée » a été ajouté. Sa mise en place a été nécessaire pour respecter l'infiltration totale et le bilan hydrologique. La hauteur d'eau quittant le réservoir sol correspond à la tranche d'eau supérieure à une hauteur maximale (H_{max}). Cette dernière est définie par calage et vaut 23 mm. Une fois cette tranche d'eau évacuée vers le réservoir « Sortie non contrôlée », elle n'intervient plus dans la simulation des débits et de la salinité.

2.5.2.5- Récapitulatif du fonctionnement du réservoir sol en fonction de son niveau

Le niveau minimum dans le réservoir sol est H_{min} (figure 144). Le niveau 0 dans le réservoir est H_0.

Si $H_{min} < H_{réservoir\ sol} \leq 0$, il ne se produit pas d'infiltration vers la zone noyée.

Si $0 < H_{réservoir\ sol} < H_{infiltration\ rapide}$, la tranche d'eau infiltrée pendant le pas de temps considéré vers la zone noyé correspond à $(H_{réservoir\ sol} - H_0)$ (4).

Si $0 < H_{réservoir\ sol} < H_{max}$, la tranche d'eau correspondant à $(H_{infiltration\ rapide} - H_0)$ regagne la zone noyée (4) et la tranche d'eau allant vers le réservoir annexe (5) vaut (hauteur $H_{réservoir\ sol} - H_{infiltration\ rapide}$).

Si $H_{réservoir\ sol} > H_{max}$, la hauteur $(H_{infiltration\ rapide} - H_0)$ regagne l'infiltration vers la zone noyée (4), la tranche $(H_{max} - H_{infiltration\ rapide})$ part vers le réservoir annexe (5) et la tranche d'eau $(H_{réservoir\ sol} - H_{max})$ regagne le réservoir Sortie non contrôlée (6).

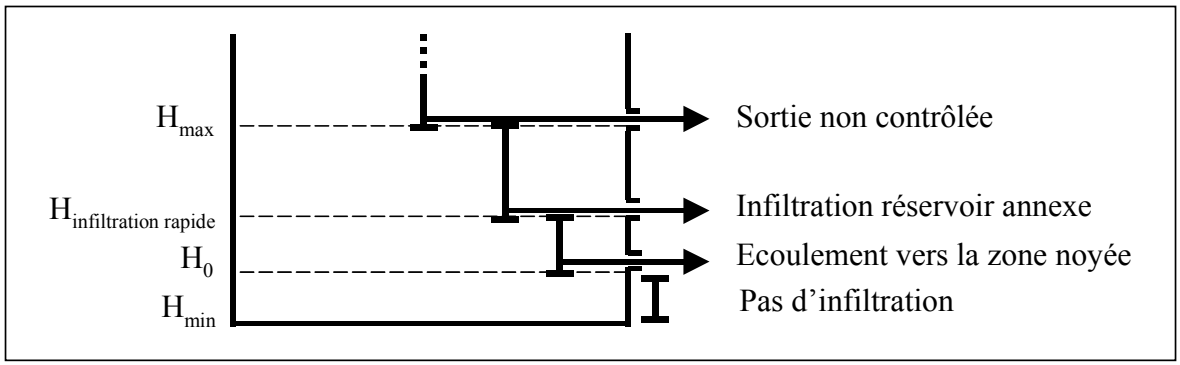


Figure 144. Structure du réservoir Sol, système de Moraig-Toix.

La figure 145 représente les différentes hauteurs d'eau dans le réservoir Sol permettant de calculer l'infiltration et d'alimenter les différents réservoirs.

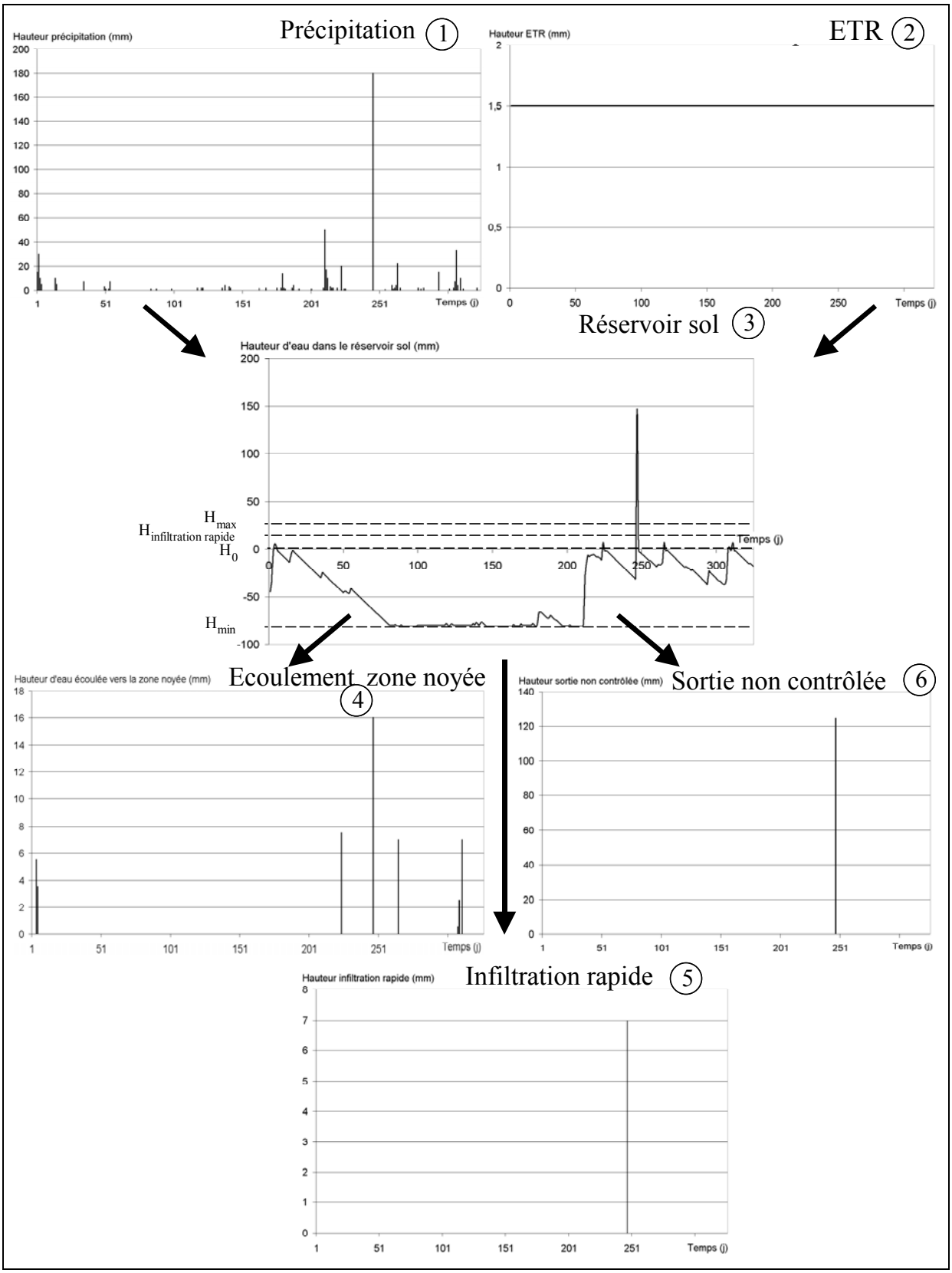


Figure 145. Répartition de la hauteur d'eau dans le réservoir sol entre les différentes modalités d'écoulement souterrain dans le système de Moraig-Toix.

2.5.3- Structure des réservoirs de la zone noyée

Il s'agit des réservoirs de vidange lente et rapide et du réservoir annexe. Ils sont décrits en détail dans la Partie 3.

2.5.3.1- Définition des trois réservoirs

L'infiltration se répartit selon plusieurs réservoirs. Un calage convenable du modèle en fait intervenir trois :

Réservoir dit de « vidange lente » (11)
Ce réservoir permet de reproduire de façon plus ou moins fidèle les débits et la salinité du débit de base, c'est-à-dire du débit avant la crue. D'un point de vue conceptuel, ce réservoir est assimilé au réservoir principal de la zone noyée. Il alimente la source saumâtre de Moraig toute l'année. Après les périodes pluvieuses, le débit d'eau saumâtre évacué augmente sensiblement. L'eau est alors caractérisée par une conductivité électrique légèrement plus faible qu'avant la crue. L'infiltration d'eau douce crée donc une augmentation du niveau d'eau dans le réservoir (responsable d'une augmentation des débits) et aussi une légère dilution de l'eau saumâtre.

Réservoir dit de « vidange rapide » (12)
Pour des précipitations importantes, le débit sortant à Moraig augmente rapidement et significativement, formant ainsi une crue de plus ou moins grande intensité. Ce réservoir n'est pas alimenté directement par l'infiltration, car il délivre de l'eau saumâtre ayant des caractéristiques proches de l'eau du réservoir de vidange lente. Lors d'événements pluvieux, de l'eau saumâtre est évacuée du réservoir de vidange lente vers le réservoir de vidange rapide. Les crues s'accompagnent d'une légère diminution de la conductivité électrique par rapport à la valeur du débit de base, montrant que le réservoir de vidange rapide est également alimenté par de l'eau douce issue de l'infiltration.

Réservoir dit « annexe » (13)
Défini dans le modèle conceptuel, ce réservoir permet d'expliquer l'importante évacuation d'eau douce lors des fortes précipitations du 11/11/1999. Ce phénomène correspond à l'effet de chasse décrit également dans le fonctionnement des systèmes karstiques du Larzac (Pinault et al., 1999).

Le réservoir de vidange rapide se vide en quelques semaines et ne participe à l'écoulement que lors de courtes périodes faisant suite à des précipitations significatives. Le reste du temps il est vide. A l'inverse, le réservoir de vidange lente joue un rôle capacitif ; il alimente la source toute l'année. Le réservoir annexe ne participe à l'écoulement que dans des conditions de précipitations importantes, l'évacuation étant alors très rapide (quelques jours) et les débits forts.

2.5.3.2- Mise en place des réservoirs

- Intrusion marine dans le réservoir de vidange lente

Le réservoir de vidange lente est alimenté par l'infiltration et par de l'eau de mer provenant du conduit de Toix. Les débits d'eau de mer entrant par Toix ne sont pas constants au cours de la période ; ils varient entre environ 300 et 600 l/s. Ces variations ne semblent pas avoir d'incidence directe sur les débits et la salinité du flux sortant à Moraig. Pour les calculs, le débit moyen d'eau de mer sera donc utilisé (environ 380 l/s). Ce débit ramené à la surface du bassin d'alimentation (220 km²) représente l'entrée à chaque pas de temps (1 jour) d'une lame d'eau uniforme de 0,15 mm d'eau de mer.

- Hauteur d'eau dans le réservoir de vidange lente

La hauteur d'eau initiale dans ce réservoir, qui doit être calée, peut être approchée à partir du volume du « réservoir aquifère » défini dans la partie 2.4.1.2. Il a été évalué à $18{,}5.10^6$ m^3 le 1/4/1999, soit une hauteur d'eau de 84 mm pour une aire de 220 km². Cette valeur pourra être sensiblement différente, car la simulation débute le 11/3/1999.

- Alimentation des réservoirs de vidange rapide et lente

La salinité de l'eau en dehors des périodes de crue est légèrement supérieure à la salinité pendant les crues, excepté pour la forte crue consécutive aux précipitations du 11/11/1999 pendant laquelle la salinité diminue fortement. Le réservoir de vidange rapide est donc caractérisé par une salinité sensiblement inférieure à celle du réservoir de vidange lente. Ce réservoir n'est alimenté qu'au moment des précipitations et l'eau y est saumâtre, en partie par l'eau saumâtre du réservoir de vidange lente et par les infiltrations. Après calage à partir des données de salinité et de débit, il apparaît que 95 % (7) de l'eau douce infiltrée regagne le réservoir de vidange lente et 5 % (8) le réservoir de vidange rapide. Le réservoir de vidange rapide est également alimenté par de l'eau saumâtre provenant du réservoir de vidange lente, soit 45 % (10) de l'infiltration vers la zone noyée. Le réservoir de vidange lente est également alimenté par l'eau de mer.

- Alimentation du réservoir annexe

Le réservoir annexe est uniquement alimenté par les eaux douces provenant de l'infiltration rapide.

Vidange des réservoirs

Ces trois réservoirs sont caractérisés par une hauteur d'eau H dans le réservoir ($H_{réservoir}$) et un coefficient de vidange K :

K1 = 0,003 ;
H1 i = 0,085 m;
K2 = 0,15 ;
H2 i = 0 m;
K3 = 0,3 ;
H3 i = 0 m.

La hauteur d'eau dans le réservoir de vidange lente (réservoir 1) s'écrit :

$(H_1)_{t1} = (H_1)_{t0} + 95\ \% H_{zone\ noyée} + H_{mer} - 45\ \% H_{zone\ noyée} - (H_{sortant\ 1})_{t1}$

avec H_1 la hauteur d'eau dans le réservoir de vidange lente,
H_{mer} la hauteur d'eau de mer pénétrant dans le réservoir de vidange lente,
$H_{zone\ noyée}$ l'écoulement vers la zone noyée,
$H_{sortant\ 1}$ la hauteur d'eau sortant du réservoir de vidange lente.

La hauteur d'eau dans le réservoir de vidange rapide (réservoir 2) s'écrit :

$(H_2)_{t1} = (H_2)_{t0} + 45\ \% H_{zone\ noyée} - (H_{sortant\ 2})_{t1}$

avec H_2 la hauteur d'eau dans le réservoir de vidange rapide,
$H_{sortant\ 2}$ la hauteur d'eau sortant du réservoir de vidange rapide.

La hauteur d'eau dans le réservoir annexe (réservoir 3) s'écrit :

$(H_3)_{t1} = (H_3)_{t0} + H_{Infiltration\ rapide} - (H_{sortant\ 3})_{t1}$

avec H_3 la hauteur d'eau dans le réservoir annexe,
$H_{sortant\ 3}$ la hauteur d'eau sortant du réservoir annexe,

$H_{Infiltration\ rapide}$ l'infiltration vers le réservoir annexe.

Débits issus des réservoirs

Une fois les hauteurs d'eau sortant de chacun des réservoirs calculées, elles sont multipliées par la surface du bassin d'alimentation. On obtient ainsi le débit de chacun des trois réservoirs. Les hauteurs d'eau entrant et sortant des réservoirs, les hauteurs d'eau dans les réservoirs et les débits sortants sont présentées aux figures 146 à 148.

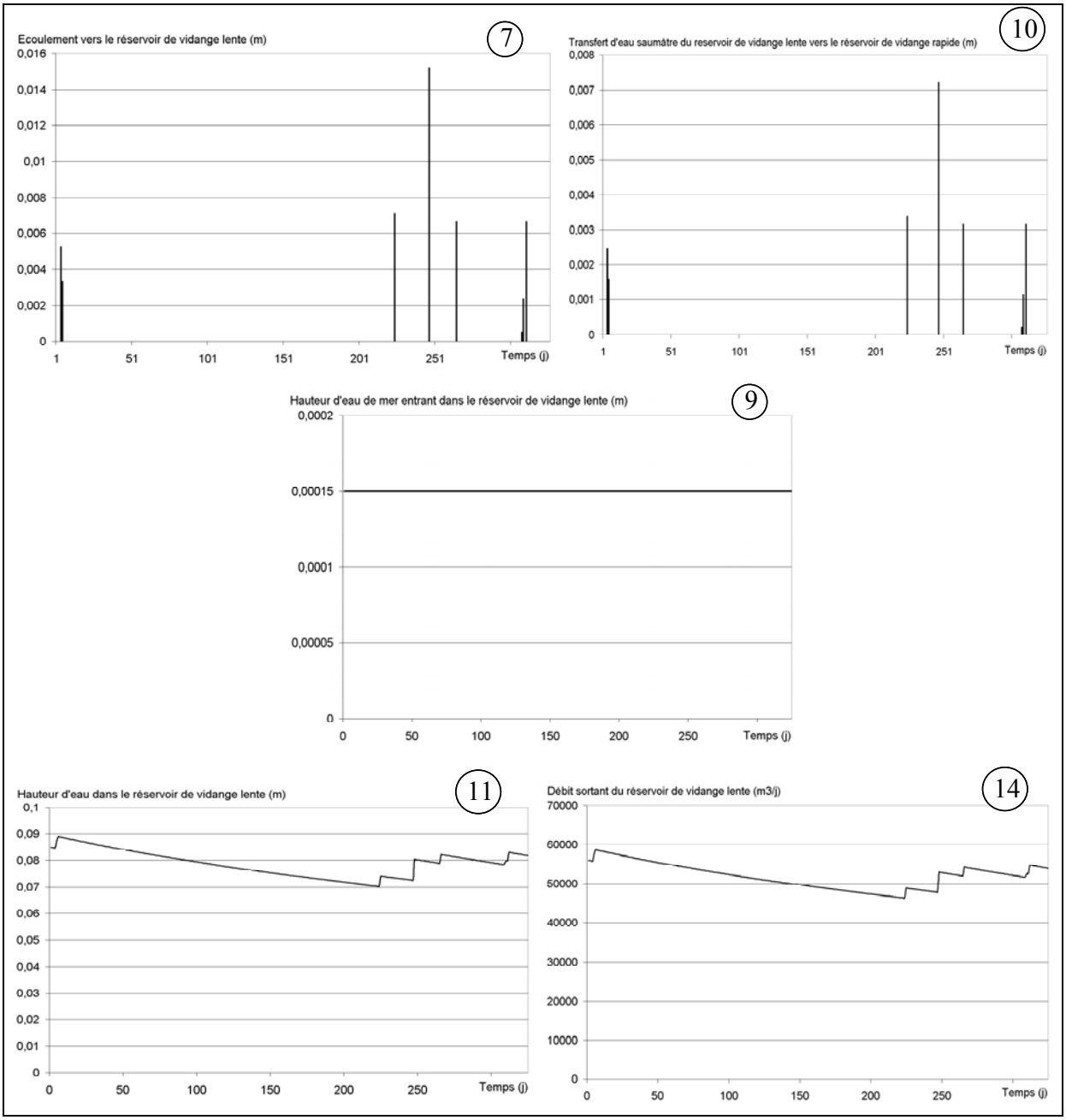


Figure 146. Répartition des hauteurs d'eau relatives au réservoir de vidange lente et débit sortant (réservoir 1) dans le système de Moraig-Toix.

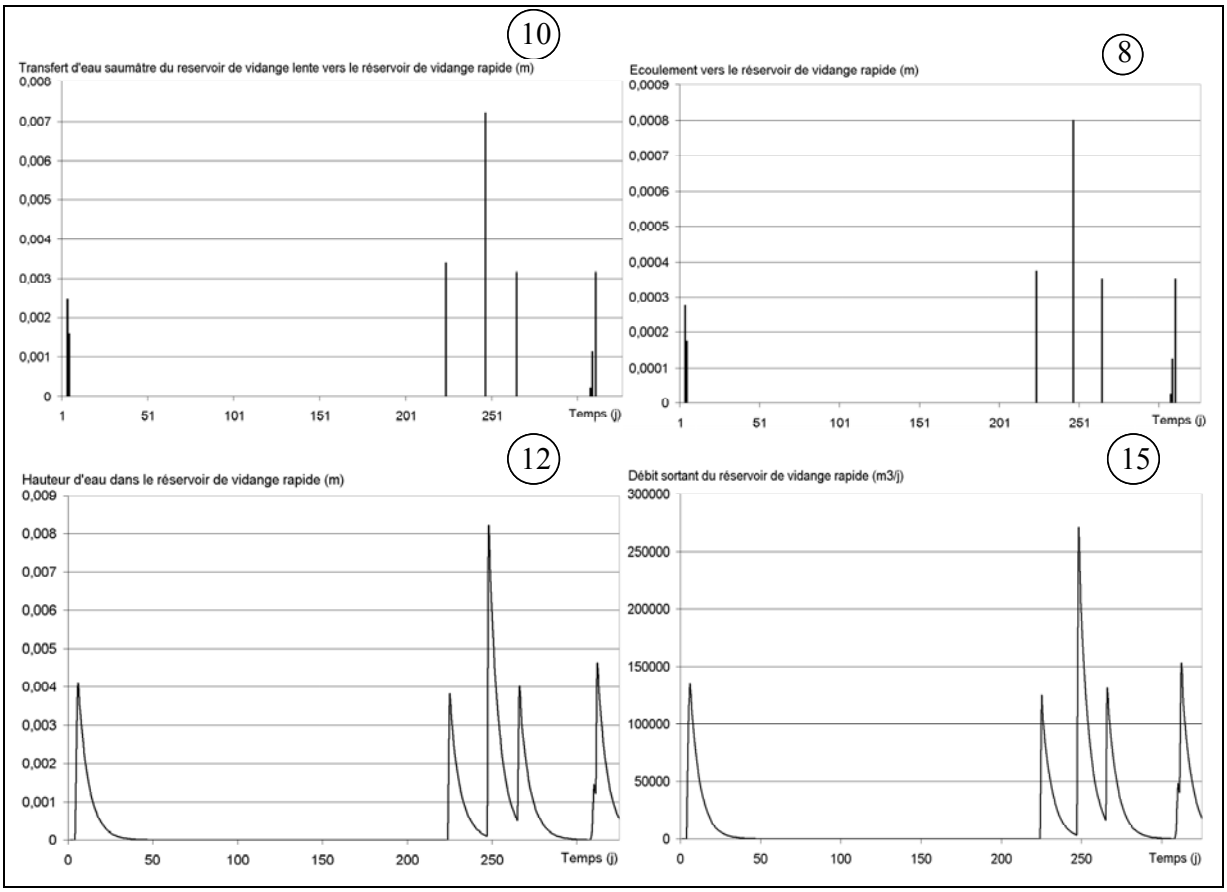


Figure 147. Répartition des hauteurs d'eau relatives au réservoir de vidange rapide et débit sortant (réservoir 2) dans le système de Moraig-Toix.

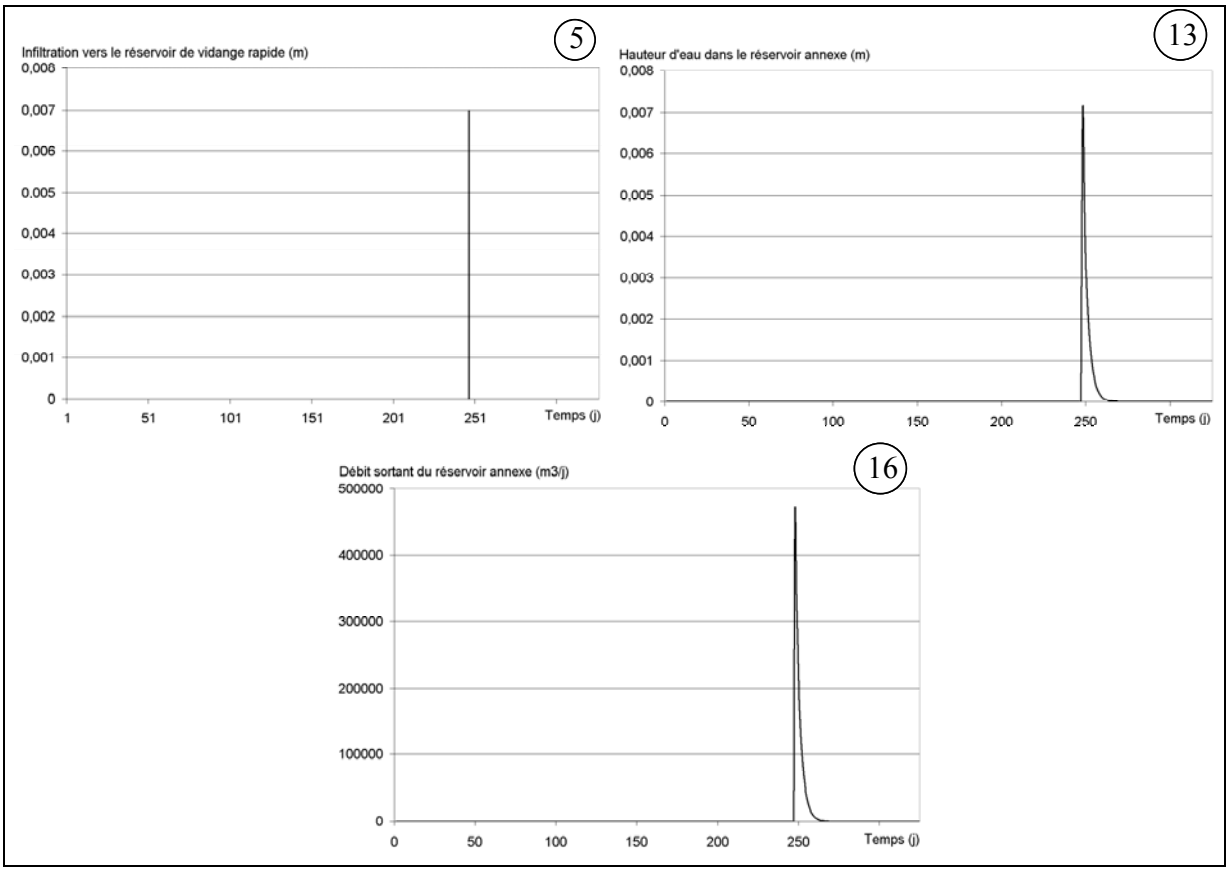


Figure 148. Répartition des hauteurs d'eau relatives au réservoir annexe et débit sortant de ce réservoir dans le système de Moraig-Toix.

Le débit total simulé à Moraig représente la somme des débits sortant des trois réservoirs. Le débit simulé et le débit mesuré à Moraig sont représentés à la figure 149.

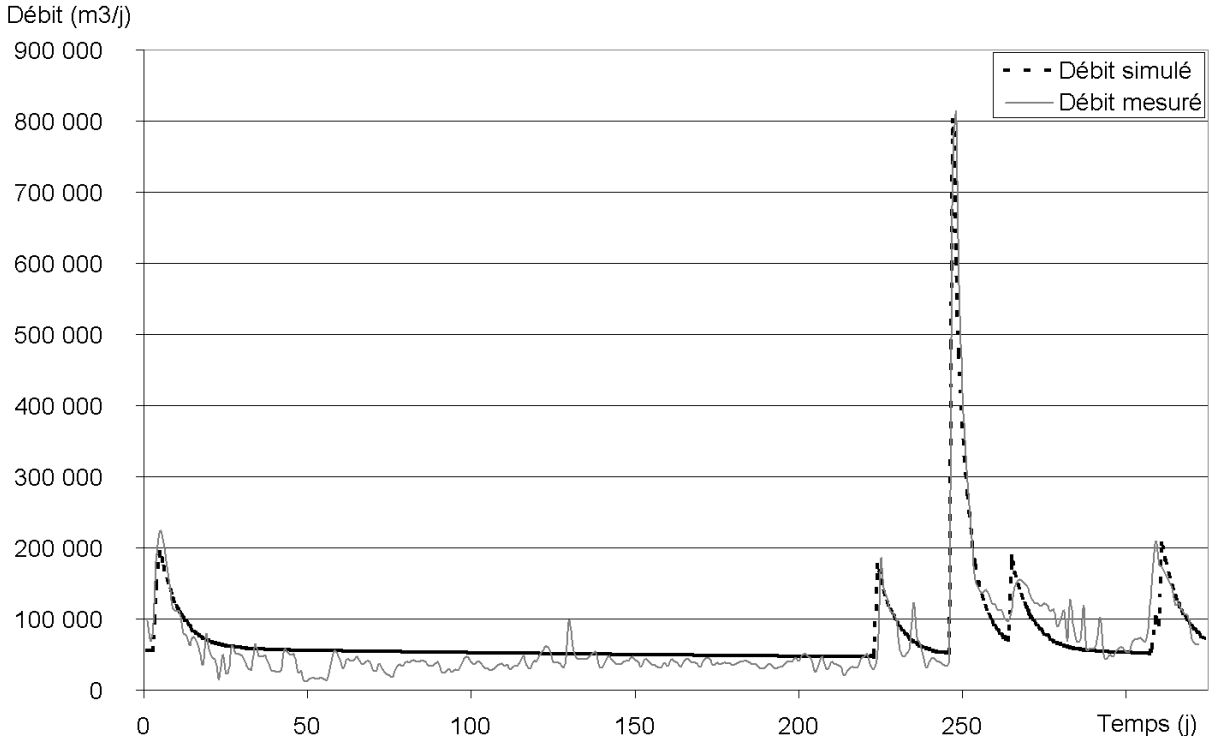


Figure 149. Débits simulés (chronique décalée d'une journée) et mesurés à Moraig.

Le résultat graphique de cette simulation est satisfaisant. Le critère de Nash vaut 67 %. Le décalage de la chronique de débit simulé d'une journée permet d'obtenir un critère de Nash de 88%. Par conséquent, l'hypothèse initiale décrivant le système de Moraig-Toix comme un système simple possédant une entrée et une sortie permet de simuler convenablement la chronique des débits. Compte tenu des inconnues et des simplifications introduites lors de cette simulation, le modèle développé permet de simuler de façon acceptable le fonctionnement du système Toix-Moraig en relation avec la mer. Du fait du manque d'informations et de l'absence de données sur les autres conduits repérés qui débouchent en mer, il semble difficile aujourd'hui d'améliorer ce modèle.

2.5.4- Prise en compte de la salinité

Le modèle utilisé précédemment pour simuler les débits a été mis en œuvre, rappelons le, à partir du modèle conceptuel. Le volume du réservoir de vidange lente utilisé dans le modèle a été déterminé à partir de l'équation de la conservation de la masse appliquée à la période d'étiage (voir 2.4.1.2). Le modèle conceptuel a en quelque sorte été « calé » sur la période d'étiage. Nous allons vérifier qu'il est bien adapté en période de crue.

La salinité est calculée pour chacun des réservoirs, à partir des lois de dilution/concentration. La salinité de l'eau de mer entrant par Toix a été fixée à 35 g/l ; l'eau d'infiltration fournie par les précipitations est considérée comme étant douce, avec une salinité de 0 g/l. A chaque pas de temps, la salinité est calculée pour les réservoirs 1 et 2 ainsi que la masse de sel dans chacun des réservoirs. La salinité simulée dans les deux réservoirs est représentée ci-dessous :

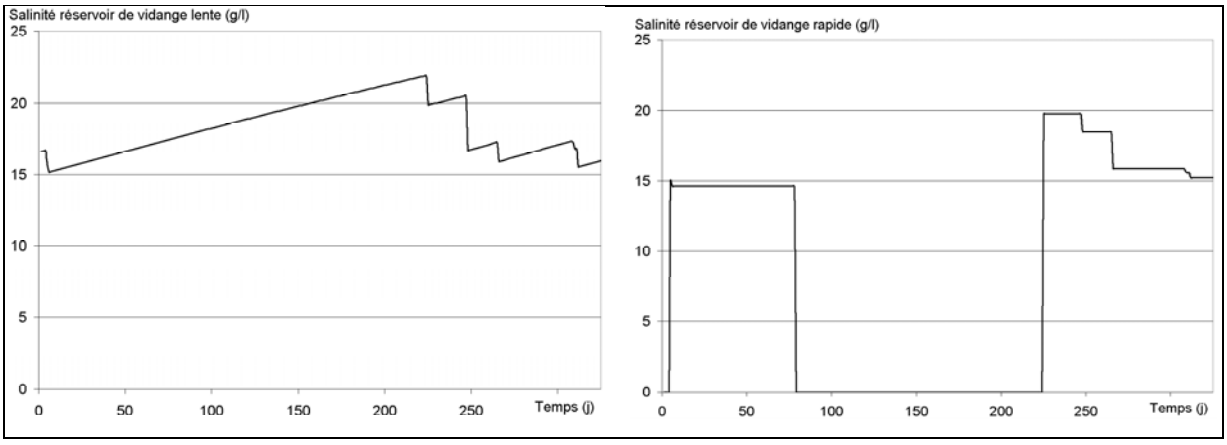


Figure 150. Variations simulées de la salinité dans les réservoirs de vidange lente et rapide.

La salinité du flux d'eau sortant à Moraig est calculée à partir de la quantité de sel issue des trois réservoirs et de la somme des volumes évacués. La salinité simulée et la salinité réelle à Moraig sont représentées à la figure 151.

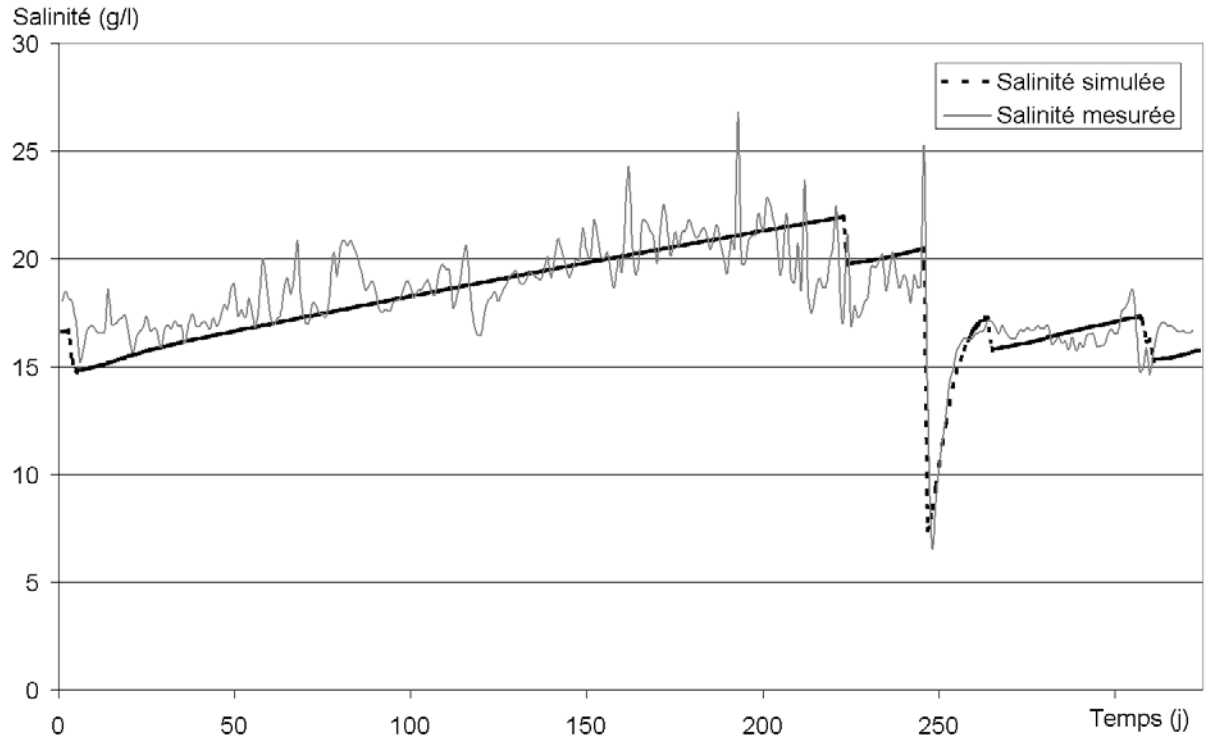


Figure 151. Salinité mesurée et simulée à Moraig.

Cette simulation est acceptable ; le critère de Nash vaut 57 %, et 59 % avec le décalage d'une journée. La salinité simulée en période de crue (pas de temps 250 à 320) est proche de celle mesurée, ce qui montre que le modèle conceptuel est correct.

2.5.5- Gestion de la ressource

L'eau saumâtre s'écoulant à Moraig ne peut pas être utilisée actuellement pour l'alimentation, du fait de sa forte salinité. C'est pourquoi nous allons envisager, à partir de différentes hypothèses, des solutions pour rendre cette eau douce. Nous discuterons ensuite de la faisabilité des différents travaux proposés.

2.5.5.1- Première hypothèse : l'intrusion marine s'effectue par Toix et au travers de conduits profonds

Le conduit de Toix a été reconnu jusqu'à une profondeur de 70 m, on peut donc penser qu'il existe des conduits profonds en connexion avec la mer. Ces conduits potentiels représentent des points d'entrée d'eau de mer dans l'aquifère. C'est pourquoi, il faut envisager une mise en charge de l'aquifère à l'aide de barrage, pour empêcher l'intrusion d'eau de mer par ces conduits profonds.

Les conduits étant profonds d'au moins 70 m, il faudrait empêcher l'intrusion jusqu'à une profondeur au moins supérieure. Prenons par exemple une profondeur de 80 m. Pour mettre en charge l'aquifère et pouvoir contrôler cette mise en charge, il faut construire deux barrages en mer qui permettent d'isoler les conduits de Moraig et Toix (empêcher la fuite de l'eau saumâtre et l'entrée de l'eau de mer). La charge nécessaire pour éviter l'entrée d'eau de mer à 80 m de profondeur vaut, d'après la loi de Ghyben-Herzberg, + 2 m.

Lors de cette étude, la charge de l'aquifère a été estimée (paragraphe 2.4.1.4) à quelques dizaines de centimètres (probablement entre 10 et 30 cm). La lame d'eau nécessaire pour obtenir un emmagasinement suffisant dans l'aquifère est donc supérieure à 1,7 m.

L'infiltration annuelle calculée pour le cycle 1999-2000 était de 60 mm. En prenant cette valeur d'infiltration, pour différentes valeur de porosité, on peut déterminer le temps nécessaire pour arriver à une mise en charge suffisante c'est à dire de 1,70 m. L'infiltration annuelle étant de 60 mm, il faudra alors 3 ans avec une porosité de 10 % et 6 ans avec une porosité de 20 %.

2.5.5.2- Seconde hypothèse : le conduit de Toix est le principal voire l'unique point d'entrée d'eau de mer dans l'aquifère

La quantité d'eau de mer qui sort à Moraig est très proche de la quantité d'eau de mer qui entre à Toix. L'hypothèse selon laquelle le conduit de Toix est le principal lieu d'entrée d'eau de mer ne semble donc pas déraisonnable. Selon cette hypothèse, pour que l'eau de l'aquifère devienne douce, il suffit de stopper les entrées d'eau de mer à Toix, ce qui pourrait se faire en bouchant ce conduit.

Le modèle permet de simuler la variation de la salinité à long terme sous l'effet d'un arrêt de l'entrée d'eau de mer, en conservant le flux d'eau saumâtre évacué. Les précipitations annuelles entrées sont de 600 mm, on répète n fois les précipitations du cycle 1999-2000 et on utilise la même répartition de l'ETR journalière que pour le modèle calé sur le cycle 1999-2000. L'infiltration annuelle alors calculée par le modèle vaut 70 mm. Cette valeur est supérieure à celle calculée sur le cycle 1999-2000 (60 mm). Cette différence est liée à la variation de l'état de désaturation du réservoir sol. En effet le niveau imposé dans ce réservoir au début du cycle 1999-2000 est à un niveau inférieur à celui du début des autres cycles. La simulation indique que, pour les conditions de recharge observées, au bout de deux ans la salinité est inférieure à 1 g/l et au bout de trois ans elle est quasiment nulle (figure 152). Remarquons cependant que cette simulation est basée sur le fait que l'aquifère est bien mélangé. En général, les aquifères karstiques sont peu homogènes. De ce fait, le temps de vidange de l'eau saumâtre risque d'être supérieur à celui calculé par le modèle. La valeur de trois années sera tout de même conservée comme ordre de grandeur.

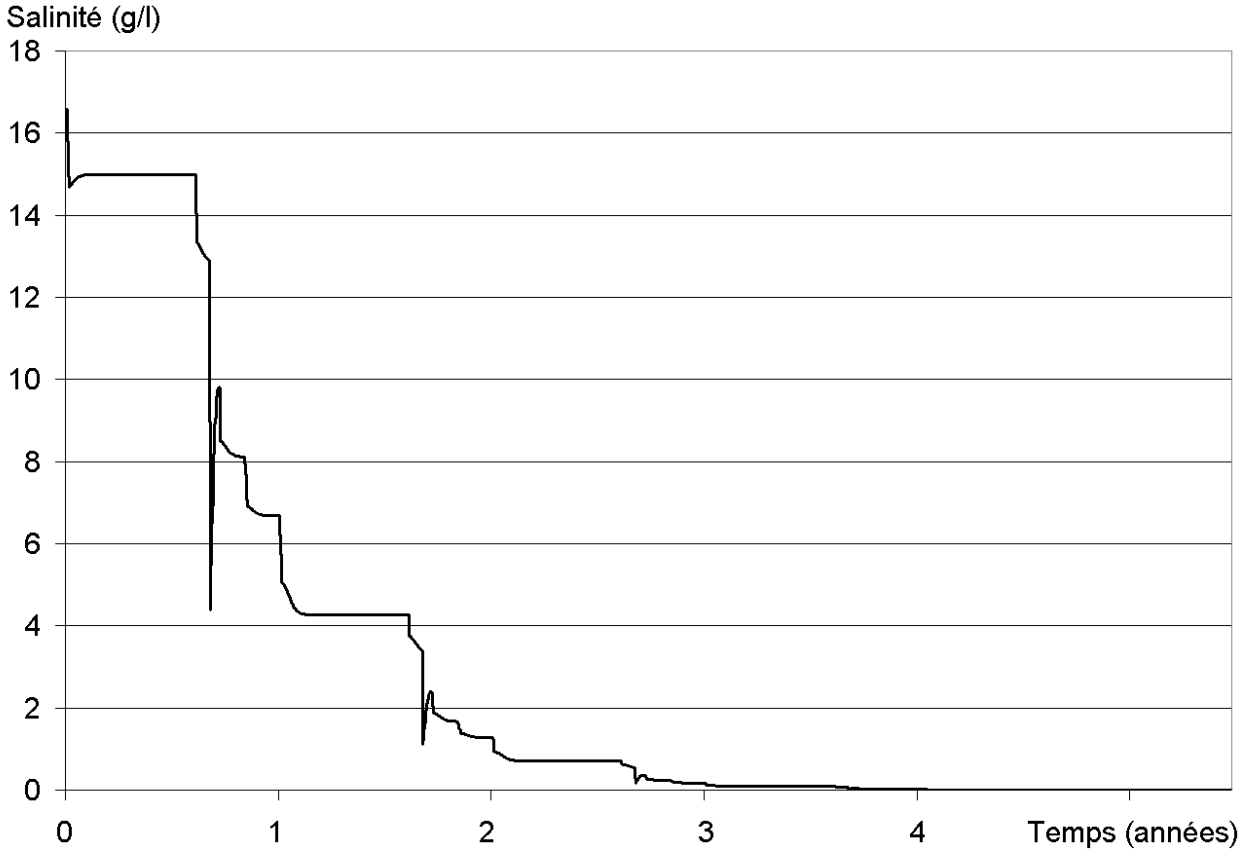


Figure 152. Simulation de la décroissance de la salinité à Moraig suite à l'arrêt de l'entrée d'eau de mer par le conduit de Toix.

La simulation des débits montre que le débit de base en fin d'étiage serait 19 000 m^3/j, soit environ 220 l/s (figure 153). Cette valeur correspond au débit potentiellement utilisable toute l'année. Elle est malheureusement assez limitée.

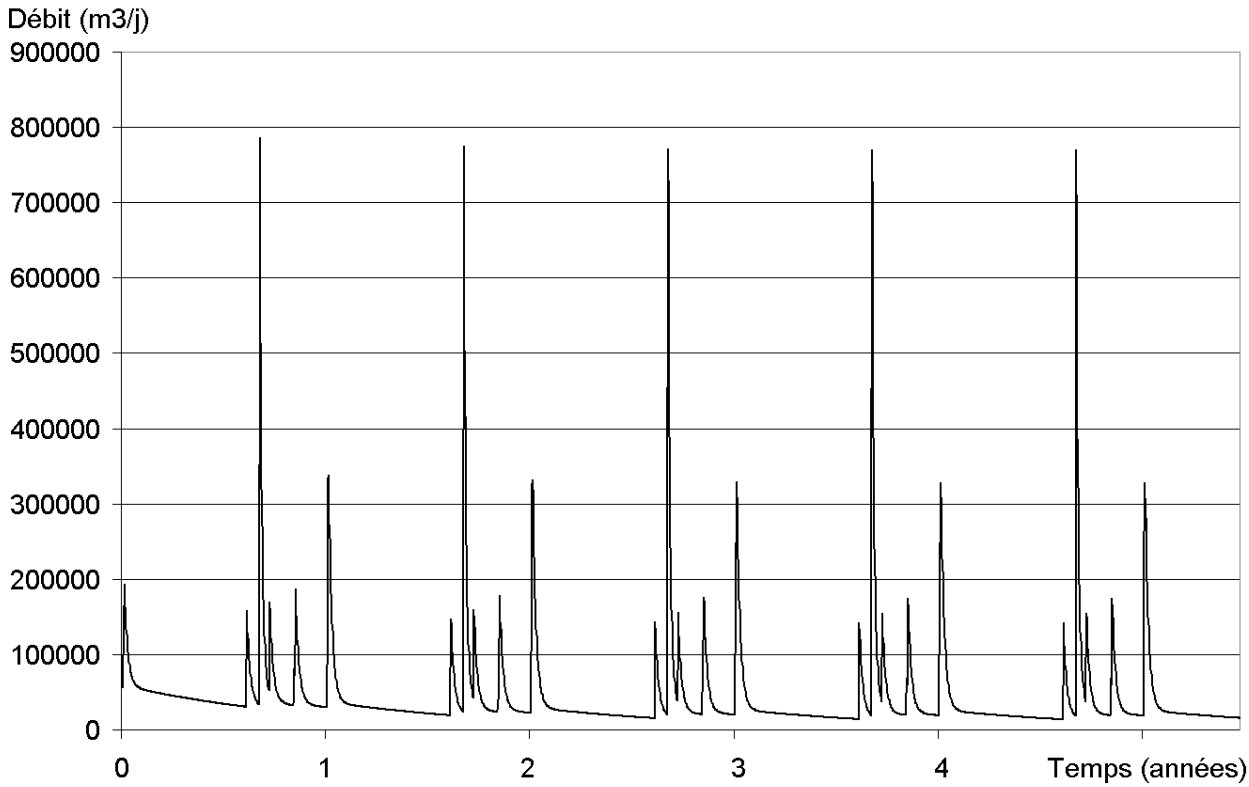


Figure 153. Débit simulé à Moraig après un arrêt de l'entrée d'eau de mer par mise en charge à Toix.

Il est possible d'envisager d'augmenter le débit potentiellement utilisable, en mettant en place un barrage dans la mer, au niveau du conduit de Moraig. L'effet capacitif de l'aquifère serait accru et la variabilité du débit pourrait être atténuée. Le débit utilisable approcherait le débit moyen annuel, soit près de 49 000 m^3/j ou encore plus de 560 l/s. Il faut toutefois garder à l'esprit qu'il existe de nombreuses petites sources et conduits sur la côte entre Moraig et Toix. La mise en charge de l'aquifère (suite à la mise en place du barrage) risquerait d'augmenter ces débits de fuite. Toutefois ces conduits semblant peu développés, il y a peu de risque qu'ils génèrent de fortes pertes. L'avantage de cette mise en charge est qu'elle pourrait inverser les flux d'eau éventuels au niveau de petits gouffres par lesquels s'infiltre l'eau de mer.

2.5.6- Conclusion sur une éventuelle utilisation de l'eau

Nous venons d'étudier deux types de réalisations qui permettraient d'aboutir à une utilisation de l'eau de l'aquifère, chacune étant à mettre en relation avec une structure interne de l'aquifère particulière. Dans le cas où il existe une importante intrusion provenant de conduits en relation avec la mer en profondeur, le seul moyen pour empêcher cette entrée serait de mettre en place des barrages aux exutoires de Moraig et Toix afin de mettre en charge l'aquifère.

Dans le cas où toute l'eau de mer proviendrait de Toix, on peut proposer une réalisation en deux temps :

- Dans un premier temps, il faudrait tenter de boucher le conduit de Toix. L'interruption de l'entrée d'eau de mer permettrait de vidanger l'eau saumâtre de l'aquifère et d'obtenir une eau douce au bout de seulement trois années, si d'autres conduits ne prennent pas le relais de celui de Toix pour faire entrer de l'eau de mer.

- Dans un second temps, la mise en place d'un barrage au niveau de Moraig renforcerait l'effet capacitif de l'aquifère fournissant un débit utilisable de plusieurs centaines de l/s, si ce conduit n'entraîne pas de pertes importantes par des conduits annexes.

2.5.7- Interprétation de la nature des conduits à Moraig et à Toix

Il est difficile de trancher sur le type de système karstique en présence. En effet, le conduit de Toix s'enfonce jusqu'à au moins 70 m, ce qui montre l'existence d'un réseau karstique profond. Aussi il semble exister des connexions profondes avec la mer et le réservoir isolé en U. Toutefois le volume d'eau de mer sortant de Moraig est très proche du volume entrant à Toix. Nous serions tentés de dire qu'il n'y a pas d'intrusion d'eau de mer significative en profondeur. Ces observations montrent qu'il existe un réseau de conduit profond, mais qu'il semble être aujourd'hui peu actif. Il est probable que les conduits profonds ont été partiellement colmatés.

La section du conduit de Toix est, en certains endroits, inférieure à 2 m². La mise en place d'un « bouchon » provisoire de type packer paraît envisageable. Les résultats seraient visibles probablement dès la première année. Une diminution significative de la salinité (figure 152), prouverait l'unicité du conduit par lequel s'effectue l'eau de mer. Une telle expérience pourrait être entreprise en prélude à un éventuel captage de l'eau de Moraig.

2.6- Conclusion

Le système karstique de Moraig-Toix est un système bien développé, caractérisé par une karstification profonde et marqué par une importante intrusion d'eau de mer. L'étude du fonctionnement hydrologique a été conduite à partir de mesures effectuées directement dans les deux principaux conduits en connexion avec la mer, à savoir les conduits de Moraig et de Toix. Elle a mis en évidence l'existence d'écoulements typiquement karstiques, avec des vidanges de réservoirs et de conduits, elle a également permis d'établir les relations entre l'eau douce et l'eau salée dans l'aquifère. Cette analyse a révélé la nature des connexions existant entre l'aquifère et la mer. Le volume d'eau de mer entrant à Toix est comparable au volume d'eau de mer sortant à Moraig. Nous avons ainsi fait l'hypothèse que l'aquifère se comportait comme un vaste réservoir rechargé par les précipitations, dans lequel on faisait entrer un flux d'eau de mer d'un côté et qui évacuait par un autre côté un flux d'eau saumâtre produite par le mélange de ces deux flux.

L'analyse des débits classés a égalemement été conduite (figure 154). Elle met en évidence un fonctionnement complexe. D'abord à l'étiage on montre qu'il y a un apport d'une réserve issue d'un cycle antérieur pour les débits d'eau douce inférieurs à 180 l/s. Pour des débits d'eau douce supérieurs à 560 l/s, l'analyse montre la mise en fonction de trop plein ou de fuites vers un autre système. Ce débit est atteint lors des trois événements de crue significatifs à Moraig et pourrait confirmer l'alimentation du réservoir en U. Enfin, pour des débits d'eau douce supérieurs à 1175 l/s l'analyse met en évidence le fonctionnement de trop-plein ou de fuites vers un autre système, déjà mis en évidence lors de l'étude hydrologique de la crue du 11/11/1999. L'analyse des débits classés conforte ainsi les résultats obtenus lors de l'étude hydrologique menée sur Moraig-Toix.

Cette étude a permis de construire un modèle conceptuel de fonctionnement. A partir de ces informations, un modèle numérique a été développé à l'aide du logiciel VENSIM®. Ce modèle a été utilisé afin d'établir une stratégie pour une éventuelle utilisation de l'eau pour l'alimentation.

Cette étude a révélé l'importance de disposer de données de débit, salinité ou conductivité électrique et température durant au moins un cycle hydrologique. L'acquisition de données en période de crue est impérative pour l'analyse et la compréhension du fonctionnement du système. Ces données sont indispensables pour établir les relations qui existent entre les masses d'eau douce et d'eau salée.

La connaissance du système aurait été améliorée par un suivi chimique des eaux dans le conduit de Moraig et par des prélèvements effectués dans le conduit de Toix lors des événements de décharge. Malheureusement, faute de données, cet aspect n'a pas été traité. En cas de poursuite de l'étude, ce travail devrait être effectué.

3- ETUDE DE LA SOURCE DE LA VISE DANS L'ETANG DE THAU ET DU SYSTEME KARSTIQUE DE THAU

Située sur la commune de Balaruc-les-Bains, la source sous-marine de la Vise s'écoule par 30 m de profondeur dans l'étang de Thau. Cette source est un exutoire des formations carbonatées du Jurassique. Il n'est pas possible de délimiter pour cette source un bassin d'alimentation propre, car il existe d'autres sources karstiques également exutoires des calcaires jurassiques qui sont en relation hydraulique avec la source de la Vise. Il convient de définir un système karstique global dit de Thau. Cette étude s'intègre dans le cadre du projet Panache (RITEAU) ; elle fait suite au travail du BRGM réalisé de 1999 à 2000 et se poursuit aujourd'hui au sein de différents organismes (LIRMM, HydroSciences Montpellier, BRGM-Eau, DIREN Languedoc-Roussillon).

3.1- Fonctionnement global du système de Thau

Le fonctionnement du système karstique de Thau et celui de la source de la Vise ont été caractérisés par le BRGM. Notre étude, qui porte sur la source de la Vise, se présente dans la continuité de ce travail ; son but est d'apporter de nouvelles informations permettant d'améliorer la connaissance de ce système. Nous rappellerons dans un premier temps les différents résultats en matière de géologie, hydrogéologie et hydrochimie obtenus par le BRGM sur le système de Thau. Nous exposerons ensuite la méthode d'instrumentation envisagée pour la source sous-marine de la Vise, puis nous analyserons les données dernièrement acquises sur cette source.

3.1.1- Contexte géologique

Le système de Thau se développe dans les formations carbonatées du Jurassique supérieur et du Jurassique moyen qui totalisent une épaisseur de plus de 1000 m (Doerfliger et Le Strat, 2001). L'essentiel des affleurements carbonatés (figure 154) est situé sur le Causse d'Aumelas, une partie de la Montagne de la Mourre (sud du Causse d'Aumelas) et à l'extrémité de la montagne de la Gardiole (Ladouche et al., 2001). Ces deux ensembles calcaires du Jurassique moyen et supérieur sont séparés par le bassin de Montbazin-Gigean rempli par les marnes, grès, conglomérats et molasses de l'Oligocène et du Mio-Pliocène. Ces séries surmontent les formations calcaires du Jurassique.

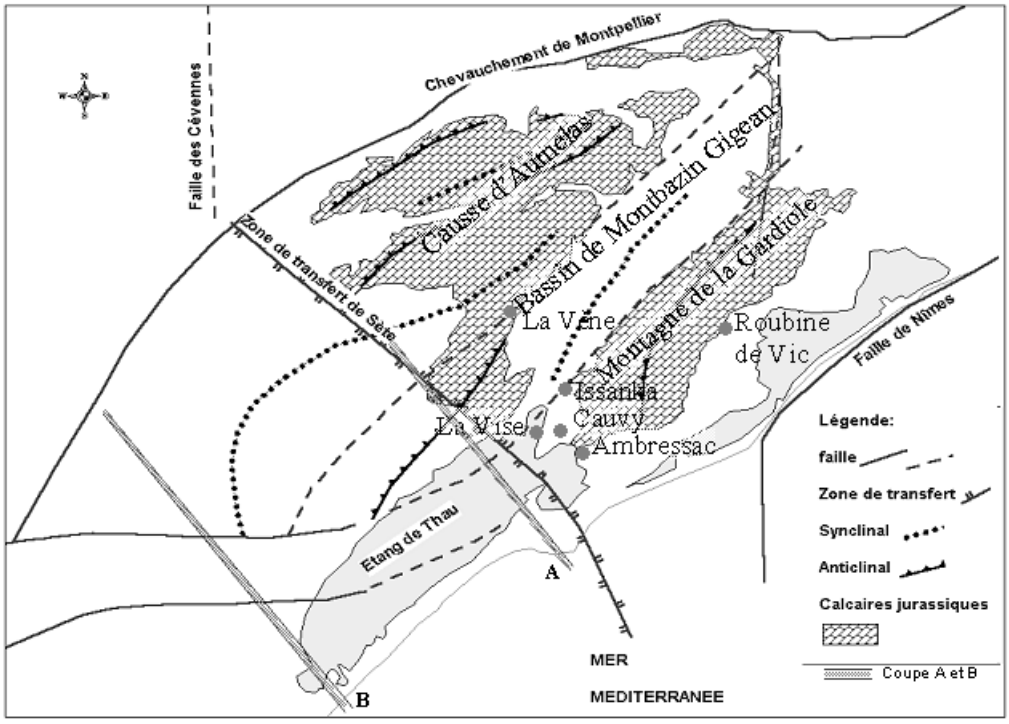


Figure 154. Cadre structural du bassin de Thau (d'après Doerfliger et al, 2001).

Le modèle géométrique et structural du système karstique de Thau est piloté par un système de rampes et de paliers, conséquence de la phase compressive pyrénéenne à l'Eocène, affectant toute la série sédimentaire. L'ensemble a été repris au Miocène, dans un mécanisme de blocs basculés, auquel correspond le bassin de Montbazin-Gigean. D'ouest en est, les formations calcaires sont continues du Causse d'Aumelas jusqu'à Loupian, où elles sont affectées par un accident majeur de socle. La coupe NW-SE passant par la Vise (figure 155) montre que le Jurassique supérieur est présent à faible profondeur, alors que plus au sud-ouest (figure 156), ces terrains sont enfouis beaucoup plus en profondeur. L'ensemble des structures est marqué par un important approfondissement du nord-est vers le sud-ouest à la faveur de la zone de transfert de Sète.

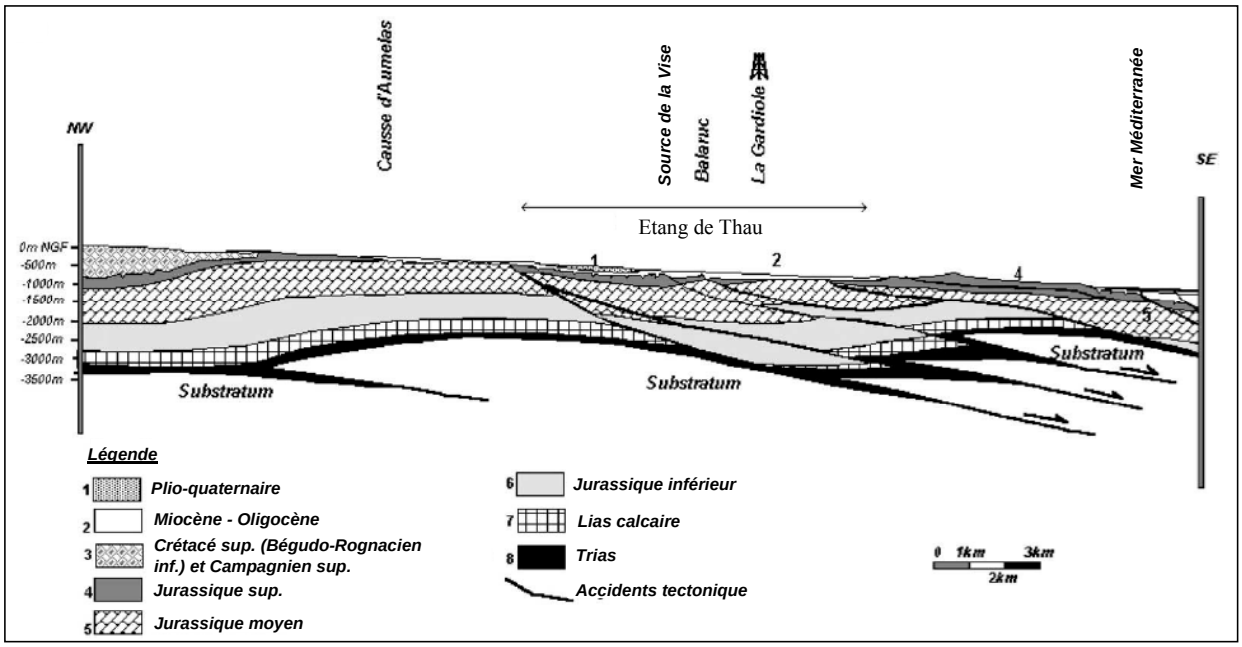


Figure 155. Coupe géologique (tracé A localisé sur la figure 154) située au nord de l'étang de Thau (d'après Aquilina et al., 2002).

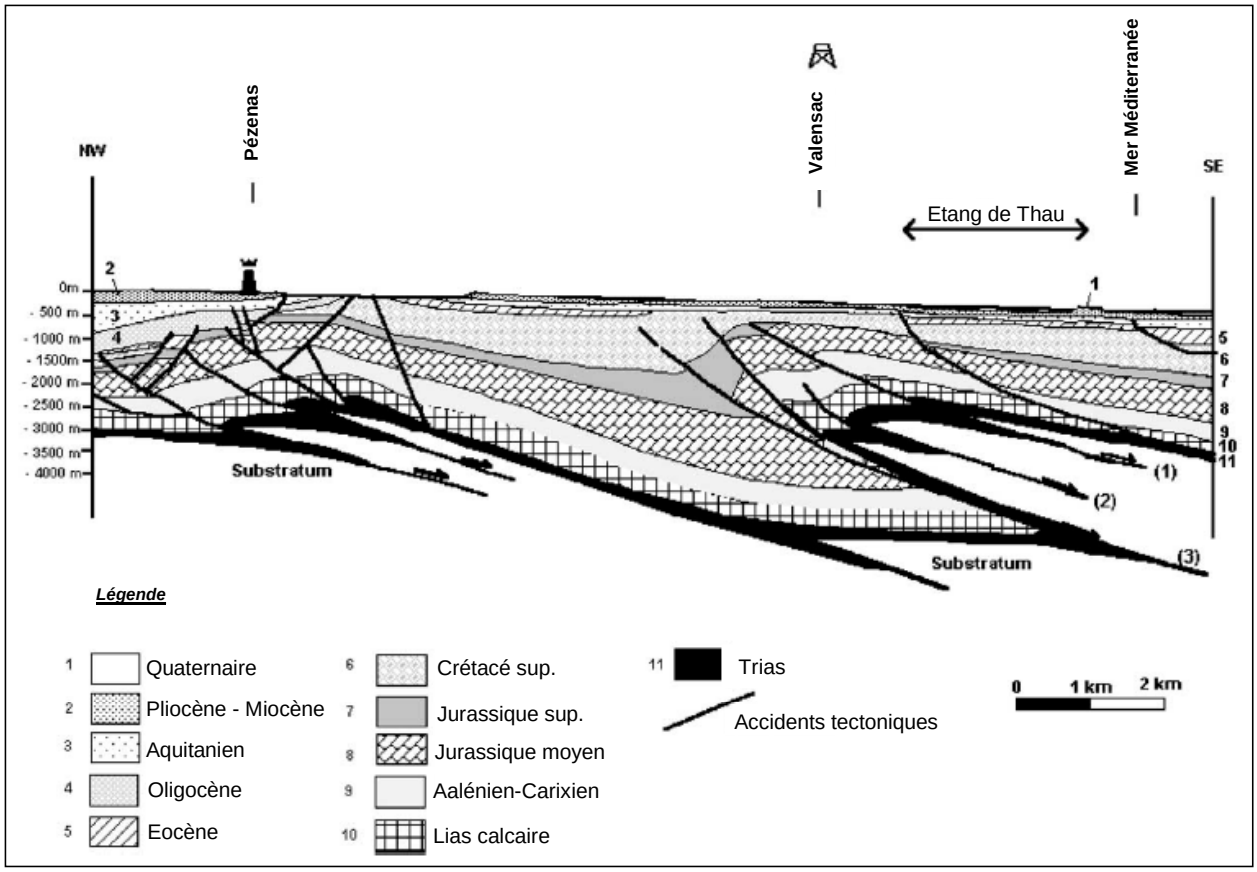


Figure 156. Coupe géologique (tracé B localisé sur la figure 154) située au sud de l'étang de Thau (d'après Aquilina et al., 2002).

Le système de rampes-paliers donne lieu à des rejets d'importance variable au niveau des accidents principaux ; les formations aquifères ne sont pas pour autant discontinues, dans la mesure où les calcaires sont en contact de part et d'autre de failles et où ces accidents ne jouent pas le rôle de barrière hydraulique (Doerfliger et Le Strat, 2001). La karstification est profonde dans cette zone, rendue possible notamment suite à la chute du niveau marin au Messinien. Les anciens accidents affectant jusqu'au socle l'ensemble de la série carbonatée potentiellement karstifiée, permettent la remontée d'eaux profondes marquées par le thermalisme et leur décharge à la faveur des écoulements karstiques plus superficiels.

3.2- Contexte hydrogéologique

Les eaux du bassin d'alimentation du système de Thau circulent dans les calcaires pour ressortir à des émergences multiples (sources de la Vène, d'Issanka, de Cauvy, d'Ambressac et de la Vise). Ces émergences ont la particularité d'être sur des axes d'écoulement préférentiel et/ou de converger en direction de l'extrémité nord-est de l'étang de Thau. C'est ce qu'a révélé l'essai de traçage réalisé dans la source temporaire de la Vène en mettant en évidence un axe de drainage entre la source de la Vène et la source d'Issanka. La connexion hydraulique s'effectue dans les calcaires sous le bassin de Montbazin - Gigean, à une profondeur de 200 à 300 m au moins. De plus, des écoulements de surface du haut Coulazou (bassin non carbonaté), alimentent des pertes au contact du causse. Le système de Thau est donc un système binaire, c'est à dire qu'une partie de l'impluvium est constituée de terrains non karstifiables qui concentrent l'infiltration des eaux en un point (Ladouche et al. 2001) ; sa superficie a été estimée à 202 km².

3.3- Fonctionnement hydrologique

Un suivi a été effectué sur les différentes sources et forages. Il a montré que les variations de niveau de l'étang n'influent pas de manière significative sur les variations piézométriques des sources d'Ambressac, de Cauvy et des différents forages. L'étude hydrologique a montré que les variations de la charge hydraulique de la Vise ne sont pas reliées de manière perceptible à la pluie efficace. Les précipitations influencent les autres points d'eau de manière significative. Pour ces sources, il existe une relation entre pluie efficace et conductivité de l'eau.

Des analyses chimiques et isotopiques ont été réalisées afin de caractériser et donner l'origine des eaux souterraines (Ladouche et al., 2001). Les analyses ont montré que les eaux karstiques de la Gardiole possèdent des signatures chimiques différentes de celles du Causse d'Aumelas. Les sources de la zone littorale de la Montagne de la Gardiole (Robine de Vic, source d'Ambressac, source de Cauvy) sont caractérisées par une salinité qui est attribuée à la composante hydrothermale et non pas à l'intrusion d'eau de mer.

Les eaux thermales pompées dans le secteur de Balaruc sont chaudes et salées, le réservoir est situé à une profondeur comprise entre 1 200 et 2 200 m dans les calcaires du Jurassique moyen. Ces eaux sont issues d'un mélange entre des eaux karstiques âgées de plus de 40 ans et des eaux d'origine marine ancienne (figure 157 et 158). Les eaux de la Vise proviennent d'un mélange entre les eaux thermales et les eaux du système karstique.

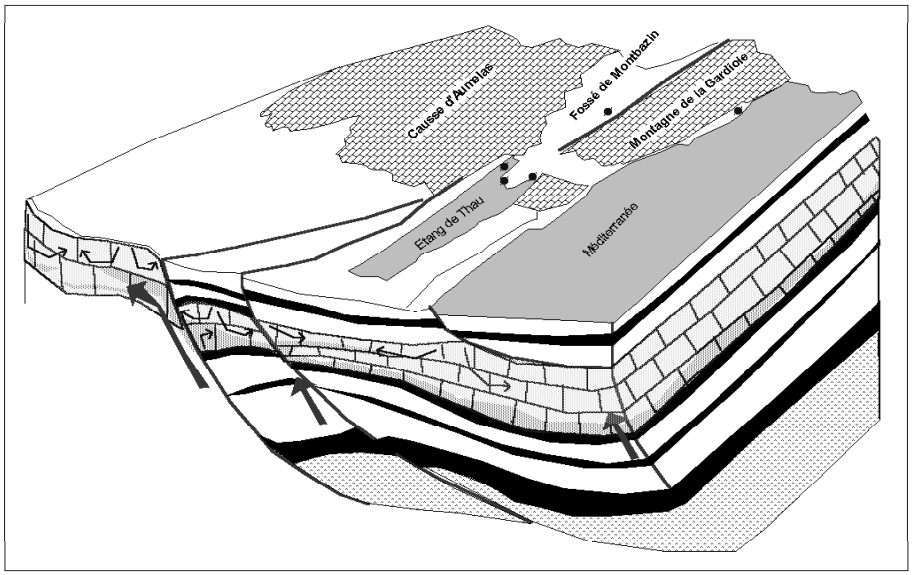
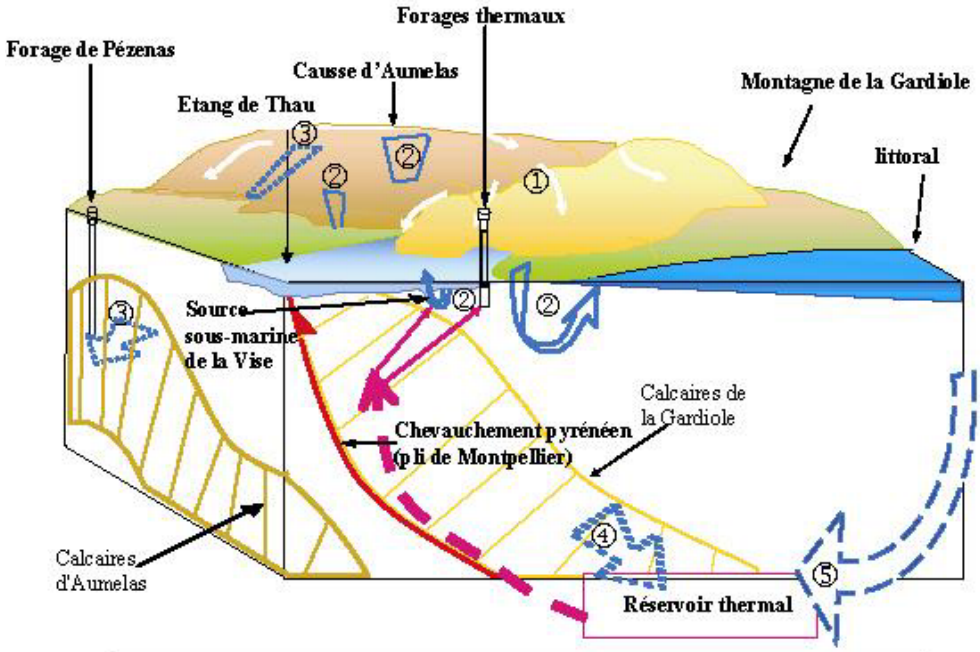


Figure 157. Schéma simplifié de la structure des formations calcaires où circulent les eaux souterraines dans le système de Thau (Doerfliger et al, 2001).



1 – Circulation souterraine proche de la surface (temps de séjour < 20 ans)
2 – Circulation souterraine à faible profondeur provenant du causse d'Aumelas, circulant sous le bassin de Montbazin-Gigean et la Montagne de la Gardiole et émergeant le long de la côte (temps de séjour < 50 ans)
3 – Circulation profonde depuis le causse d'Aumelas vers les forages profonds, à environ 1000 m (temps de séjour de plusieurs milliers d'années)
4 – Circulation profonde (> 1000 m) dans des paléokarsts rechargeant le système thermal (temps de séjour environ 100 000 ans)
5 – Circulation profonde (> 2000 m) d'eau de mer depuis la côte rechargeant le système thermal (temps de séjour environ 100 000 ans)
Extrait de Aquilina et al. (2003)

Figure 158. Coupe schématique de l'organisation des écoulements souterrains karstiques et thermaux au sein du système karstique de Thau (Bakalowicz, à paraître, d'après Aquilina et al., 2003)

3.4- Fonctionnement hydrologique de la source de la Vise

L'étude de la source de la Vise a été reprise en février 2004 dans le cadre du projet Panache. Une nouvelle instrumentation a été mise en place à la source. Cette étude, actuellement en cours, a pour but d'en étudier le fonctionnement hydrologique. La méthode est comparable à celle mise en place par le BRGM, mais elle doit permettre d'aller plus loin dans l'étude hydrologique en essayant de déterminer l'évolution des débits au cours du cycle. Ces informations sont indispensables à l'amélioration de la connaissance du système, ainsi que pour déterminer certains termes du bilan hydrologique du système de Thau.

3.4.1- Etude menée par le BRGM (Doerfliger et al, 2001)

La source de la Vise s'écoule à la cote – 30,4 m au fond d'un vaste entonnoir. Elle comprend une émergence principale au fond du gouffre et quelques petits griffons situés sur les parois. Un captage partiel a été réalisé en 1998 en canalisant le flux d'eau d'un de ces griffons. La conduite captant l'eau est en PETHD, le diamètre intérieur est 24 mm, elle a une longueur de 180 m. Elle est fixée à une conduite captant l'eau au fond de l'entonnoir qui alimente la pisciculture « Poissons du Soleil ». Elle conduit l'eau au rivage au niveau de la pisciculture (figure 159). Ce captage partiel permet de suivre en continu les paramètres physiques suivants : conductivité électrique, température et hauteur d'eau. Le niveau de l'étang est enregistré simultanément.

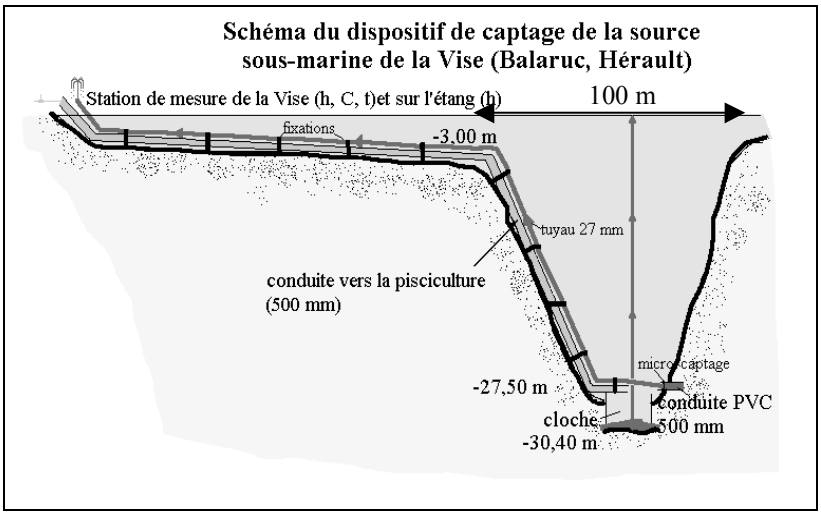


Figure 159. Equipement de la source de la Vise au niveau d'un des griffons (Doerfliger et al., 2001).

Le niveau de l'étang influe sur la charge hydraulique de la source. Afin de ne mesurer que les variations de la charge à la source, il est indispensable de travailler sur la différence de charge entre la source et l'étang. La charge de la Vise est ainsi exprimée en terme de différence de niveau par rapport à l'étang. Dans ce but, la charge hydraulique de la Vise a été corrigée des effets de densité et ramenée à une charge équivalente correspondant à la salinité moyenne de l'étang. Les chroniques de différence de charge, de température et de la conductivité électrique de la source de la Vise en fonction de la pluviométrie sont présentées dans la figure 160.

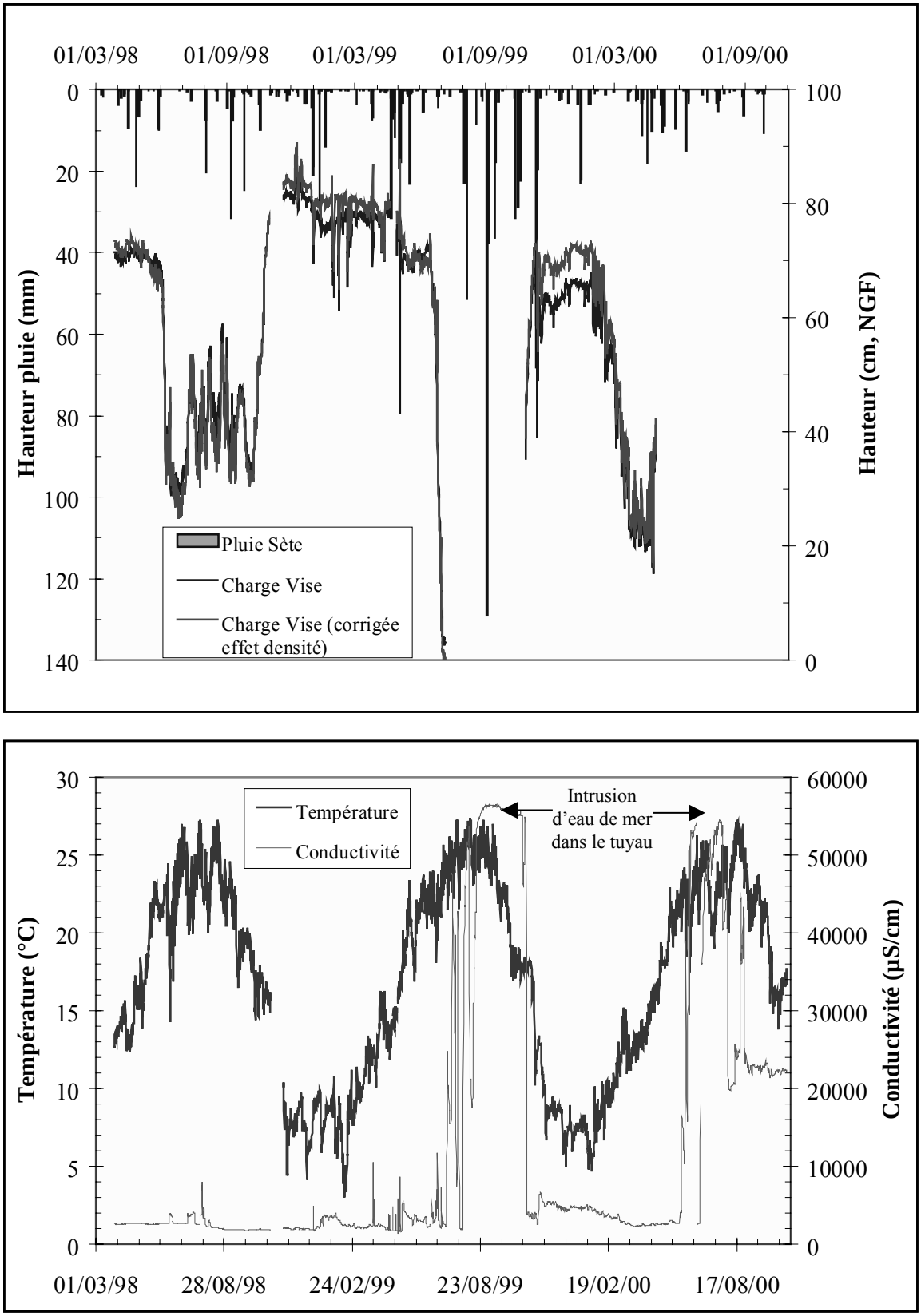


Figure 160. Variation de la charge de la Vise, de la température et de la conductivité électrique en fonction de la pluviométrie à Sète (d'après Doerfliger et al., 2001).

L'évolution de la charge hydraulique présente un comportement comparable pour les deux cycles enregistrés. Il y a d'abord une chute de la charge de l'aquifère au cours du printemps puis une remontée rapide à l'automne. Il semble également que la charge ne réagit pas aux précipitations. A plusieurs reprises, le tuyau qui conduit l'eau en surface a été sectionné (juillet à octobre 1999 puis de mai 2000 jusqu'à la fin de l'expérience en novembre 2000), la charge de la source n'a pas pu être mesurée pendant ces périodes. Lorsque la conduite était sectionnée, la partie située au niveau de l'instrumentation était remplie d'eau de mer, il ne faut donc pas prendre en considération les deux périodes précédemment définies pour la conductivité électrique. Par contre, il semble que la conductivité électrique augmente au cours des épisodes pluvieux. Enfin, la température mesurée dans la conduite au niveau de la pisciculture est influencée par la température de l'étang : le temps de transfert nécessaire à la remontée de l'eau en surface (plusieurs heures) est suffisamment long pour que l'eau dans la conduite s'équilibre d'un point de vue thermique avec l'eau de l'étang. Ces températures ne sont pas représentatives des températures de l'eau de la source.

Un des objectifs de l'étude réalisée par le BRGM était de caractériser l'impact de la source de la Vise sur l'étang de Thau d'un point de vue quantitatif et qualitatif. Une campagne a ainsi été menée sur trois jours du 16 au 18 mars 1999. Elle a consisté à élaborer une bathymétrie de la source et également à effectuer une série de mesures de la conductivité électrique et de la température dans le panache de la source. Les mesures de température ont servi de base à la modélisation du flux thermique de la source de la Vise et ainsi tenter de déterminer l'ordre de grandeur du débit à cette période.

Les profils physico-chimiques mesurés lors de cette campagne ont permis de localiser des panaches d'une eau plus chaude et moins salée de part et d'autre du point situé au droit du gouffre de la Vise. L'eau douce de la Vise arrivant du fond de l'étang monte dans la partie centrale et y redescend. Une partie de l'eau longe les parois de l'entonnoir. Le schéma conceptuel suivant a été établi (figure 161).

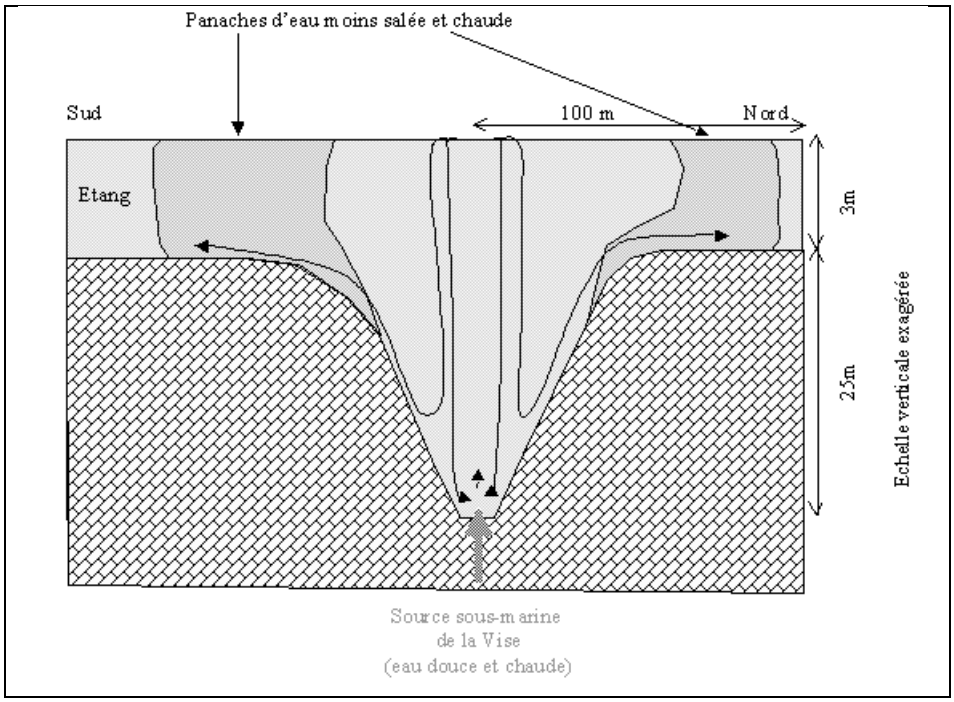


Figure 161. Schéma des écoulements à la source de la Vise en mars 1999 (Doerfliger et al., 2001).

Dans cette étude, la modélisation du flux thermique de la source de la Vise a été effectuée par l'unité Gradient de l'Université de Compiègne, dans le but de déterminer le débit de la source. Ainsi le champ de température en fonction du champ de vitesses, et donc du débit, a été calculé pour différentes valeurs de débit (figure 162). Le champ de température observé a ensuite été comparé aux champs simulés associés à différents débits. Après comparaison des données expérimentales avec celles obtenues par modélisation, il en a été déduit qu'au moment de la mesure, le débit de la source de la Vise était compris entre 50 à 100 l/s. Le cycle 1998-1999 est un cycle très sec. Les débits du mois de mars étaient alors plutôt caractéristiques d'une période de basses eaux.

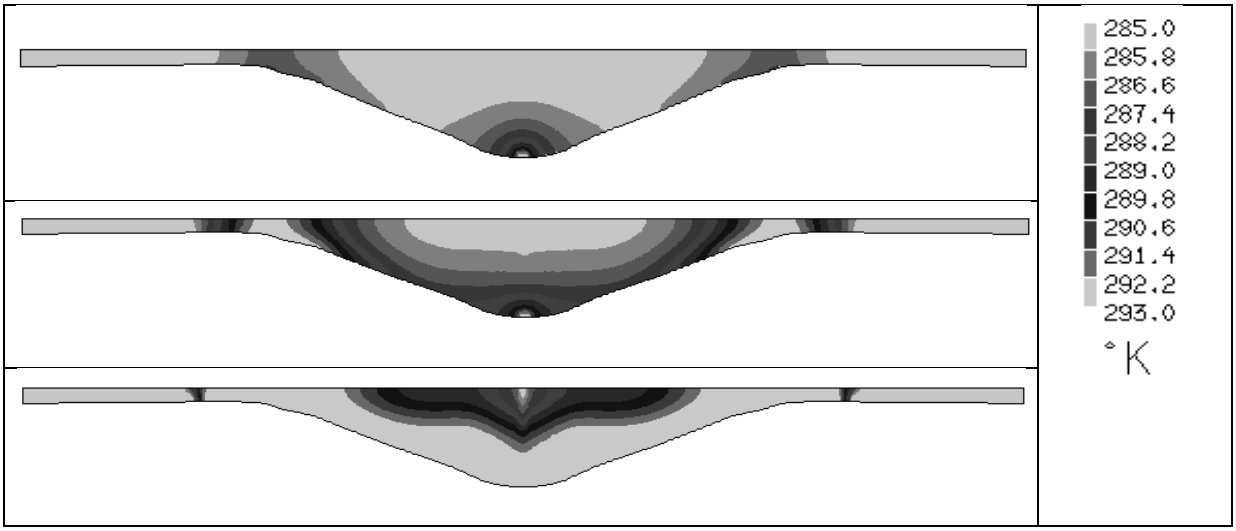


Figure 162. Champ des températures simulées pour un débit de 50 l/s (en haut), 100 l/s (au milieu) et 1000 l/s (en bas) dans l'entonnoir de la Vise (Doerfliger et al., 2001).

Cette méthode basée sur l'exploration du panache et sur sa modélisation semble efficace pour estimer le débit de la source. Toutefois l'acquisition des données est longue et difficile. En effet, la campagne de mesure prend plusieurs jours durant lesquels il est impératif que les conditions atmosphériques soient calmes, et ne perturbent pas le panache et les masses d'eau de l'étang. Or cette condition est difficile à obtenir à l'étang de Thau sur une période de trois jours. Ce type de manipulation n'a pu être réalisé qu'à une seule reprise alors que l'étude a été menée sur plus de deux années.

3.4.2- Etude menée dans le cadre du projet Panache

En février 2004, le dispositif de captage partiel a été remis en place, un second griffon a été équipé. La conduite a une longueur de 180 m et un diamètre intérieur de 24 mm. Elle est cette fois-ci complètement enfouie dans les sédiments ou couverte de sacs de béton, de manière à ne pas être accrochée ou emportée. Les risques de ruptures constatées lors de la précédente instrumentation seront évités. La sonde de température, disposée dans le griffon même, permet de mesurer la température à la source et ainsi de s'affranchir de l'influence de l'étang. La conductivité électrique et la charge hydraulique de la source sont mesurées dans un puits de mesure où aboutit la conduite. On mesure également à cet endroit la température et le niveau de l'étang.

La température mesurée à la source évolue entre 14,7 et 21,5 °C (figure 163). Il existe une variation saisonnière. La température de l'étang évolue entre 5 et 29 °C.

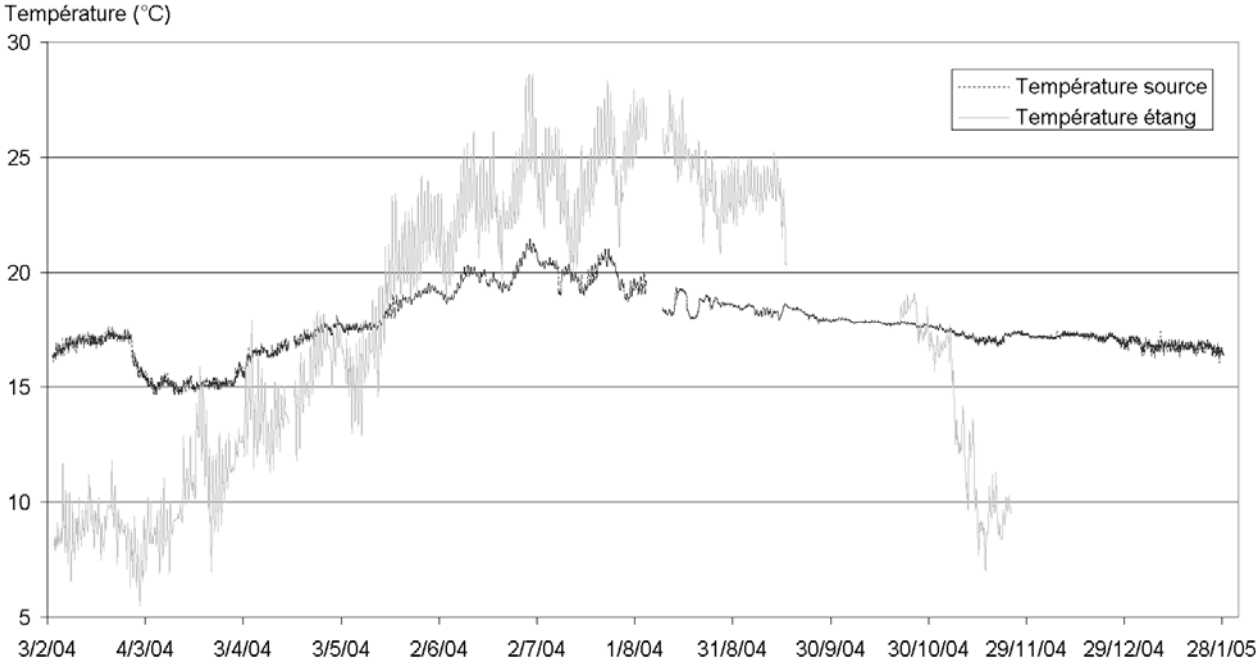


Figure 163. Température mesurée dans un griffon et température de l'étang.

Concernant la charge hydraulique, les observations sont comparables à celles qui furent effectuées par le BRGM. On assiste à une chute de la charge au printemps de plusieurs dizaines de centimètres, les niveaux restent bas jusqu'au mois de novembre avant de remonter rapidement (+ 50 cm en un mois). Les précipitations ne semblent pas avoir un impact direct sur les variations de la charge.

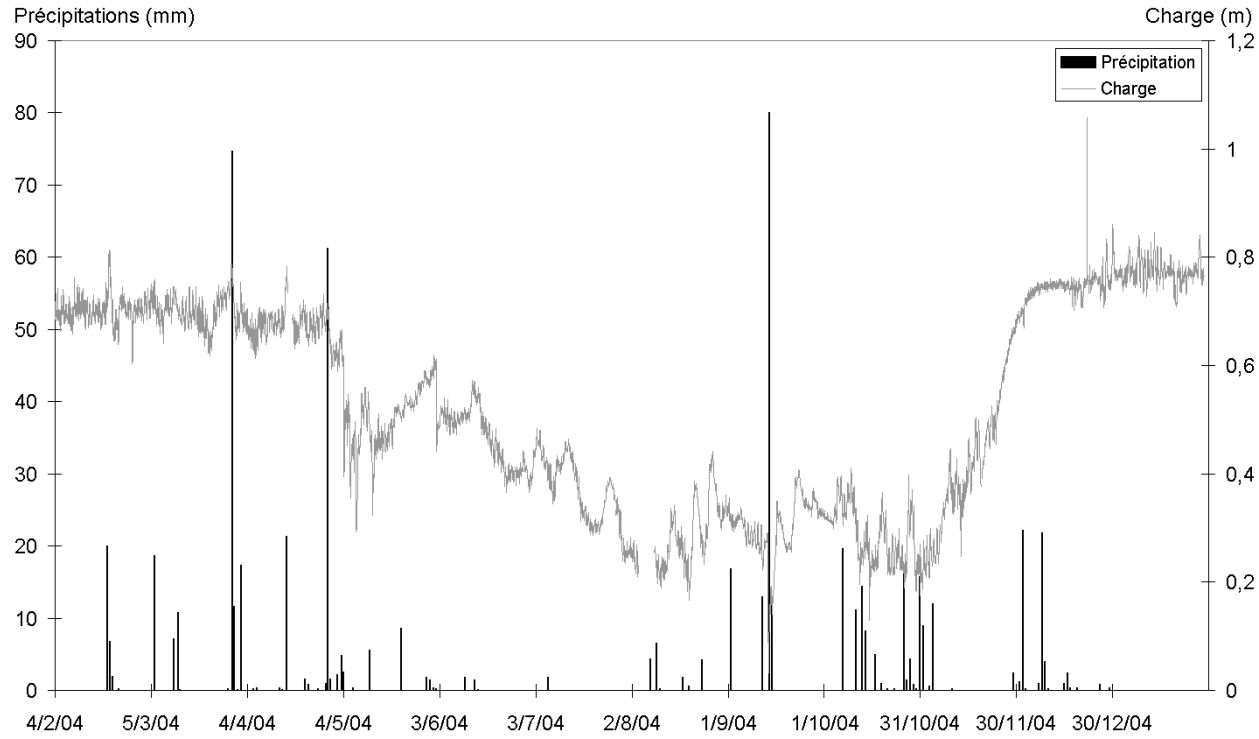


Figure 164. Précipitations à la station de Montbazin et variation de la charge hydraulique à la source de la Vise.

La chronique de conductivité électrique présente de nombreuses lacunes d'enregistrement. Elles proviennent d'un problème technique sur la sonde de conductivité. La conductivité électrique est assez stable, elle est comprise entre 2 et 4,5 mS/cm (figure 165). Les relations directes avec les précipitations sont difficiles à mettre en évidence. Il semble toutefois qu'en période de hautes eaux, la conductivité électrique augmente avec les précipitations. Toutefois les données ne sont pas suffisantes pour l'affirmer. Une analyse détaillée sera réalisée plus tard lorsque les chroniques suffisamment longues le permettront.

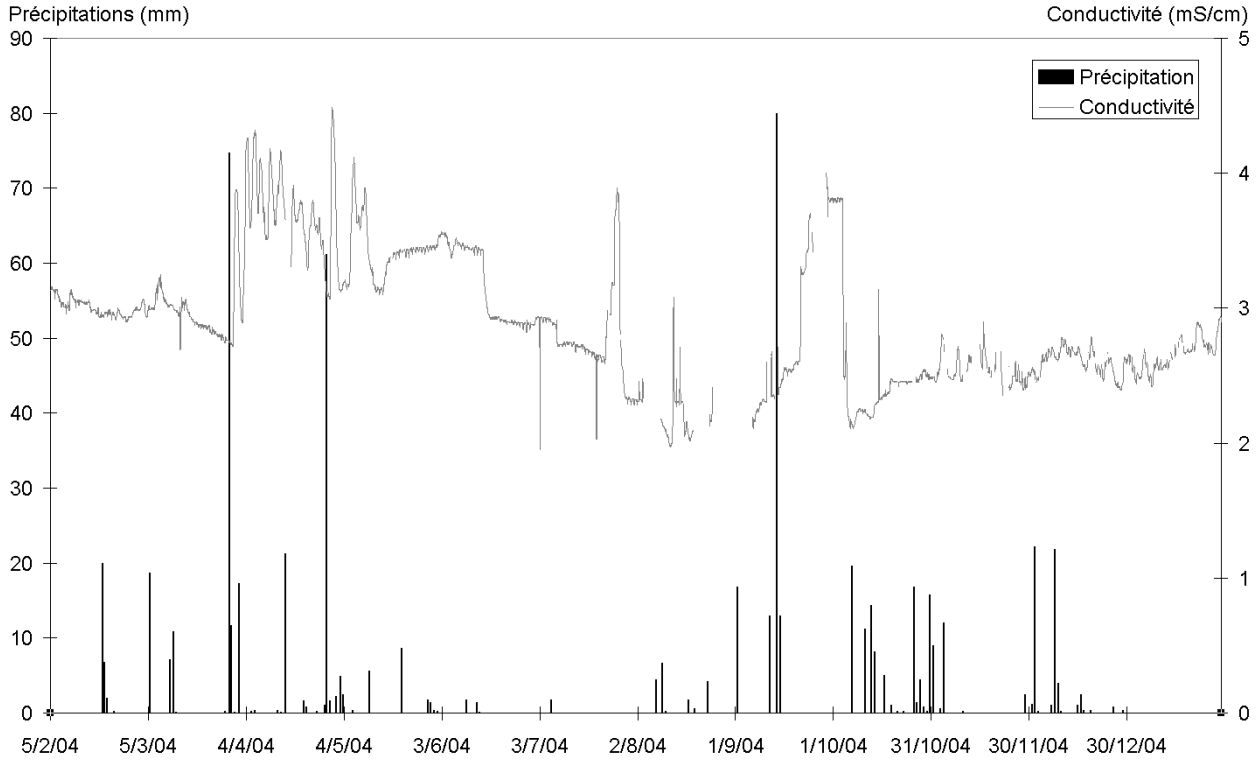


Figure 165. Précipitations à la station de Montbazin et variation de la conductivité électrique.

Ces nouvelles données complètent les données acquises par le BRGM. Elles nous informent sur la température de la source qui est d'environ 14-22 °C. L'évolution de la charge hydraulique partielle est comparable à celle décrite précédemment. Deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer la chute de la charge durant le printemps et l'été et sa remontée brusque à l'automne. La première repose sur l'existence d'un pompage important qui créerait un effet régional. La seconde est basée sur l'existence d'un barrage au niveau des sources d'Issanka pompées pour l'alimentation de la ville de Sète. Ce dernier peut être ouvert pour empêcher la recharge de l'aquifère par le ruisseau de la Vène quand le pompage abaisse le niveau piézométrique en basses eaux. Concernant la conductivité électrique et contrairement à ce qui avait été observé de 1998 à 2000, elle est peu influencée par les précipitations. Cette différence de comportement peut provenir des conditions hydrauliques de l'aquifère, car en 1998-1999, la recharge avait été faible. Des données supplémentaires sont aujourd'hui nécessaires pour améliorer la connaissance du système.

Les pCO_2 équilibrantes sont fortes (tableau 18). L'Indice de saturation vis-à-vis de la calcite, Isc, est positif pour l'ensemble des sources, les eaux de la source de Thau sont donc saturées vis à vis de la calcite. L'Indice de saturation vis-à-vis de la dolomite, Isd, n'est pas constant pour l'ensemble des échantillons prélevés (il est soit positif soit négatif). Selon les dates

d'échantillonnage l'eau de la Vise est soit sous-saturée vis-à-vis de la dolomite soit sursaturée.

Les concentrations en ions bicarbonate et calcium sont importantes, elles sont liées à la forte pCO_2 équilibrante, qui a pour origine le thermalisme, et rend l'eau agressive vis à vis des roches carbonatées. De la même façon, les teneurs en magnésium sont importantes (10 à 160 mg/l). Dans le Causse d'Aumelas, les eaux circulent principalement dans les formations du Jurassique moyen à inférieur où des niveaux de dolomies ont été reconnus par forage. De plus la concentration en sulfate est significative (40 à 180 mg/l), elle provient de la dissolution des évaporites du Trias suite à un écoulement à la limite Trias-Jurassique (semelle de décollement). Ces écoulements sont à mettre en relation avec un système karstique profond ou une remontée de fluides profonds à la faveur de fractures (Aquilina et al., 2002).

Les concentration en ions sodium et chlorure sont également importantes. Elles proviennent d'un mélange avec des eaux marines. Les études réalisées par le BRGM ont montré qu'il s'agissait d'eau ancienne. Cette contamination s'effectuerait par un réservoir hydrothermal profond situé entre – 1200 et – 2200 m (Ladouche et al., 2001).

Echantillon	C mS/cm	T°C	pH	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Ca/Mg	PCO_2	Isc	Isd	Balance
source 04/02/04	3,2	16,4	7,3		406	634	<ld	155	172	48,6	387	<ld	2,1	0,0169	0,40	-0,09	3%
étang 04/02/04	48,0	8,5	8,1		156	17454	<ld	2583	266	518	10209	281	0,3	0,0007	0,45	0,72	-4%
source 18/02/04	3,0	16,9	7,3		404	639	<ld	160	165	45,1	373	<ld	2,2	0,0165	0,40	-0,10	0%
étang 18/02/04	48,0	9,4	8,2		222	11518	<ld	1693	243	534	9044	243	0,3	0,0008	0,69	1,26	11%
source 24/02/04	3,0	17,1	8,2		408	672	<ld	126	151	21,0	410	9,7	4,4	0,0335	0,08	-1,03	-2%
source 08/03/04	nm	15,2	7,0		407	649	<ld	84,3	131	13,1	372	<ld	6,0	0,0299	0,04	-1,29	-6%
source 15/03/04	3,0	15,0	7,1		405	721	<ld	133	165	43,2	380	<ld	2,3	0,0250	0,18	-0,60	-2%
source 05/04/04	4,3	16,3	7,3		400	1101	<ld	47,1	145	93,2	529	22,0	0,9	0,0171	0,27	-0,01	0%
source 19/04/04	3,8	17,1	7,6		389	1034	<ld	172	151	37,1	588	11,4	2,5	0,0084	0,59	0,24	-4%
source 26/04/04	3,5	17,5	8,2		409	1020	<ld	162	165	50,0	595	16,1	2,0	0,0022	1,35	1,66	0%
source 07/05/04	3,1	17,7	7,5		389	500	<ld	76,9	165	<ld	328	0,9		0,0105	0,62		1%
source 02/06/04	3,4	19,1	7,3		400	765	<ld	111	142	<ld	544	12,8		0,0169	0,37		1%
source 16/06/04	3,4	19,9	7,5		428	802	<ld	114	148	160	257	14,2	0,6	0,0114	0,60	0,96	0%
source 08/07/04	2,9	20,2	7,4		470	675	<ld	64,6	145	97,6	251	1,5	0,9	0,0160	0,57	0,69	-3%
source 04/08/04	2,4	19,6	7,3		405	633	<ld	114	141	97,6	247	<ld	0,9	0,0172	0,38	0,32	-2%
source 09/08/04	2,2	18,3	7,2		402	476	<ld	99,4	120	71,4	177	<ld	1,0	0,0215	0,22	-0,10	-6%
source 08/09/04	2,2	18,3	7,2		411	456	<ld	61,2	134	46,0	239	1,9	1,8	0,0165	0,00	-1,18	0%
source 16/09/04	2,5	18,6	7,8		391	486	<ld	63,0	141	48,8	291	3,4	1,8	0,0050	0,90	1,03	5%
source 29/09/04	3,9	17,9	8,2	49,7	328	457	<ld	89,0	147	69,7	251	0,6	1,3	0,0017	1,19	1,75	5%

Tableau 18. Résultats des analyses chimiques à la source de la Vise (les concentrations sont exprimées en mg/l, les pCO_2 en atm).

La connaissance des débits est indispensable aussi bien à l'établissement du bilan hydrologique de l'étang qu'à la compréhension du fonctionnement de l'aquifère. Comme les débits d'une source sont fonction de la charge hydraulique dans l'aquifère, il doit donc être possible de retrouver la valeur des débits à partir de la charge hydraulique.

Les travaux menés par le BRGM en mars 1999 ont montré qu'on pouvait approcher la valeur du débit à partir de mesures de température dans le panache. S'il existe une relation entre les débits à la source et la charge hydraulique partielle mesurée, il devient possible de déterminer une chronique de débit.

Il est donc nécessaire de déterminer les débits de la source pour différentes valeurs de la charge mesurée, dans des conditions hydrologiques variées. Or la méthode utilisant un navire s'est révélée difficile à mettre en place. C'est pourquoi dans le cadre du projet Panache, un engin sous-marin autonome, AUV (Autonomous Underwater Vehicle) sera utilisé (figure 166). Il est en cours de développement par le LIRMM en collaboration avec l'entreprise Hytec et HydroSciences.

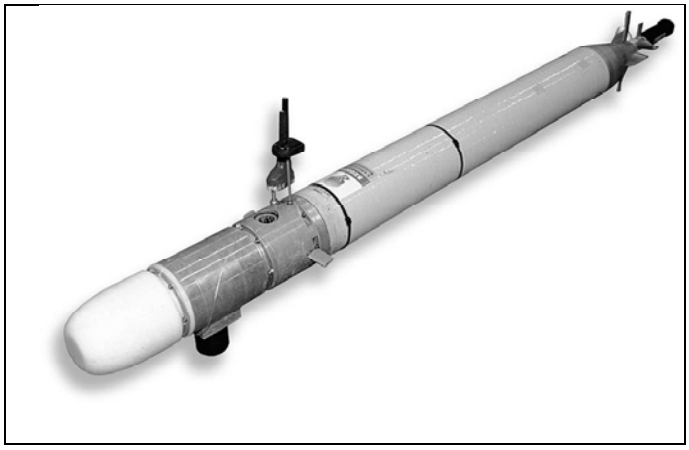


Figure 166. Le premier prototype d'AUV, Taipan I

Cet AUV doit permettre de réaliser les mêmes mesures que celles réalisées lors de la campagne de mars 1999 par bateau. Le temps nécessaire à ces mesures est court (de l'ordre de quelques heures) ; de ce fait les mesures sont moins sensibles aux conditions météorologiques. L'engin se déplace dans le panache de la source selon des trajectoires définies. Equipé de capteur de conductivité et température, il est programmé pour enregistrer ces paramètres en différents points (Bakalowicz et al., 2003). Les données collectées seront confrontées aux résultats d'un modèle permettant de simuler cette fois-ci la salinité dans le panache. Ce type de simulation a par ailleurs déjà été testé sur les données recueillies en mars 1999 (voir paragraphe suivant). Equipé d'un ADCP (courantomètre acoustique profileur), l'AUV pourra aussi mesurer le champ de vitesse dans le panache. Ces données serviront également à la modélisation du panache. Les premiers essais de l'AUV auront lieu durant l'année 2005, pendant cette période les enregistrements à la source doivent se poursuivre.

3.4.3- Modélisation du panache de la source de la Vise

3.4.3.1- Objet

Cette nouvelle modélisation hydrodynamique que nous avons réalisée doit permettre de simuler à la fois la salinité et la température dans le panache de la source. Comme la modélisation de la température réalisée antérieurement par l'unité Gradient de l'Université de Compiègne (Ladouche et al., 2001), elle doit permettre d'évaluer le débit réel de la source au mois de mars 1999, en comparant les valeurs simulées avec les données mesurées dans l'étang à cette date. Cette nouvelle simulation doit aussi donner un aperçu du champ de salinité. Cette simulation est préférable à celle de la température. En effet, comme en hiver les températures de la source et de l'étang sont assez proches, il est difficile d'obtenir des contrastes de température importants entre les différentes masses d'eau. A l'inverse, le

contraste de salinité reste fort toute l'année et permet une bonne différenciation des masses d'eau. Les résultats obtenus seront comparés à ceux de la précédente modélisation faite par l'unité Gradient.

3.4.3.2- Outil et mise en place du modèle

Le modèle a été développé à l'aide du logiciel Phoenics. Il s'agit d'un modèle maillé, couplé, en différences finies. Il résout les équations de transport (diffusion) suivantes :

$$\frac{\partial}{\partial x} * (\Gamma * \frac{\partial S}{\partial x}) = \frac{\partial \rho * S}{\partial t} + \frac{\partial (\rho * u * S)}{\partial x}$$

$$\frac{\partial}{\partial x} * (\Gamma * \frac{\partial T}{\partial x}) = \frac{\partial \rho * T}{\partial t} + \frac{\partial (\rho * u * T)}{\partial x}$$

$Div(\rho u)=d\rho/dt$

avec Γ le coefficient de diffusion moléculaire tel que :
$\Gamma = K_S * \rho = 1{,}5.10^{-6}$ kg.m^{-1}.s^{-1}
la diffusivité $K_S = 1{,}5.10^{-9}$ m²/s (Gill, 1982)
et $\rho = 1000$ kg/m^3
S la salinité (kg/m^3)
T la température (°C)
ρ la masse volumique (kg/m^3)
u la vitesse de l'eau (m/s).

Dans le modèle, la densité et la température sont prises en compte. L'entonnoir de la Vise est de forme conique ; du fait de la symétrie de révolution, la modélisation peut être effectuée en deux dimensions en coordonnées (r, z). Dans un premier temps le maillage est construit à partir des données de la bathymétrie de l'entonnoir fournie par le BRGM. La source située au fond de l'entonnoir à –28 m est matérialisée par trois mailles, le diamètre de ce fond est de 2 m. On impose une entrée d'eau par ces mailles ; la vitesse, la salinité et la température sont fixées pour chaque simulation. Deux murs de hauteur 3 m sont imposés à 150 m de l'axe de la source ; ils laissent sortir l'eau du modèle par débordement (figure 167). Au départ, le domaine est rempli d'une eau à 12°C et à 38 g/l. L'eau de la source est à 20°C et 1,5 g/l. On réalise différentes simulations, pour des débits de celle-ci de 5 l/s, 15 l/s, 50 l/s, 100 l/s 200 l/s et 500 l/s.

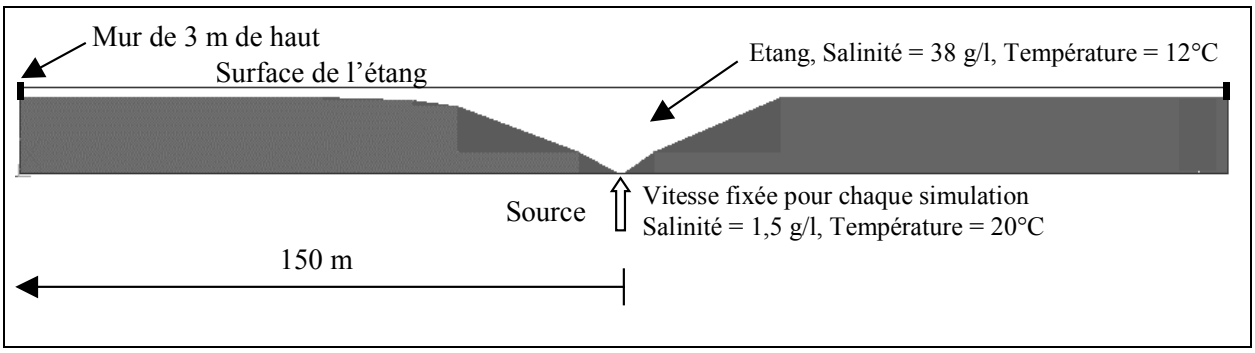


Figure 167. Mise en place du maillage

3.4.3.3- Résultats

Pour chaque simulation, le débit évolue de façon comparable. Un « bulbe » se forme au niveau de la source, puis monte progressivement.

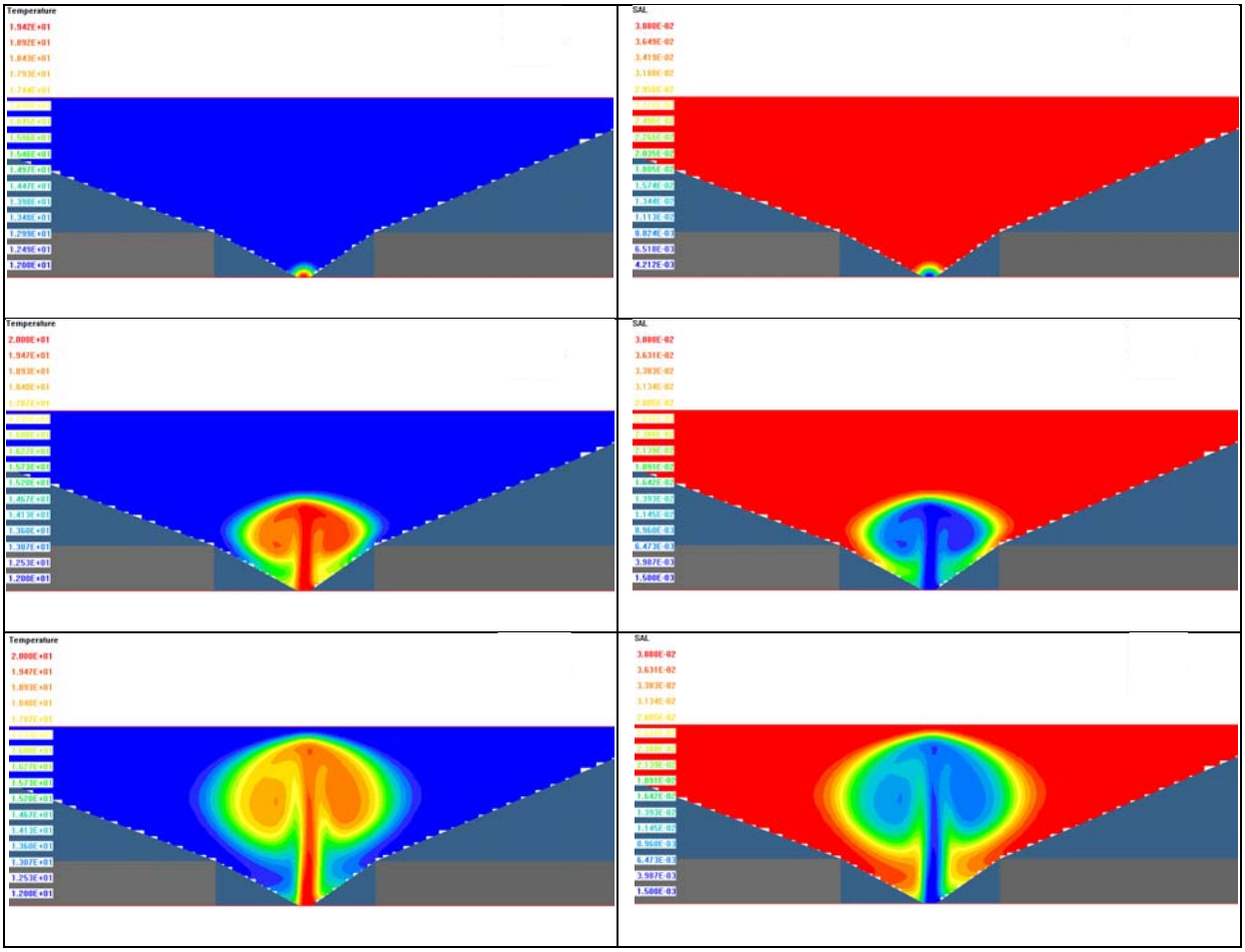


Figure 168. Simulation de l'évolution de la température (à gauche) et de la salinité (à droite) dans l'entonnoir de la Vise pour un débit de 50 l/s, après 2 min en haut, 1h40 au milieu et 3h20 en bas. Les températures sont en °C et la salinité en kg/l.

Les dimensions du panache augmentent avec les débits. Les temps d'arrivée en surface diminuent à mesure que le débit augmente ; ils sont récapitulés dans le tableau 19 en fonction du débit imposé à la source :

Débit (l/s)	Temps d'arrivée en surface
5	10 h
15	6 h 40
50	3 h 30
100	2 h 30
200	1 h
500	24 min

Tableau 19. Temps d'arrivée du panache en surface pour différents débits.

Parallèlement à l'ascension du flux d'eau saumâtre, il se met en place au sommet du panache des cellules de convection (figure 169).

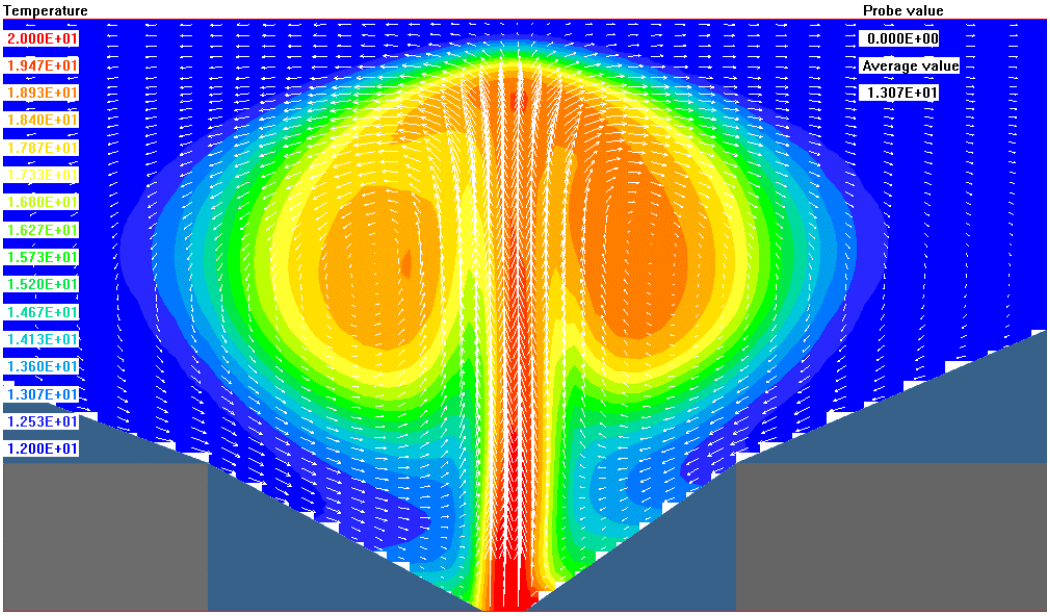


Figure 169. Température et champ de vitesse simulés dans le panache de la source pour un débit de 50 l/s après 3h20.

Une fois arrivé en surface, le panache s'étale et replonge ensuite. A la surface, l'eau la moins mélangée est toujours située au droit de la source, ce qui est conforme aux observations généralement effectuées sur les sources sous-marines. Les cellules de convection s'étalent ensuite et leur surface augmente. Plus le temps avance, plus le panache de la source occupe la surface de l'entonnoir pour finir par le remplir entièrement (figure 170).

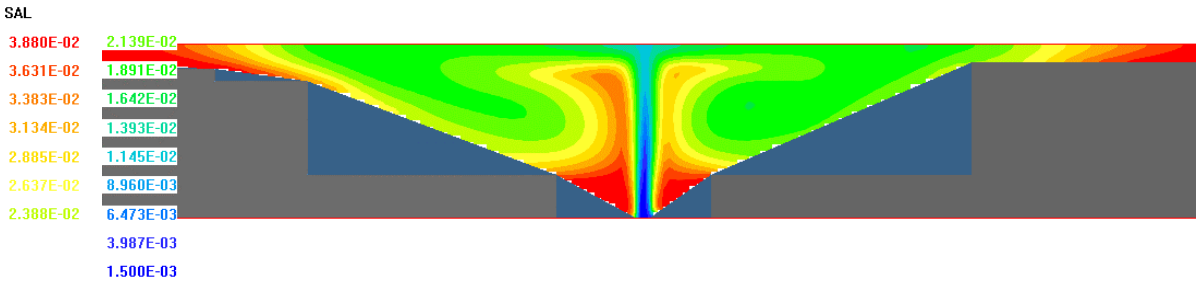


Figure 170. Simulation du champ de salinité pour un débit de 50 l/s après 7 h 30.

Quel que soit le débit, l'entonnoir finit toujours par être rempli par l'eau de la source ; plus le débit est faible et plus les temps sont longs. En réalité, cette situation ne peut pas se produire, à l'exception peut-être lors de forts débits, mais nous ne possédons pas d'informations dans ces conditions. En effet, dans le modèle il ne se produit pas d'entrée d'eau de mer, alors qu'au fur et à mesure que l'on fait entrer de l'eau douce à la source, on évacue l'eau de mer par les bords, et on remplit l'entonnoir. Dans l'étang de Thau, il doit se produire un mélange des masses d'eau à cause de mouvements de ces masses, qui sont liés au vent, à la marée ou aux courants …

Nous avons donc repris ces simulations, avec un flux d'eau de mer continu pénétrant par l'un des deux bords. La vitesse imposée est de 0,005 m/s sur une épaisseur de 3 m. Ce courant décale le panache et permet un renouvellement des masses d'eau dans l'entonnoir (figure 171).

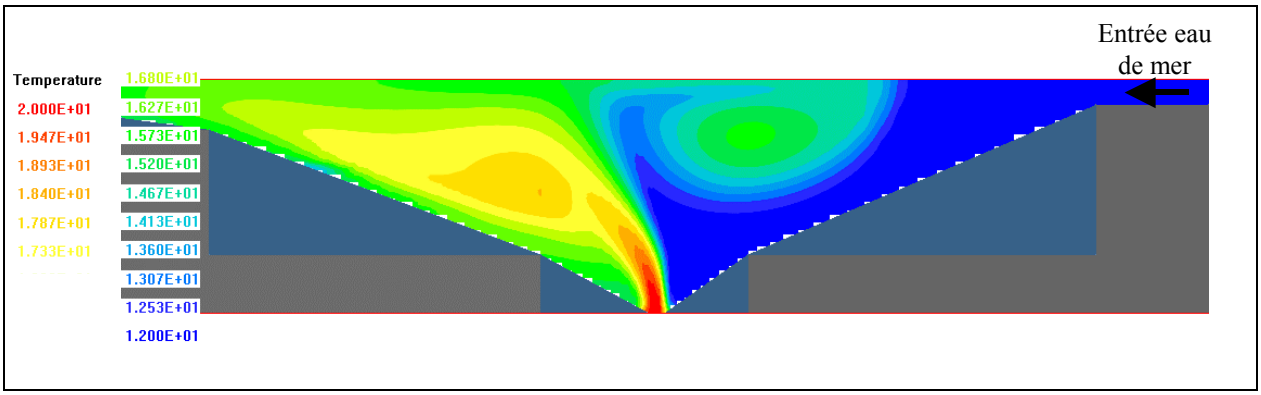


Figure 171. Simulation du champ de température avec une entrée d'eau de mer par le bord droit pour un débit à la source de 50 l/s.

Le courant ainsi créé a pour effet de décaler le panache selon le sens du courant, si bien qu'il n'est plus situé au droit de la source. C'est pourquoi, lors des mesures des paramètres physico-chimiques à la source, il faut également mesurer les vitesses des courants pour s'assurer que le panache n'est pas décalé et dispersé.

3.4.3.4- Interprétation des débits à la source

Il est difficile de prendre en compte les phénomènes de mélange liés à une entrée d'eau de mer par un bord, car les courants n'ont pas été mesurés lors de l'expérience du mois de mars 1999. Par contre, on peut essayer d'approcher la forme du panache en faisant l'hypothèse que la forme mesurée est proche de la forme calculée au moment où le panache arrive au sommet de la colonne d'eau et qu'il commence à s'étaler ; ultérieurement , les masses d'eau seront exportées grâce aux différents courants.

Pour des débits de 10 l/s, le panache en surface présente des caractéristiques proches de celles de l'eau de l'étang ; l'eau de la source est alors fortement diluée et la tranche d'eau influencée par la source est de faible épaisseur, de l'ordre de quelque dizaines de centimètres (figure 172). Pour un débit de 50 l/s, l'eau dans le panache au droit de la source est à environ 5 g/l et 18°C sur un diamètre de 10 m et une épaisseur de quelques m (figure 172). Pour des débits supérieurs à 100 l/s, le panache au droit de la source et jusqu'en surface est quasiment constitué d'eau de la source (figure 172).

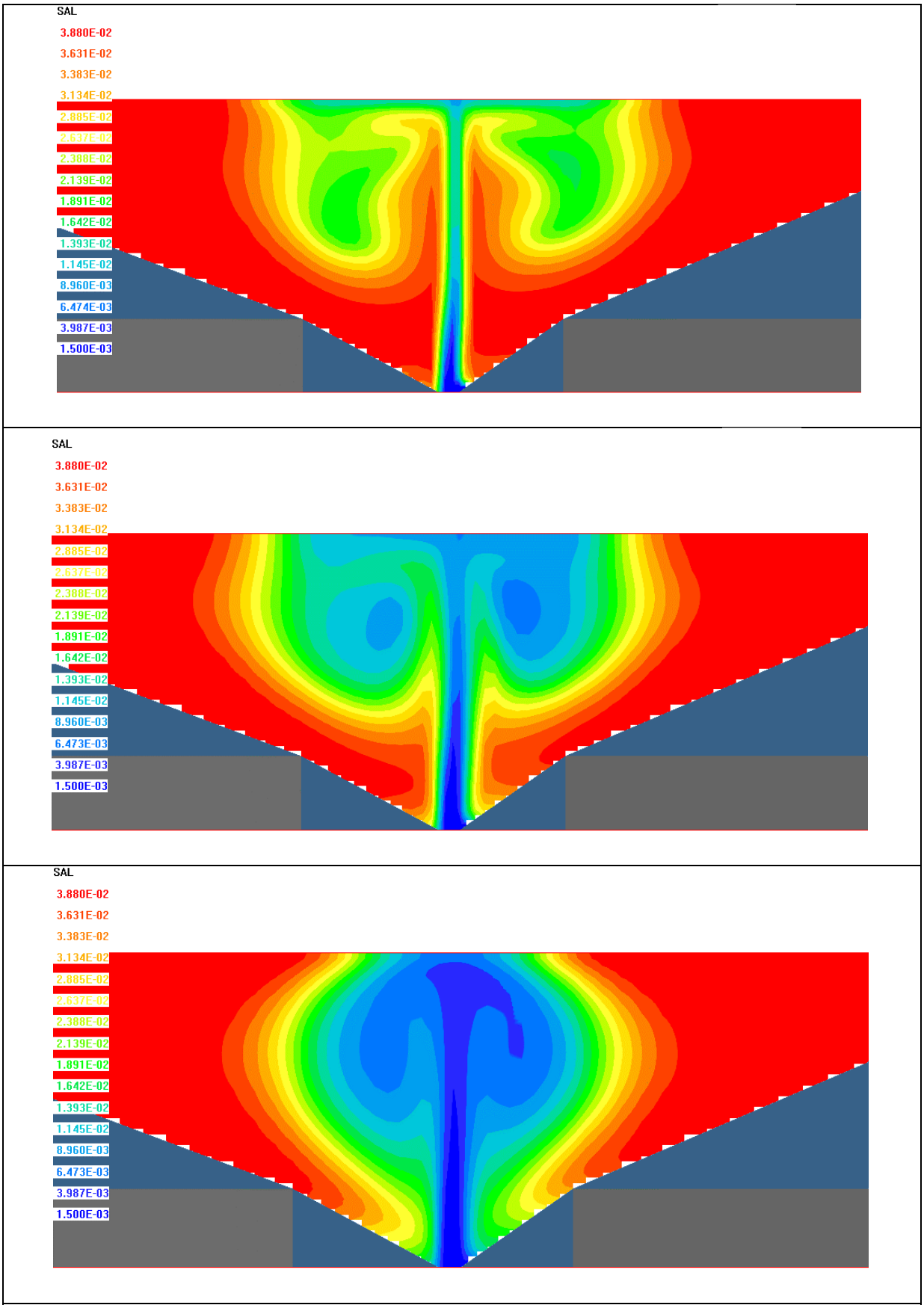


Figure 172. Champ de salinité pour un débit de 16 l/s en haut, 50 l/s au milieu et 200 l/s en bas.

Lors des mesures effectuées en mars 1999, les masses d'eaux en surface étaient peu différentes de l'eau de mer. C'est pourquoi au vu des résultats de ces simulations, et bien que les courants marins ne soient pas pris en compte, il apparaît que le débit de la sources ait été de l'ordre de la dizaine de l/s et inférieure à 50 l/s. En effet, pour cette gamme de débit, l'influence de l'eau de la source est limité (voir figure 172).

Les résultats des simulations sont un peu différents de ceux obtenus par l'équipe Gradient (voir figure 162). La raison est due au fait que la salinité n'a pas été prise en compte dans le précédent modèle. Une des conclusions de la modélisation effectuée par l'unité Gradient était que « la distribution de la température n'est pas influencée par la variation de la masse volumique et par conséquent l'écoulement n'est pas un écoulement de densité ». Cette conclusion semble inexacte puisque, dans le cas des sources sous-marines, c'est l'effet de densité qui impose les relations entre l'eau douce et l'eau salée.

Ce travail montre qu'il est important de prendre en compte à la fois la salinité et la température dans les calculs hydrodynamiques, mais aussi que les mesures dans le panache doivent être réalisées rapidement et selon des trajectoires fines, et que le courant doit être connu. Grâce à l'utilisation de l'AUV, ces points pourront être pris en compte lors des campagnes de mesures (rapidité, mesures rapprochées et positionnement précis, mesure du courant).

3.5- Conclusion

L'étude du fonctionnement hydrologique de la source sous-marine de l'étang de Thau n'en est qu'à ses débuts. Cependant nous savons d'ores et déjà d'après cette étude et les précédentes que la Vise est un des exutoires du système karstique de Thau, caractérisé par des circulations profondes. La karstification se développe en profondeur sous le bassin miocène de Montbazin – Gigean. L'aquifère est alimenté par des eaux provenant d'un réservoir thermal profond ; celles-ci possèdent une salinité attribuée à des eaux marines anciennement introduites dans le circuit hydrothermal et à la dissolution d'évaporites (gypse). L'aquifère est isolé du milieu marin grâce à la sédimentation pliocène littorale constituée d'argiles marines. La salinité observée à la Vise (quelques g/l) est liée à un mélange avec de l'eau venant du réservoir thermal qui remonte au gré de failles. Le débit en période de basses eaux est inférieur à 100 l/s.

4- METHODOLOGIE D'ETUDE DES AQUIFERES KARSTIQUES CÔTIERS

Les aquifères karstiques côtiers ne peuvent pas être étudiés de la même façon que les karsts continentaux. En effet les relations entre l'aquifère et la mer interviennent dans le fonctionnement général de l'aquifère. C'est pourquoi ces karts côtiers doivent être étudiés en deux phases. La première consiste en une analyse du cadre dans lequel s'est développé la karstification, afin d'approcher le type de connexion entre l'aquifère et la mer. La deuxième phase repose sur la même méthode d'étude des karsts continentaux, à savoir l'étude du fonctionnement au travers de la relation pluie-débit (Marsaud, 1997) et sur les données fournies par le traçage naturel chimique et isotopique à ces mêmes exutoires et par le traçage artificiel, entre autres (Bakalowicz et Mangin, 1980).

4.1- Première phase : cadre dans lequel s'est développé la karstification

Comme les relations entre l'aquifère et la mer participent au fonctionnement de l'aquifère, il est indispensable d'analyser la nature des connexions existantes. Ces relations évoluent en fonction du nombre de conduits, de leur profondeur, de leur dimension et de la charge dans l'aquifère par rapport à la mer.

Les relations entre l'aquifère et la mer dans un conduit sont pilotées par la différence de charge hydraulique, compte tenu de la différence de densité entre les deux fluides. Plus un conduit est profond, plus il y a de chance pour que la charge hydraulique de la mer soit supérieure à celle de l'aquifère. Il en résulte une intrusion d'eau de mer par le conduit.

C'est pourquoi il faut tout d'abord obtenir des informations sur la profondeur maximale possible atteinte par la karstification et sur ses connexions éventuelles avec la mer en profondeur. Par conséquent, les variations eustatiques, variations bathymétriques et tectoniques, subies par le karst doivent être reconstituées. La karstification se développant par rapport à un niveau de base, il faut connaître la cote la plus basse atteinte au cours des différentes périodes, de manière à reconstituer les variations du niveau potentiel de karstification et donc des anciens conduits et exutoires du système. Seule une étude géologique détaillée peut apporter ces connaissances.

Suite à la remontée du niveau de base, ces conduits ont subi un certain nombre d'avatars, comme un colmatage par les sédiments marins, susceptible de les isoler de la mer. C'est encore la géologie régionale qui apporte des informations sur l'évolution du karst. Par exemple, après une karstification développée lors d'un bas niveau marin, si la mer transgresse et qu'une sédimentation détritique se met en place dans le bassin, les conduits peuvent être remplis et recouverts par les sédiments. L'aquifère est alors préservé d'une intrusion directe d'eau de mer. La géologie régionale informe sur les épisodes qui ont suivi la karstification.

Cette approche géologique doit également permettre de définir le bassin d'alimentation des sources littorales ou sous-marines, qui fournira les données nécessaires pour établir le bilan hydrologique et pour définir les périmètres de protection d'un éventuel captage.

En plus de la profondeur des conduits, il faut s'intéresser à leurs dimensions. En effet les conduits sont dimensionnés par rapport aux crues. Si ces dimensions sont vastes, ils peuvent être surdimensionnés par rapport au débit, soit seulement en étiage, soit tout au long de l'année. Dans ces conditions, il se produit une stratification de l'écoulement, avec à la base du conduit un flux d'eau de mer entrant dans l'aquifère et au sommet une évacuation de l'eau douce ou saumâtre. Un examen direct permet alors de caractériser les émergences sous-marines et les dimensions des conduits qui y aboutissent.

4.2- Seconde phase : l'étude basée sur les relations pluie-débit et sur les renseignements hydrochimiques

4.2.1- Etude du fonctionnement au travers de la relation pluie-débit

La méthode que nous préconisons est en fait une adaptation de la méthode d'étude des aquifères karstiques continentaux. Il existe deux méthodes pour étudier le fonctionnement des aquifères karstiques. La première basée, sur l'utilisation des forages à terre, n'a pas été retenue. En effet, l'étude à partir de forages ne permet pas de connaître le fonctionnement global de l'aquifère, ni de déterminer les flux d'eau qui partent en mer.

La deuxième méthode est basée sur l'étude du fonctionnement au travers de la relation pluie-débit. Elle nécessite la mesure des paramètres physico-chimiques à la source à savoir le débit, la conductivité électrique ou la salinité et la température. Les mesures de la conductivité sont nécessaires dans ces systèmes où l'eau douce se mélange à l'eau de mer ; elles permettent de calculer le débit d'eau douce à la source. En parallèle il faut mesurer la lame d'eau précipitée sur le bassin d'alimentation. Le nombre de stations est fonction de la surface du bassin d'alimentation et de son relief. Ces chroniques doivent être acquises à la source et aussi dans les conduits connectant l'aquifère à la mer lorsqu'ils sont connus et lorsque leur profondeur le permet. En effet, le fonctionnement global de l'aquifère ne pourra pas être connu si on ne surveille qu'une partie des écoulements. Par exemple, pour le système de Moraig-Toix (Espagne), les chroniques acquises à l'exutoire (conduit de Moraig) sont insuffisantes pour comprendre le fonctionnement du système. Accompagnées des mesures à Toix, le bilan des flux d'eau de mer entrant et sortant de l'aquifère a été réalisé, montrant la connexion entre les deux conduits et l'aquifère. Les mesures à Toix ont également montré la vidange du réservoir dit en U.

Afin de permettre d'établir un bilan hydrologique et de prendre en compte des conditions hydrauliques variées, les chroniques doivent être établies sur au moins un cycle hydrologique. Ce travail a été effectué pour les systèmes Moraig-Toix et Mortola.

Ces chroniques permettent, à partir de l'analyse des débits classés, d'identifier des événements particuliers (fuites, mise en fonctionnement de trop-pleins). La chronique de la Mortola étant incomplète, elle n'a pu être utilisée pour l'analyse des débits classés. Pour Moraig l'analyse des débits classés met en évidence un fonctionnement complexe et conforte les résultats obtenus lors de l'étude hydrologique menée.

Les données acquises lors d'une crue et du tarissement ultérieurement permettent d'analyser la courbe de récession (méthode de Mangin, 1975) qui informe sur l'importance des réserves d'un système karstique et sur le mécanisme de recharge de la zone noyée. Cette analyse a été partiellement menée à la Mortola, les données acquises se sont révélées bien adaptées à cette méthode et quelques résultats ont été obtenus malgré les lacunes dans la chronique. Les débits lors du tarissement à Moraig sont beaucoup trop influencés par le niveau de la mer, si bien que les chroniques obtenues ne permettent pas d'effectuer l'analyse de la courbe de récession. Par contre grâce aux mesures du débit d'eau de mer entrant à Toix et le suivi de la conductivité électrique et des débits à Moraig, le volume des réserves a cependant pu être estimé.

Hormis ces méthodes traditionnelles utilisées pour l'étude des karsts continentaux, il faut souligner que l'analyse des chroniques met en évidence des fonctionnements typiques des milieux ouverts sur le milieu marin, avec des vidanges de réservoirs et de conduits, des effets de chasse. Elle permet aussi de mettre en évidence l'influence liée de la marée.

4.2.2- Analyse du traçage naturel chimique et isotopique

L'hydrochimie est couramment utilisée pour aborder le fonctionnement des aquifères karstiques. La réponse chimique ou isotopique d'un aquifère karstique à une impulsion pluviométrique constitue alors un moyen d'identification et de reconnaissance de l'organisation du fonctionnement de cet aquifère (Plagnes, 1997).

Les informations suivantes peuvent être obtenues :

- Les variations chimiques en étiage apportent des renseignements sur les processus internes à la zone noyée. Par exemple l'augmentation de la minéralisation carbonatée en montée de crue peut être due au passage à l'exutoire d'eaux d'infiltration rapide probablement stockées dans l'épikarst (Plagnes, 1997).

- Le suivi des épisodes de crue permet de comprendre les diverses modalités d'infiltration. Les mélanges en proportion variables entre l'eau d'infiltration rapide et l'eau de la zone noyée constituent le mécanisme déterminant des variations chimiques (Plagnes, 1997).

- Les relations eau douce – eau salée et leurs flux respectifs à partir des données de débit, de salinité, des concentrations en Cl et Na et des teneurs en isotopes stables.

Malheureusement ce travail n'a pas pu être réalisé ni à Moraig-Toix, ni à la Mortola. En effet l'échantillonnage de ces sites n'est pas aisé à réaliser, car il implique une certaine logistique nécessitant l'intervention d'une équipe de plongeurs professionnels. Pour la source de la Vise l'échantillonnage est aisé, puisque l'eau est conduite en surface grâce au captage partiel. Pour les études futures nécessitant le suivi d'une source sous-marine, il apparaît nécessaire de prévoir la mise en place d'un captage partiel ramené près de la côte qui permettrait un échantillonnage aisé.

4.3- Conclusion sur la méthodologie d'étude des aquifères karstiques côtiers

C'est la conjonction des différentes approches qui permet d'appréhender réellement le fonctionnement des karsts côtiers. Une fois le fonctionnement connu, il devient possible d'envisager un mode de gestion de la ressource. L'outil de modélisation devient alors indispensable. Il permet d'abord de tester le modèle conceptuel de l'aquifère construit sur la base des interprétations. Il permet ensuite, à partir d'une chronique d'une durée limitée, d'envisager le comportement de l'aquifère en fonction de diverses sollicitations naturelles ou non. Il permet enfin de déterminer si la source est exploitable, puis de dimensionner l'ouvrage de captage, en fonction des caractéristiques des écoulements.

PARTIE 5 – SYNTHESE :

PROPOSITION DE CLASSIFICATION DES AQUIFERES KARSTIQUES LITTORAUX A EXUTOIRES SOUS-MARINS OU CONTINENTAUX

A l'issue de la synthèse bibliographique réalisée sur les aquifères karstiques littoraux, ainsi que de l'étude du fonctionnement hydrologique réalisée sur trois sources sous-marines, il ressort qu'une typologie des sources exutoires de tels systèmes peut être associée à une caractérisation des systèmes karstiques littoraux. Trois types de systèmes peuvent être distingués. Nous allons les décrire, puis en proposer une typologie. Enfin, nous discuterons des conséquences en matière de ressource en eau et d'exploitation de ces différentes typologies.

1- SYSTEMES A KARSTIFICATION PEU OU MAL DEVELOPPEE

Ces systèmes possèdent des exutoires situés actuellement sous le niveau de la mer ; ils se sont mis en place lors des périodes de bas niveaux marins. Contrairement aux karsts méditerranéens messiniens, ces aquifères se sont développés alors que le potentiel de karstification était plus limité (durée courte, variations bathymétriques beaucoup plus faibles). Il en résulte des conduits de faibles dimensions peu organisés, en réseaux karstiques mal développés. Les écoulements se font alors au travers d'un réseau de fissures élargies, parfois recouvertes de sédiments détritiques donnant une impression de sorties diffuses. Les écoulements sont en général réduits. Le fait que le réseau karstique soit mal développé, donc sous-dimensionné, permet une mise en charge suffisante de l'aquifère, ce qui empêche ou au moins limite l'intrusion d'eau de mer. Les sources des Fontaines d'Yport sur la côte normande sont les exutoires de tels systèmes.

Par sa configuration, la source de la Mortola semble également appartenir à ce type de système. En effet, les écoulements à la source s'effectuent à travers une fissure élargie et non par un conduit bien individualisé. L'étude du karst de la Mortola a également révélé que la karstification actuelle était relativement limitée, malgré le fait que cet aquifère soit passé par des phases de karstification importantes.

2- SYSTEMES A KARSTIFICATION BIEN DEVELOPPEE SOUS LE NIVEAU DE LA MER ET OUVERTS SUR LA MER

Ces systèmes karstiques se sont développés lors des périodes de bas niveaux marins. A l'échelle planétaire, ces chutes du niveau marin sont essentiellement liées aux périodes glaciaires, qui restent limitées dans le temps (quelques dizaines de milliers d'années) avec une amplitude de l'ordre de la centaine de mètre. Sur un plan plus local, il faut rappeler l'incidence de la crise du Messinien qui a affecté uniquement la Méditerranée ; elle s'est traduite par une chute du niveau marin de 1500 m pendant une période de 500 000 ans, avec des conditions climatiques favorables à la karstification.

C'est pourquoi des réseaux karstiques profonds, bien développés et étagés ont été mis en évidence sur tout le pourtour de la Méditerranée, alors qu'il n'en existe comparativement que très peu sur les autres côtes du globe. D'après l'étude bibliographique, ainsi que notre propre expérience, les sources littorales suivantes sont toutes associées à des systèmes karstiques bien développés :

- Moraig-Toix (Espagne),
- Chekka (Liban),

- Port-Miou (France),
- Ain-Zayanah (Libye),
- Source de Blaz (Croatie),
- Almyros d'Héraklion (Grèce),
- Céphalonie (Grèce),
- Fontestramar (France)

Les exutoires sont caractérisés par des conduits de dimensions importantes (plusieurs m² de section). Les réseaux peuvent être très profonds. Par exemple, le système Moraig - Toix a été reconnu jusqu'à la profondeur de -70 m ; la source profonde de Chekka s'écoule par -165 m, le conduit de Port-Miou a été reconnu jusqu'à -148 m, à Ain-Zayanah un conduit a été observé jusqu'à -80 m. La profondeur de contamination du conduit débouchant à la source de l'Almyros d'Héraklion par l'eau de mer a été évaluée à -500 m (Arfib, 2001). Ces conduits profonds se trouvent ainsi en relation directe avec le milieu marin à l'exception de l'Almyros d'Héraklion où la contamination ne semble pas, d'après Arfib (2001) et Arfib et Ganoulis (2004), être liée à l'arrivée d'eau par un conduit, mais plutôt à une contamination par l'eau salée contenue dans la matrice poreuse entourant ce conduit.

Les réseaux de conduits de ces systèmes sont dimensionnés par rapport aux écoulements de crue et sont par conséquent sur-dimensionnés lors de l'étiage. Durant les basses eaux, la charge hydraulique dans l'aquifère est faible, de sorte que l'eau de mer pénètre par les conduits les plus profonds. Ce phénomène est clairement observé sur les sources étagées de Chekka. En étiage, seules les sources situées dans la zone des 30 m s'écoulent, l'eau étant saumâtre (la salinité en octobre 2004 était d'environ 22 g/l aux sources de Chekka), alors que les conduits profonds sont des points d'entrée d'eau de mer. En période de crue, l'ensemble des conduits profonds s'active et l'eau s'écoulant des différentes sources est relativement douce (Kareh, 1967).

La source de Fontestramar, située au nord de Perpignan, est l'exutoire principal du massif karstique des Corbières orientales. Ce dernier est constitué du karst d'Opoul et du synclinal du Bas-Agly, qui couvrent une superficie d'environ 200 km². Les débits évoluent entre 1 m^3/s et plus de 15 m^3/s. Comme à l'Almyros d'Héraklion, la conductivité électrique est inversement proportionnelle au débit. En étiage, elle est de l'ordre de 7 mS/cm (soit 3 g/l), elle est inférieure à 2 mS/cm en crue (moins de 1 g/l). La salinité de la source est liée à la présence de l'étang côtier de Salses Leucate (Aunay, 2003). La salinité de ce dernier en hiver est légèrement inférieure à celle de la mer. Des émergences sous-lagunaires ont été mises en évidence (Bakalowicz et Le Strat, 1997, in Aunay, 2003). L'exploration du karst noyé de Fontestramar a atteint la côte de -164 m NGF (Brandt, 1997, in Aunay et al., 2003), le conduit continuerait en profondeur le long d'une pente assez raide. Le niveau marin n'a atteint qu'une seule fois une telle profondeur : lors de la crise messinienne de salinité. De plus, aucun phénomène tectonique connu ne peut être à l'origine d'un réseau vertical atteignant 164 m de profondeur (Aunay et Le Strat, 2002). Enfin, l'analyse des courbes de récession de la source a révélé que le coefficient de tarissement est faible et le volume dynamique est très grand, indiquant que le système de Fontestramar possède une importante zone noyée. Les temps d'infiltration relativement courts (35 jours) et les vitesses moyennes d'infiltration relativement élevées indiquent que ce système présente une karstification importante dans sa partie supérieure.

Le système de Fontestramar est marqué par une karstification profonde et bien développée qui doit être mise en relation avec la crise du Messinien. Il existe entre l'aquifère karstique et l'étang littoral de Salse-Leucate des connexions responsables d'une intrusion d'eau salée au

cours des étiages. Le système de Fontestramar appartient bien au second type de notre classification. Ainsi les sources littorales et sous-marines des systèmes karstiques fonctionnels sont caractérisées par un débit moyen important soumis à une forte variabilité saisonnière, donc à de forts débits lors des crues, avec une eau plus douce en crue et très saumâtre en étiage.

3- SYSTEMES A KARSTIFICATION BIEN DEVELOPPEE SOUS LE NIVEAU MARIN, MAIS PARTIELLEMENT OU TOTALEMENT ISOLES DE LA MER

Certaines conditions géologiques font que les conduits bien développés en profondeur deviennent finalement inactifs, par suite d'un colmatage interne ou de la mise en place d'une couverture imperméable lors de la sédimentation marine, après remontée du niveau de base.

Le système karstique de Thau appartient probablement à ce type. La source sous-marine de la Vise dans l'étang marin côtier est l'un des exutoires de ce système. Compte tenu des nombreuses manifestations karstiques du bassin d'alimentation (morphologie de surface typique, sources terrestres pérennes et saisonnières, grottes et gouffres atteignant la zone noyée, écoulements rapides prouvés par traçages passant sous le bassin miocène de Montbazin – Gigean), il est clair que ce système a été soumis à une importante karstification. Sa position sur la côte lui procure une situation en théorie favorable à la mise en place de réseaux profonds, lors de la crise messinienne notamment. Or la région littorale a été recouverte d'une épaisse formation imperméable pliocène et quaternaire. Le drainage karstique s'est développé à des profondeurs d'au moins 200 m sous le niveau marin actuel, sous les formations miocènes qui constituent le fond du bassin de Thau. Au niveau de la source de la Vise, l'épaisseur de la couverture miocène est au maximum de 30 m ; son érosion locale lors des émersions l'a amincie suffisamment pour que des écoulements se produisent maintenant que l'aquifère est en charge.

Le système karstique de Waikoropupu en nouvelle Zélande est caractérisé par un karst côtier bien développé et des sources côtières de fort débit. Il existe également des sources sous-marines qui appartiennent à ce système, elles sont situées entre 1 et 5 km de la côte (Williams, 1977). Ces sources ont un débit limité. Les sources terrestres sont légérement saumâtres et bien que le système soit ouvert sur le milieu marin (au travers les sources sous-marines) le système est presque complètement isolé de la mer.

La source de la Fontaine de Vaucluse est caractérisée par un conduit vertical de plus de 300 m soit plus de 220 m sous le niveau de la mer. Une vaste barrière étanche condamne les anciens drains profonds situés sous le niveau de la mer et sépare l'aquifère de la mer (Puig, 1987). Pour le Lez, dans un rapport d'expert non publié destiné à la DDASS de l'Hérault, datant de 1979, Avias propose les limites des périmètres de protection du captage, en incluant les affleurements calcaires existant à l'aval de la source (Bakalowicz, communication orale). Il justifie cette limite en se référant aux effets de la crise messinienne qui auraient certainement conduit au développement des conduits karstiques en direction de la mer, à l'aval de l'exutoire actuel. La karstification du système du Lez serait profonde, tout comme le système de Vaucluse. Ce système serait également protégé par une barrière étanche, constituée par l'importante sédimentation plio-quaternaire tout au long du littoral dans cette région.

A Anavalos Kivéri en Grèce, il existe quatre sources côtières et sous-marines principales qui s'écoulent entre 0 et 7 m de profondeur. Leur salinité est relativement faible toute l'année, inférieure à 0,3 g/l pour la source côtière, la salinité évolue entre 0,3 et 2,5 g/l pour les sources sous-marines (Argyriadis, 2003). Les débits sont importants (le débit moyen total est supérieur à 10 m^3/s). Nous ne possédons aujourd'hui aucune information sur la géologie de la

zone, mais il semble que, du fait de l'importance de leurs débits, ces sources soient les exutoires d'un système à karstification bien développée. Le fait que l'eau des sources soit très peu contaminée par l'eau de mer tend à montrer que s'il existe des conduits profonds, alors ils ne laissent pas pénétrer l'eau de mer. C'est pourquoi il nous semble que les sources d'Anavalos Kivéri ne sont pas reliées à un réseau de conduits profonds encore actifs hydrologiquement. Une analyse détaillée de la géologie de la zone pourrait apporter d'intéressantes informations et permettre de classer ou non ces sources dans le troisième type de notre classification.

4- SYNTHESE DES SYSTEMES KARSTIQUES LITTORAUX ET TYPOLOGIE DES SOURCES SOUS-MARINES

Pour résumer, les sources sous-marines et littorales sont les exutoires de trois types principaux de systèmes karstiques littoraux. Ce sont d'abord les sources issues de systèmes à karstification peu développée, proches plutôt des aquifères fissurés. Les systèmes possèdent de fortes pertes de charge, en particulier au niveau des exutoires qui apparaissent plutôt dispersés. Ils sont peu étendus et leurs réserves restent limitées comparées à celles d'un karst bien développé. Les débits aux exutoires sont relativement faibles ; l'eau peut rester douce toute l'année.

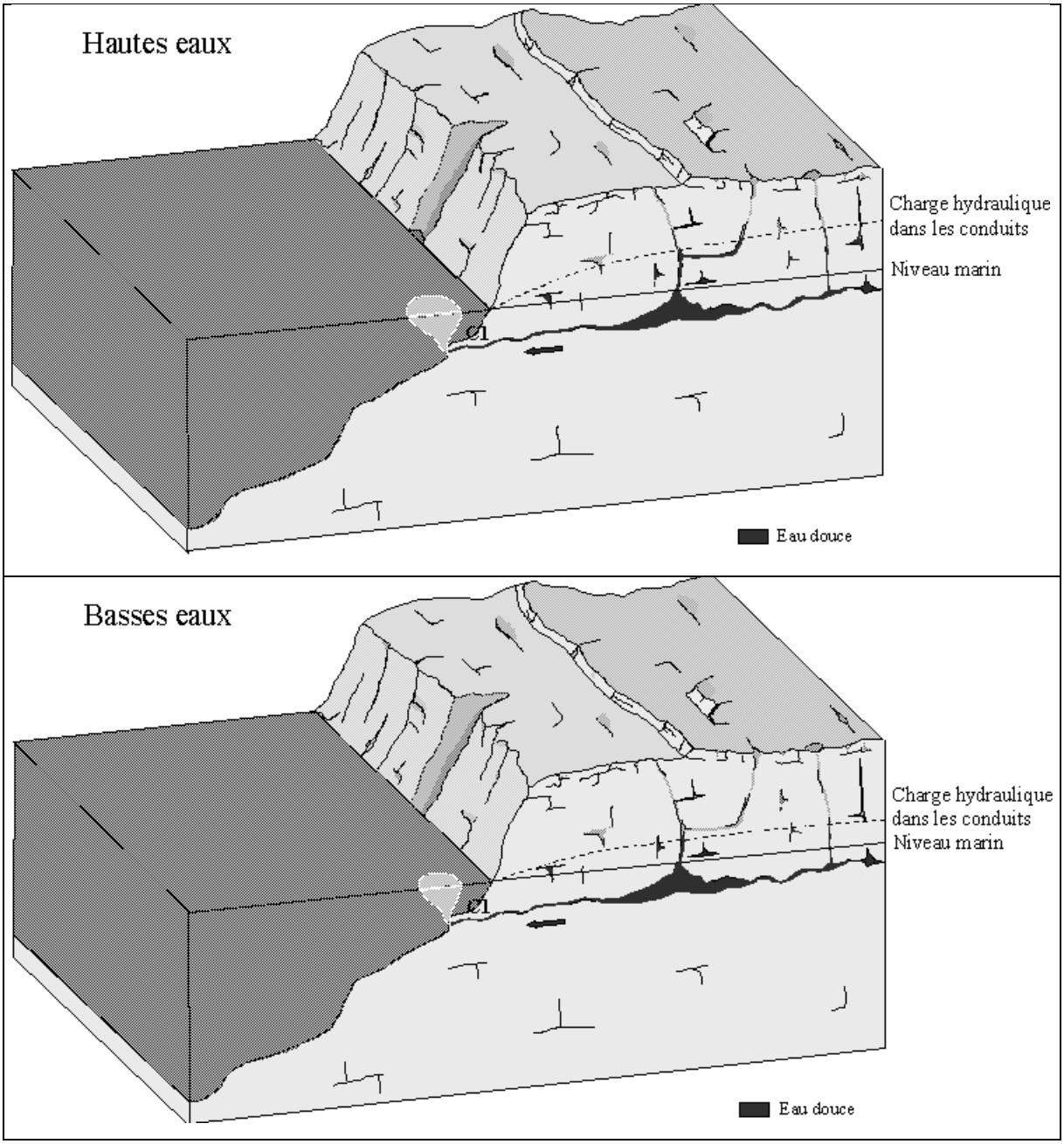


Figure 173. Type 1 : aquifère littoral à karstification peu développée et exutoires dispersés et réduits (période de hautes eaux en haut et période d'étiage en bas).

Le deuxième type regroupe les systèmes à karstification bien développée, souvent organisée en réseaux étagés sur des niveaux multiples avec des puits de jonction profonds. La karstification peut être très développée sous le niveau de base actuel. Les conduits sont sur-dimensionnés par rapport aux écoulements d'étiage ; de ce fait, les pertes de charge sont faibles au niveau des exutoires. Ces systèmes sont étendus et possèdent des réserves importantes. Leurs sources sont caractérisées par des débits moyens élevés, à forte variabilité saisonnière ; la salinité de l'eau, souvent faible en crue, est généralement élevée lors des étiages.

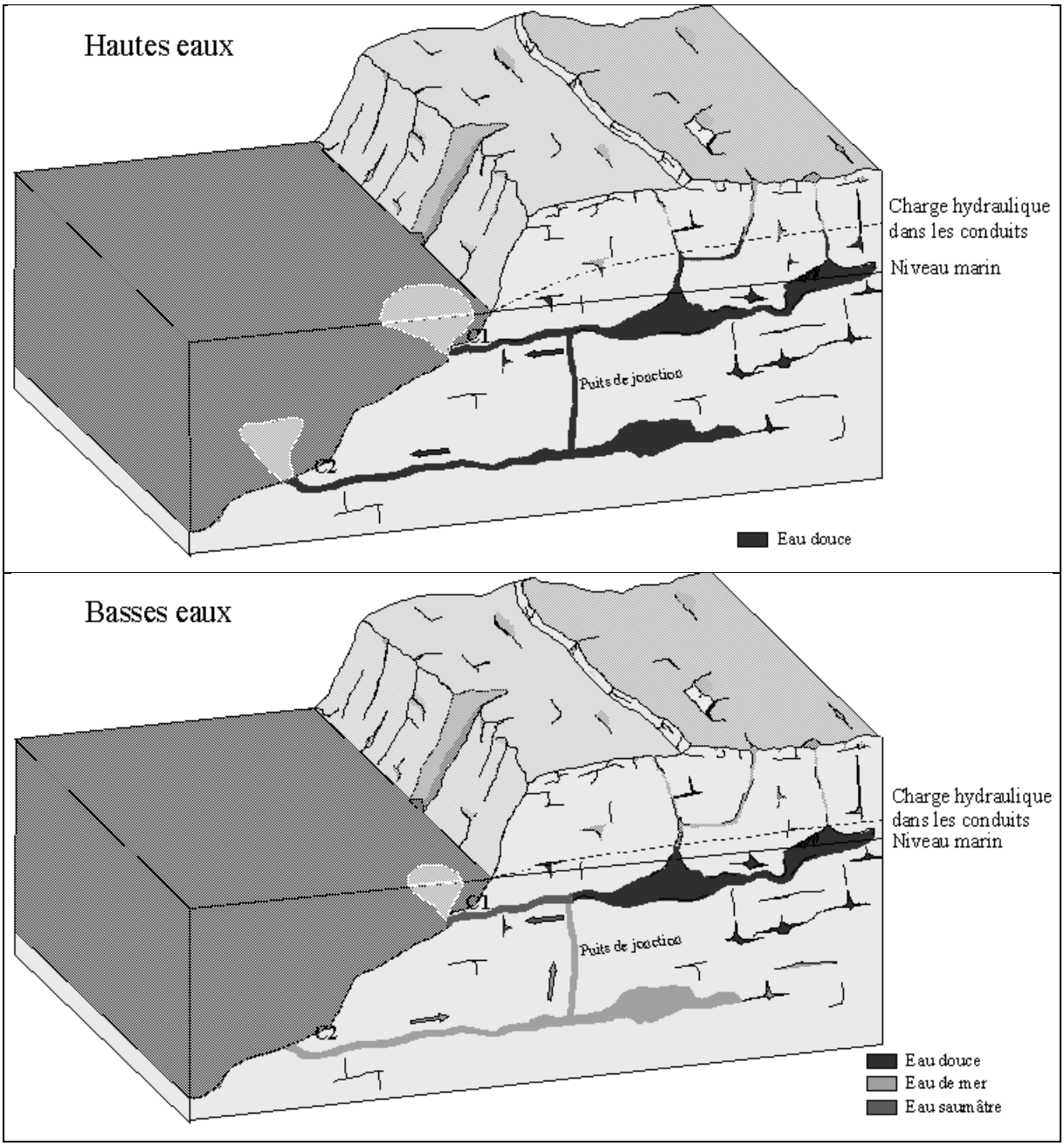


Figure 174. Type 2 : aquifère littoral à karstification bien développée et à conduits bien ouverts sur le milieu marin (période de hautes eaux en haut et période d'étiage en bas).

Enfin, le dernier type concerne les systèmes bien karstifiés, polyphasés également, mais préservés de la contamination par l'eau de mer grâce à des colmatages ou des dispositifs géologiques particuliers. Les pertes de charge au niveau des exutoires marins d'origine karstiques sont très élevées. Les réserves sont importantes, les débits sont variables et l'eau reste douce au cours du cycle hydrologique.

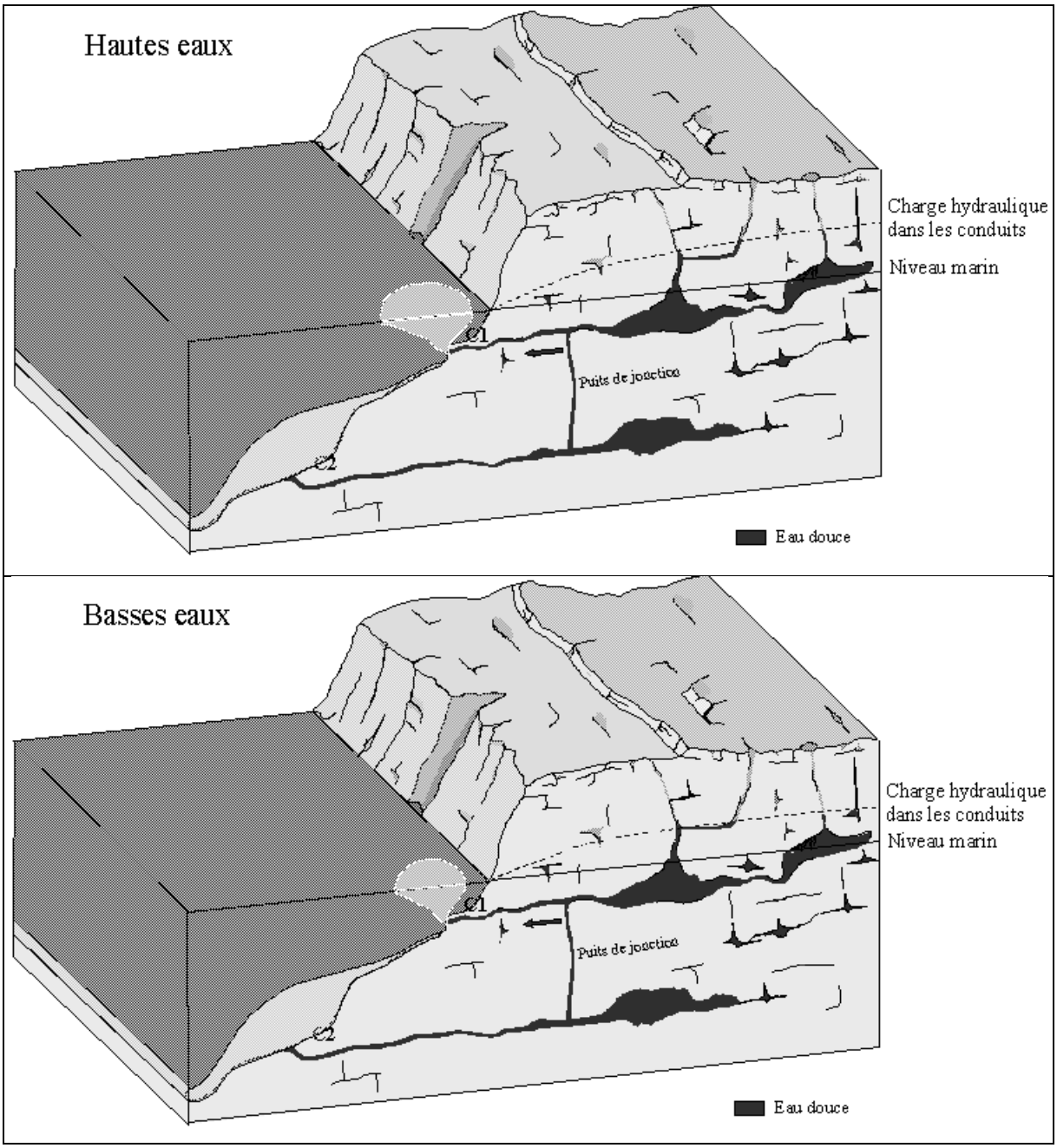


Figure 175. Type 3 : aquifère littoral à karstification bien développée ayant évolué vers des conditions d'isolement du milieu marin (période de hautes eaux en haut et période d'étiage en bas).

Ce schéma caractérise les systèmes où les exutoires sous-marins ont été conservés (système de Thau par exemple). Il n'est pas adapté aux systèmes isolés de la mer par des formations imperméables (par exemple le Lez ou Vaucluse). Voici un second schéma correspondant à ce cas, l'eau ressort plus haut que le niveau marin à une certaine distance de la mer.

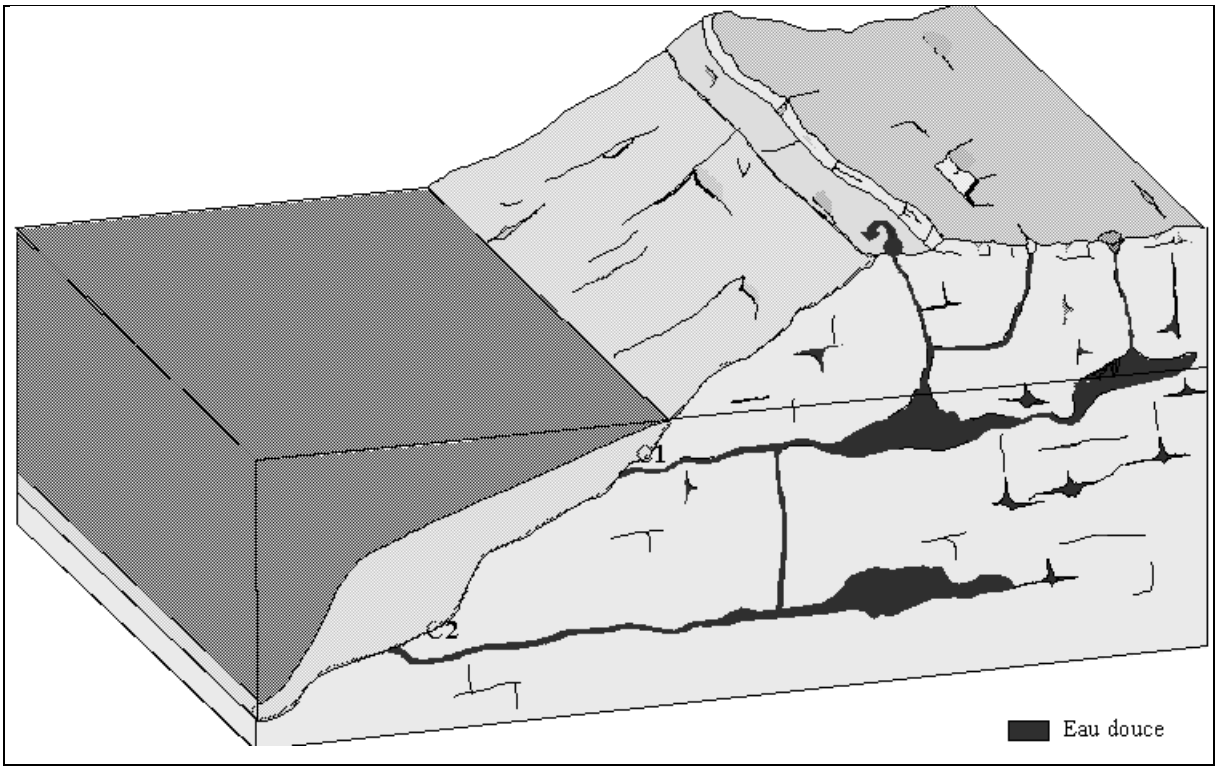


Figure 176. Type 3 : aquifère littoral à karstification bien développée complètement isolé du milieu marin.

Finalement, la classification proposée pour les aquifères carbonatés littoraux doit être rapprochée de celle de Marsaud (1997) pour les systèmes karstiques. En effet, il a défini trois types de systèmes en fonction du degré d'évolution et de fonctionnalité de la karstification et des différentes configurations possibles (systèmes unaires et binaires). Le premier type regroupe les systèmes à fonctionnement non karstique, à karstification peu développée. Les systèmes à fonctionnement karstique effectif appartiennent au deuxième type. Enfin les systèmes à karstification bien développée mais devenue non fonctionnelle, sont regroupés au sein du troisième groupe appelé système colmaté. Ainsi les systèmes de premier type de notre classification, représenté par le karst de la Mortola correspondent au type 1 de la classification de Marsaud. Les types 2 et 3 de notre classification sont regroupés dans le deuxième type de la classification de Marsaud. Pour les aquifères côtiers à fonctionnement karstique effectif, il est impératif de faire la distinction entre les systèmes ouverts sur la mer (type 2 de notre classification) et isolés (type 3 de notre classification), car le fonctionnement de ces systèmes est contraint par la nature des connexions avec la mer.

En matière d'exploitation des ressources en eau littorales, émergeant en mer, le captage direct de la ressource devrait être limité aux sources appartenant aux systèmes 1 et 3. Ce sont en effet les seules à avoir une faible salinité. Les systèmes du premier groupe, généralement caractérisés par des faibles débits, donc à ressource limitée, ne présentent pas un grand intérêt. Leur mise en exploitation, nécessitant des investissements importants, ne permettra pas de mobiliser de grands volumes d'eau. Le captage simple consistant à conduire l'eau en surface n'est pas adapté pour les sources appartenant aux systèmes de type 2, à cause de la forte salinité de l'eau. Ces sources au fort débit représentent pourtant une importante ressource en eau perdue pour les collectivités, cette eau ne pouvant être utilisée telle qu'elle. Cependant, pour empêcher l'intrusion d'eau de mer, on peut envisager la mise en charge de l'aquifère par des barrages ou la mise en place de dispositifs obturateurs, pour empêcher l'intrusion d'eau de

mer et accroître la charge dans l'aquifère. Ceux-ci pourraient être construits soit dans le conduit, comme à Port-Miou, soit dans la mer comme à Anavalos Kivéri. La mise en place de ce type d'ouvrage a été envisagée pour le système Moraig-Toix (partie 4) et celui de Port-Miou (partie 2). Cependant, il faut garder à l'esprit que ces ouvrages sont difficiles à réaliser, et que le dispositif final devra être choisi en s'appuyant sur des connaissances détaillées du système et de son fonctionnement. L'exemple de Port-Miou doit inciter à la prudence. Enfin, les systèmes du troisième type semblent être les mieux adaptés pour une éventuelle exploitation, ils sont en effet caractérisés par de forts débits et une faible salinité même en étiage. Dans tous les cas, l'appartenance d'une source karstique sous-marine et de son bassin d'alimentation à l'un ou l'autre de ces types ne pourra être définie qu'à la suite d'études détaillées, comprenant le suivi des écoulements à la source.

CONCLUSION

L'objectif de ce travail était l'étude des sources sous-marines et du fonctionnement des aquifères karstiques côtiers dont elles sont les exutoires. Il a reposé dans un premier temps sur une analyse exhaustive de la bibliographie et des études anciennes réalisées sur ces systèmes karstiques particuliers. Cette analyse a mis en évidence des similitudes de structure et des récurrences dans le fonctionnement des différents karsts côtiers étudiés, à savoir :

- existence de sources sous-marines permanentes ou temporaires ;
- existence d'une intrusion d'eau de mer, permanente ou temporaire, par des conduits plus ou moins profonds.

En résumé, ces aquifères échangent avec le milieu marin par l'intermédiaire de conduits, dans des conditions hydrauliques différentes de celles connues pour les aquifères poreux ou fissurés. L'eau est évacuée en mer et/ou de l'eau de mer pénètre dans le karst. Il a de plus été constaté que la majorité des sources sous-marines et des aquifères karstiques côtiers possédant des sources saumâtres sont localisés sur les côtes méditerranéennes. Pour comprendre les relations observées entre les karsts littoraux et la mer, une analyse de la structure du karst, des conditions de sa mise en place et de son fonctionnement a été conduite. Elle a montré que la karstification sous le niveau marin actuel s'est en général produite lors des périodes de régression marine. Ainsi la karstification profonde méditerranéenne a été rattachée à la période messinienne, il y a cinq millions d'années, lorsqu'une chute du niveau marin méditerranéen de 1500 m au moins s'est produite pendant une durée de 500 000 ans.

Pour comprendre le fonctionnement de ces aquifères en connexion avec la mer, les relations entre l'eau douce de l'aquifère et l'eau de mer ont été étudiées. La différence de charge hydraulique provoquée par la différence de densité entre ces deux fluides constitue le facteur prédominant à l'origine de leurs mouvements relatifs.

Dans les travaux consultés, les auteurs décrivent les phénomènes d'intrusion saline et de sorties en mer. Ceci nous a permis de caractériser la nature des écoulements au niveau des sources sous-marines et ainsi d'établir une typologie. Trois types de sources doivent être considérés :

1. celles dont les exutoires sont mal développés, se présentant sous forme de fissures élargies avec sorties relativement diffuses. Les écoulements sont en général faibles, avec de l'eau relativement douce tout au long du cycle hydrologique ;

2. les sources de grandes dimensions, caractérisées par de forts débits en crue et une eau saumâtre au cours de l'étiage, ou même sur l'ensemble du cycle hydrologique ;

3. les sources de dimensions significatives, mais qui présentent peu ou pas de mélange avec l'eau de mer.

Dans les études anciennes, les auteurs émettent des hypothèses quant au fonctionnement de l'aquifère karstique, mais celles-ci reposent en général sur des observations qualitatives ponctuelles et rarement sur des mesures. Ces observations sont insuffisantes pour comprendre le fonctionnement des aquifères karstiques littoraux. C'est pourquoi nous avons étudié trois aquifères karstiques côtiers méditerranéens à exutoires sous-marins afin d'améliorer la connaissance du fonctionnement de ces systèmes et de leurs relations avec la mer. Les

systèmes étudiés sont l'aquifère de la Mortola situé en partie en France et en Italie, le système de Moraig-Toix en Espagne et le système de Thau en France.

L'étude de ces karsts s'est appuyée sur une approche de leur structure karstique et sur l'analyse de leur fonctionnement. Le cadre dans lequel se développe la karstification a été analysé, à partir des données de géologie régionale. Cette analyse a fourni des informations sur la structure des karsts, sur leur aire d'alimentation, et a permis de définir la nature des connexions avec la mer. Par ailleurs, les données de précipitation, de débit ou de charge hydraulique, et des données de température et de conductivité électrique à la source et dans les conduits principaux en connexion avec la mer ont été enregistrées plus ou moins en continu et analysées afin de caractériser le fonctionnement hydrogéologique des trois aquifères. Ces observations nous ont permis de caler, pour la Mortola et Moraig, une modélisation simplifiée reliant les débits et la salinité des sources aux précipitations. Cette modélisation permet de mieux comprendre le fonctionnement de ces systèmes, et aussi d'accéder à certains paramètres inconnus, comme le volume probable des réserves de l'aquifère.

Les principaux résultats obtenus sont les suivants :

- Le système karstique de la Mortola a subi une évolution complexe, avec des phases de karstification anciennes, colmatées et érodées au cours du soulèvement plio-quaternaire, puis des phases de karstification plus récentes. Les forts reliefs sont responsables d'un important ruissellement et de l'absence d'une évolution karstique récente significative. De ce fait, ce système est caractérisé par un faible degré de fonctionnalité et se comporte plutôt comme un aquifère fissuré. Ceci se traduit par une charge hydraulique forte dans l'aquifère qui évite l'intrusion marine et maintient la présence d'eau presque douce à la source toute l'année.

- Le système de Moraig-Toix possède un réseau karstique bien développé, notamment en profondeur ; il est marqué par une importante intrusion d'eau de mer. L'étude des chroniques conduit à assimiler l'aquifère à un vaste réservoir, au sein duquel prennent place des écoulements typiquement karstiques (vidange de réservoirs et conduits, effet de chasse …). Dans ce modèle conceptuel, ce réservoir est alimenté par les précipitations et connecté au milieu marin en deux points. Un flux d'eau de mer quasi continu pénètre dans le réservoir par la première connexion (conduit de Toix). L'eau de mer se mélange ensuite à l'eau du réservoir. L'eau saumâtre du réservoir est ensuite évacuée par la seconde connexion (conduit de Moraig).

- La source de la Vise est l'un des exutoires du système karstique de Thau. La karstification de ce système se développe en profondeur sous un bassin miocène ; des circulations profondes thermominérales se mêlent aux écoulements karstiques. Malgré un isolement partiel de la mer lié à la sédimentation miocène et pliocène, l'eau présente une faible salinité. Celle-ci provient d'un mélange avec de l'eau marine ancienne, issue d'un réservoir thermal profond et remontant à la faveur de failles. Les débits des nombreuses sources du système sont importants ; celui de la Vise n'est connu qu'en période d'étiage, il est alors compris entre 50 et 100 l/s.

Ces résultats ont permis de caractériser les aquifères karstiques littoraux par leur fonctionnement en relation avec le milieu marin et d'en proposer une classification, prenant en compte leur structure karstique. Trois types sont distingués :

1. les aquifères à karstification peu développée, du type Mortola, caractérisés par des débits limités et peu variables et une eau potentiellement douce toute l'année ;

2. les aquifères à karstification bien développée, présentant des conduits ouverts sur le milieu marin (type Moraig-Toix), caractérisés par des débits importants et très variables et par un mélange avec l'eau de mer, au moins pendant l'étiage ;

3. les aquifères à karstification bien développée, mais complètement ou partiellement isolés du milieu marin, du type système de Thau, caractérisés par des débits importants, avec une eau douce durant tout le cycle hydrologique.

Ce travail a été réalisé également dans la perspective d'une mise en exploitation puis d'une gestion de ces sources sous-marines. C'est pourquoi nous avons utilisé les outils de modélisation calés sur les observations pour aider à la gestion de la ressource. L'outil modélisation se révèle indispensable pour la prévision des débits et de la salinité de la source, soit pour préciser au début d'un projet les caractéristiques moyennes et extrêmes d'une source, soit pour donner en temps réel les débits et salinité à attendre pour les prochains mois en fonction des précipitations. Selon le type de système en présence, différentes solutions sont envisagées pour l'utilisation de l'eau de l'aquifère. Pour un système de type 1, le captage au niveau de l'exutoire peut être envisagé pour recueillir l'eau douce et la conduire jusqu'en surface. Cette solution sera couteuse du fait des faibles volumes d'eau mobilisables. Pour les karsts du type 2, la gestion de la ressource passe d'abord par une interruption des intrusions d'eau de mer, s'appuyant sur des ouvrages de colmatage construits soit dans l'aquifère, soit à l'exutoire ; ces solutions techniques doivent être élaborées après une solide étude de la structure de l'aquifère et de son fonctionnement en relation avec la mer. Enfin, pour l'utilisation de l'eau des systèmes de type 3, il suffit de capter l'eau à l'exutoire ou directement dans le conduit. L'analyse des différents aspects hydrauliques du fonctionnement du dispositif de captage permet de proposer des solutions techniques conduisant à prélever l'eau des sources sous-marines en limitant les impacts sur l'aquifère et sur la qualité de l'eau.

L'acquisition de données mesurées en continu sur les sources, pendant au moins un cycle hydrologique, est la clef pour l'étude de ces systèmes et la gestion de leur ressource. Les données de débit, température et conductivité électrique acquises à un pas de temps horaire sur au moins un cycle hydrologique permettent, comme nous l'avons vu à Moraig-Toix, une compréhension fine des mécanismes d'écoulement et du fonctionnement global de l'aquifère. A la Mortola, le manque de données de qualité a été un frein à l'étude hydrologique détaillée. Ces données se révèlent indispensables en vue d'une utilisation de l'eau pour l'alimentation. Elles rendent possible le développement d'un modèle conceptuel de fonctionnement du système. Ce modèle a par exemple permis d'envisager des solutions pour l'arrêt de l'intrusion saline dans le système de Moraig-Toix. Si ces solutions s'avéraient efficaces, et si l'eau devenait douce, il suffirait de la capter directement dans le conduit de Moraig. Au contraire à la Mortola, l'absence de données préalables en prélude à la conception du dispositif de captage a conduit à la mise en place d'un système surdimensionné pour le captage des eaux douces de cette source. Une prospective de mise en exploitation de la ressource de ces aquifères passe donc par l'obtention préliminaire de données hydrologiques de qualité.

Cette thèse espère répondre ainsi aux objectifs initiaux qui lui avaient été fixés, à savoir la compréhension du fonctionnement des aquifères karstiques côtiers à exutoires sous-marins en vue de leur captage. Elle fournit une méthodologie d'étude de ces aquifères et apporte les outils indispensables à la gestion de leur ressource. Toutefois, du point de vue des connaissances fondamentales, certains aspects n'ont pas pu être abordés, en particulier celui

de la dissolution de la roche encaissante par les mélanges eau douce-eau de mer. Cette question est importante, car ce processus contribue à une évolution très particulière de la karstification dans ces systèmes ouverts sur le milieu marin. Son étude pourrait aider à mettre en évidence une possible évolution rapide en terme géologique, du degré de connexion entre ces systèmes et la mer. Il faudrait alors s'intéresser à l'influence sur le fonctionnement de ces aquifères, de ces transformations rapides dues à une karstification spécifique concernant uniquement leur zone noyée.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Alfirevic, S., 1963. Hydrogeological investigations of submarine springs in the Adriatic. In: AIH Publ., Réunion de Belgrade. Comité National Yougoslave pour la Géologie de Génie Civil et l'Hydrogéologie, Belgrade, pp. 255-264.

Ambroise, B., 1998. La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant - Processus, Facteurs, Modèles., H*G*A* Publ., Bucarest, 200 p.

Aquilina, L., Ladouche, B., Doerfliger, N., Seidel, J.L., Bakalowicz, M., Dupuy, C., Le Strat, P., 2002. Origin, evolution and residence time of saline thermal fluids (Balaruc springs, Southern France) : implications for fluid transfer across the continental shelf. Chemical Geology, 192: 1-21.

Aquilina, L., Ladouche, B., Doerfliger, N. Bakalowicz, M., 2003. Deep Water Circulation, Residence Time and Chemistry in a Karst Complex. Ground Water, 41 (3): 790-805.

Arfib, B., 2001. Etude des circulation d'eaux souterraines en aquifère karstique côtier : observations et modélisation de la source saumâtre Almyros d'Héraklion, Crète (Grèce). Thèse de troisième cycle, Université Paris VI, 337 p.

Arfib, B., 2001. Ecoulement préférentiels en aquifères karstiques côtiers : impacts sur la salinité de l'eau dans le système de l'Almyros d'Héraklion, Crète, Grèce. 7e Colloque en Pays calcaire et Milieu Fissuré, pp. 13-16.

Arfib, B., Ganoulis, J., 2004. Modélisation physique de l'intrusion d'eau de mer dans un aquifère karstique : cas de l'Almyros d'Héraklion (Crète), Comptes Rendus Géoscience, 336 (11) : 999-1006.

Arfib, B., de Marsily, G., 2004. Modeling the salinity of an inland coastal brackish karstic spring with a conduit-matrix model, Water Resour. Res., 40, W11506, doi:10.1029/2004WR003147.

Argyriadis, I., 2003. Une réalisation industrielle d'exploitation de résurgences sous-marines d'eau douce. Géologues, 136: 42-46.

Armangau, C., Avias, J., 1971. Note préliminaire sur l'étude de l'hydrodynamique, de la salinité, de la température et de la pollution des eaux des étangs côtiers du Languedoc-Roussillon par télédétection au moyen de senseurs infrarouge. Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris, D, 273: 1910-1913.

Aronis, G., 1962. Observations on the coastal karst of Greece. In: AIH Publ., Réunion d'Athènes. Greek institute for geology and subsurface research, Athènes, pp. 256-265.

Astruc, 1740. Mémoires pour l'histoire Naturelle de la Province du Languedoc, Guillaume Cavelier, Paris.

Aunay, B., Le Strat, P. avec la collaboration de Aguilar, J-P., Camus, H., Clauzon, G., Dörfliger, N., 2002. Introduction à la géologie du karst des Corbières. RP-51595-FR, BRGM, 86p.

Aunay, B., le Strat, P., Duvail, C., Dörfliger, N., Ladouche, B., 2003. Méthode d'analyse géologique sur la karstification des Corbières orientales et influence des évènements néogènes (tortono-messiniens). In: E. Servat, Najem, W., Leduc, C., Shakeel, A. (Ed.), Hydrology of the Mediterranean and semiarid Regions. IAHS, Montpellier, pp. 124-129.

Aunay, B., 2003. Etude hydrodynamique d'un système karstique littoral dans les Corbières Orientales (France). Interactions entre aquifère karstique et milieu poreux; salinité de la source de Font Estramar. Centre d'Hydrogéologie Université de Neuchâtel, Neuchâtel, Travail de diplôme, Cycle spécialisé en Hydrogéologie, 57 p.

Aureli, A., 1996. Methods for evaluating groundwater discharge as applied in southern Italy. In: Buddemeier (Ed.), Groundwater discharge in the coastal zone, Moscou, Russie, 152p.

Avias, J., Marjollet, G., 1973. Note préliminaire sur la possibilité, dans certaines conditions de détecter la localisation des aquifères fissurés karstiques par télédétection radiométrique infrarouge aéroportée, d'après un exemple pris dans les karsts nord-montpelliérains dans la région du bois de Carnas (Gard). Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris, D, 276: 157-159.

Avias, J.V., 1978. Applications possibles de la télédétection à l'inventaire et à la caractérisation des ressources en eaux souterraines. La Houille Blanche, 7 (8): 587-592.

Ayoub, G., Khoury, R., Ghannam .J, Acra, A. & Hamdar, B., 2000. The submarine springs in the Chekka bay, Lebanon: delineation of salient features. IDRC, AUB (American University of Beyrouth), 58 p.

Baïssas, P., 1984. Hydrogéologie karstique des Alpes Maritimes. Karstologia, 3 (1): 70-75.

Bakalowicz, M., 1979. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de sa karstification, Thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles, Paris VI, 269 p.

Bakalowicz, M., Mangin, A., 1980. L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification. Mém. h. sér. Soc. géol. France, 11: 71-79.

Bakalowicz, M., Sorriaux, P., Ford, D.C., 1984. Quaternary glacial events in the Pyrenees from U-series dating of speleothems in the Niaux-Lombrives-Sabart caves, Ariège, France. Norsk geogr. Tidsskr., 38: 193-197.

Bakalowicz, M., 1986. De l'hydrochimie en karstologie. Karst Euskadi, 2.

Bakalowicz, M., 1990. Développement et gestion des ressources en eau d'Haïti : les ressources en eau du karst et leur mise en valeur., Programme des Nations Unies pour le développement, République d'Haïti, 50p.

Bakalowicz, M., 1996. Les processus de karstification et les différents types de karst associés. Mém. Soc. géol. France, 169: 363-371.

Bakalowicz, M., Le Strat, P., 1997. Etang de Salses-Leucate. Contexte géologique. Implications hydrogéologiques sur les écoulements souterrains dans la partie nord de l'Etang. R 39677, Rapport BRGM.

Bakalowicz, M., 1999. Connaissance et gestion des ressources en eau souterraines dans les régions karstiques, Guide technique du SDAGE Rhone-Méditerranée-Corse, 40p.

Bakalowicz, M., 2000. Protection des ressources en eau karstique et aménagement et gestion du territoire. La Houille Blanche, 7/8: 122-126.

Bakalowicz, M., Fleury, P., Dörfliger, N., Seidel, J.L., 2003. Coastal karst aquifers in mediterranean regions. A valuable ground water resource in complex aquifers. In: Instituto Geologico y Minero de Espana Publ., Technologia de la Intrusion de Agua de mar en Acuiferos Costeros : paises mediterraneos (TIAC). Hydrogeologia y aguas subterraneas n°8, Alicante, 2: 125-140.

Bakalowicz, M., Fleury, P., Jouvencel, B., Promé, J.J., Becker, P., Carlin, T., Dörfliger, N., Seidel, J.L., Sergent, P., 2003. Coastal karst aquifers in mediterranean regions. A methodology for exploring, exploiting and monitoring submarine springs. In: Instituto Geologico y Minero de Espana Publ., Technologia de la Intrusion de Agua de mar en Acuiferos Costeros : paises mediterraneos (TIAC). Hydrogeologia y aguas subterraneas n°8, Alicante, 2: 673-680.

Bakalowicz, M., Aunay, B., Le Strat, P., Dörfliger, N., Fleury, P., 2003. Karst development potential and base level changes in Mediterranean regions : a unique reference model, International Conference on karst Hydrology and Ecosystems, Bowling Green, Kentucky.

Bakalowicz, M., à paraître. Eaux souterraines de la France. Chapitre Hydrogéologie karstique des Causses Majeurs.

Bakic, M., 1966. Hydrogeological importance of results of prospecting for water on the isle of Brac., Mémoire de l'A.I.H, Réunion de Belgrade, pp. 299-307.

Banks, W.S.L., Paylor, R.L., Hughes, W.B, 1995. Using Thermal-Infrared Imagery to Delineate Ground-Water Discharge. Ground Water, 34 (3): 434-443.

Barner, W.L., 1997. Ground water flow in a young karst terrane, northern Guam, Marina Islands. In: Günay et Johnson (Ed.), Karst Waters and Environmental Impacts. Balkema, Rotterdam, pp. 457-465.

Barrocu, G., 2003. Seawater intrusion in the coastal aquifers of Italy. In: IGME Publ., TIAC, Tecnologia de la Intrusion de Agua de mar un acuiferos Costeros : paises mediterraneos, Alicante, Espagne, 2: 207-224.

Bassompierre, P., Roux, J.C., 1968. Etude hydrogéologique des Fontaines d'Yport (Seine Maritime), BRGM, Mont Saint Aignan, 31 p.

Bellaiche, G., Loncke, L., Gaullier, V., Mascle, J., Courp, T., Moreau, A., Radan, S., Sardou, O., 2001. Le cône sous-marin du Nil et son réseau de chenaux profonds : nouveaux résultats (campagne Fanil). Compte Rendus de l'Académie des Sciences, 333 (7): 399-404.

Benac, C., Rubinic, J., Ozanic, N., 2003. The origin and evolution of coastal and submarine springs in Bakar bay. Acta Carsologica, 12: 157-171.

Beven, K.J., 1989. Changing ideas in hydrology - The case of physically-based models. Journal of Hydrology, 105: 157-172.

Beven, K.J., 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. Advances in Water Resources, 16: 41-51.

Bezès, C., 1976. Contribution à la modélisation des systèmes aquifères karstiques ; établissement du modèle Bemer ; son application à quatre systèmes karstiques du midi de la France. Sciences de la Terre - Géologie appliquée. Thèse de doctorat ès Sciences, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 135 p.

Bigot-Cormier, F., Sage, F., Sosson, M., Déverchère, J., Ferrandini, M., Guennoc, P., Popoff, M., Stéphan, J-F., 2004. Déformations pliocènes de la marge nord-Ligure (France) : les conséquences d'un chevauchement crustal sud-alpin. Bull. Soc. géol. Fr., 175 (2): 197-211.

Bini, A., 1994. Rapports entre la karstification périméditerranéenne et la crise de salinité messinienne, l'exemple du karst lombard (Italie). Karstologia, 23 (1): 33-53.

Biondic, B., Biondic, R., 2003. State of seawater intrusion of the Croatian coast. In: IGME Publ., TIAC, Tecnologia de la Intrusion de Agua de mar un acuiferos Costeros : paises mediterraneos, Alicante, 2: 225-238.

Blanc, J.J., 1995. Etapes et facteurs de la Spéléogénèse dans le Sud-Est de la France. Karstologia, 26 (2): 13-26.

Blanc, J.J., 1997. Géodynamique et histoire du karst. Application au Sud-Est de la France. Quaternaire, 8 (2-3): 91-105.

Blanc, P.L., 2002. The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar Strait : assessing the size of a cataclysm. Geodinamica acta, 15: 303-317.

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. Géoscience, 336 (6): 523-533.

Blume, H.-J.C., Kendall, B. M., Fedors, J. C., 1981. Multifrequecy Radiometer Detection of Submarine Freshwater Sources Along the Puerto Rican Coastline. Journal of Geophysical Research, 86: 5283-5291.

Boillot, G., Montadert, L., Lemoine, M., Biju Duvail, B., 1984. Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, 342 p.

Boisson, M., Thierry, D., 1991. Logiciel Gardénia. Guide d'utilisation. Rapport BRGM, R 32 209.

Bonacci, O., Fritz, F., Denic, V., 1995. Hydrology of Slanac Spring, Croatia. Hydrogeology Journal, 3 (3): 31-40.

Bonacci, O., Roje-Bonnaci, T., 1997. Sea water intrusion in coastal karst springs : example of the Blaz Spring (Croatie). Hydrological Sciences Journal, 42: 89-100.

Bouillin, O., Flandrin, J., Forkasiewicz, J., Paloc, H., Poitrinal, D., 1973. Contribution à la connaissance hydrodynamique d'un réservoir aquifère calcaire d'après l'exemple fourni par la Fontaine de Vaucluse, 2ème colloque intern. sur les eaux souterraines, Palerme (Italie), pp. 93-103.

Bögli, A., 1978. Karsthydrographie und Physische Speläologie. Springer, Berlin: pp 135-136.

Brandt, C., 1997. Font Estramar, 11 ans de recherches en plongée dans un grand réseau noyé en bordure de la Méditerranée. Exploration et Spéléologie, Symposium 4, Publication du 12ème Congrès international de spéléologie, La Chaux-de-Fonds, Suisse, pp. 71-74.

Braudo, C.J., Mero, F., Mercado, A., 1968. Submarine Spring discharge using radioactive tracers. Journal of the hydraulic division, proceedings of the A.S.C.E. (U.S.A.), pp. 399-409.

Brooks, H.K., 1961. The submarine spring off Crescent Beach, Florida. Quarterly Journal of the Florida Academy of Sciences, 24: 122-134.

Buachidze, I.M., Meliva, A.M., 1967. On the problem of groundwater discharge to the Black Sea in the region of Gagra. TR. Nauchno-issled. Lab. Gidrogeol. Inzh. Probl. Gruzinskogo Politech. Inst., 3: 17-24.

Burdon, D.J., Safadi, C., 1964. The karst groundwater of Syria. Journal of Hydrology, 2: 324-347.

Buttacavoli, G., 1972. Problèmes hydrogéologiques relatifs au système des sources sub-aériennes et sous-marines de Cefalù, Sicile., XXIV Congrès Géologique international, Montréal.

Butuzova, G.Y., 1969. Recent Volcanic and Sedimentary Process in the Cauldron of Santorin Volcan, the Aegian Sea, and its Effect on the Geochemistry of Sediments. Nauka, Moscow, 112 p.

Caballero, Y., 2001. Modélisation des écoulements d'origine pluvio-nivo-glaciaire en contexte de haute montagne tropicale. Application à la haute-vallée du Zongo (Bolivie). Thèse de Doctorat, Université Montpellier.

Callahan, J.T., 1964. The yield of sedimentary aquifers of the coastal plain southeast of river basins. U.S. Geol. Surv. Water-supply Pap., 56 p.

Calvino, F., Stefanon, A., 1963. Osservazioni Geologiche sulla Polla Rovereto e le altre sorgenti sottomarine della Mortola (Riviera di Ponente), Atti dell'instituto di geologia della Universita di Genova, pp. 205-239.

Calvino, F., Stefanon, A., 1969. The submarine springs of fresh water and the problems of their capture. Rap. Comm. Int. Mer Médit., 19 (4): 609-610.

Cande, S., Kent, D., 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. J. Geophys. Res., 97 (B 10): 13917- 13951.

Cande, S., et Kent, D., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. J. Geophys. Res., 100 (B4): 6093-6095.

Cardona i Olivan, F., 1990. Grans Cavitats de Catalunya. Segon volum : el sistema mediterrani i la depressio central., Espeleo club de Gracia, Badalona, 485p.

Cassinis, R., 1967. Detection of fresh water submarine flows by means of in situ salinity measurements of sea water. Ric. Sci.

Cassinis, R., 1967. Preliminari su una ricerca degli efflussi di acqua dolce lungo le coste siciliane mediante misure di salinita' in mare. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, IX (34): 120-135.

Cerruti, A., 1948. Ulteriori notizie sulle sorgenti sottomarine (Citri) del Mar Grande e del Mar Picolo di Taranto e sulla loro eventual utilizzazione. Boll. Pesca., Piscic. Idrobiol., 23 (1/3): 57-72.

Chaumillon, E., Deverchère, J., Réhault, J.-P. et Gueguen, E., 1994. Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale ligure (Méditerranée occidentale). C. R. Acad.Sci. Paris, 319 (2): 675-682.

Chow, V.T., 1964. Handbook of Applied Hydrology., New York, 1418 p.

Church, T.M., 1996. An underground route for the water cycle. Nature, 380: 579-580.

Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1978. Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. Mar. Geol., 27 (3-4): 193-365.

Clauzon, G., 1973. The eustatic hypoyhesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhone Valley, Init. Repts DSDP, Washington, pp. 1251-1256.

Clauzon, G., 1978. The Messinian Var canyon (Provence, Southern France). Paleogeographic implications. Marine Geology, 27 (3-4): 231-246.

Clauzon, G., 1979. Le canyon Messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 29: 15-40.

Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "dessicated deep-basin model" [Hsü, Cita et Ryan, 1973]. Bull. Soc. géol. France, XXIV (3): 597-610.

Clauzon, G., Aguilar, J.P., Michaux, J., 1987. Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France) : exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. C. R. Acad. Sc. Paris, 304, Série II (11): 585-590.

Clauzon, G., 1988. Evolution géodynamique pliocène du bassin de Cucuron/Basse-Durance (Provence, France) : une mégaséquence de comblement d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. Géol. Alpine, Mém. H.S., (14): 215-226.

Clauzon, G., 1989. Un exemple de régularisation accélérée de côte à rias : le littoral méditerranéen français du Pliocène inférieur. Bull. Centre Géomorphologie Caen, 36: 239-242.

Clauzon, G., Suc, J.P., Aguilar, J.P., Ambert, P., Cappetta, H., Cravatte, J., Drivaliari, A., Domenech, R., Dubar, M., Leroy, S., Martinel, J., Michaux, J., ROIRON, P., Rubino, J-L., Savoye, B., Vernet, J-L., 1990. Pliocene Geodynamic and climatic evolutions in the french mediterranean region. Paleontologia i Evolucio, Iberian Neogene Bassins, 2: 131-186.

Clauzon, G., Rubino, J.L., 1992. les Gilbert deltas pliocènes du Golfe du Lion et de Ligurie : des constructions sédimentaires originales consécutives à la crise de salinité messinienne, Livret guide de l'excursion ASF, 127p.

Clauzon, G., Rubino, J-L. et Savoye, B., 1995. Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast. A typical infill feature of preexisting subaerial Messinian canyons. In: I.-. AFS Publ., IAS-16th Regional Meeting of Sedimentology - 5ème congrès Français de sédimentologie-ASF. ASF, pp. 145-222.

Clauzon, G., Rubino, J.-L., 1996. Utilisation des marqueurs morphologiques et stratigraphiques messiniens et pliocènes pour la restitution de l'évolution géodynamique des 7 derniers Ma : l'exemple du Var (Alpes-Maritimes, France). In: ASF-SGF Publ., Quantification de la tectonique et de l'eustatisme - Réunion ASF-SGF, Rennes.

Clauzon, G., Rubino, J.L., Suc, J.P., 1996. Les Rias pliocènes du Var et de Ligurie : comblement sédimentaire et évolution géodynamique. Livret guide - Excursion commune du Groupe Français d'Etude du Néogène et du Groupe Français de Géomorphologie, 44 p.

Clerc, J.M., Mairine, P., Burkhalter, R., Coudray, J., 1986. Télédétection des émergences d'eau douce en mer sur le littoral ouest et sud de l'île de la réunion par thermographie infra-rouge aéroportée., Convention conseil régional - Ader - Provence - Alpes - Cote d'azur, 126p.

Cluseau, R., 1965. Mission expérimentale à la Ciotat et Cassis. Recherches des émergences d'eau douce en mer, BRGM.

Condom, 2003. Dynamiques d'extension lacustre et glaciaire associées aux modifications du climat dans les Andes Centrales, Thèse de 3ème cycle, Université Paris VI, 284 p.

Cooper, H.H., Kohout, F.A., Henry, H.R., Glover, R.E., 1964. Sea Water in coastal aquifers, relation of salt water to fresh ground water. U.S. Geol. Surv., 1613-C: 84 p.

Corbel, J., 1957. Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison, Institut des études Rhodaniennes de l'Université de Lyon, Mémoires et documents, Publication Hors Série de la revue de Géographie de Lyon, 12.

Cormary, Y., Guilbot, A., 1971. Ajustement et réglage des modèles déterministes. Méthode de calage des paramètres. La Houille Blanche, 2: 131-140.

Corroy, G., Gouvernet, C., Chouteau, J., Sivirine, A., Gilet, R., Picard, J., 1958. Les Résurgences sous-marines de la région de Cassis, Bulletin de l'Institut Océanographique, Monaco, 18p.

Cortes, J.M., Antoranz, A., Menvielle, S., Ratsimandresy, A., Cisneros, J., Ramos, S., Cabrera, M.C., Serrano, V., Mateu, J., 2000. La intrusion marina en el sistema de cuevas Moraig-Toix. Un estudio para la recuperacion del acuifero de la depresion de Benissa (Marina Alta - Alicante). Ve Congresso Geologico de Espana. Alicante: 26p.

Cotecchia, V., Tadolini, T., Tazioli, G.S., Tulipano, L., 1973. Studio idrogeologico della zona della Sorgente Chidro (Tarento), 2e Convegno Internazionale Sulle Acque Sotterranee, Palermo, pp. 3-15.

Cotecchia, V., 1981. Methodologies adopted and results achieved in the investigations of sea water intrusion into the aquifer of Apulia (Southern Italy), Sixth Salt Water Intrusion Meeting, Hanover, pp. 1-68.

Cotecchia, V., Frederico, A., 1983. On an approximate evaluation of the mass flow rate of submarine springs. Geologica Applicata e Idrologia, XVIII (Part II): 253-255.

Cotecchia, V., 1997. Karstic coastal aquifers : guidelines for study, monitoring and control. In: Food and agriculture organisation of the united nation.-. Rome Publ., Water reports, 11, pp. 57-66.

Crosby, F.W., Crosby, W.O., 1896. The sea mills of Cephalonia. Technol. Q. Proc. Soc., Mass. Inst. Technol., Boston, 9 (1): 6-23.

Daoxian, Y., 1991. Karst of China, Pekin, pp. 108-110.

Dawdy, D.R., O'Donnel, T., 1965. Mathematical models of catchment behaviour. ASCE, 91 (HY4): pp 123-137.

Dazy, J., Drogue, C, Charmanidis, PH, Darlet, C., 1997. The influence of marine inflows on the chemical composition of groundwater in small islands : the example of the Cyclades (Greece). Environmental Geology, 31 (3/4): 133-141.

Dia, A.N., Aquilina, L., Boulegue, J., Suess, E., von Breymann, M. Bourgois, J., 1992. Fluids from the Peru subduction zone vents ; trace element and isotopic constraints. EOS, Transactions, American Geophysical Union, 73 (14): 153p.

Djurasin, K., 1942. Contribution à l'hydrographie du karst littoral. Bulletin technique, Zagreb, 59p.

Doerfliger, N., Ladouche, B., Bakalowicz, M., Pinault, J.L., Chemin, P., 2001. Etude du pourtour de l'étang de Thau, phase II. Synthèse générale. 4, RP-50789-FR, BRGM, 34 p.

Doerfliger, N., Le Strat, P., 2001. Etude du pourtour est de l'étang de Thau, phase II. Définition du modèle géologique et inventaire des phénomènes karstiques. 1, RP-50786-FR BRGM, 136p.

Doerpinghaus, E., 1996. Submarine springs and their uses - reflections on the history of research into a neglected phenomenon in coastal hydrology, Natural Resources and Development. Institute for scientific Co-operation, Tubingen, 36: 26-44.

Drew, D., 1992. Burren field trip, Introductory notes and guide to sites visited, COST 65, Galway Meeting.

Drogue, C., Bidaux, P., 1986. Simultaneous outflow of fresh water and inflow of sea water in a coastal spring, Nature, pp. 361-363.

Drogue, C., 1989. Continuous inflow of seawater and outflow of brackish water in the substratum of the karstic island of Cephalonia, Greece. Journal of Hydrology, 106: 147-153.

Drogue, C., 1996. Groundwater discharge and freshwater saline water echange in karstic coastal zone. In: R.W. Buddemeier (Ed.), Groundwater discharge in the coastal zone. LOICZ, Moscou, pp. 37-43.

Dubois, P., Sorriaux, P., Soudet, H.J., 1993. Rospo Mare (Adriatique). Un paléokarst pétrolier du domaine méditerranéen. Karstologia, 21: 31-42.

Durozoy, G., Paloc, H., 1967. Recherches sur les ressources en eaux karstiques du littoral méditerranéen français, Symposium de Haïfa - Alimentation artificielle et aménagement des nappes aquifères. AIHS, Haïfa, pp. 457-465.

Eckstein, Y., 1969. Hydrology of a volcanic island Che Ju Do, Korea. Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol., 14: pp.45-60.

Eftimi, R., 2003. Some considerations on seawater-freshwater relationship in Albanian coastal area. In: IGME Publ., TIAC, Tecnologia de la Intrusion de Agua de mar un acuiferos Costeros : paises mediterraneos, Alicante, Espagne, pp. 239-250.

Egorov, S.V., 1971. A contribution to the characterisation of Cuba karst. Gidrogeol. Karstoved., 4: 85-93.

El-Baz, F., 2001. Remote sensing of groundwater upwellings off the Northeastern coast of Oman by Landsat thermal Data, GSA Annual Meetings and Exposition Abstracts. The Geological Society of America, Boston, pp. A-346.

Elhatip, H., 1997. Monitoring of sea water intrusion zone along the Mediterranean coast of Turkey. In: Günay et Johnson (Ed.), Karst Waters and Environmental Impacts. Balkema, Rotterdam, pp. 433-439.

Elhatip, H., 2001. Estimation of discharge of the shallow submarine springs by means of hydrochemical techniques. Case study : Ovacik submarine springs along the mediterranean coast of Turkey, First International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers - Monitoring, Modeling, and Management., Essaouira, Morocco, 8 p.

Espejo Molina, J.M., Fernandes Luanco, M.C., Linares Girela, L., 1988. Inventario de surgencias de aguas de origen continental en el littoral mediterraneo del sur de Espana, mediante utilizacion de sensores termicos aeroportados con apoyo de tecnicas oceanograficas e hidrogeologicas., Estado del arte a nivel nacional e internacional, Almunecar, pp. 191-228.

Estapé, J.A., 1997. Agua dulce en el mar. In: D.M. Arellano, Gomez-Martin, M.A., Antigüedad, I. (Ed.), Investigaciones Hidrogeologicas en Cuba, pp. 253-268.

F.A.O, 1964. Karst groundwater investigations in Greece, 99 p.

Fayol, H., 1886. Lithologie et stratigraphie du bassin houiller de Commentry. Bull. Soc. Ind. Min., 2: 15p.

Ferguson, G.E., et al, 1947. Springs of Florida. 31, Florida Geological Survey, Bull.

Fernandez Rubio, R., Baquero Ubeda, J. C., Lorca Fernandez, D., Serrano, J.V., 2003. In: J.A. Lopez-Geta, de Dios Gomez, J., de la Orden, J.A., Ramos, G., Rodriguez, L. (Ed.), Tecnologia de la intrusion de agua de mar en acuiferos costeros : paises mediterraneos. Hydrogeologia y aguas subterraneas N°8. Instituto Geologico y minero de Espana, Acuiferos karsicos costeros. Introduccion a su conocimiento, pp. 3-31.

Fidelibus, M.D., Tulipano, L., 1991. Mixing Phenomena due to sea-water intrusion for the interpretation of chemical and isotopic data of discharge water in the apulian coastal carbonate aquifer (Southern Italy). In: W. de Breuck (Ed.), Hydrogeology of Salt Water Intrusion. A Selection of SWIM Papers. IAH, 11: 317-327.

Fischer, W.A., Moxham, R.M., Polcyn, F., Landis, G.H., 1964. Infrared Surveys of Hawaïan Volcanoes. Science, 146: 733-742.

Fontanes, F., 1882. Note sur l'extension et la faune de la mer pliocène dans le Sud-Est de la France. Bull. Soc. géol. France, 3 (II): 103-141.

Ford, D., Williams, P., 1989. Karst geomorphology and hydrology, Chapman and Hall Publ., 601 p.

Fortier, A., 1974. Mécanique des Fluides. Techniques de l'Ingénieur. A-700, Paris.

Fromant, A.C., 1965. The water supplies of Bahrein. J. Inst. Water Eng., 19: 579-585.

Fuller, M.L., 1906. Condition of circulation at the sea mills of Cephalonia. Geol. Soc. AM., 18: 221-232.

Gallocher, A.P., 1954. Contribution a l'étude de l'émergence sous-marine de Port-Miou. Annales de Spéléologie, Tome IX - Fascicule 3: 171-179.

Gandino, A., Tonelli, A.M., 1983. Recent remote sensing technique in fresh water submarine springs monitoring : qualitative and quantitative approach. In: IAH Publ., Methods and Instrumentation for the investigation of groundwater systems. UNESCO, Holande, pp. 301-310.

Garasic, M., 1991. Morphological and hydrological classification of speleological structures (caves and pits) in the Croatian karst area. Geoloski Vjesnik, 44: 289-300.

Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.-P., Cravatte, J. et Violanti, D., 1984. Age et durée de la crise de salinité messinienne. C.R. Acad. Sci., Paris., 318 (II): 1103-1109.

Gèze, B., 1938,. Les sources mystérieuses des Monts de la Gardiole (Hérault). La Géographie, 69, 4 : 193-208.

Gèze, B., 1962. Caractères structuraux de l'arc de Nice (Alpes-Maritimes). In: Mém. h. sér. Soc. géol. France., Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, pp. 289-300.

Gèze, 1968. Carte géologique au 1 :50 000, Menton-Nice, BRGM.

Gèze, B., 1987. Les mésaventures des sources de l'Estavelle et de l'Inversac en Languedoc méditerranéen. Int. J. Speleol., 16: 101-109.

Gèze, B., Mangin, A., 1980. Le karst de Cuba. Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, 22 (2): 157-166.

Ghyben, B., 1889. Nota in verband met voorgenomen putboring nabij Amsterdam (notes on the probable results of the proposed well drilling near Amsterdam), Inst. Ing. Tijdschr., La Hague.

Gilbert, G.K., 1885. The topographic features of the shorelines. U. S. geol. Surv. Rap., Washington, 5: 75-123.

Gill, A-E, 1982. Atmosphère – Ocean dynamics, Academie Press.

Gilli, E., 1995. Etude des sources karstiques sous-marines et littorales des Alpes Maritimes entre Menton et Nice. Première partie, étude bibliographique, Ministère de l'Environnement, Direction Régionale de l'Environnement PACA, 41p.

Gilli, E., 1997. Etude des sources karstiques sous-marines et littorales des Alpes Maritimes entre Menton et Nice. Deuxième partie, étude des anomalies., Ministère de l'Environnement, Direction Régionale de l'Environnement PACA, 55p.

Gilli, E., 1999. Détection des sources sous-marines et précision de l'impluvium par mesure des variations de salinité. L'exemple de la source de Cabbé-Massolins (Roquebrune-Cap-Martin, France). C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes, 329 (2): 109-116.

Gilli, E., 2001. Compilation d'anciennes mesures de débit à Port-Miou. Apport à l'hydrogéologie de la Basse Provence., 7th Conference on Limestone Hydrology and fissured Media, Université de Franche Comté.

Gilli, E., Mangan, C., 1995. Etude hydrogéologique de la principauté de Monaco, Service de l'environnement.

Glanz, T., 1965. Das Phänomen der Meermühlen von Argostolion. Steir. Beitr. Hydrogeol., Austria, 17: 117-127.

Gomez Gomez, J.D., Lopez Geta, J.A., Garrido Schneider, E., 2003. The state of seawater intrusion in Spain. In: IGME Publ., TIAC, Tecnologia de la Intrusion de Agua de mar un acuiferos Costeros : paises mediterraneos, Alicante,2: 169-186.

Gros, J.C., Lévêque, P.C., Papakis, N., Soubourou, C., 1976. Hydrogéologie et télédétection. C.R. Acad. Sc. Paris, 283 (Série D): 1393-1396.

Gruvel, A., 1929. De quelques particularités océanographiques observées sur les côtes de Syrie. Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences, Paris, 189: 111-112.

Gruvel, A., 1930. De quelques sources marines observées sur les côtes Libano-Syriennes. Compte rendus hebdomadaires des séances de l' Académie des sciences, Paris, 191: 66-67.

Gruvel, A., 1931. Les Etats de Syrie. Richesses maritimes et fluviatiles. Exploration actuelle - avenir. Société des éditions géographiques, maritimes et coloniales (Bibliothèque de la faune des colonies française), Paris, 453p.

Guglielminetti, M. et al., 1974. Remote sensing techniques applied to the study of fresh water springs in coastal areas of southern Italy., 10 th Internal Symposium on Remote Sensing of Environment, Michigan (USA).

Guilbot, A., 1975. Modélisation des écoulements d'un aquifère karstique (liaison pluie-débit). Application aux bassins de Saugras et du Lez., Thèse de Doctorat en Sciences Naturelles, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 117 pp.

Günay, G., 1972. Determination of the Ovacik submarine springs by means of natural isotopes. Réunion de Tokyo 1971. Mémoires A.I.H., Tokyo, pp. 136-139.

Günay, G., Elkhatib, H., 1988. Hydrogeological investigation of the karst submarine springs on the Mediterranean coast of Turkey, by means of remote sensing technique, Karst Hydrogeology and karst environment protection. IAH, Guilin. China, pp. 474-483.

Hakim, B., 1974. Contribution a la détection des sources sous-marines et littorales de la cote libanaise par thermoradiométrie infrarouge (secteur Beyrouth-Enfe). Mémoire DESS, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 30p.

Hakim, B., 1985. Recherche hydrologiques et hydrochimiques sur quelques karsts méditerranéens Liban, Syrie et Maroc.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the triasic. Science, 235: 1156-1167.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.C., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Chart. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins., Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. De Graciansky, P.C. et al., 786, pp. 60.

Hay, A.E., 1984. Remote acoustic imaging of the plume from a submarine spring in an Arctic Fjord. Science, 225: 1154-1156.

Heraud Pina, M.-A., 1995. La plate-forme du Yucatan (Mexique). Karstologia, 26 (2): 1-12.

Herzberg, A., 1901. Die Wasserversorgung einiger Nordsee Bäder. J. Gasbeleucht. Verw. Beleuchtungsarten Wasserversorg., 44: 815-819 et pp. 842-844.

Hilgen, F.J., Langereis, C.G., 1993. A critical re-evaluation of the Miocene/Pliocene boundary as defined in the Mediterranean. Earth Planet. Sci. Lett., 118: 167-179.

Houdry, M., 1900. Des sources au bord de la mer. Société havraise d'études diverses.

Houghton-Carr, H.A., 1999. Assessment criteria for simple conceptual daily rainfall-runoff models. Hydrological Sciences Journal, 44 (2): 237-261.

Hreiche, A., 2003. Modélisation conceptuelle de la transformation pluie-débit dans le contexte méditerranéen, Thèse de 3ème cycle, Université Montpellier II et Université Saint-Joseph (Beyrouth), Montpellier-Beyrouth, 233 p.

Hsü, K.J., Cita, M.B., Ryan W.B.F., 1973. The origin of the Mediterranean Evaporites. Init. Repts DSDP. Washington, 13 (2): 1203-1231.

Hubbert, M.K., 1940. The theory of ground-water motion. J. Geol., 48 (8): 785-944.

Hug, M., 1972-1973. Eléments de mécanique des fluides et hydraulique générale, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.

IGME/CNRS, 1996. Hydrogéologie des aquifères carbonatés de la région d'Agios Nikolaos (Crète, Grèce), Institut de Recherches Géologiques et Minières (IGME), Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Athènes/Moulis, 50p.

Irie, M., Al-Assad., A., 2002. Basic Study of the Submarine Springs in Bassiya Gulf, Ministry of Irrigation, Water Research Center, Japan International Cooperation Agency, Japan Overseas Cooperation Volunteers, 83p.

Irr, F., 1975. Evolution de la bordure du bassin Méditerranéen nord-occidental au Pliocène : nouvelles données biostratigraphiques sur le littoral franco-ligure et leurs implications tectoniques. Bull. Soc. géol. France, XVII (6): 945-955.

Irr, F., 1984. Paléoenvironnements et évolution géodynamique néogènes et quaternaires de la bordure nord du bassin méditerranéen occidental, Thèse de Doctorat, Université de Nice, 464 p.

Issel, J., 1892. Liguria Geolugica e preistorica., 816 p.

Josnin J.Y., Pistre S., Drogue C. (2000) : Modélisation d'un système karstique complexe (bassin de St Chaptes, Gard, France : un outil de synthèse des données géologiques et hydrogéologiques. - Canadian Jour. of Earth Sc., 37, n°10, p. 1425-1445.

Kareh, R., 1967. Les sources sous-marines de Chekka. Hannon, Revue Libanaise de Géographie, II: 36-121.

Kear, D., Wood, B.L., 1959. The geology and hydrogeology of western Samoa. Bull. N. Z. Geol. Surv., 63: 92 p.

Khawlie, M., Sha'aban, A., Abdallah, C., 2000. Evaluating the potentials of submarine springs : an unconventional groundwater source for coastal area - Lebanon. In: ESCWA, BGR, MoWE Publ., Groundwater Rehabilitation for Water Resources Protection and Conservation., Beirut, 13p.

Kiknadze, T.Z., 1965. Some conditions affecting the karst development in Arabika Massif (Caucasus, Western Georgia). Problems of the speleological research, Prague, pp. 53-63.

Kindinger, J.L., Davis, J.B., Flocks, J.G., 2000. Crescent Beach Spring, Atlantic Coast, Florida. Poster, USGS.

Kir'yakov, P.A., Lisichenko, G.V., Emel'yanov, V.A., Mitropol'skii, A.Yu., 1982. Detecting submarine groundwater discharge areas using a radon survey. Vodn. Resur.

Kohout, F.A., 1960. Cycle flow of saltwater in the Biscayne aquifer of southeaster Florida. J.Geophys. Res., 65: 2133-2141.

Kohout, 1966. Submarine springs. The Encyclopedia of Oceanology, New York: 878-883.

Kohout, F.A., Meyer, E.L., Sun, R.J., 1969. Submarine spring discharge using radioactive tracers - Discussions. Journ. of the hydraul. div. proceedings of the ASCE (USA), pp. 512-514.

Kohout, F.A., Robert, F., Williams, R., George, J., Robert, E., 1972. Ocean-Groundwater interface : sinkholes, Blue Holes, and submarine springs - Geologic hydrogeologic windows in the Florida-Bahamas platform. In: USGS Publ., Annual Meetings, Minneapolis, Minnesota. Abstracts with programs. USGS, Mineapolis, pp. 566-567.

Kohout, F.A., Wiesnet, D.R., Deutsch, M., Shanton, J.A., Kolipinski, M.C., 1979. Applications of aerospace data for detection of submarine springs in Jamaïca. Proceedings of the fifth annual William T. Pecora Memorial Symposium on remote Sensing, Sioux Falls, South Dakota, pp. 437-445.

Kondrat'ev, S.I., Dolotov, V.V., Moiseev, Y.G., 1999. Submarine springs of fresh water in the region from Cape Feolent to Cape Sarych. Phys. Oceanogr., 10 (3): 257-272.

Kondrat'ev, S.I., Yu. Shchetinin, T., Dolotov, N.N., Androsovich, A.I., 1999. Hydrological and chemical characteristics of the submarine freshwater source near Cape Aiya. Physical Oceanography, 9 (3): 217-224.

Kono, T.; Tagawa, T., 1996. Submarine springs and groundwater study of Hiji-town in Oita Prefecture, (Japan). Nippon Bunri Daigaku Kiyo, 24 (2): 103-109.

Kositsakulchai, E., 2001. Modélisation de la dynamique de l'hydrosystème du bassin de Mae Klong (Thailande). Une esquisse de système interactif d'aide à la décision pour la gestion de l'eau., Thèse de Doctorat, Université Montpellier II.

Kuscer, I., 1950. (Kraski izviri ob morski obali) Karst sources at the Sea Coast. Razprave Diss. Sazu, Llubljana, Yougoslavia, 3 (A): 138-147.

Kuscer, I., Kuscer D., 1964. Observations on brakish karst sources and sea swallow-holes on the Yugoslav coast, Mémoires A.I.H., Réunion d'Athènes, Athènes, pp. 344-353.

Ladouche, B., Doerfliger, N., Bakalowicz, M. avec la collaboration de J. Cubizolles, 2001. Etude du pourtour est de l'étang de Thau. Phase II. Caractérisation hydrochimique des réservoirs souterrains karstiques et thermaux. 3, RP-50788-FR, BRGM, 79 p.

Ladouche, B., Bakalowicz, M., Courtois, N., Doerfliger, N., Pinault, J.L., Chemin, P., Anus, S. avec la collaboration de Cubizolles, J., Izac, J.L., Venet, C., 2001. Etude du pourtour de l'étang de Thau, phase II. Fonctionnement hydrogéologique du bassin karstique de Thau. 2, RP-50787-FR, BRGM, 275 p.

Lajoinie, J.P., Laville, P., 1979. Les formations bauxitiques de la Provence et du Languedoc. Dimension et distribution des gisements. Mémoire du BRGM, 100, 146 p.

Lapointe, B., 1981. Critères de reconnaissance des paléokarsts. Application aux sondages carottés. Thèse de 3ème cycle, Paris XI-Orsay, Orsay, 299 p.

Le Guen, F., 1991. Sources d'Almyros, Grèce, www.carnetsdeplongee.net/leguen/almyros.htm.

Le Pichon, X., Henry, P., Lallemand, S.J., Boulegue, J., Foucher, J.P, Avedik, F., Westbrook, G.K., 1989. Deep two side scan sonar and submersible survey of a mud volacano field seaward of the Barbados accretionnary prism. In: EOS Transactions, American Geophysical Union Publ., AGU 1989 spring meeting, 70-n°15.

Lehman, O., 1932. Die Hydrographie des Karstes. Leipzig U. Wien.

Lemaire, B., Paloc, H., 1967. Captage de la source sous-marine de la Vise (Balaruc-les-Bains - Hérault). Etat des travaux au 1er septembre 1967, BRGM, Montpellier, 6 p.

Lévêque, P.C., Gros, J.C., Maurin, C., Severac, J., Siméon, C., Viguier, C., 1972.Utilisation de la télédétection infrarouge et des mesures isotpiques – tritium et oxygène 18 – pour l'étude des résurgences d'eau douce le long du littoral aquitain. Compte Rendu de l'Académie des Sciences, 274, pp. 2841-2844.

Lévêque, P.C., 1973. Résultats de l'utilisation de la télédétection de l'oxygène 18 et du Tritium pour l'étude de la marge littorale d'aquitaine. Bulletin de l'Institut de Géologie du bassin d'aquitaine, 14: 241-254.

Lofi, J., 2002. La crise de salinité messinienne : conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du Golfe du Lion, Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille.

Macau Vilar, F., 1965. Détermination des niveaux phréatiques des eaux douces dans un massif calcaire de la "Costa Brava" (Espagne) à partir d'une exploration sous-marine préalable, Hydrologie des roches fissurées. AIHS, Dubrovnik, pp. 455-462.

Maire, R., 1990. La haute montagne calcaire. Karstologia -Mémoires, 3: 1-731.

Maksimovich, G.A., 1957. Submarine karst springs. Uch. Zap. Permsk. Gos.Univ., 11: 95-97.

Maksimovich, G.A., 1963. Principles of Karst Science, 1, 444 p.

Mandel, S., Gilboa, Y., Mercado, A., 1972. Groundwater flow in calcareous aquifers in the vicinity of Barcelona, Spain. Bulletin of the International Association of Hydrological Sciences, XVII: 77-83.

Mangan, C., 1989. Le karst jurassique du rebord sub-alpin dans les Alpes-Maritimes (France). Karstologia, 13 (1): 11-20.

Mangin, A., 1970. Contribution à l'étude d'aquifères karstiques à partir de l'analyse de courbes de décrue et de tarissement. Annales de Spéléologie, 25 (3): 581-609.

Mangin, A., de Marsily, G., 1971. Etude des transferts en milieu karstique. Le karts du Baget. In: Publication du SPEPE , Réunion de Bastia, pp. 3.1-3.5.

Mangin, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de Doctorat ès Sciences, Université de Dijon.

Marasovic, I., 2003. Investigation of the seasonal dynamics and potential of the submarine springs in the east Adriatic coast. Projet d'étude US-Croatie.

Marinos, P., Herman, J.S., Back, W, Xidakis, G., 1985. Structural Control and geomorphic significance of groundwater discharge along the coast of the Mani Peninsula, Peleponnese, Greece, Karst Water Resources. Proceedings of the Ankara - Antalya Symposium. IAHS, Ankara, 161, pp. 481-495.

Marsaud, B., 1997. Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux, Thèse de Doctorat, Orsay-Paris XI, BRGM, Orléans, 301 p.

Marsigli, Comte de, 1725. Histoire physique de la mer, Amsterdam.

de Marsily, G., 1978. De l'identification des systèmes hydrogéologiques., Thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, Tome 1, 206 p.

de Marsily, G., 1994. Quelques réflexions sur l'utilisation de modèles en hydrologie. Revue des Sciences de l'Eau, 7: 219-234.

Martel, E.A., 1907. Rapport sur un projet d'utilisation de la source sous-marine de Port-Miou, Ministère de l'Agriculture, Paris, 11p.

Martel, E.A., 1921. Nouveau traité des Eaux Souterraines. Paris.

Martel, E.A., 1930. Chapitre IX - Gard et Hérault, La France ignorée. Nord - Ouest - Centre - Causses et Pyrénées. La France Ignorée. Sud-Est de la France, Paris, Delagrave Publ.

Martel, E.A., 1933. Chapitre V : les Calanques : de l'Estérel à l'Estaque. La France Ignorée. Sud-Est de la France, Paris, Delagrave Publ.

Martin, C., 1968. La résurgence sous-marine de Port-Miou. Spelunca, 3: 14-20.

Maurin, V., Zoetl, J., 1965. Salt water encroachment in the low altitude karst water horizons of the island of Kephallinia (ionian islands), Hydrologie des roches fissurées. AIHS, Dubrovnik, 2: 423-438.

Mero, F., 1964. Barbutium springs follox up report (septembre 1963- to may 1964), Tahal. Water planing for Israel 2 TD, Tel Aviv.

Meus, P., 1993. Hydrogéologie d'un aquifère karstique dans les calcaires carbonifères (Neblon - Anthisnes, Belgique), Apport des traçages à la connaissance des milieux fissurés et karstiques., Thèse en Sciences, Université de l'Etat de Liège. Faculté des Sciences. Laboratoire de géologie de l'ingénieur, d'hydrogéologie et de prospection géophysique.

Mijatovic, B.F., 1961. Importance des recherches hydrogéologiques complexes des sources littorales et sous-marines dans le karst littoral. In: AIH Publ., Réunion de Rome. Consiglio Nazionale de Ricerche d'Italia et CNRS, Rome, IV: 76-79.

Mijatovic, B.F., 1962. Contribution a la solution qualitative du problème de l'équilibre hydraulique de l'eau douce et salée dans les collecteurs du karst littoral. In: Association Internationnale des Hydrogéologues Publ., Réunion d'Athènes. Greek institute for geology and subsurface research, Athènes, pp. 184-193.

Mijatovic, B.F., 1984. Problems of sea water intrusion into aquifers of the coastal dinaric karst. In: B.F. Mijatovic (Ed.), Hydrogeology of the Dinaric Karst. International Association of Hydrogeologists, 4: 115-142.

Mijatovic, B.F., 1987. Problème de captage en régions karstiques littorales. Bulletin du Centre d'hydrogéologie, Neuchâtel, 7: 65-106.

Mijatovic, B.F., 1996. The possibility of groundwater discharge regulation in the mediterranean coastal zones for fresh water capture : problems arising and salution adopted- case histories. In: R.W. Buddemeier (Ed.), Groundwater Discharge In the Coastal Zone. LOICZ Reports and studies. LOICZ, IGBP, Russian Academy of Science, Moscou, Russie, 8: 77-84.

Milanovic, P.T., 1985. Influence of the karst spring submergence on the karst aquifer regime. Journal of Hydrologie, 84: 141-156.

Milanovic, P.T., 2000. Geological Engineering in Karst, dams, reservoirs, grounting, groundwater protection, water tapping, tunnelling.. Zebra Publishing, Belgrade, 347p.

Mistradis, G.G., 1965. Investigations upon influences of sea-level fluctuations on underground karstification in some coastal regions of South Greece, Proc. Int. Congr. Speleol., Ljubljana, Yugoslavia, 3: 335-340.

Montadert, L., Letouzey, J. and Mauffret, A., 1978. Messinian event : seismic evidence. Init. Repts DSDP, Washington, XLII (1): 1037-1050.

Montoriol Pous, J., 1961. Las surgencias de las Costas de Garraf (Barcelona), 3ème Congrès international de Spéléologie, Vienne, 5: 43-49.

Moore, W.S., 1996. Large Groundwater inputs to coastal waters revealed by 226Ra enrichments. Nature, 380: 612-614.

Moretti, A., Pannuzi, L., Stampanoni, G., Zattini, N., 1965. Synthèse des connaissances géo-hydrologiques des formations calcaires en Italie, Hydrologie des roches fissurées. AIHS, Dubrovnik, 1: 293-307.

Moullard, L., Mijatovic, B., Kareh, R., Massaad, B., 1965. Exploitation d'une nappe karstique captive à exutoire sous-marins. Problèmes posés et solution adoptée côte libanaise. UNESCO, coll. de Dubrovnik, Paris, pp. 237-250.

Mueller, M., 1991. Karst hydrogeology of the Takaka valley, Golden Bay, Northwest Nelson. New Zealand. Journal of Geology and Geophysics, 34: 11-16.

Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles. Journal of hydrology, 27 (3): 282-290.

Nativ, R., Günay, G., Hötzl, H., Reichert, B., Solomon, D.K., Tezcan, L., 1999. Separation of groundwater-flow components in a karstified aquifer using environmental tracers. Applied Geochemistry, 14: 1001-1014.

Nesternoff, W., 1973. Un modèle pour les évaporites messiniennes en Méditerranée : des bassins peu profonds avec dépôts d'évaporites lagunaires. In: C.W. Dooger (Ed.), Messinian Events in the Mediterranean. North-Holland Publishing Company, Amsterdam, pp. 68-81.

Nicod, J., 1989. Les sources karstiques sous-marines et leur signification géomorphologique. In: Les Littoraux - Second Forum du CFG, Caen, CNRS Publ., 36, pp. 57-60.

Ogilvy, A.A., 1957. Geoelectric Methods of Investigations., M.G.U., Moscou, 161p.

Padilla-Benitez, A., 1990. Los modelos matématicos aplicados al analisis de los acuiferos karsticos. Tesis Doctoral Departemento de Geodinamica, Universidad de Granada, 267 p.

Palausi, G., 1968. Les résurgences sous-marines entre l'Esterel et le Cap d'Antibes (A.M.). Rec. Trav. Stn. Mar. Endoume. Bull-FR, 59 (43): 397-404.

Paloc, H., 1968. Etude des sources de Cauvy - Commune de Balaruc-les-Bains, BRGM, Montpellier, 19 p.

Paloc, H., 1971. Détection, étude et captage des sources sous-marines karstiques. Possibilité et tendances actuelles., 2ème Colloque International de Spéléologie, Athènes.

Paloc, H., Potié, L., 1973. "L'eau douce sur le littoral". Etat des connaissances sur les sources littorales et sous-marines. Centre National pour l'Exploitation de Océans, 102 p.

Parisis, D., 1987. "Almyros 87" Expédition de plongée-spéléo en Crète. Spéléo Club de Paris, 47 p.

Perez, T., Vacelet, J., Bitar, G., Zibrowius, H., 2004. Two new Lithistids (Porifer : Demospongiae) from a shallow eastern Mediterranean cave (Lebanon). J. Mar. Bioll. Ass. U.K., 84: 15-24.

Perrin, C., 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative, Thèse de Doctorat, Institut Polytechnique de Grenoble, CEMAGREF, 530 p.

Perrin, J., 2003. A conceptual model of flow and transport in a karst aquifer based on spatial and temporal variations of natural tracers, Thèse de Doctorat, Université de Neuchatel, Faculté des Sciences, 188 p.

Pinault, J.L., Ladouche, B., Doerfliger, N., Bakalowicz, M., 2001. Modélisation inverse des relations pluie-débits et des chimiogrammes - Application aux systèmes karstiques des Fontanilles et des Cent-Fonts (Hérault, France). In: J. Mudry, Zwalhen, F. (Ed.), 7ème Colloque d'hydrologie en Pays Calcaire et Milieu Fissuré. Sciences et Techniques de l'environnement, Université de Franche-Comté, Besançon (France), 13, pp. 289-292.

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., 1997. Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la géochimie des eaux., Thèse de Doctorat, Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 372 p.

Plagnes, V., Bakalowicz, M., 2001. May it propose a unique interpretation for kartsic spring chemographs ? , 7e colloque d'Hydrologie en pays calcaire et en milieu fissuré, 20-22 septembre 2001.

Polydoropoulos, P., Lambrakis, N., Bountis, T., 1997. Application of non-linear methods to the study of the regime of the saltwater karstic spring of "Almyros" Heraklion Crete, Procedings of IAMG'97, Barcelona, pp. 949-954.

Potemkin, M.P., 1952. Australia. Uchpedgiz, Moscou, 128 p.

Potie, L., 1979. Ressources en eau des zones côtières. Syndicat de recherche de Port-Miou, Marseille, 4 p.

Potié, L., 1974. Résurgences sous-marines d'eau douce en Libye., SEM, 23 p.

Potié, L., Ricour, J., 1974. Etude et captage de résurgences d'eau douce sous-marines. Ressources en eau: 5-26.

Potié, L., 1975. Investigations on the subterranean flow in the karstic area near Benghazi. Final report, part A, SEM, COMEX, Coyne et Bellier, 102 p.

Potié, L., 1975. Investigations on the subterranean flow in the karstic area near Benghazi. Final report, part B, SEM, COMEX, Coyne et Bellier, 41 p.

Potié, L., 1976. Etude et recherches hydrogéologique dans le territoire des communes de Noto, Avola, Rosolini, Pachino - Sicile. SEM, Marseille, 20 p.

Potié, L., Tardieu, B., 2002. Port-Miou - Bestouan, Historique et bilan des recherches effectuées sur les résurgences de 1964 à 1978. 27 p.

Puig, J.M., 1987. Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse, Thèse de Doctorat, Faculté des Sciences d'Avignon, 205 p.

Pulido Bosch, A., 1999. Karst water exploitation. In: D. Drew, Hötzl, H. (Ed.), Karst Hydrogeology and Human activities. International contribution to Hydrogeology. IAH, 20: 225-256.

Radulovic, V., 1984. Hydrogeological features of typical karst terrain's in Montenegro. In: B.F. Mijatovic (Ed.), Hydrology of the Dinaric Karst. IAH, 4: 201-227.

Razack, M., Drogue, C., Romariz, C., Almeida, C., 1980. Etude de l'effet de marée océanique sur un aquifère carbonate côtier (Miocène de l'Algrave - Portugal). Journal of Hydrology, 45: 57-69.

Reilly, T.E., Goodman, A.S., 1985. Quantitative analysis of saltwater-freshwater relationships in groundwater systems - A historical perspective. Journal of Hydrology, 80: 125-160.

Réméniéras, G., 1986. L'hydrologie de l'ingénieur. 2ème éd. 1976, EDF et Eyrolles ed., Paris, 456 p.

Ricard, J., Bakalowicz, M., 1996. Connaissance, aménagement et protection des ressources en eau du Larzac, Aveyron (France). Rapport R38953, BRGM, 94 p.

Roche, M., 1963. Hydrologie de surface, Gauthier-Villars (ed.), Paris, 430 p.

Rodriguez Hernandez , L. Medina Gil., A., 1988. La relacion agua continental - agua marina en los embalses subterraneos costeros de la provincia de Alicante. TIAC'88, Almunecar, Espagne, 3: 211-220.

Roques, H., 1956. Localisation conductimétrique des émergences sous-marines de Port-Miou. Annales de Spéléologie, XI (3): 109-112.

Roques, H., 1962. Considérations théoriques sur la chimie des carbonates. Annales de Spéléologie, XVII (1, 2, 3): 11-41 ; 241-284 ; 463-467.

Rosenau, J.C., Faulkner, G.L., Hendry, C.W., Hull, R.W., 1977. Springs of Florida. Geological Bulletin. Florida Geological Survey, 31.

Rouchy, J.M., 1999. Un événement exceptionnel : la crise de salinité messinienne de Méditerranée. In: Fröhlich F.& Schubnel H.-J. (Ed), Les âges de la terre, MNHN, Paris, pp. 104-108.

Rovereto, G., 1934. Polla sottomarina di Capo Garavan (presso La Mortola). Inédit.

Roxburgh, I.S., 1985. Thermal infrared detection of submarine springs associated with the Plymouth Limestone. Hydrological Sciences, 30 (2): 185-196.

Ryan, W.B.F., 1973. Geodynamic implications of the Messinian crisis of salinity. In: C.W.Dooger. (Ed.) , Messinian Events in the Mediterranean, North-Holland, Amsterdam, pp. 26-38.

Ryan, W.B.F., 1976. Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. Sedimentology, 23: 791-813.

Ryan, W.B.F., Cita, M.B., 1978. The nature and distribution of Messinian erosional surfaces - Indicators of a several -kilometres-deep Mediterranean in the Miocene. Marine Geology, 27: 193-230.

Savoye, B., Piper, D-J-W., 1991. The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. Marine Geology, 97 (3-4): 279-304.

Schwerdtfeger, B.C., 1979. On the occurrence of submarine fresh water discharges. Sixth salt water intrusion meeting, Hannover, pp. 231-240.

SEM, BRGM. 1974. Recherche d'eau douce en mer, Syndicat de recherche de Port-Miou, 4 p.

Semikhatov, A.N., 1954. Hydrogeology. Selkhozgiz, Moscou, 328 p.

Servat, E., Dezetter, A., 1991. Selection of calibration objective functions in the context of rainfall-runoff modelling in a sudanese savannah area. Hydrological Sciences Journal, 36 (4): 307-331.

Shaban, A., Khawlie, M., Abdallah, C., 2001. New Water Resources For Southern Lebanon : Thermal InfraRed Remote Sensing of Submarine Springs. South Lebanon Conference, Beirut, pp. 181-189.

Soler, E., de Marsily, G., Jusserand, C., Bourrand, JJ., 1994. Essai de quantification du débit des résurgences sous-marines autour du Piton de la Fournaise (la Réunion, Océan Indien). Revue des Science de l'Eau, 7: 69-79.

Sorriaux, P., 1982. Contribution à l'étude de la sédimentation en milieu karstique. Le système de Niaux-Lombrives-Sabart (Pyrénées ariégeoises). Thèse de 3ème cycle, Université de Toulouse, 255 p.

Stefanon, A., Cotecchia., F, 1969. Prime notizie sulle caratteristiche di efflusso e sulle modalita di investigazione delle sorgenti subacquee aifini di una loro captazione. La Ricerca Scientifica, 58: 165-195.

Stefanon, A., 1972. Capture and exploration of submarine spring. Oceanology international 72, Brighton, England, pp 427-430.

Stefanon, A., 1973. Ulteriori osservazioni sulla Polla di Rovereto e sule altre sorgenti sottomarine della Mortola (Riviera di Ponente). 2° Convegno Internazionale Sulle Acque Sotterranee, Palermo, pp. 11.

Stefanon, A., 1973. Evaluation and capture of submarine Springs. 2° Convegno Internazionale Sulle Acque Sotterranee, Palermo, pp. 13.

Stefanon, A., 1985. Marine Sedimentology through modern acoustical methods : I. Side Scan Sonar. Bollettino di Oceanologia Teorica ed Applicata, 3 (2): 3-38.

Stringfield, V.T., LeGrand, H.E., 1969. Hydrology of carbonate rock terranes - a review with special reference to the United States. Journal of Hydrology, 8: 349-417.

Stringfield, V.T., LeGrand, H.E., 1969. Relation of sea water to fresh water in carbonate rocks in coastal areas, with special reference to Florida, U.S.A., and Cephalonia (Kephallinia), Greece. Journal of Hydrology, 9 : pp 387-404.

Stringfield, V.T., LeGrand, H.E., 1971. Effects of karst features on circulation of water in carbonate rocks in coastal areas, Journal of Hydrology, 14, pp. 139-157.

Swarzenski, P.W., Reich, C.D., Spechler, R.M., Kindinger, J.L., Moore, W.S., 2001. Using multiple geochimical tracers to characterise the hydrogeology of the submarine spring of Crescent Beach, Florida. Chemical Geology, 179: 187-202.

Tadolini, T., Tinelli, R., Tulipano, L., 1983. Discharge conditions and variations of the main hydrological parameters of some coastal apulian springs relating to sea water influence of groundwater. In: Instituto Geologia Applicata et Geotecnica, Università di Bari Publ., Proceeding of the 8th salt water intrusion meeting. Geologia Applicata e Idrogeologia. Instituto Geologia Applicata e Geotecnica - Università di Bari, Bari, 18: 117-127.

Taniguchi, M., Burnet, W.C., Cable, J.E., Turner, J.V., 2002. Investigation of submarine groundwater discharge. Hydrological Proccesses, 16: 2115-2129.

Tavitian, C., Tiniakos, L., 1997. Underground karst water circulation in Peloponnesus, Greece. In: Günay et Johnson (Ed.), Karst Water and Environmental Impacts. Balkema, Rotterdam, pp. 491-498.

Thiéry, D., 2000. Modélisation de sources karstiques avec les modèles globaux Pluie-Débit GARDENIA et GR4. Application aux sources de Fontanilles-Cent Fonts et à 7 sources du Larzac, BRGM, rapport interne non diffusé, 20 p.

Tulipano, L., Fidelibus, M.D., 1984. Geochemichal characteristics of Apulian coastal springs water (Southern Italy) related to mixing processes of ground waters with sea water having different residence time into the aquifer. In: G. Tsakiris (Ed.), Proceeding of the fifth international conference on water resources planing and management. European mediterranean commission for water planning (EMCWP), Athens, pp. 255-267.

Tulipano, L., 2003. Overexploitation consequences and management criteria in coastal karstic aquifers. In: IGME Publ., TIAC'2003, Tecnologia de la Intrusion de Agua de mar un acuiferos Costeros : paises mediterraneos, Alicante, 2: 113-126.

VENSIM Software. Ventana Systems, Inc. http//www.vensim.com.

Violette, S., 1993. Modélisation des circulations d'eau dans le volcan de la Fournaise : approche du bilan hydrogéologique et des échanges thermiques, Thèse de Doctorat, Université Paris VI, 163 p.

Wicks, C.M., Herman, J.S., Randazzo, A.F., Jee, J.L., 1995. Water-rock interactions in a modern coastal mixing zone. GSA Bulletin, 107 (9): 1023-1032.

Wicks, C.M., Herman, J.S., 1996. Regional hydrogeochemistry of a modern coastal mixing zone. Water Resources Research, 32 (2): 401-407.

Williams, M.O., 1946. Bahrein, port of pearls and petroleum. Natl. Geogr., 89 (2): 194-210.

Williams, P.W., 1977. Hydrology of the Waikoropupu springs : a major tidal karst resurgence in Northwest Nelson (New Zealand). Journal of Hydrology, 35: 73-92.

Wolfgang, 1972. Anavalos Kiveri, la source d'eau douce sous-marine, www. Argolis.de/AnavalosKiveri.htm.

Worthington, S.R.H., 1999. A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifers. In: M.Palmer and I.D. Sasovsky (Ed.), Karst Modeling, Charles Town, West Virginia : Karst Waters Institute, pp. 17-29.

Worts, G.F., JR., 1964. Hydrogeologic reconnaissance of Poro Point and vicinity, Luzon Island, Philippines. U.S. Geol. Surv. Water Supply Pap, 1608-E: 14p.

Yevjevich, V., 1985. Specifies of karst water resources. In: G. Günay, Johnson, A.I. (Ed.), Karst water Resources - Proceedings of the Ankara - Antalia Symposium. IAHS, Ankara, 161, pp. 3-26.

Yurovsky, Y.G., 2000. Evaluation of the submarine discharge of karst waters in the region of Cape Aya. Phys. Oceanogr, 10 (3): 283-286.

Zektzer, I.S., Ivanov, V.A., Meskheteli, A.V., 1973. The problem of direct groundwater discharge to the seas. Journal of Hydrology, 20: 1-36.

Zektzer, I.S., Meskheteli, A.V., 1988. Methods for studying submarine discharge of karst water. In: IAH Publ., Karst Hydrogeology and karst environment protection. IAH, Guilin China, 2: 677-681.

Zelenov, K.K., 1964. Iron and Manganese in exhaltations of underwater Volcano Banu Wuhu. Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R, 155: 1317-1320.

Zitter, T.A.C., Huguen, C., Woodside, J.M., Mascle, J., Medineth/Medinaut scientific party, 2002. Mud volcanism and fluid venting in the eastern mediterranean sea : observations from sidescan sonar and submersible surveys. EGS XXVII General Assembly, Nice.

Zötl, J., 1974. Karsthydrogeologie, Springer, Berlin, pp. 192-197.

ANNEXE 1 – LOCALISATION DES SOURCES SOUS-MARINES

L'essentiel des sources sous-marines répertoriées à travers le monde est présenté sur la figure 3 (partie 1). Compte tenu de l'échelle du planisphère et du grand nombre de sources sous-marines en Méditerranée, un agrandissement de la zone méditerranéenne permet de situer ces sources (figure 4, partie 1). Dans un souci de clarté, seules les sources de débit important sont pointées. Pour le littoral méditerranéen français, les sources de faible débit sont citées dans le paragraphe 3.

1- LEGENDE DE LA CARTE FIGURE 3 PARTIE 1 – SOURCES SOUS-MARINES DANS LE MONDE

A – Méditerranée
A.1- France
A.2- Italie
A.3- Croatie
A.4- Yougoslavie
A.5- Albanie
A.6- Grèce
A.7- Turquie
A.8- Ukraine
A.9- Géorgie
A.10- Chypre
A.11- Syrie
A.12- Liban
A.13- Libye
A.14- Espagne

B- Océan Atlantique
1- Sources de Floride (Fergusson et al., 1947 in Paloc et Potié, 1973 ; Brooks, 1961 ; Kohout, 1966, 1972 ; Stringfield, 1966 ; Callahan, 1974, in Zektzer et al., 1973 ; Rosenau et al., 1977)

Les sources sous-marines sont représentées sur la figure 177 (Florida Geological Survey, 1977). Sur cette carte, les sites répertoriés indiquent la présence d'une ou plusieurs sources sous-marines, à l'exception de Red Snapper Sink (n° 12). En effet, à Red Snapper Sink, le conduit karstique débouchant en mer, initialement décrit comme étant une source sous-marine est aujourd'hui qualifié de perte.

Figure 177. Sources sous-marines de Floride (Florida Geological Survey, 1977).

2- Andros Island, Bahamas (Stringfield et Legrand, 1971 ; Kohout et al., 1972).
3- Sources au Nord-Est du Yucatan (Heraud Pina, 1995) et dans le Golfe du Yucatan (pas repérées précisément).
4- Sources de Cuba (Kohout, 1966 ; Gèze et Mangin, 1980 ; Estapé, 1997 ; Egorov, 1971, in Zektzer et al., 1973).
Il existe des sources à 40 km de la Coloma, près de Maria la Gorda (Ensenada de Cortés), Poza de Juan Claro est située près de Bajada et Posa Redonda est à 1,3 km de Bajada (Estapé, 1997).
5- Sources de Jamaïque (Zans, 1951 in Stringfield, 1966 ; Kohout, 1979).
6- Source à Haïti au Nord du massif de la Hotte (Bakalowicz, 1990)
7- Porto Rico, 44 sources repérées (Blume et al., 1981).
8- Source à la Barbade (Kohout, 1966).
9- Cinq sources sont repérées dans la région de Galway en Irlande (Drew, 1992).
10- Source sous-marine dans la Région de Plymouth, Angleterre (Roxburgh, 1985).
11- Emergences des Fontaines d'Yport en Seine Maritime (Bassompierre et Roux, 1968).
12- Source de Olhos de Agua, à l'Est d'Albufeira, Région de l'Algarve, au Portugal (Razak et al., 1980).
13- Source d'Imsouan située au nord d'Agadir, Maroc (Nymphéa Water, communication personnelle).

C- Arctique
14- Source sous-marine dans le Fjord Cambridge, Ile de Baffin, Canada (Hay, 1984).
15- Source de Hellemofjord au Sud de Tysfjord en Norvège (Corbel, 1957).

D- Océan Indien
16- Plusieurs émergences à la périphérie de l'Ile de la Réunion, il s'agit de sources issues d'un aquifère volcanique (Clerc et al., 1986 ; Violette, 1993 ; Soler et al., 1994).

E- Golfe Persique
17- Sources dans l'archipel de Bahrein (Williams, 1946 ; Fromant, 1965, in Zektzer et al., 1973).
18- Sources de la côte nord-est d'Oman dont la position n'est pas précisée (El-Baz, 2001). Il y a également des sources situées à 200 km au sud de Muscate (Nymphéa Water, communication personnelle).
19- Sources au Sud du pays près de la frontière avec le Yemen dans la région de Salala (Marsily, communication personnelle).

F- Océan Pacifique
20- Sources Rangihaeata et Tarakohe dans la région de Northwest Nelson en Nouvelle Zélande (Williams, 1977 ; Mueller, 1991).
21- Sud Australie : une ou plusieurs sources situées dans la Grande Baie australienne dont la position n'est pas précisée (Potemkin, 1952, in Zektzer et al., 1973).
22- Nord Australie: Golfe de Carpentaria. La position n'est pas précisée (Semikhatov, 1954, in Zektzer et al., 1973).
23- Source d'origine volcanique au large de l'île de Samoa (Kear and Wood, 1959, in Zektzer et al., 1973).
24- Source sur l'île de Java, Indonésie (Maksimovich, 1957, in Zektzer et al., 1973).
25- Source sur l'île de Madura, Indonésie (Maksimovich, 1957, in Zektzer et al., 1973).
26- Source sur l'île Luzon, Philippines (Worts, 1964, in Zektzer et al., 1973).
27- Source sur l'île de Guam (Calvino et Stefanon, 1969, in Paloc et Potié, 1973 ; Barner, 1997).
28- Emergences près de Hiji-town (préfecture Oita) au japon (Kono et Tagawa, 1996).
29- Source d'origine volcanique sur l'île de Che Ju Do Island, Sud Corée (Eckstein, 1969, in Zektzer et al., 1973).
30- Sources sous-marines karstiques dans la région de Dalian en Chine (Daoxian, 1991).
31- Sources de Californie, non localisées (Kohout, 1966).
32- Source au Chili, non localisée (Maksimovich, 1963, in Zektzer et al., 1973).
33- Nombreuses sources d'origine volcaniques repérées à la périphérie de l'île d'Hawaï, (Fischer et al., 1964).

2- LEGENDE DE LA CARTE FIGURE 4 PARTIE 1 – SOURCES SOUS-MARINES MEDITERRANEENNES

A.1- France
1- Emergence de l'Abysse ou de la Vise dans l'étang de Thau (Durozoy et Paloc, 1967).
2- Source de Port-Miou et du Bestouan, commune de Cassis, (Corroy et al., 1958, Durozoy et Paloc, 1967).
3- Sources de la région de Cannes (Palausi, 1968).
4- Sources de Nice à Roquebrune Cap Martin (Durozoy et Paloc, 1967 ; Mangan, 1989 ; Gilli, 1995).

A.2- Italie
5- Source de la Mortola (Rovereto, 1934 ; Stefanon, 1973).
6- Source à San Remo (Martel, 1921).
7- Sources de Marola ou Polla di Cadimare, Golfe de Spezia (Martel, 1921, Morretti et al., 1965).
8- Sources entre les villes de Sperlonga et Gaeta (Morretti et al., 1965).
9- 61 sources sous-marines détectées dans la région de Calabre (Aureli, 1996).
10- Sources de Cefalù (Gerlando Buttacovoli, 1972).

11- Sources dans le Golfe de Castellammare (Cassinis, 1967).
12- Sources dans la Région de Pozzalo (Potié, 1977).
13- Source Bue Marino, Golfe de Orsei , Sardaigne (Martel, 1907, 1921, 1933 ; Morretti, 1965).
14- Sources dans le Golfe de Tarente (Cerruti, 1948, in Zektzer et al., 1973 ; Stefanon, 1972, 1973 ; Cotecchia et al., 1973, Cotecchia, 1981).
15- Source dans la baie de Trieste (Mijatovic, 1987 ; Milanovic, 2000).

A.3- Croatie
16- Sources dans la Baie de Rasa et dans la région de Volovsko, péninsule d'Istrie (Bonacci et Roje-Bonacci, 1997 ; Garasic, 1991), sources près de Rijeka dans la baie de Bakar (Benac et al., 2003).
17- Source près de Novi Vinodolski (Garasic, 1991).
18- Sources près de Senj et le long de la chaîne de montagne Velebit (Garasic, 1991 ; Biondic et Biondic, 2003).
19- Source dans le Golfe Vrilo près de Sibenik (Mijatovic, 1961).
20- Sources Arbanija et Slanita dans la Baie de Kastela, région de Split (Alfirevic, 1963 ; Mijatovic, 1984 ; Bonacci et al., 1995).
21- Source près de Makarska (Garasic, 1991).
22- Sources de l'Ile de Brac (Bakic, 1966 ; in Paloc et Potié, 1973)

A.4- Yougoslavie
23- Sources sous-marines de Gurdici (ou Gurdic) et de Sopot dans le Golfe de Kotor (Mijatovic, 1962, 1996 ; Radulovic, 1984).

A.5- Albanie
24- Deux sources de Uji Ftohte dans la Baie de Valona (Eftimi, 2003).
25- Source de Lera Pass, à proximité de la ville de Dhermi (Eftimi, 2003).

A.6- Grèce
26- Sources d'Argostoli, Cephalonie (Maurin et Zoelt, 1965).
27- Nombreuses sources dans le Péloponnèse (Marinos et al., 1985 ; le Guen, 1991 ; Tavitian et Tiniakos, 1997).
Plusieurs sources karstiques côtières (figure 178) sont représentées sur la carte hydrologique du Péloponèse (Tavitian et Tiniakos, 1997).
Sources dans la baie de Dyros à proximité d'Areolopis, Golfe de Messini (Marinos et al., 1985).
Almyros au large du Cap Sabatiki, Argolide (le Guen, 1991).
Source d'Anavalos d'Astros, Argolide (F.A.O., 1964 ; in Paloc et Potié, 1973).
Source sous-marine de Krionéri, Argolide (captée par bateau régulier ?) (le Guen, 1991).
Almyros de Mélissi, golfe de Corinthe (le Guen, 1991).
Source sous-marine de Skala, Massif du Taygete (le Guen, 1991).
28- Sources d'Anavalos Kiveri (Aronis, 1962).

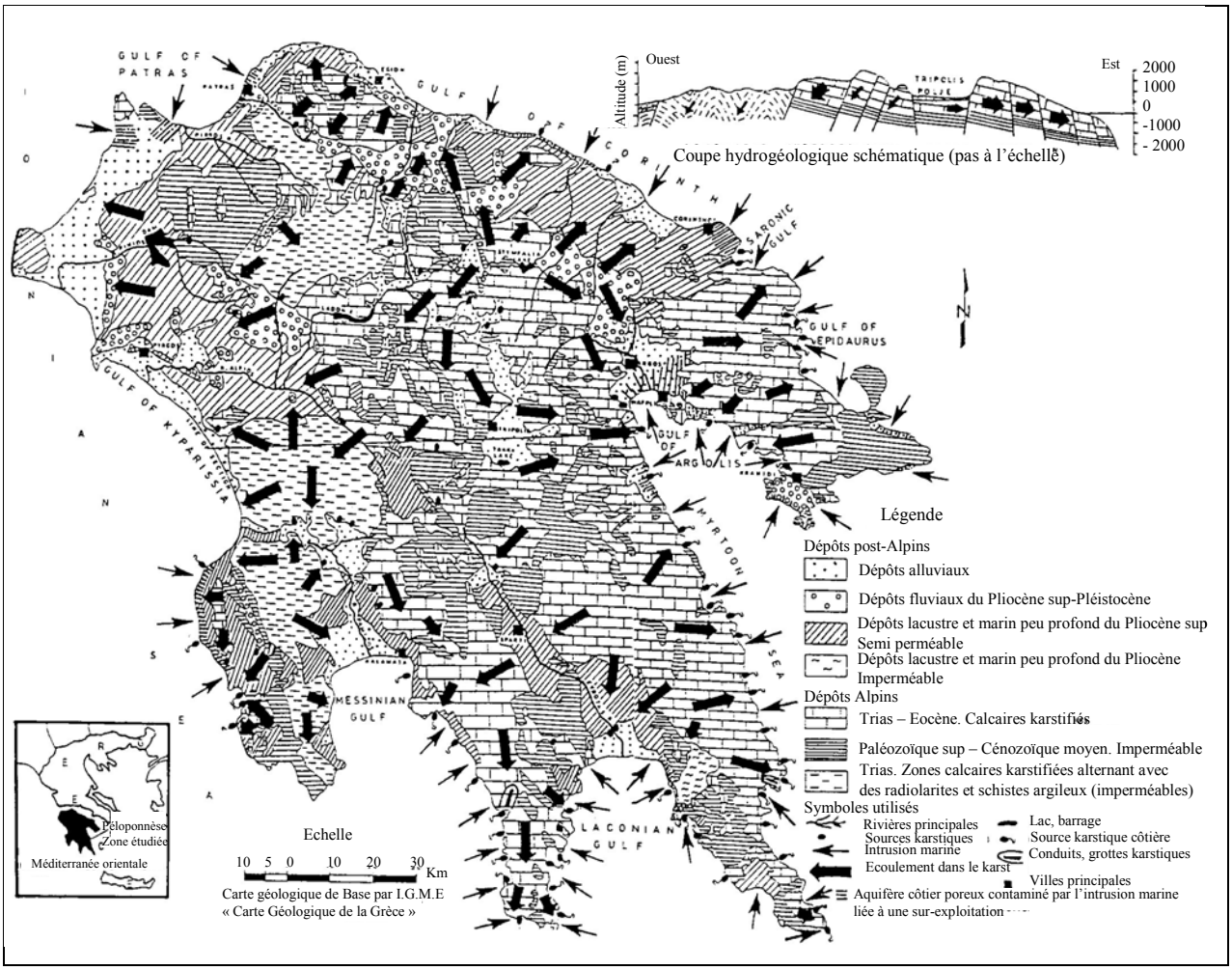


Figure 178. Carte hydrogéologique du Péloponnèse (d'après Tavitian et Tiniakos, 1997).

29- Source sous-marine d'Anthédon, Béotie (Mistradis, 1965).
30- Sources de Bali, Crète (Parisis, 1987 ; Arfib, 2001).

A.7- Turquie
31- Sources dans le Golfe de Gökova (Bayari et Kurttas, 2002).
32- Sources d'Antalya (Elhatip, 1997 ; Nativ et al., 1999) .
33- Sources d'Ovacik (Günay, 1972, Günay et al., 1988 ; Yevjevich, 1985 ; Elhatip, 1997 ; 2001).

A.8- Ukraine
34- Source de Cap Aiya, Crimée (Kir'Yakov et al., 1982 ; Kondrat'ev et al., 1999 ; Yurovsky, 2000).

A.9- Géorgie
35- Sources dans les régions de Cagra et Gandiadi (Ogilvy, 1957 ; in Zektzer et al., 1973 ; Kiknadze, 1965, in Paloc et Potié, 1973).

A.10- Chypre
36- Source au nord-ouest de l'île (C. Démétriou, communication personnelle).

A.11- Syrie.

37- Sources de Lattaquié, Baniyas et Tartous (Gruvel, 1929, 1930 ; Burdon et Safadi, 1964 ; Irie et Al-Assad, 2002).

A.12- Liban

38- Nombreuses sources sous-marines entre El-Minié (Nord Liban) et Beyrouth. Elles se situent au large des villes suivantes :

Emergence de El-Minié (Shaban et al., 2001).
Sources de Chekka (Moullard et al., 1965 ; Kareh, 1967 ; Hakim, 1985 ; Ayoub et al., 2000).
Sources Dbayeh (Hakim, 1974).
Emergence de Hai el-Maqateh (Shaban et al., 2001).
Emergences de Bahsas (Shaban et al., 2001).
Emergence de Fadou's (Shaban et al., 2001).
Emergences de Madfoun (Shaban et al., 2001).
Emergence de Wata el Borj (Shaban et al., 2001).
Emergences de Helweh-Mar Jerjes (Shaban et al., 2001).
Emergences de Tarol (Shaban et al., 2001).
Emergence de Halat (Shaban et al., 2001).
Emergences de Bouar (Shaban et al., 2001).
Emergences de Tabarja (Shaban et al., 2001).
Emergences de Ma'ameltein (Shaban et al., 2001).
Sources de Jounié (Hakim, 1974).

39- Tyr (Gruvel, 1929, 1930).

A.12 - Libye

40- Sources de Ain Zayanah au large de Benghazi (Potié, 1974 ; Khawlie ; 2000).

A.13- Espagne

41- Source d'Aguadulce, Golfe d'Alméria (Espejo Molina et al., 1988).
42- Nombreuses sources sur la côte de la Marina : source de Denia (observation au cours de l'été 2002), Benissa et Calpe (Rodriguez et Medina, 1988 in Fernandez Rubio et al., 2003), sources de Moraig et de Toix, Cabo de la Nao (Cortes et al., 2000).
43- Sources d'Aigua Dolç et de la Falconera, Garraf, Costa Dorada (Montoriol Pous, 1961 ; in Paloc et Potié, 1973 ; Mandel et al., 1972).
44- Sources dans le Golfe de Rosas, Costa Brava (Macau Villar, 1965).

A.14- Israël

Kohout (1966) rapporte l'existence de sources sous-marines sur les côtes d'Israël. Il n'y a cependant pas eu confirmation de l'existence de sources dans la région lors de l'étude bibliographique. Par contre, il existe des sources d'eau salée dans le lac Kinnereth.

3- SOURCES SOUS-MARINES SECONDAIRES SUR LA CÔTE MEDITERRANEENNE FRANCAISE

D'après Durozoy et Paloc, 1967 (figure 179) :
Emergence de Fos.
Emergence du Bec de l'Aigle.
Emergence de la Ciotat.
Emergence de l'Ile Verte.
Emergence du Liouquet.
Emergence de Sanary.

Emergence de Sainte Marguerite.
Emergence du Delta du Var.
Emergence du Château de Nice.
Emergence des Pissarelles.
Emergence du Larvotto.
Emergence des Massolins.

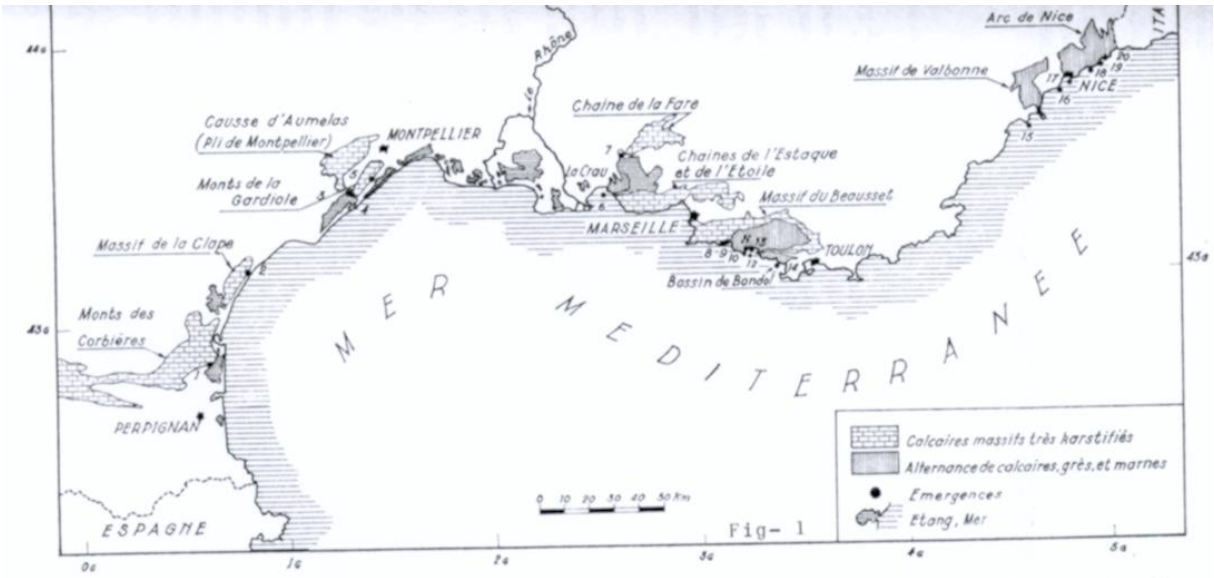


Fig. 1 — Grands ensembles karstiques et principales émergences littorales et sous-marines de la côte méditerranéenne française

1. Émergences de Font estramar et de Font dame
2. Émergences de Périmond et des Exals
3. Émergence de l'Abysse
4. Émergences de Cauvy et d'inversac
5. Émergence de la Roubine de Vic
6. Émergences de Fos
7. Émergences du Lauron
8. Émergences de Port-Miou
9. Émergences de Cassis
10. Émergences du Bec de l'aigle
11. Émergences de la Ciotat
12. Émergences de l'Ile Verte
13. Émergences du liouquet
14. Émergence de Sanary
15. Émergences de Sainte-Marguerite
16. Émergences du Delta du Var
17. Émergences du Château de Nice
18. Émergence des Pissarelles
19. Émergences du Larvotto
20. Émergences des Massolins

Figure 179. Grands ensembles karstiques et principales émergences littorales et sous-marines de la côte méditerranéenne française (Durozoy et Paloc, 1967).

D'après Palausi, 1968 :
Emergence de la Fourmigue (Golfe de Juan, Cannes).
Emergence de Sécanion (Golfe de Juan, Antibes).
Emergence Tombant du Vengeur (Ile Sainte Marguerite, Cannes).
Emergence Pointe du Vengeur (Ile Sainte Marguerite, Cannes).
Emergence Tradelière (Ile Sainte Marguerite, Cannes).
Emergence Anse du Faux Argent (Cap d'Antibes, Antibes).
Emergence Saint Honorat (Ile Saint Honorat, Cannes).
Emergence sud-ouest Pointe Croisette (Cannes).
Emergence Plage Croisette (Cannes).

D'après Baïssas, 1984 :
Emergence Cap Ferrat (Saint Jean).
Emergence Pointe Barratier, Cap Roux (Eze).

D'après Gilli et Mangan, 1995 :
Emergence de Mala (Cap d'Ail).

D'après Gilli, 1995 :
Etang de Batéguier (Ile Sainte Marguerite, Cannes).
Saint Féréol (Ile Saint Honorat, Cannes).

D'après Mangan, 1989
Emergence du Cap de Nice.
Emergence du Cap Estel (Eze).
Emergence du Rocher de Monaco.
Emergence de la Pointe de la Vieille (Roquebrune).

Une synthèse des sources existant entre Cannes et Menton a été effectuée par Gilli (1995). Les sources référencées sont présentées dans la figure 180.

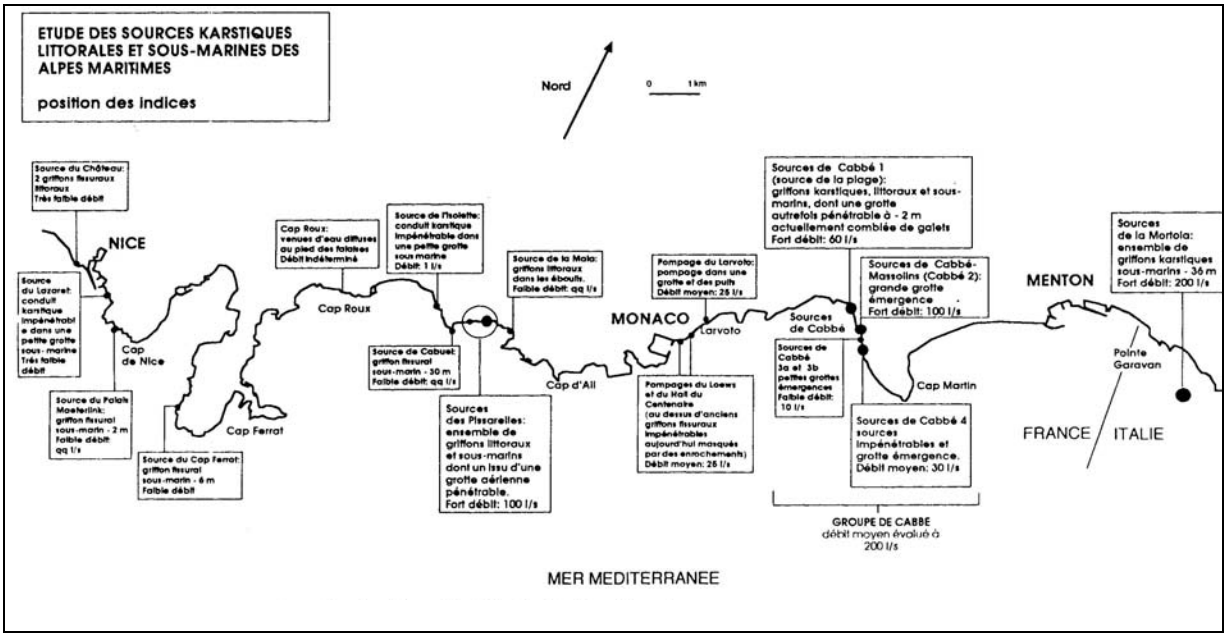


Figure 180. Localisation des sources sous-marines entre Nice et Menton (Gilli, 1995).

ANNEXE 2 – DISPOSITIFS DE CAPTAGE

1- HISTORIQUE DES CAPTAGES

La description du captage de la source sous-marine de Tartous au large de l'Ile d'Aradus en Syrie, par le géographe romain Strabo (63 avant JC, 21 après JC, in Kohout, 1966), représente l'un des plus anciens témoignages de captage d'une source sous-marine. Elle se trouve dans un ouvrage réalisé par les Phéniciens 1000 ans avant notre ère.

« Il s'agit d'un rocher habité, balayé par la mer… Pendant les années de siège, la population obtenait l'eau provenant d'un conduit sous-marin situé à une faible distance de la ville. Ce conduit abrite une importante source. A partir d'un navire, les habitants plaçaient à la sortie du conduit un ample entonnoir en plomb. A son extrémité supérieure, formée d'une conduite de faible diamètre était accroché, un tube de cuir. L'entonnoir recueillait l'eau mise en pression par la source. L'eau arrivant sur le bateau, était d'abord salée. L'équipage recueillait ensuite un flux d'eau douce, potable, et emmagasinait la quantité nécessaire dans le navire prévu à cet effet pour l'emmener jusqu'à la ville ». Aujourd'hui la source n'existe plus, elle a été ensevelie lors de la construction du port de la Ville de Tyr (Gruvel, 1930).

Plus récemment, on trouve dans la littérature la référence à l'utilisation d'une source sous-marine près de Bahreïn. Elle fut équipée en 1946 d'une conduite disposée à l'intérieur de la source, amenant l'eau en surface (Williams, 1946, in Doerpinghaus, 1996). Dans le Golfe de Carpentaria (nord de l'Australie), la population a obtenu de l'eau douce à partir de longues tiges de bambou disposées dans une source sous-marine (Zektzer et al., 1973). Depuis des siècles et aujourd'hui encore, les bergers de Grèce utilisent pour abreuver leurs brebis des outres qu'ils remplissent en les disposant au dessus des sources sous-marine.

Le principe de ces captages rudimentaires repose simplement sur la différence de densité qui existe entre l'eau douce et l'eau de mer. Il faut déplorer qu'il ne reste aujourd'hui que peu d'informations quantitatives ou qualitatives sur la qualité de l'eau provenant de ces captages. Au cours de ces dernières décennies, différents captages ont été ralisés en Grèce, Italie, France …

2- PRINCIPES DE CAPTAGE

Concernant les dispositifs de captage, les auteurs sont d'accord pour dire que les ouvrages de captage ne peuvent être efficaces que si les conditions suivantes sont respectées (Paloc, 1971 ; Stefanon, 1972 ; Doerpinghaus, 1996 ; Argyriadis, 2003) :

- la source doit être isolée du milieu marin afin d'éviter les intrusions marines directes.

- l'équilibre des charges hydrauliques entre les deux masses d'eau doit être conservé. En effet, lorsque la charge hydraulique au niveau de la source augmente à cause du système de captage (lié aux pertes de charge), on met en pression le système de captage ainsi que l'aquifère. Il y a alors un risque de « déboucher » d'anciens conduits karstiques remplis par les sédiments et ainsi de permettre une déviation des écoulements faisant se tarir la source ou risquant de faire entrer de l'eau de mer lorsque la charge hydraulique dans l'aquifère diminuera. A l'inverse lorsque, la charge hydraulique à la source diminue (en remplaçant la colonne d'eau de mer au dessus de

la source par de l'eau douce plus légère), le système passe en dépression, risquant d'aspirer de l'eau de mer par un autre conduit en connexion avec la mer.

- il ne faut jamais prélever plus d'eau que le débit naturel, afin de ne pas risquer de rompre l'équilibre hydrologique et faire entrer de l'eau de mer par aspiration.

3- QUELQUES EXEMPLES DE SYSTEME DE CAPTAGE :

Plusieurs dispositifs apparurent dans les années 1960 - 1970, beaucoup ne dépassèrent pas le stade expérimental, aujourd'hui il en reste très peu encore utilisés.

3.1- Captage de la ville d'Yport (Bassompierre et Roux, 1968)

Il s'agit du captage du groupe de sources situées à la cote la plus élevée (voir les différentes sources composant les « Fontaines d'Yport », Partie 2). L'émergence de la source possédant les plus forts débits fut coiffée par un bassin rectangulaire en maçonnerie de deux mètres de large sur trois mètres de long et un mètre de haut fortement ancrée dans le rocher ; la partie supérieure du captage fut recouverte d'une grille en fer galvanisé. Ces sources ne sont pas totalement considérées comme sous-marines, puisqu'elles apparaissent à l'air libre à marée basse. Toutefois, il demeure intéressant de citer ce cas, car un ouvrage construit au-dessus des griffons permet d'isoler les deux types d'eau à marée haute. L'eau douce est ensuite ramenée à terre via un pompage (figure 181).

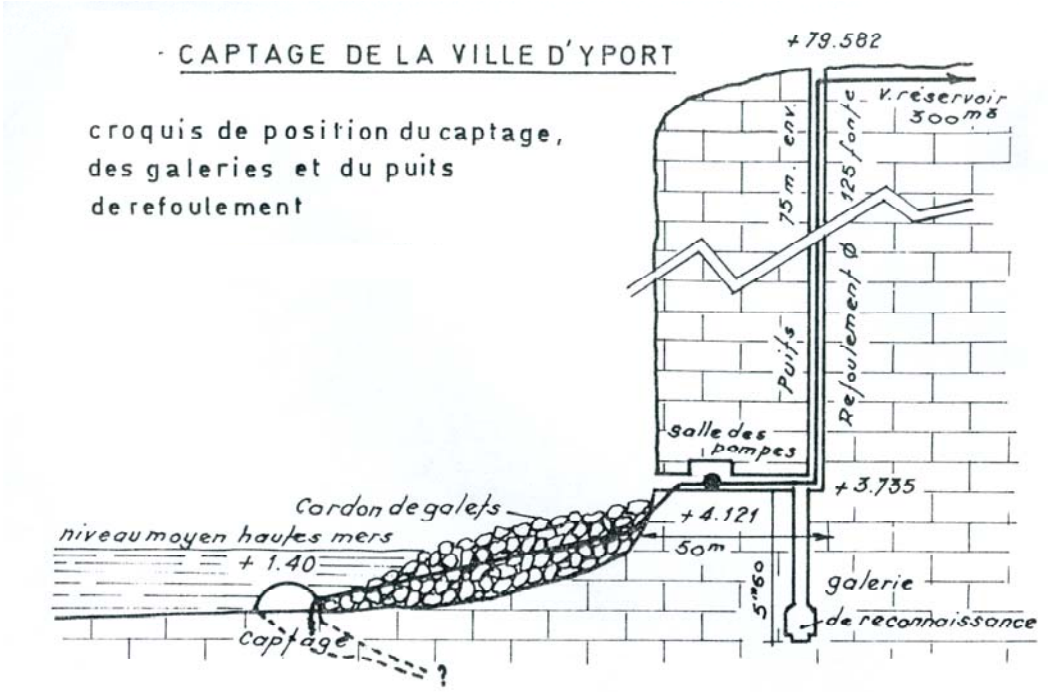


Figure 181. Captage des sources de la ville d'Yport (Bassompierre et Roux, 1968).

Aujourd'hui, l'approvisonnement en eau se fait différement et ce système de captage n'existe plus qu'à l'état de vestige, les éboulements successifs et les marées inlassables ayant eu raison de cet ouvrage.

3.2- Barrage de Port-Miou (Potié, 1979)

Il s'agit de travaux réalisés dans les années 1970 par le B.R.G.M. et la Société des Eaux de Marseille. Le barrage devait permettre l'arrêt de l'intrusion d'eau de mer. L'eau, une fois douce, aurait été captée. Les différents ouvrages mis en place ont été décrits dans la partie 2.

3.3- Barrage d'Anavalos Kivéri en Grèce (Wolfgang, 1972, Argyriadis, 2003, Pulido Bosch 1999 et Milanovic, 2000)

Il s'agit probablement d'une des réussites les plus spectaculaires de captage d'eau douce en mer. Ce captage fonctionne toujours. Construit entre 1969 et 1972, le barrage en béton de forme semi-elliptique de 150 m de long et 8 m au-dessus du fond de la mer a pour but de capter l'eau des sources sous-marines mais aussi d'empêcher l'intrusion de l'eau de mer dans l'aquifère.

Il isole de la mer quatre sources principales situées très près de la côte, entre 0 et 7 mètres de profondeur. Leur débit total moyen est de 900 000 m^3/j (10 m^3/s). Avant la mise en place du barrage, la teneur en chlorure évoluait entre 172 et 1500 ppm selon les sources. Une légère mise en charge contrôlée et surveillée à l'intérieur du barrage (la cote de l'eau dans la retenue est 35 cm au-dessus du niveau de la mer) permet d'obtenir une teneur en chlorure inférieure à 500 ppm (selon Milanovic, 2000 : 190 mg/l Cl). Un système de vannes permet de respecter ce nouvel équilibre hydrodynamique entre les deux plans d'eau. Un pompage est effectué directement dans la retenue afin d'acheminer l'eau vers le réseau de distribution.

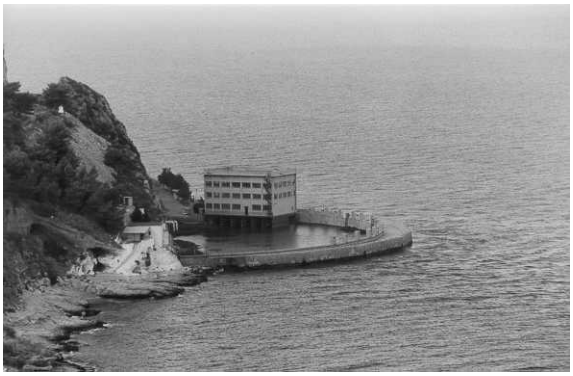


Figure 182. Barrage semi-elliptique d'Anavalos Kiveri.

3.4- Dispositif de captage sur les sources du Golfe de Tarente (Sud de l'Italie) : Citro Galeso et Citro Citrello (Stefanon, 1972, 1973)

Les deux sources étudiées par Stefanon sortent du fond de la mer. Elles sont recouvertes par une sorte de « cloche coiffante ». Cette structure en fibre de verre permet d'isoler complètement la source du milieu marin. Sa grande originalité est la présence d'une ouverture sur le milieu marin qui permet d'éviter toute variation de pression à la source. Ce système était habilement pensé : il fournissait un nouvel exutoire à l'eau douce à une altitude proche de l'altitude de sortie initiale et son ouverture verticale est orientée vers le bas. Cet organe nommé siphon confère tout son intérêt au système (figure 183).

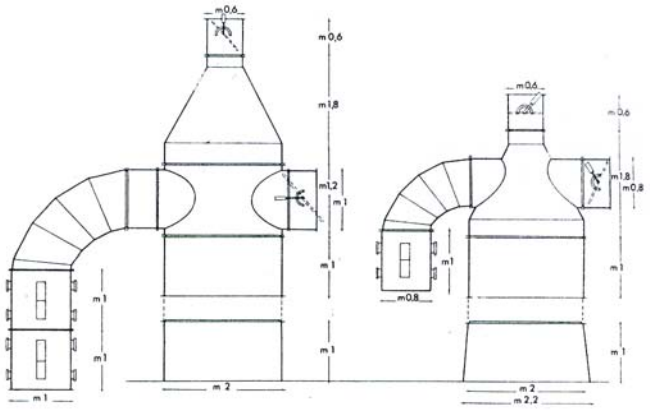


Figure 183. Schéma des « cloches » installées en 1970 sur les sources Citro Galesso et Citrello (Stefanon, 1972).

Rappelons que lorsqu'une conduite horizontale est parcourue par de l'eau douce, de l'eau de mer pénètre dans la conduite en fonction du gradient de charge hydraulique et des débits. Il se produit ainsi une stratification de l'écoulement, comme cela a été observé en conditions naturelles à Port-Miou. Les deux fluides s'écoulent l'un au-dessus de l'autre (stratification de l'écoulement). En fonction de la forme des conduits et des vitesses de transit des fluides, il se produit des mélanges entre ces deux eaux, créant un flux saumâtre.

Le seul moyen pour éviter cette stratification de l'écoulement et une intrusion marine est de disposer la conduite verticalement avec l'ouverture vers le bas. Le fonctionnement du siphon varie en fonction des conditions hydrauliques du système :

- lorsque le débit pompé en surface est supérieur au débit de la source, le système est en dépression et de l'eau de mer est aspirée (le débit d'eau de mer est égal à la différence entre le débit pompé et le débit de la source). Ceci se traduit par le pompage d'un flux d'eau saumâtre en surface. Toutefois cela permet d'éviter toute pollution de la source et de l'aquifère et n'engendre pas de variation dans le fonctionnement de la source.

- inversement, si le débit pompé est inférieur au débit de la source, la différence de débit sera évacuée.

- le système est optimisé lorsque le débit pompé est égal au débit de la source. Au niveau du siphon, cela se matérialise par une interface horizontale stable dans le siphon.

Le siphon constitue une « soupape » du système de captage évitant tout risque de salinisation de la source et de l'aquifère. Son fonctionnement a été testé avec succès par Stefanon sur au moins une des sources de Tarente (Citro). Stephanon prévoyait également la mise en place dans le siphon de capteurs de conductivité électrique, afin de suivre l'évolution de l'interface eau douce-eau salé et d'optimiser les débits pompés. Toutefois nous n'avons à ce jour obtenu aucune information concernant cette expérience. Il est probable que Stefanon n'a pas pu tester le fonctionnement du siphon avec des capteurs de conductivité sur une vraie source sous-marine.

3.5- Captage des sources sous-marines de la baie de Trieste

Ce captage a connu, semble-t-il, une grande réussite. L'eau fut utilisée dans un but industriel (Milanovic, 2000). Nous ne possédons malheureusement pas d'autres informations à ce sujet.

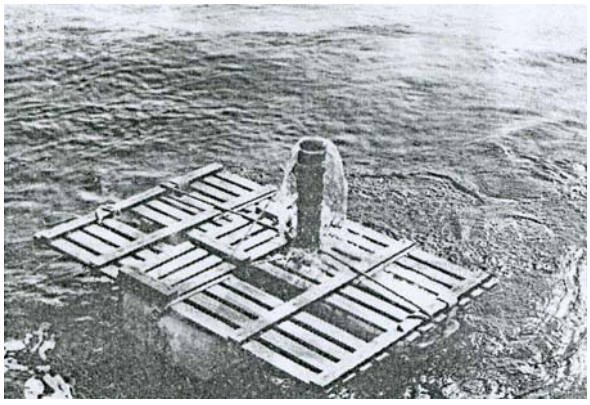
3.6- Source le Larvoto à Monaco

Les informations disponibles sur cette source sont réduites. Elle est exploitée pour l'alimentation en eau de la ville de Monaco, son débit est de 50 l/s (Gilli, 1999).

3.7- Captages partiels

Ils consistent à dériver une partie du flux à l'aide d'une conduite enfoncée dans la source, ou bien dans un des griffons en cas d'émergences multiples. La conduite est reliée à la surface. Utilisés essentiellement pour effectuer des études hydrologiques telles que la mesure de la charge hydraulique partielle et du débit partiel, ces captages permettent également un échantillonnage facile.

La source de la Mortola fut équipée d'un tel système par Stefanon en 1969 (figure 184), tout comme la source de la Vise dans l'étang de Thau équipée par le BRGM (Lemaire et Paloc, 1967). Ces deux sources ont été étudiés en détails dans la partie 4.



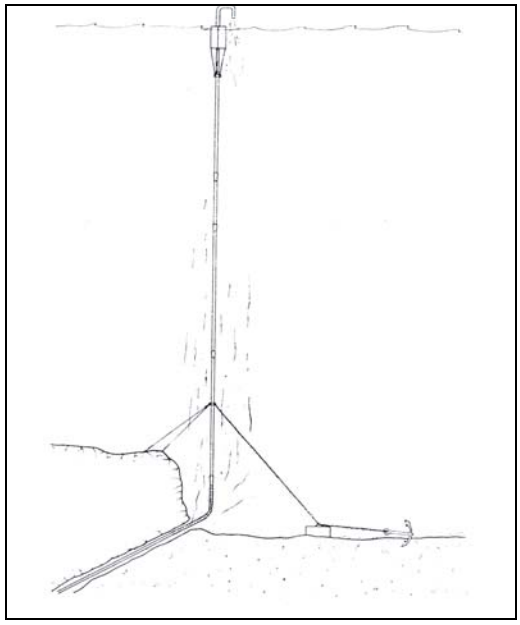


Figure 184. Captage partiel de la source de la Mortola (Stefanon, 1973). A gauche sortie de l'eau en surface et à droite schéma du dispositif de captage.

Un dispositif comparable fut installé sur la source d'Anavalos d'Astros en Grèce pour permettre une prise d'échantillons d'eau de la source (figure 185). Il fonctionna de juin à août 1962 (FAO, 1964 ; d'après Paloc, 1974). Nous n'avons malheureusement pas d'informations sur les résultats de cette étude.

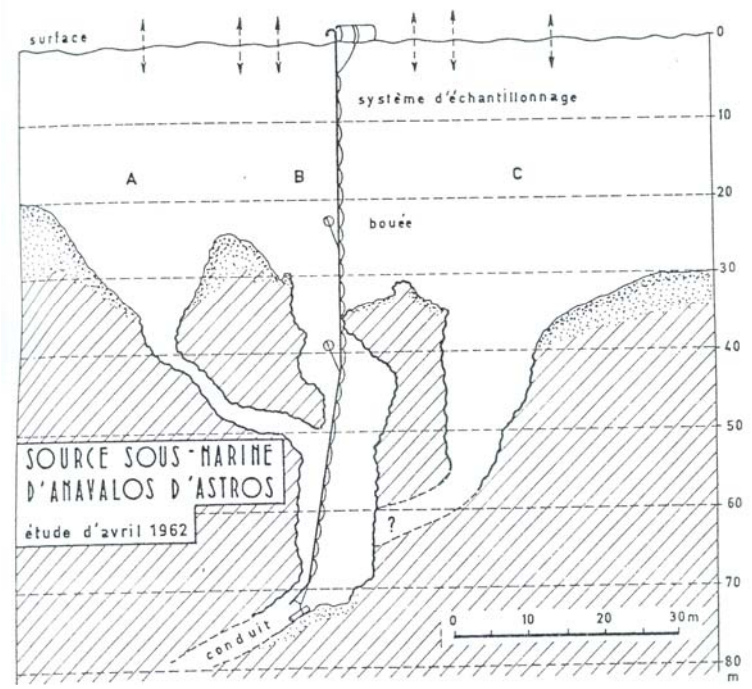


Figure 185. Captage partiel d'Anavalos d'Astros (FAO, 1964).

La source de Crescent Beach en Floride fut également équipée d'un « micro-captage » partiel pour le prélevèment d'échantillons (Swarensky et al., 2001). Un tube de diamètre 3,8 cm était enfoncé dans les sédiments grossiers recouvrant la source. L'eau était remontée sur un bateau à l'aide d'une pompe péristaltique.

Après les nombreuses expériences des années 1960-1970, il y eu très peu d'études sur les sources sous-marines. Il fallut attendre la fin du siècle pour voir la reprise de ces études. C'est au sein de l'entreprise Géocéan-Nymphéa Water dirigée par P. Becker, que de nouvelles techniques de captage furent mises au point.

En parallèle, un captage partiel de la source sous-marine de la Vise a repris en 1997 au sein du BRGM et du laboratoire HydroSciences du CNRS à Montpellier. Ce captage associé à l'utilisation d'un AUV (engin autonome sous-marin) doit permettre l'étude hydrogéologique de la source (partie 4).