



HAL
open science

**ÉTUDE DES CIRCULATIONS D'EAUX
SOUTERRAINES EN AQUIFÈRE KARSTIQUE
CÔTIER : OBSERVATIONS ET MODÉLISATION DE
LA SOURCE SAUMÂTRE ALMYROS
D'HÉRAKLION, CRÈTE (GRÈCE)**

Bruno Arfib

► **To cite this version:**

Bruno Arfib. ÉTUDE DES CIRCULATIONS D'EAUX SOUTERRAINES EN AQUIFÈRE KARSTIQUE CÔTIER : OBSERVATIONS ET MODÉLISATION DE LA SOURCE SAUMÂTRE ALMYROS D'HÉRAKLION, CRÈTE (GRÈCE). Sciences de l'environnement. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2001. Français. NNT : . tel-00789231

HAL Id: tel-00789231

<https://theses.hal.science/tel-00789231>

Submitted on 17 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

THÈSE DE DOCTORAT

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

Spécialité : Sciences de la Terre

École Doctorale : Géosciences et Ressources Naturelles

par

BRUNO ARFIB

**ÉTUDE DES CIRCULATIONS D'EAUX SOUTERRAINES
EN AQUIFÈRE KARSTIQUE CÔTIER :
OBSERVATIONS ET MODÉLISATION DE LA SOURCE
SAUMÂTRE ALMYROS D'HÉRAKLION, CRÈTE (GRÈCE)**

Soutenu le 17 décembre 2001

devant le jury composé de

M. Ghislain de MARSILY	Professeur, Université Paris VI	Directeur
M. Bernard BLAVOUX	Professeur, Université d'Avignon	Rapporteur
M. Pierre PERROCHET	Professeur, Université de Neuchâtel, Suisse	Rapporteur
M. Jean-François STÉPHAN	Professeur, Université de Nice	Président
M. Stéphane ZALESKI	Professeur, Université Paris VI	Examineur
M. Jacques GANOULIS	Professeur, Université de Thessalonique, Grèce	Invité
M. Michel BAKALOWICZ	Chargé de Recherche, Université de Montpellier II	Invité

Remerciements

Mes remerciements s'adressent à tous ceux qui ont participé directement ou indirectement à cette thèse de doctorat pour qu'elle soit réalisée et qu'elle aboutisse. Je ne citerai ici que les organismes collaborateurs et leurs principaux représentants mais ma gratitude va aussi à tous les autres, tous les officieux qui m'ont soutenu dans ce travail.

Merci au Professeur Gh. de Marsily d'avoir accepté d'être mon directeur de thèse et d'avoir dirigé mes travaux de recherche par des conseils avisés et de nombreuses pistes de réflexion aussi bien lorsque j'étais en Grèce à l'Université de Thessalonique, qu'ensuite au Laboratoire de Géologie Appliquée de l'UMR Sisyphe à l'Université Pierre et Marie Curie.

Merci au Professeur J. Ganoulis de m'avoir proposé ce sujet de thèse passionnant et de m'avoir accueilli pendant deux ans au Laboratoire d'Hydraulique et d'Environnement de l'Université Aristote de Thessalonique en Grèce.

Merci à M. Bakalowicz de l'Université de Montpellier qui m'a fait partager ses connaissances et son expérience pratique sur le karst.

Merci au Professeur B. Blavoux et au Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Avignon pour la réalisation à titre gracieux des analyses de la teneur en oxygène 18 de l'eau.

Merci à Dovy Tristani, secrétaire au Laboratoire de Géologie Appliquée pendant mon séjour en Grèce, pour son indispensable aide administrative.

Merci au Service des Relations Internationales de l'Université Pierre et Marie Curie, et tout particulièrement à M^{me} S. Lemoigne (Besson) pour avoir soutenu le projet de thèse en cotutelle même si il n'a pas pu aboutir.

Merci à la Commission Européenne DG XII d'avoir financé ce travail pendant 24 mois en m'allouant une bourse d'étude et de recherche TMR Marie Curie pour mon déplacement à l'Université de Thessalonique.

Merci à ceux qui m'ont accompagné sur le terrain en Crète et mis à disposition leurs données :

- L'OANAK (Organisme de Développement de la Crète de l'Est) et son directeur M. G. Staridas pour le financement des appareils de mesure.
- YEB à Héraklion (Service des Eaux du Ministère de l'Agriculture et du Développement Grec) et les techniciens Nikos Bangueris et Apostolis Sifakis pour la mise en place des stations de mesure à la source Almyros d'Héraklion et à Anogia.
- M. et M^{me} Fomas Daskalakis pour leur accueil, le raki et la surveillance du pluviomètre à Marathos.
- DEYAH (Service Municipal d'Alimentation et de Gestion de l'Eau de la Ville d'Héraklion), son directeur général M. G. Dialinas et le directeur du Service Géologique

Remerciements

- M. P. Sofiou, pour l'accès aux données sur les forages, et aussi Michaelis Kadianakis pour les tournées de terrain sur les forages.
- M. D. Papamastorakis, directeur du Service Environnement de la ville d'Héraklion, pour les anciennes données de la source Almyros d'Héraklion.
 - L'IMBC (Institut de Biologie Marine de Crète), Panos Drakopoulos et Tassos Tselepidis pour les données de la campagne CINCS en mer de Crète.
 - M. Periclès Economopoulos, M. Carlos Bezes, l'IGME (Institut Géologique et Minier de Grèce) et le Laboratoire de Géologie de l'Université de Thessalonique pour les documents généraux mis à ma disposition.
 - Le Dr. Ch. Fassoulas (Géologue à l'Université d'Héraklion) et le Dr. M. Bonneau (Géologue à l'Université Paris 6) pour les documents et les riches discussions sur la géologie de l'Arc Egéen et de la Crète.
 - L'IGH (Institut de Géothermie et d'Hydrogéologie) à Graz, son directeur H. Zojer et M. & G. Probst, pour leur accueil à l'IGH et les données des campagnes de traçage 1987-88.
 - Le GERSAR (Groupement d'Etudes et de Réalisations des Sociétés d'Aménagement Régional), le siège au Tholonet et M. Barbier à Manosque, pour le libre accès aux documents.

Table des matières

RÉSUMÉ	19
RÉSUMÉ EN GREC	20
ENGLISH SUMMARY	21
ABSTRACT	21
INTRODUCTION	21
CONCLUSION	25
INTRODUCTION	31
CHAPITRE 1 RAPPEL DES CONNAISSANCES SUR LE FONCTIONNEMENT DES AQUIFÈRES KARSTIQUES ET L'INTRUSION SALINE DANS LES AQUIFÈRES CÔTIERS	37
INTRODUCTION	39
1. SPÉCIFICITÉ ET DIVERSITÉ DE L'AQUIFÈRE KARSTIQUE.....	39
1.1. Généralités.....	39
1.2. Structure et fonctionnement.....	39
1.3. Processus de karstification – Le système CO ₂ -H ₂ O-Carbonates	41
1.4. Conclusions	43
2. L'INTRUSION SALINE DANS LES AQUIFÈRES CÔTIERS.....	44
2.1. Introduction et historique.....	44
2.2. Intrusion saline dans les aquifères côtiers poreux.....	44
2.2.1. L'approche des fluides immiscibles – Interface abrupte.....	45
2.2.2. L'approche des fluides miscibles – La zone de transition.....	47
2.3. L'intrusion saline dans les aquifères karstiques côtiers	49
2.3.1. Différents types de systèmes karstiques	49
2.3.2. L'effet des zones à forte perméabilité dans la zone noyée de l'aquifère karstique côtier.....	50
2.3.3. Les sources salées dans les terres	51
2.3.3.1. Salinité proportionnelle au débit	51
2.3.3.2. Salinité inversement proportionnelle au débit.....	52
2.3.4. Les sources sous-marines	54
2.3.5. Conclusion.....	57
CHAPITRE 2 PRÉSENTATION DU SYSTÈME KARSTIQUE CÔTIER DE L'ALMYROS D'HÉRAKLION	59
INTRODUCTION	61
1. CADRE GÉOGRAPHIQUE	61
2. CADRE GÉOLOGIQUE.....	63
2.1. Les unités géologiques	63
2.1.1. L'édifice de nappes crétoises	63
2.1.2. Les formations post-collisionnelles.....	66
2.2. Evolution tectonique de la Crète.....	71
2.3. La crise de salinité du Messinien et la karstification	74
2.4. La géologie du système karstique de l'Almyros d'Héraklion.....	75
2.4.1. Les nappes.....	75
2.4.2. Structure et Tectonique	79
3. CADRE CLIMATIQUE.....	81
3.1. Les stations de mesure et les données disponibles	81
3.2. Climatologie générale.....	82
3.3. Corrélation des précipitations et de la température avec l'altitude.....	84
3.3.1. Répartition des précipitations avec l'altitude	84

3.3.2. Evolution de la température de l'air avec l'altitude.....	85
3.4. Conclusions	87
4. LA SOURCE "ALMYROS D'HÉRAKLION"	88
4.1. Description générale.....	88
4.2. Trente ans de suivi physico-chimique à la source Almyros d'Héraklion.....	89
4.2.1. Moyennes annuelles	89
4.2.2. Evolution journalière.....	90
4.2.2.1. Variations de débit et de salinité à la source	90
4.2.2.2. Relation débit-niveau d'eau à la source	91
4.2.2.3. Relation entre le débit et la concentration en chlorures.....	92
5. LE BASSIN VERSANT D'ALIMENTATION.....	93
5.1. Les réservoirs potentiels	93
5.2. Les sources	93
5.3. Les traçages artificiels	97
5.4. Les limites du bassin versant de la source Almyros d'Héraklion.....	99
5.4.1. Les limites de la zone de recharge.....	99
5.4.2. Dimensions du bassin versant	100
5.5. Le réseau hydrographique	101
5.6. Le bilan hydrique.....	102
5.6.1. Introduction.....	102
5.6.2. Calculs.....	102
5.6.3. Bilans hydriques de l'Almyros d'Héraklion.....	103
5.6.3.1. Bilan interannuel	104
5.6.3.2. Bilans par cycles	104
5.6.4. Conclusions.....	106
5.7. Les lieux de contact de l'aquifère carbonaté avec la mer.....	106
6. LES FORAGES.....	107
6.1. Introduction, localisation et description	107
6.2. Exploitation et évolution de la température et de la salinité de l'eau pompée	108
6.2.1. Débit, volumes et niveaux piézométriques.....	108
6.2.2. Température de l'eau	109
6.2.3. La salinité de l'eau pompée, signe d'une intrusion saline hétérogène.....	110
6.3. Discussions et conclusions	112
7. L'EXPLOITATION D'EAU DANS LE SYSTÈME DE L'ALMYROS D'HÉRAKLION : SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE CRITIQUE	114
7.1. Exploitation d'eau douce à la source.....	114
7.2. Exploitation d'eau dans le bassin versant.....	116
7.3. Conclusion.....	116
8. CONCLUSIONS.....	118

CHAPITRE 3 ETUDE DU FONCTIONNEMENT D'UN AQUIFÈRE KARSTIQUE CÔTIER : L'EXEMPLE DE L'ALMYROS D'HÉRAKLION **119**

INTRODUCTION	121
1. L'ACQUISITION DES DONNÉES	121
1.1. Choix des mesures à acquérir : une équation complexe	121
1.2. Les mesures réalisées dans le système karstique côtier de l'Almyros d'Héraklion	122
1.2.1. Les points de mesure	123
1.2.2. Mesures en continu.....	124
1.2.3. Mesures hebdomadaires	125
1.2.4. Mesures temporaires	125
1.3. Les données calculées.....	127
1.3.1. Le débit.....	127
1.3.1.1. Effet du barrage.....	127
1.3.1.2. Mesures au moulinet de la rivière Almyros	128
1.3.1.3. Effet de la méthode de mesure	128
1.3.1.4. Relations entre le niveau du lac et le débit de la source Almyros	129
1.3.2. L'évapotranspiration potentielle et réelle.....	130

1.3.2.1. Généralités.....	130
1.3.2.2. La formule de Hargreaves et Samani, 1985	133
1.3.2.3. Calcul de l'évapotranspiration réelle et de la pluie efficace par la méthode de Thornthwaite	133
1.3.3. Fiabilité des appareils de mesure de la conductivité électrique et de la température	134
1.3.4. Relation entre la concentration en chlorures et la conductivité de l'eau de la source Almyros	135
2. RÉSULTATS DU SUIVI DU SYSTÈME KARSTIQUE DE L'ALMYROS D'HÉRAKLION DE SEPTEMBRE 1999 À MAI 2001.....	136
2.1. Climatologie sur le bassin versant	136
2.1.1. Données.....	136
2.1.2. La température	138
2.1.3. Les précipitations réelles et efficaces	138
2.1.4. L'humidité relative	140
2.1.5. Le vent.....	140
2.1.6. Conclusions	141
2.2. Suivi en continu de la source Almyros : conductivité, température, niveau du plan d'eau et débit ...	145
2.2.1. Evolution générale sur la période d'étude.....	145
2.2.1.1. Valeurs moyennes et extrêmes	145
2.2.1.2. Influence de la fonte des neiges	146
2.2.1.3. Influence des marées	146
2.2.1.4. Bilan hydrique simplifié.....	146
2.2.2. Relations entre les précipitations, le débit, la salinité et la température de l'eau	148
2.2.3. Variations irrégulières de salinité à l'étiage.....	153
2.3. La teneur en oxygène 18 de l'eau du système aquifère.....	154
2.3.1. Introduction.....	154
2.3.2. Relation avec l'altitude	155
2.3.3. Les eaux du système karstique de l'Almyros.....	156
2.3.3.1. Interprétation des teneurs en ¹⁸ O mesurées	156
2.3.3.2. Interprétation des teneurs calculées en ¹⁸ O de la fraction d'eau douce des échantillons	158
2.4. La chimie de l'eau du système karstique.....	159
2.4.1. L'eau de mer	160
2.4.2. L'évolution de la concentration en éléments majeurs de la source Almyros d'Héraklion..	160
2.4.2.1. Données.....	160
2.4.2.2. Evolution générale	161
2.4.2.3. L'origine de la minéralisation de l'eau.....	164
2.4.2.4. Origine des nitrates à la source Almyros.....	166
2.4.3. Evolution des paramètres du système calco-carbonique	167
2.4.4. Les différents types d'eau à l'Almyros.....	169
2.5. Synthèse sur l'eau de la source Almyros d'Héraklion	171
3. LE FONCTIONNEMENT GÉNÉRAL DU SYSTÈME KARSTIQUE DE L'ALMYROS D'HÉRAKLION.....	172
3.1. Evolution comparée entre la source et les forages.....	172
3.1.1. La salinité de l'eau	172
3.1.2. La température de l'eau	173
3.1.3. La teneur en oxygène 18	173
3.1.4. Relation hydraulique entre la source Almyros d'Héraklion et le forage des gorges de GonièsT19	174
3.2. Un système aquifère compartimenté	175
3.2.1. L'aquifère principal	175
3.2.2. Le sous-aquifère supérieur de Kéri-Tilissos	177
3.2.3. Considérations géologiques.....	178
4. MÉCANISME DE SALINISATION DE LA SOURCE ALMYROS.....	179
4.1. Conditions de la diminution de salinité à la source Almyros en crue	179
4.1.1. Etude des variations du débit.....	179
4.1.1.1. Relation pluie-débit.....	179
4.1.1.2. Influence des précipitations à Marathos ou Anogia	182

4.1.2. Etude de la diminution de la salinité en crue.....	184
4.2. Observation des déphasages entre les variations de salinité et de débit en crue.....	186
4.2.1. Méthode et résultats	186
4.2.1.1. Choix des bornes d'intégration	186
4.2.1.2. Résultats	187
4.2.2. Interprétation.....	190
4.2.2.1. Fonctionnement.....	190
4.2.2.2. Eloignement de la zone d'intrusion saline	191
4.2.2.3. Correction des mesures	192
4.3. Mise en évidence du mécanisme de salinisation	193
4.3.1. Le flux de sel.....	193
4.3.2. Relation entre le flux de sel et le débit	195
4.3.3. Relation entre le flux de sel et la salinité.....	196
4.3.4. Relation entre la salinité et le débit	199
4.3.5. Variations de salinité indépendantes du débit total	202
4.3.5.1. Conditions d'observation.....	202
4.3.5.2. Essai d'interprétation	202
4.4. Discussion sur le fonctionnement hydrodynamique du système karstique côtier de l'Almyros d'Héraklion.....	205
5. CONCLUSIONS.....	207
CHAPITRE 4 MODÈLE NUMÉRIQUE.....	209
1. INTRODUCTION.....	211
2. EQUATIONS FONDAMENTALES	214
2.1. Ecoulement.....	214
2.1.1. Ecoulement en aquifère poreux	214
2.1.2. Ecoulement dans un conduit.....	215
2.1.2.1. Ecoulement laminaire.....	215
2.1.2.2. Ecoulement turbulent	215
2.1.2.3. Coefficient de frottement λ	216
2.1.3. Ecoulement entre la matrice et le conduit	218
2.2. Transport	222
2.2.1. Advection	222
2.2.2. Dispersion et diffusion	223
2.2.3. Hypothèse de mélange parfait	224
2.3. Relations salinité-masse volumique	224
2.3.1. Relation conductivité-concentration en chlorures	224
2.3.2. Relation concentration en chlorures - masse volumique	225
3. LE MODÈLE DU TYPE "CELLULE DE MÉLANGE"	226
3.1. Principe.....	226
3.2. Application	228
3.2.1. Solution analytique de l'équation de l'advection-dispersion.....	228
3.2.2. Résultats et discussion.....	228
4. LE MODÈLE SWIKAC (SALT-WATER INTRUSION IN KARST CONDUITS).....	232
4.1. Présentation, objectifs et limites	232
4.2. Structure du modèle.....	234
4.2.1. Algorithme	234
4.2.2. Variables	235
4.2.3. Principe de calculs.....	239
4.3. Influence des paramètres de calage du modèle : L et kr	240
4.4. Initialisation	241
4.5. Les différentes versions de SWIKAC.....	242
4.5.1. Les différentes versions.....	242
4.5.2. Effet des différentes versions	246
5. SIMULATION DE LA SALINITÉ DE L'EAU DE LA SOURCE ALMYROS AVEC LE MODÈLE SWIKAC	249
5.1. Ordre de grandeur des paramètres P, K, d, da et sensibilité à z et dt.....	249
5.2. Résultats et discussions	250

5.2.1. Les résultats des simulations de la salinité	250
5.2.2. Les différentes versions de SWIKAC	254
5.2.3. Discussions	254
5.2.4. Flux de chlorures simulé à la source Almyros	255
5.2.5. Diminution précoce de la salinité mesurée : apport d'un aquifère supérieur?	258
5.2.6. Surestimation de la salinité à l'étiage : stratification de l'écoulement?	259
5.2.7. Remontée précoce de la salinité simulée lors des crues d'eau douce : expulsion d'eau douce à l'extérieur du conduit?.....	262
5.2.8. Conclusion.....	265
5.3. Effet du relèvement du niveau d'eau à la source.....	265
5.3.1. Les données de 1987	265
5.3.2. Validité des mesures de concentration en chlorures en 1987	266
5.3.3. Ajustement du modèle SWIKAC	267
5.3.4. Discussion et conclusions.....	269
5.4. Diminution de la salinité à la source Almyros par relèvement du plan d'eau	271
5.4.1. Méthode.....	271
5.4.2. Résultats	272
6. CONCLUSIONS.....	274
CHAPITRE 5 DISCUSSIONS	275
INTRODUCTION	277
1. LE DÉVELOPPEMENT SPATIAL DU CONDUIT KARSTIQUE.....	277
2. LES RISQUES DE MODIFICATION DU FONCTIONNEMENT DU SYSTÈME KARSTIQUE EN CAS D'EXPLOITATION PAR REMONTÉE DU NIVEAU D'EAU À LA SOURCE ALMYROS D'HÉRAKLION	280
3. L'EFFET DE LA MONTÉE DU NIVEAU DE LA MER.....	282
4. PROPOSITIONS D'ÉTUDES COMPLÉMENTAIRES POUR L'EXPLOITATION D'EAU DOUCE.....	283
4.1. Variations contrôlées du niveau de la source Almyros.....	283
4.2. Variations naturelles de niveau d'eau	284
4.3. Traçages artificiels.....	284
4.4. Géophysique	285
CONCLUSION	287
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	293
ANNEXE 1 : RÉSULTATS COMPLÉMENTAIRES SUR L'ANALYSE DES CRUES À LA SOURCE ALMYROS D'HÉRAKLION DE SEPTEMBRE 1999 À MAI 2001	301
ANNEXE 2 : ESTIMATION EXPÉRIMENTALE DE LA MASSE VOLUMIQUE DE L'EAU EN FONCTION DE SA CONCENTRATION EN CHLORURES ET DE SA TEMPÉRATURE.....	313
1- DÉPENDANCE DE LA MASSE VOLUMIQUE AVEC LA TEMPÉRATURE	315
2- DÉPENDANCE DE LA MASSE VOLUMIQUE AVEC LA TEMPÉRATURE ET LA SALINITÉ (OU LA CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE OU LA CONCENTRATION EN CHLORURES)	315
ANNEXE 3 : FONCTIONNEMENT ET UTILISATION DU MODÈLE SWIKAC (SALT-WATER INTRUSION IN KARST CONDUITS)	321
1- FICHIERS NÉCESSAIRES ET MODE D'UTILISATION.....	323
2- STRUCTURE DU MODÈLE	324
ANNEXE 4 : SIMULATION DES VARIATIONS DE LA SALINITÉ DE LA SOURCE ALMYROS D'HÉRAKLION À L'AIDE D'UNE MAQUETTE.....	327
1. INTRODUCTION.....	329
2. DESCRIPTION DE LA MAQUETTE	329
2.1. Conditions de similitude et échelle.....	330
2.2. Configuration de la maquette	331
2.3. Dimensions.....	332

Table des matières

2.4. Matériel et mesures.....	333
3. LES SITUATIONS TESTÉES.....	334
3.1. Cas d'un drain "poreux" traversant un bassin d'eau salée	334
3.2. Cas d'un drain "poreux" traversant une matrice poreuse contenant de l'eau salée	334
3.3. Cas d'un conduit imperméable connecté à un conduit annexe en communication avec le bassin d'eau salée	335
4. RÉSULTATS ET DISCUSSIONS	335
4.1. Gamme de variation des données	335
4.2. Aléas expérimentaux	337
4.3. L'effet écran de l'eau salée	337
4.4. Evolution du flux de sel lors de la variation de charge à l'entrée.....	338
4.5. La distribution spatiale des échanges conduit-matrice	339
4.6. Expériences complémentaires avec un conduit annexe	342
5. CONCLUSIONS.....	342
6. RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	342

Liste des figures

ENGLISH SUMMARY

Figure 1: Conceptual Sketch of the Almyros coastal karstic system.....	26
Figure 2: Conceptual sketch used for the elaboration of the SWIKAC model.....	27

CHAPITRE 1 RAPPEL DES CONNAISSANCES SUR LE FONCTIONNEMENT DES AQUIFÈRES KARSTIQUES ET L'INTRUSION SALINE DANS LES AQUIFÈRES CÔTIERS

Figure 1.1 : Schéma d'un aquifère karstique selon l'approche structurelle (Drogue 1971).....	40
Figure 1.2 : Schéma d'un aquifère karstique selon l'approche fonctionnelle (Mangin 1975).....	41
Figure 1.3 : Principe de Ghyben-Herzberg : a- dans un tube en U contenant deux fluides de densité différente, b- dans une coupe à travers un aquifère libre.....	46
Figure 1.4 : Schéma hydrodynamique de Glover extrait de Reilly et Goodman 1985, montrant la position de la ligne horizontale d'écoulement dans la mer (x_0) et les lignes de courant (Streamline).....	47
Figure 1.5 : Coupe théorique à travers un aquifère libre homogène côtier montrant la zone de transition et les directions d'écoulement des deux fluides.....	48
Figure 1.6 : Modèle mathématique idéalisé de Henry -a : lignes d'écoulement, -b : lignes d'égale concentration relative (extrait de Reilly et Goodman 1985).....	49
Figure 1.7 : Résultats de la simulation numérique de Wicks et Herman (1995) d'une intrusion saline dans un aquifère homogène comportant une zone hétérogène de perméabilité cent fois plus forte (rectangle).....	51
Figure 1.8 : Coupe schématique d'une source salée par effet Venturi.....	52
Figure 1.9 : Coupe schématique d'une source polluée par intrusion d'eau de mer dans un conduit inférieur connecté.....	53
Figure 1.10 : Coupe schématique d'une source douce en crue et expulsion d'eau douce par un conduit inférieur connecté.....	53
Figure 1.11 : Coupe d'une source polluée par une intrusion d'eau de mer diffuse en profondeur dans le conduit.....	54
Figure 1.12 : Coupe d'une source sous-marine envahie par une langue d'eau de mer.....	55
Figure 1.13 : Intrusion d'eau de mer dans un conduit (extrait de Chadwick et Morfett 1998).....	56
Figure 1.14 : Les estavelles de Bali (Crète) en avril 1999 – le pédalo donne l'échelle des bouillons provoqués par la sortie de l'eau à environ 10 m sous le niveau de la mer (photo B. Arfib).....	57

CHAPITRE 2 PRÉSENTATION DU SYSTÈME KARSTIQUE CÔTIER DE L'ALMYROS D'HÉRAKLION

Figure 2.1 : Situation de la Crète en Europe et dans le bassin méditerranéen.....	61
Figure 2.2 : Situation du site d'étude en Crète.....	62
Figure 2.3 : Diagramme structural et stratigraphique des unités tectoniques de la Crète (d'après Bonneau et al., 1977).....	64
Figure 2.4 : Echelle lithostratigraphique des sédiments Néogènes de la Crète Centrale et champs de contraintes successifs (extrait de Fassoulas 2001).....	66
Figure 2.5 : Evolution tectonique de la Crète de l'Eocène au Miocène (extrait de Fassoulas 2000).....	72

Liste des figures

Figure 2.6 : Coupe schématique de la zone de subduction hellénique (extrait de Fassoulas 2000). Schéma non à l'échelle	73
Figure 2.7 : Mouvements actuels des plaques en Egée (extrait de Fassoulas 2001). Les flèches montrent les mouvements par rapport à l'Europe stable	73
Figure 2.8 : Déplacements tectoniques et failles associées au Néogène en Crète, à partir de l'étude du bassin d'Héraklion (extrait de Fassoulas 2001) [late=supérieur, middle=moyen, early=inférieur]	74
Figure 2.9 : Coupe NNW – SSE à travers la Crète centrale passant par le massif de l'Ida (extrait de Bonneau et al., 1977). Position indiquée sur la figure 2.10	77
Figure 2.10 : Schéma structural régional de la Crète centrale (modifié d'après Creutzburg et al., 1977).....	78
Figure 2.11 : Carte néotectonique simplifiée du bassin d'Héraklion (extrait de Fassoulas 2001)	79
Figure 2.12 : Coupe schématique SSW–NNE passant par la source Almyros d'Héraklion (position sur la figure 2.10)	80
Figure 2.13 : Position des stations météorologiques sur la zone d'étude	81
Figure 2.14 : Moyennes interannuelles mensuelles des précipitations et de la température de l'air aux stations d'Anogia (740 m) et d'Héraklion (30 m).....	83
Figure 2.15 : Corrélation des précipitations moyennes interannuelles avec l'altitude sur les stations de la zone d'étude.....	84
Figure 2.16 : Corrélation entre la température moyenne interannuelle et l'altitude pour les stations d'Héraklion, Anogia et Zaros	86
Figure 2.17 : Evolution de la concentration en chlorures et du débit entre les mois de mai 1977 et juillet 1984 à la source Almyros d'Héraklion.....	91
Figure 2.18 : Relations entre le niveau du lac et le débit de la source Almyros d'Héraklion de 1968 à 1994 .	92
Figure 2.19 : Graphique montrant la relation inverse entre la concentration en chlorures et le débit de la source Almyros d'Héraklion sur les données 1968 à 1994	92
Figure 2.20 : Localisation des principaux points d'eau et d'instrumentation du bassin versant de la source Almyros d'Héraklion.....	95
Figure 2.21 : Fréquences altimétriques sur le bassin versant de l'Almyros d'Héraklion calculées à partir du MNT GTOPO30	101
Figure 2.22 : Valeur du bilan hydrique annuel en fonction de la hauteur des précipitations annuelles par cycle	106
Figure 2.23 : Evolution de la température de l'eau pompée dans les forages de Kéri (K) et Tilissos (T) au cours du cycle hydrologique 1999-2000.....	109
Figure 2.24 : Localisation des forages de DEYAH sur les secteurs de Kéri et Tilissos et concentration en chlorures de l'eau pompée au mois de juillet 1999	111
Figure 2.25 : Evolution de la concentration en chlorures de l'eau pompée dans les forages de Kéri (et Tilissos 21) depuis leur mise en exploitation en 1992 jusqu'en 2000	112
Figure 2.26 : Représentation schématique du phénomène d'upconing sous l'action d'un pompage en aquifère poreux homogène captif (extrait de Reilly et Goodman, 1985).....	113

CHAPITRE 3 ETUDE DU FONCTIONNEMENT D'UN AQUIFÈRE KARSTIQUE CÔTIER : L'EXEMPLE DE L'ALMYROS D'HÉRAKLION

Figure 3.1 : Localisation et illustration des instruments à enregistrement automatique installés sur le bassin versant de l'Almyros d'Héraklion.....	126
Figure 3.2 : Courbe de tarage de la source Almyros d'Héraklion établie par jaugeages au moulinet sur la période 1999-2001 (débit en fonction de la hauteur d'eau dans le lac).....	130
Figure 3.3 : Conductivité électrique mesurée à la source Almyros d'Héraklion par deux conductimètres indépendants	134
Figure 3.4 : Relation entre la concentration en chlorures et la conductivité électrique de l'eau de la source Almyros d'Héraklion.....	135

Liste des figures

Figure 3.5 : Comparaison des précipitations et des températures à Anogia (800 m) entre la moyenne interannuelle, le cycle 99-00 et le cycle 00-01.....	138
Figure 3.6 : Précipitations journalières à Anogia et Marathos entre le 15 septembre 1999 et le 18 mai 2001	140
Figure 3.7 : Directions des vents à la station météorologique d'Anogia (800 m) entre septembre 1999 et août 2000	141
Figure 3.8 : Histogramme de la vitesse du vent de septembre 1999 à août 2000	141
Figure 3.9a : Evolution de la température, de la conductivité électrique et du débit de la source Almyros d'Héraklion - Précipitations et températures à Anogia (800 m), et précipitations à Marathos (500 m).....	143
Figure 3.9b: Evolution de la température, de la conductivité électrique et du débit de la source Almyros d'Héraklion - Précipitations et températures à Anogia (800 m), et précipitations à Marathos (500 m).....	144
Figure 3.10 : Relation entre la conductivité minimale et le débit maximum atteints lors des crues à la source Almyros	150
Figure 3.11 : Relation entre la température et la conductivité électrique de l'eau de l'Almyros d'Héraklion	150
Figure 3.12 : Relation entre le temps et le débit moyen calculés entre le début de l'augmentation du débit et le début de la chute de conductivité lors des crues à la source Almyros	151
Figure 3.13 : Illustration du déphasage temporel entre l'augmentation de débit suite à une précipitation et la diminution de salinité lors de la crue n°6 (5 février 2000)	152
Figure 3.14 : Illustration des deux déphasages temporels entre l'augmentation de débit suite à une précipitation et la diminution de salinité lors de la crue n°15 (11 février 2001).....	152
Figure 3.15 : Oscillations de courte amplitude et de fréquence élevée de la salinité à l'étiage	153
Figure 3.16 : Relation entre l'altitude moyenne de recharge et la teneur moyenne en ^{18}O des sources du bassin versant de l'Almyros d'Héraklion.....	156
Figure 3.17 : Relation entre la salinité et la teneur en ^{18}O de l'eau des sources et forages suivis sur le système karstique de l'Almyros d'Héraklion.....	156
Figure 3.18 : Evolution de la teneur en ^{18}O de la fraction d'eau douce à la source Almyros en fonction du débit d'eau douce participant au débit total de la source.....	158
Figure 3.19 : Evolution entre juillet 1999 et octobre 2000 de la teneur en ^{18}O de la fraction d'eau douce des sources et forages.....	159
Figure 3.20 : Evolution hebdomadaire de la concentration en éléments majeurs à la source Almyros d'Héraklion entre le 7/7/99 et le 10/8/00.....	162
Figure 3.21 : Représentations graphiques des rapports $r\text{Br}^-/r\text{Cl}^-$, $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$, $r\text{K}^+/r\text{Mg}^{2+}$, $r\text{K}^+/r\text{Na}^+$, $r\text{Ca}^{2+}/r\text{Mg}^{2+}$, $r\text{Ca}^{2+}/r\text{Cl}^-$	165
Figure 3.22 : Evolution hebdomadaire des paramètres du système calco-carbonique à la source Almyros d'Héraklion entre le 7/7/99 et le 10/8/00.....	169
Figure 3.23 : Position des analyses des éléments majeurs à la source Almyros d'Héraklion entre le 7/7/99 et le 10/8/00 dans le diagramme de Piper.....	171
Figure 3.24 : Concentration en chlorures à la source Almyros d'Héraklion et dans les forages de Kéri entre août 1999 et août 2000.....	172
Figure 3.25 : Schéma hydrogéologique général de l'Almyros d'Héraklion	176
Figure 3.26 : Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement général du système karstique de l'Almyros d'Héraklion (sans échelle).....	178
Figure 3.27 : Relations entre les débits et les précipitations lors des 18 crues de la source Almyros d'Héraklion observées entre septembre 1999 et mai 2001	181
Figure 3.28 : Précipitations du 6 mars 2000 sans variation de débit à la source Almyros d'Héraklion	183
Figure 3.29 : Précipitations du 2 et 3 avril 2001 sans variation de débit à la source Almyros d'Héraklion, puis du 6 avril 2001 avec variation.....	183
Figure 3.30 : Crue à la source Almyros d'Héraklion suite aux précipitations du 18 février 2000 enregistrées à Anogia mais non visibles à Marathos	183

Liste des figures

Figure 3.31 : Relations entre les conductivités, les débits et les précipitations pendant les 18 crues de la source Almyros d'Héraklion sur les cycles 1999-2001	185
Figure 3.32 : Calcul du volume par intégration du débit entre le début de l'augmentation du débit et le début de la diminution de la salinité pendant la crue du 11 novembre 1999	189
Figure 3.33 : Calcul du volume par intégration du débit entre le début de l'augmentation du débit et le début de la diminution de la salinité pendant la crue du 4 février 2000	189
Figure 3.34 : Schéma de fonctionnement de la dernière portion du conduit alimentant la source Almyros, et illustration du principe de correction des données déphasées.....	191
Figure 3.35 : Evolution du flux de chlorures corrigé (pour un volume constant égal à 770 000 m ³ entre les variations de débit et de salinité en crue) entre le 15 sept. 1999 et le 7 mai 2001	195
Figure 3.36 : Évolution du flux de chlorures en fonction du débit total de la source Almyros d'Héraklion..	198
Figure 3.37 : Evolution du flux de chlorure corrigé en fonction du débit total de la source Almyros d'Héraklion	198
Figure 3.38 : Relations entre le flux de chlorures corrigé et la concentration en chlorures corrigée de l'Almyros d'Héraklion.....	198
Figure 3.39 a, b, c : Relations entre le débit et la conductivité électrique (période du 15 sept. 1999 au 18 mai 2001). a : Données brutes, b et c : Conductivité corrigée tenant compte du décalage de 770 000 m ³ entre les variations de débit et de salinité à la source Almyros d'Héraklion.....	201
Figure 3.40 : Chute de salinité anormale du 26 au 28 décembre 1999 sans relation apparente avec le débit	203
Figure 3.41 : Oscillations de salinité anormales du 8 au 12 décembre 2000 sans relation apparente avec le débit	203

CHAPITRE 4 MODÈLE NUMÉRIQUE

Figure 4.1 : Résultats des expériences de Nikuradse (extrait de Chadwick et Morfett, 1998). λ : coefficient de frottement, Re : nombre de Reynolds, D : diamètre, k_s : rugosité du conduit = hauteur moyenne des aspérités ($k_s=k=\varepsilon$).....	216
Figure 4.2 : Lois d'écoulement de Louis dans les fractures et les conduits ($k=k_s$, $D_h=d_h$) (extrait de Jeannin et Maréchal, 1995).....	218
Figure 4.3a : Modèles conceptuels de l'écoulement vers une tranchée, tout d'abord linéaire, puis finalement radial horizontal (extrait de Murdoch, 1994).....	219
Figure 4.3b : Périodes d'écoulement radial vertical puis radial horizontal lors de l'écoulement vers un puits horizontal pompant dans un aquifère captif (extrait de Zhan et Cao, 2000)	219
Figure 4.3c : Représentation schématique du calcul de la distance à la limite (la mer)	221
Figure 4.3d : Représentation schématique de l'écoulement dans la matrice et le conduit	221
Figure 4.4 : Exemple de phénomènes engendrant de la dispersion (commentaires dans le texte) (extrait de Logan, 1999).....	223
Figure 4.5 : Schéma du modèle de type cellule de mélange	227
Figure 4.6 : Simulation du passage d'un front de polluant par le modèle cellule de mélange et comparaison avec la solution analytique de Ogata et Banks.....	230
Figure 4.7 : Temps de calcul Matlab en fonction de la taille de la matrice créée pour les six simulations présentées.....	231
Figure 4.8 : Schéma conceptuel utilisé pour le développement du modèle SWIKAC	233
Figure 4.9 : Algorithme simplifié de fonctionnement du modèle type cellule de mélange SWIKAC.....	235
Figure 4.10 : Visualisation des variables à compléter dans le fichier SWIKAC.m	237
Figure 4.11 : Illustration de la zone d'application des calculs	239
Figure 4.12 : Concentrations en chlorures simulées à la source Almyros lorsque le débit passe de 4 à 20 m ³ .s ⁻¹ , puis revient à 4 m ³ .s ⁻¹ . Cas (a) : influence de la longueur L, cas (b) : influence du coefficient de rugosité relative k_r	241

Liste des figures

Figure 4.13 : Oscillations de la concentration en chlorures simulée pour différentes longueurs L, lors de l'initialisation	242
Figure 4.14 : Schémas du conduit dans les différentes versions des modèles SWIKAC	244
Figures 4.15 a : Simulation de la concentration en chlorures avec le modèle SWIKAC comparée avec celle de la version SWIKAC_n.....	246
Figures 4.15 b : Simulation de la concentration en chlorures avec le modèle SWIKAC comparée avec celle de la version SWIKAC_u.....	246
Figures 4.15 c : Simulation de la concentration en chlorures avec le modèle SWIKAC comparée avec celle de la version SWIKAC_t.....	246
Figures 4.15 d : Simulation de la concentration en chlorures avec le modèle SWIKAC comparée avec celle de la version SWIKAC_tv.....	247
Figures 4.16 a, b : Concentration en chlorures mesurée et simulée avec le modèle SWIKAC de septembre 1999 à mai 2001 (les résultats sont donnés sur deux graphiques par commodité de représentation)	252
Figure 4.17 : Simulations de la concentration en chlorures par les modèles SWIKAC et SWIKAC_tv.....	253
Figures 4.18 a, b : Flux de chlorures mesuré et simulé avec le modèle SWIKAC de septembre 1999 à mai 2001 (les résultats sont donnés sur deux graphiques par commodité de représentation).....	256
Figure 4.19 : Chutes de salinité non simulées lors de la crue du 24 au 28 décembre 1999	258
Figure 4.20 : Ecart entre la concentration en chlorures mesurée et simulée lors de l'étiage de l'été 2000.....	259
Figures 4.21 a, b : Section schématique du conduit lors de la stratification de l'écoulement	261
Figure 4.22 : Concentration en chlorures mesurée et simulée lors de la crue du 15 janvier 2000.....	263
Figure 4.23 : Concentration en chlorures mesurée et simulée lors de la crue du 12 février 2001	263
Figure 4.24 : Données enregistrées à la source Almyros d'Héraklion entre le 24 mars 1987 et le 30 septembre 1987	265
Figure 4.25 : Relation entre la concentration en chlorures et la conductivité électrique mesurées en 1987 et sur le cycle 1999-2000.....	266
Figure 4.26 : Concentration en chlorures simulée avec le modèle SWIKAC lors du relèvement du niveau d'eau de mars à septembre 1987	267
Figure 4.27 : Concentration en chlorures simulée pour le débit diminué de $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ lors du relèvement du niveau d'eau en 1987.....	268
Figure 4.28 : Concentration en chlorures simulée de mars à septembre 1987 pour le niveau de la source Almyros artificiellement relevé et le niveau non relevé	270
Figure 4.29 : Simulation de la concentration en chlorures à la source Almyros lors d'un relèvement artificiel du niveau du plan d'eau à $h_{cst} = 14 \text{ m}$ durant les cycles 1999-2001	272

CHAPITRE 5 DISCUSSIONS

Figure 5.1 : Concentration en chlorures simulée de sept.1999 à avril 2001 avec le modèle SWIKAC en conditions actuelles et avec un niveau de la mer supérieur de 0,5 m.....	281
---	-----

ANNEXE 2 : ESTIMATION EXPÉRIMENTALE DE LA MASSE VOLUMIQUE DE L'EAU EN FONCTION DE SA CONCENTRATION EN CHLORURES ET DE SA TEMPÉRATURE

Figure A2.1 : Relation entre la masse volumique et la conductivité électrique d'une eau enrichie en sel NaCl, pour des températures de l'eau égales à 17, 20 et 25°C	317
Figure A2.2 : Relation entre la masse volumique et la concentration en chlorures d'eau de Mer Egée, pour des températures de l'eau égales à 18, 21 et 25°C.....	320

ANNEXE 3 : FONCTIONNEMENT ET UTILISATION DU MODÈLE SWIKAC (SALT-WATER INTRUSION IN KARST CONDUITS)

Figure A3.1 : Structure du modèle SWIKAC (Version de base)..... 326

ANNEXE 4 : SIMULATION DES VARIATIONS DE LA SALINITÉ DE LA SOURCE ALMYROS D'HÉRAKLION À L'AIDE D'UNE MAQUETTE

Figure A4.1 : Vue en coupe transversale du tube percé de trous : diamètre et position des trous 330

Figure A4.2 : Schéma de fonctionnement de la maquette 332

Figure A4.3 : Dimensions principales de la maquette 333

Figure A4.4 : Gamme de variations des hauteurs d'eau et des conductivités électriques lors des expériences 337

Figure A4.5 : Effets des variations du niveau de l'eau dans le bassin d'eau salée sur les débits d'eau douce et d'eau salée dans le drain..... 338

Figure A4.6 : Salinité et débits lors d'une augmentation de charge à l'entrée de la maquette 339

Figure A4.7 : Représentation schématique des échanges conduit-matrice lorsque le tube de plexiglas est percé de trous en position basse (même principe en position haute)..... 340

Figure A4.8 : Coupe transversale du tube de plexiglas percé de trous, montrant la position des trous en bas (A), en haut (B), en haut et en bas (C) 340

Figure A4.9 : Représentation schématique des échanges conduit-matrice et de la stratification de l'écoulement lorsque le tube de plexiglas est percé de trous en position haute et basse 341

Figure A4.10 : Comparaison des conductivités électriques obtenues avec un drain percé de trous en bas et un drain percé en haut et en bas 341

Liste des tableaux

CHAPITRE 1 RAPPEL DES CONNAISSANCES SUR LE FONCTIONNEMENT DES AQUIFÈRES KARSTIQUES ET L'INTRUSION SALINE DANS LES AQUIFÈRES CÔTIERS

Tableau 1.1 : Valeurs de la constante de dissociation des principaux minéraux des roches carbonatées dans l'eau pure (extrait de Bakalowicz, 1979).....	41
---	----

CHAPITRE 2 PRÉSENTATION DU SYSTÈME KARSTIQUE CÔTIER DE L'ALMYROS D'HÉRAKLION

Tableau 2.1 : Stations météorologiques sur la zone d'étude et données à notre disposition	82
Tableau 2.2 : Précipitations et températures moyennes interannuelles	82
Tableau 2.3 : Corrélations entre les précipitations et l'altitude par cycle hydrologique entre 1967 et 1997 sur la zone d'étude	85
Tableau 2.4 : Corrélation entre la température moyenne annuelle et l'altitude pour chaque cycle hydrologique entre 1976 et 1992	86
Tableau 2.5 : Corrélation entre la température moyenne intermensuelle et l'altitude.....	87
Tableau 2.6 : Débit et concentration en chlorures moyens par cycle hydrologique entre 1971 et 1995 à la source Almyros d'Héraklion	90
Tableau 2.7 : Les traçages artificiels sur le bassin de l'Almyros d'Héraklion.....	97
Tableau 2.8 : Bilan hydrique interannuel sur le système karstique de l'Almyros d'Héraklion	104
Tableau 2.9 : Bilans hydriques annuels à la source Almyros entre 1976 et 1992.....	105
Tableau 2.10 : Caractéristiques de quelques forages implantés dans le système karstique de l'Almyros d'Héraklion	108
Tableau 2.11 : Evolution de la température de l'eau pompée dans les forages au début des années 90 et au cours de l'année 2000.....	110

CHAPITRE 3 ETUDE DU FONCTIONNEMENT D'UN AQUIFÈRE KARSTIQUE CÔTIER : L'EXEMPLE DE L'ALMYROS D'HÉRAKLION

Tableau 3.1 : Les mesures sur le système de l'Almyros d'Héraklion entre septembre 1999 et mai 2001	123
Tableau 3.2 : Mesures au moulinet du débit de l'Almyros d'Heraklion entre février et août 2000.....	128
Tableau 3.3 : Détermination du débit de la source Almyros d'Héraklion à partir du niveau dans le plan d'eau de la source	129
Tableau 3.4 : Détermination du niveau dans le plan d'eau de la source Almyros d'Héraklion à partir du débit de la source	129
Tableau 3.5 : Caractéristiques de différentes méthodes de calcul d'évapotranspiration potentielle	132
Tableau 3.6 : Aperçu des conditions climatiques mensuelles sur le bassin versant de l'Almyros d'Héraklion entre septembre 1999 et avril 2001.....	137
Tableau 3.7 : Valeurs caractéristiques de débit, de conductivité électrique, de température et nombre de jours d'eau douce à la source Almyros entre le 15 septembre 1999 et le 18 mai 2001	145
Tableau 3.8 : Bilan hydrique simplifié du système karstique de l'Almyros d'Héraklion du 16/09/99 au 15/09/00.....	147
Tableau 3.9 : Principales données caractéristiques des crues observées à la source Almyros d'Héraklion entre septembre 1999 et mai 2001	149

Liste des tableaux

Tableau 3.10 : Teneur en ¹⁸ O des sources suivies dans le bassin versant de l'Almyros d'Héraklion.....	155
Tableau 3.11 : Concentration en éléments majeurs de l'eau de mer	160
Tableau 3.12 : Résultats des analyses hebdomadaires des éléments chimiques majeurs à la source Almyros d'Héraklion du 7/7/99 au 10/8/00 (échantillons 1 à 52), et valeurs de trois eaux caractéristiques de la mer, des calcaires et du gypse	163
Tableau 3.13 : Calcul de la masse annuelle d'azote exportée à la source Almyros d'Héraklion.....	166
Tableau 3.14 : Calcul de la surface cultivée nécessaire pour expliquer la masse annuelle d'azote exportée par la source Almyros d'Héraklion	167
Tableau 3.15 : Températures de l'eau de la source et des forages regroupés par secteurs géographiques.....	173
Tableau 3.16 : Teneurs en oxygène 18 moyennes de la fraction d'eau douce des sources Almyros d'Héraklion et Koubedes, et des forages T19, AM5, K9, mesurées entre août 1999 et août 2000.....	174
Tableau 3.17 : Résultats des calculs de volume débité à la source Almyros d'Héraklion entre le début de l'augmentation de débit et le début de la chute de salinité pour chacune des 18 crues étudiées entre septembre 1999 et mai 2001. Valeurs correspondantes de la vitesse d'écoulement et de la distance au point d'entrée de l'eau de mer, en fonction de la section estimée de la galerie.....	190

CHAPITRE 4 MODÈLE NUMÉRIQUE

Tableau 4.1: Valeurs des paramètres utilisés pour les simulations avec le modèle cellule de mélange et la solution analytique de Ogata et Banks.....	229
Tableau 4.2 : Résultats des simulations avec SWIKAC, donnant toutes un coefficient de détermination (R ²) supérieur à 0,97.....	250
Tableau 4.3 : Sections d'écoulement équivalentes lors de stratification supposée au cours de l'étiage 2000	261

ANNEXE 2 : ESTIMATION EXPÉRIMENTALE DE LA MASSE VOLUMIQUE DE L'EAU EN FONCTION DE SA CONCENTRATION EN CHLORURES ET DE SA TEMPÉRATURE

Tableau A2.1 : Résultats des expériences d'enrichissement en NaCl d'une eau douce et suivi de l'évolution de la masse volumique de la solution	316
Tableau A2.2: Valeurs expérimentales illustrant la différence de masse volumique entre l'eau de mer et l'eau enrichie en NaCl.	318
Tableau A2.3 : Résultats des expériences de mélange d'eau douce avec de l'eau de mer, et suivi de l'évolution de la masse volumique de la solution.	319

ANNEXE 4 : SIMULATION DES VARIATIONS DE LA SALINITÉ DE LA SOURCE ALMYROS D'HÉRAKLION À L'AIDE D'UNE MAQUETTE

Tableau A4.1 : Caractéristiques du drain "poreux" utilisé pour les expériences avec la maquette	334
Tableau A4.2 : Caractéristiques du drain "poreux" entouré de sable, utilisé pour les expériences avec la maquette.....	335

Liste des photos

INTRODUCTION

Photo I.1 : Vues de la source saumâtre Almyros d'Héraklion 29

CHAPITRE 2 PRÉSENTATION DU SYSTÈME KARSTIQUE CÔTIER DE L'ALMYROS D'HÉRAKLION

Photo 2.1 : Affleurement de calcaires en plaquettes du Plattenkalke (les niveaux blancs sont les intercalations de silex) 69

Photo 2.2 : Cavité karstique sur le plateau de Kéri. Les personnages en rouge au bout des flèches donnent l'échelle 69

Photo 2.3 : Affleurement de marnes pliocènes dans le bassin d'Héraklion (Groupe Finikia)..... 69

Photo 2.4 : Vue à partir d'Agios Mironas en direction de l'Ouest. Superposition des calcaires de Tripolitza et du Plattenkalke au-dessus du village de Kroussonas. Marnes néogènes cultivées du bassin d'Héraklion au premier plan..... 70

Photo 2.5 : Sortie Est des gorges de Goniès, proche de l'emplacement du forage T19. Faille normale 70

Photo 2.6 : Vue sur le massif du Psiloritis enneigé à partir de la station météorologique d'Anogia, en direction du Sud, en février 2000..... 70

ANNEXE 4 : SIMULATION DES VARIATIONS DE LA SALINITÉ DE LA SOURCE ALMYROS D'HÉRAKLION À L'AIDE D'UNE MAQUETTE

Photo A4.1 : Vue d'ensemble de la maquette lors des expériences sans sable autour du tube de plexiglas .. 343

Photo A4.2 : Vue rapprochée du tube de plexiglas percé de trous de 3mm de diamètre..... 343

Photo A4.3 : Vue sur le bassin d'eau salée pendant les expériences avec du sable entourant le tube de plexiglas "poreux" 343

Liste des photos

Résumé

Cette thèse étudie l'intrusion saline en aquifère karstique côtier hétérogène, où la formation d'un biseau d'eau de mer entrant sous l'eau douce souterraine dans l'aquifère par l'effet des différences de densité entre les deux fluides est localement modifiée par des écoulements d'eau douce circulant dans les conduits perméables en grand spécifiques au karst. L'exemple du vaste système karstique côtier de l'Almyros d'Héraklion (Crète), caractérisé par une source aérienne saumâtre à la salinité inversement proportionnelle au débit, est choisi pour montrer les conditions de mélange entre l'eau douce et l'eau salée. Pendant deux années, la conductivité électrique, la température, la hauteur d'eau et le débit de la source Almyros d'Héraklion, ainsi que la climatologie sur le bassin versant ont été suivis en continu. L'analyse fine du déphasage entre l'augmentation du débit et la chute de la salinité en début de crue à la source permet de déterminer l'éloignement de la zone d'intrusion de l'eau de mer dans le réseau de conduits dont la source est l'exutoire, tandis qu'en fin de crue des oscillations de salinité indépendantes du débit traduisent le développement spatial en profondeur du conduit. Le modèle mathématique SWIKAC (Salt-Water Intrusion in Karst Conduits), développé pour simuler la salinité de la source Almyros d'Héraklion, confirme et quantifie le fonctionnement hydrodynamique du système. L'eau de mer naturellement présente dans la matrice calcaire fissurée de l'aquifère côtier pénètre dans le conduit karstique à plus de 400 mètres de profondeur en fonction des différences de charge entre les deux milieux, puis l'eau saumâtre s'écoule rapidement sur plusieurs kilomètres jusqu'à la source. Lors des crues exceptionnelles, de quelques jours à une cinquantaine de jours suivant les cycles, l'entrée d'eau de mer est bloquée et l'eau est douce à la source, ce qui laisse l'espoir de pouvoir utiliser un jour cette ressource potentielle en eau potable.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Αυτή η διδακτορική διατριβή μελετά την διείσδυση θαλασσινού νερού στους ετερογενείς καρστικούς παράκτιους υδροφόρους. Το σχήμα της διεπιφάνειας που δημιουργείται εξαιτίας της διαφορετικής πυκνότητας ανάμεσα στο γλυκό και το αλμυρό νερό, μπορεί τοπικά να τροποποιείται από την ροή του γλυκού νερού μέσα από τους καρστικούς αγωγούς.

Το παράδειγμα του εκτεταμένου παράκτιου καρστικού συστήματος του Αλμυρού Ηρακλείου Κρήτης, χαρακτηριζόμενο από μία υπέργεια υφάλμυρη πηγή με αλατότητα αντιστρόφως ανάλογη της παροχής, επιλέχθηκε για να προσδιορίσει τις συνθήκες ανάμειξης ανάμεσα στο γλυκό και στο αλμυρό νερό. Κατά την διάρκεια δύο χρόνων, η ηλεκτρική αγωγιμότητα, η θερμοκρασία, η στάθμη του νερού και η παροχή της πηγής Αλμυρού Ηρακλείου, καθώς και η κλιματολογία της λεκάνης απορροής βρίσκονταν σε συνεχή παρακολούθηση. Η προσεκτική ανάλυση της διαφοράς φάσης ανάμεσα στην αύξηση της παροχής και στην πτώση της αλμυρότητας, σε περιόδους μεγάλης παροχής της πηγής, μάς επιτρέπει να προσδιορίσουμε την απομάκρυνση της ζώνης διείσδυσης του θαλασσινού νερού μέσα από το δίκτυο αγωγών, του οποίας η πηγή αποτελεί φυσική διέξοδος. Στο τέλος των περιόδων μεγάλης παροχής, μεγάλες διαβαθμίσεις της αλμυρότητας, ανεξάρτητες από την παροχή, μας επιτρέπουν να προσδιορίσουμε την εις βάθος γεωμετρία του καρστικού αγωγού.

Το μαθηματικό μοντέλο SWIKAC (Salt-Water Intrusion in Karst Conduits – Διείσδυση Αλμυρού Νερού σε Καρστικούς Αγωγούς), που αναπτύχθηκε για να προσομοιώσει την αλμυρότητα της πηγής Αλμυρού Ηρακλείου, πιστοποιεί και ποσοτικοποιεί το υδροδυναμικό καθεστώς του συστήματος. Το θαλασσινό νερό, φυσικά ευρισκόμενο μέσα στην κατακερματισμένη ασβεστολιθική μάζα του παράκτιου υδροφόρου, διεισδύει μέσα στον καρστικό αγωγό σε ένα βάθος μεγαλύτερο από 400 μέτρα, σε συνάρτηση με την διαφορά υδραυλικού φορτίου ανάμεσα στα δυο περιβάλλοντα, και εν συνεχεία εκρέει πολύ γρήγορα για αρκετά χιλιόμετρα μέχρι την πηγή. Κατά την διάρκεια εξαιρετικά μεγάλων παροχών, από μερικές έως πενήντα περίπου ημέρες ανάλογα με τους υδρολογικούς κύκλους, η είσοδος του θαλασσινού νερού έχει σταματήσει και το νερό της πηγής είναι γλυκό, γεγονός που μας κάνει να ελπίζουμε ότι κάποια μέρα θα μπορούσαμε να χρησιμοποιήσουμε το δυναμικό αυτής της πηγής σε πόσιμο νερό.

"Study of groundwater flows in coastal karstic aquifer: observations and modeling of the brackish spring Almyros of Heraklio, Crete (Greece)"

ENGLISH SUMMARY

ABSTRACT

This Ph.D studies the seawater intrusion in heterogeneous coastal karstic aquifers where local modifications of the saltwater encroachment beneath the freshwater in the aquifer occurs, due to the flow of fresh water through the specific pathways of the karst. The vast coastal karstic system of the Almyros spring of Heraklion (Crete), characterized by an inland brackish karstic spring with a salinity inversely proportional to the discharge, is chosen to illustrate the mixing conditions of seawater and fresh-water within the aquifer. For two years, the electric conductivity, the temperature, the water level and the flow rate at the Almyros spring of Heraklion, just as the climatic data, have been continuously recorded. A general functioning scheme and the salinization mechanism of the Almyros spring have been established. A new numerical model SWIKAC (Salt-Water Intrusion in Karst Conduits) has been developed. It is based on a simple concept of the aquifer, reduced to a circular conduit supplying the spring surrounded by an equivalent continuous medium (matrix) where saltwater flows. The spring salinity depends on the conduit-matrix exchange rate, and on the distance of the seawater intrusion within the conduit. While exceptional floods for a few days or for about fifty days, depending on the year, the seawater intrusion in the karst conduit is blocked leading to fresh water at the spring and giving great hopes of using once this potential drinking water resources.

INTRODUCTION

Around the Mediterranean and more generally, all over the world, karstic coastal aquifers constitute precious freshwater resources. They can be used together with surface water but they are often the sole source of freshwater in carbonate coastal regions where rainwater infiltrates very rapidly and does not give rise to any rivers. Coastal aquifers are difficult to exploit whether they are porous, fractured or karstic and resource managers must take into account the fragile equilibrium of the hydrogeological system where the freshwater and the saltwater are distributed in the aquifer according to their density. Depending on the characteristics of the aquifer, particularly its degree of homogeneity or heterogeneity, the movements of the fresh- and saltwater inside it are different both in natural and forced (pumped) flow.

The case of porous aquifers (or, by analogy, some fractured or karstic ones) has been thoroughly examined since the first principle was established by Ghyben (1888) and Herzberg (1901), making it possible to predict the position of a theoretical interface between two immiscible fluids, freshwater and saltwater, at a hydrostatic equilibrium that depends on the freshwater head above the sea level. In reality, the fluids are miscible: the saltwater circulates in the aquifer and a mixing zone (or transition or diffusion zone) forms between the two fluids with a continuous salt-concentration gradient of the underlying saltwater toward the freshwater above it (Reilly & Goodman, 1985). There are now numerical solutions that have been widely used to simulate the shape and position of the transition zone and to establish management plans for exploiting the aquifers (Voss & Souza, 1987; Bobba, 1993, Harbaugh & McDonald, 1996; Bear *et al.*, 1999; Cheng *et al.*, 2000).

Very little is yet known about heterogeneous coastal aquifers, especially carbonate karstic coastal aquifers. Roughly, a heterogeneous karstic medium is divided into a porous or finely fissured matrix cut through by open fractures or karstic conduits created by fracturing tectonics and carbonate dissolution. Hydrodynamically, the system functions differently in the conduits and in the surrounding matrix. The concept of a representative elementary volume, used in modelling porous media, cannot be applied to it. The water flows mainly through the conduits, with a high velocity, generally in a turbulent non Darcian regime, and emerges point-wise in open-air or underwater springs (Mangin, 1975; Gilli, 1999). This duality of the flow influences the saline intrusion which is perturbed by the flow through the conduits and may have a very heterogeneous distribution in space. Some authors show that the conduits concentrate the freshwater which deprives the rest of the aquifer and causes saline intrusion into the limestone matrix at a higher altitude and further inland than what a Ghyben-Herzberg type relation would indicate (Calvache & Pulido-Bosch, 1994; Wicks & Herman, 1995). Other authors demonstrate that both the freshwater and the saltwater preferentially use the fractures and conduits to reach the mixing zone or the zone of equilibrium between fluids with different density (Stringfield & Legrand, 1971; Moore *et al.*, 1992; Howard & Mullings, 1996). However, the literature on this subject is still scarce and the conditions of saltwater intrusion and the fate of briny water are generally neither known nor modelled. Even the recent work by Bear *et al.* (1999), reviewing the “State of the Art” of saline intrusion into coastal aquifers only devotes three pages to karstic coastal systems (pp. 102-105) and concludes that “karstic coastal aquifers are very capricious and it is difficult, if not impossible, to know how they function”.

Within the scope of the vast and largely unexplored topic of saline intrusion into heterogeneous coastal karst, the hydrodynamics of the karstic coastal aquifer of the Almyros of Heraklion on Crete is analysed and modelled. It has only one known open-air

outlet spring whose water is briny and flows out into a basin situated 3 metres above sea level, one kilometre from the coast. Its water becomes naturally polluted by sea water during its circulation through the aquifer. Crete is a Greek island in the southern Mediterranean with a surface area comparable to that of Corsica, composed to 60% of carbonate limestone formations that contain its main aquifers. Unfortunately, the water is often briny in the springs called Almyros which means “salty” in Greek (Almyros of Agios Nikolaos, Almyros of Gorgioupolis, Almyros of Heraklion). This severely reduces the available freshwater resources. The region of Heraklion consumes on average 33,000 m³ of water per day (1996) and in order to cope with the freshwater shortage, it has to transport around 30% of the water supply from a spring situated 35 km from the city, while, at low water, the Almyros of Heraklion spring, situated only 8 km from the city centre, every day discharges over five times the quantity consumed by the city. The spring water, at present left unused because of its salinity of more than 10 g·kg⁻¹ at low water (chloride concentration above 5 g·l⁻¹) becomes drinkable, totally devoid of sea water, during the strong winter floods (10 to 30 days per year) and represents a hope of solving the drinking-water problem if it could only be made fresh throughout the year.

This Ph.D. dissertation studies the functioning of the Almyros of Heraklion system based on continuous recordings, over two hydrological cycles, of the precipitation on the watershed basin, the flow rate, the salinity and the temperature of the spring water. These recordings were supplemented by periodic measurements of the salinity and temperature in nearby wells and by the chemistry of major elements and oxygen-18 content in the spring with the aim of achieving a twofold objective:

- Scientifically, the objective is to study and understand the hydrodynamic functioning of a karstic coastal aquifer system taking the Amyros of Heraklion spring as an example; then, to simulate the salinity of the spring by building a mathematical model based on an established conceptual model. The study of the hydrodynamic functioning starts from the scale of the entire watershed basin in order to determine the relations between the input (precipitation) and the output (flow rate in the spring) and the salinity variations of the water at the outlet. It proceeds to the scale of the karstic conduit in order to explain the mechanisms of freshwater and saltwater mixing at depth in the aquifer and to quantify the relationship between the fresh-and saltwater on the basis of observations at the spring. The successive stages of the study are described in this dissertation, from the choice and installation of the measuring devices to the quantification of the exchanges between the limestone matrix and the main conduit feeding the Almyros spring with the help of the SWIKAC mathematical model developed in the course of the study.

- From the point of view of economic and social development, the objective is to contribute to the work on a sustainable-management plan of the freshwater in the region of Heraklion which is today the administrative and industrial capital of the island of Crete as well as a

flourishing tourist destination. The mathematical model that was developed is an additional tool to aid in the decision-making and was used to test a scenario for exploiting the Almyros of Heraklion spring by raising its water level. The work described in this dissertation can be extended by new, more technological, studies to define the feasibility of exploiting the freshwater in this manner directly at the spring throughout the year.

This work of applied research was carried out in co-operation between the Laboratoire de Géologie Appliquée at the University Paris VI and the Laboratory of Hydraulics at the Aristotle University at Thessaloniki in Greece. The investigation of the Almyros of Heraklion spring on Crete lasted for two years and was made directly in the field in co-operation with a number of local agencies (Agency for the Development of Eastern Crete, Universities, Municipal Board of Water Supply and Management of the city of Heraklion). The European Commission DG XII financed this co-operation by awarding me a TMR Marie Curie scholarship within the programme for the Environment and Climate of the 4th Framework Plan for a 24-month stay at the Aristotle University in Thessaloniki under the leadership of Professor J. Ganoulis. The numerical model SWIKAC and the dissertation were completed at the University Paris VI in the UMR Sisyphé research unit.

This dissertation contains five chapters:

- 1 - Chapter 1 is a general, exclusively bibliographical, overview of the functioning of karstic aquifers and the state of the knowledge of saline intrusion into coastal aquifers.
- 2 - Chapter 2 presents the study site, the Almyros of Heraklion spring (Crete), in its geographical, geological, climatological and hydrological setting. The watershed basin, the wells and the spring are described. A critical bibliographical review of previous studies of the Almyros of Heraklion system identifies the elements essential to the understanding of the complexity of the site.
- 3 - Chapter 3 contains a “hydrogeological analysis”. It describes the method used to collect the data and presents the data for the two recorded cycles, 1999-2000 and 2000-2001. The data from the wells and the spring are used to define the general functioning of the karstic system. A detailed analysis of the flow-rate and salinity variations in the spring makes it possible to conceptualise the mechanisms of sea-water intrusion into the conduit feeding the Almyros spring. The proposed interpretations are reinforced by chemical and isotopic analyses.
- 4 - Chapter 4 transcribes, into a numerical model, the functioning pattern established in chapter 3. The mathematical equations on which the SWIKAC (Salt-Water Intrusion in Karst Conduits) model is based are given. The model results confirm the proposed conceptual pattern and make it possible to quantify the spatial development of the karst conduit that feeds the Almyros of Heraklion spring.

5 - Chapter 5 is a general discussion concerning the origin of the development of the karstic system of Almyros of Heraklion and the possibilities of exploiting the freshwater at the spring.

A general conclusion reviews the established pattern, validated by the SWIKAC model, the hydrodynamic functioning of the coastal karst system of the Almyros of Heraklion spring. The investigation method is summarised and the particular concerns of managing coastal aquifers are recalled.

CONCLUSION

The drinking-water supply of many regions around the Mediterranean is dependent on the exploitation of carbonate karstic coastal aquifers. The water resources in this type of aquifer are very vulnerable to human pollution at the surface as well as to natural saline pollution by sea-water intrusion at depth. Like all karstic aquifers, the coastal karst is characterised by heterogeneous flow which influences both the flow rate at the outlet and the phenomenon of saline intrusion. This Ph.D. dissertation demonstrates how to identify and quantify the natural advance of the saline intrusion at depth by studying an open-air briny spring and identifies the mechanisms of salinisation of the karstic coastal system of Amyros of Heraklion on the island of Crete. The salinisation of the freshwater in Almyros of Heraklion occurs during its flow through a karst conduit below the sea level where it crosses the fractured matrix that is saturated with sea water.

The fractured limestone matrix is the site of diffuse saline intrusion with weak salinity variations in time, similar to those of a continuous medium. Locally, the salinity can be very heterogeneous, where there are zones of major karst conduits that conduct freshwater with a density very different from that of the saltwater in the matrix through which it flows. The head difference between the conduits and the matrix connected to the sea regulates the mutual exchanges between the conduits and the matrix. In the karstic system of Amyros of Heraklion the main reservoir, situated south of the Tilissos mountain, stores the water from the rainfall on the Ida mountains which becomes polluted by salt when it travels to the spring through a major karst conduit (Figure 1). The briny water resulting from the mixing of freshwater with the sea water entering the conduit is then rapidly transported away from the zone of saline intrusion to the spring. The spring then becomes a prime site for observing the exchanges in the conduit network of which it is the direct outlet. Nevertheless, it is not representative of the processes active in the zone surrounding it since the saline pollution occurs far inland.

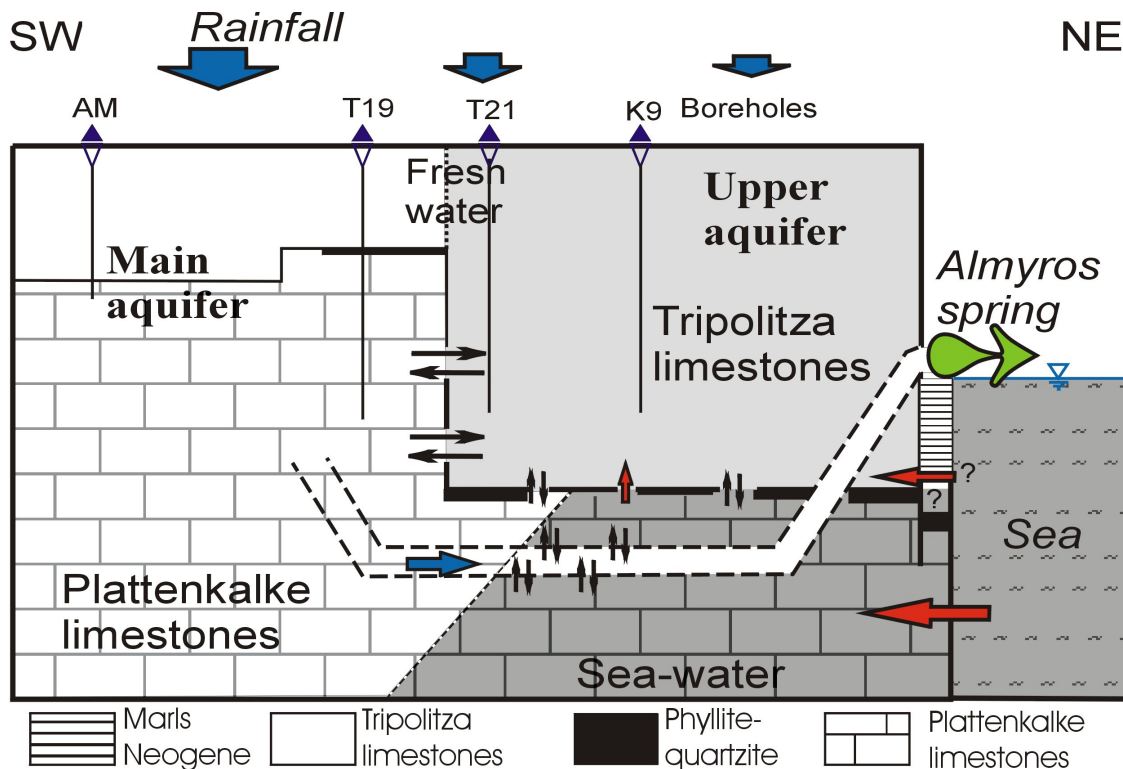


Figure 1: Conceptual Sketch of the Almyros coastal karstic system

In order to study the salinisation mechanisms, we developed an original numerical model of turbulent flow inside a karst conduit where fresh- or saltwater fluid exchanges with the surrounding limestone matrix can occur. This model was inspired by simpler models for only one fluid and simply needs the fitting of a few parameters that have a physical reality related to the hydrogeological characteristics of the studied aquifer (Figure 2). This numerical model, called SWIKAC, describes the sea-water intrusion zone in the conduit: it is situated at a depth (P) of around 500 m below sea level and is 120 to 150 m long (L) if the permeability of the matrix surrounding the conduit is 10^{-3} m s^{-1} or 1,200 to 1,500 m long if the matrix permeability is 10^{-4} m s^{-1} . The intrusion into the conduit occurs to the south of the spring, at a distance (X) from it of over 4,500 m if the conduit is assumed to have an average diameter of 15 m and at 2,500 m if the average diameter is 20 m. The saline intrusion zone into the continuous limestone (matrix) aquifer lies at a depth of 500 m, at a distance of 4 to 6 km from the coast. It was only the development and fitting of the model that made it possible to obtain precise information of the characteristics of the Almyros of Heraklion spring which would have been unobtainable by simply observing the flow rates and the salinity.

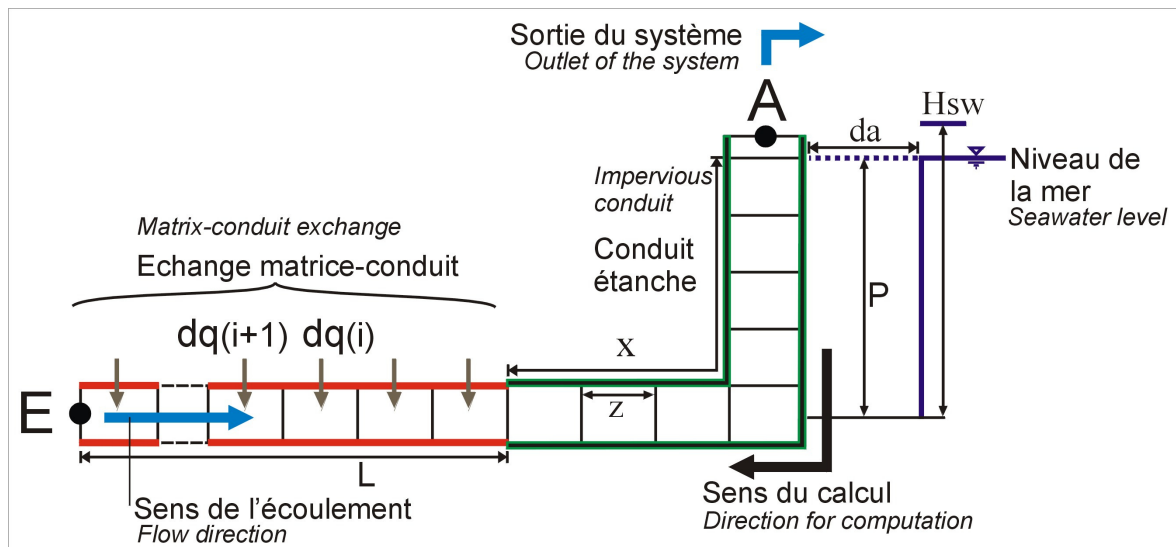


Figure 2: Conceptual sketch used for the elaboration of the SWIKAC model

Apart from providing knowledge of the study site, this work proposes a method of investigating karstic saline springs illustrated by the example of the Almyros of Heraklion. The study is divided into two phases, each consisting of six successive stages.

Phase of interpreting the spatial and temporal salinity variations in the karstic coastal aquifer and the briny spring:

- 1 - The karstic coastal system is differentiated according to the overall variations in salinity versus the flow rate in the briny spring which may, according to the literature, be either (a) proportionate to the flow rate (Venturi effect) or (b) inversely proportionate to the flow rate (case of the Almyros of Heraklion spring).
- 2 - The origins of the freshwater and the salinity are established; a general functioning pattern of the karstic coastal system is proposed.
- 3 - The temporal phase lags between the flow-rate and the salinity variations are studied for each one of the spring floods. They provide information concerning the distance to the saline intrusion into the spring and the intervening arrivals of water that dilutes the main discharge.
- 4 - The salt flux is studied while taking into account the phase lag between the salinity and the flow rate. It provides information of the dilution phenomena and makes it possible to distinguish the individual phenomena from the general trends.

They are, for example, at the Almyros of Heraklion spring: (1) the expulsion of freshwater from the conduit into the saltwater-saturated matrix during strong floods; (2) salinity oscillations at the spring when the floods recede, partially identified by the different versions of the SWIKAC model and explained as potentially linked to the spatial development of the karst conduit or to the arrival of additional diluting water; (3) the decrease of the salt flux at the end of the low-water period.

Numerical modelling and predictions:

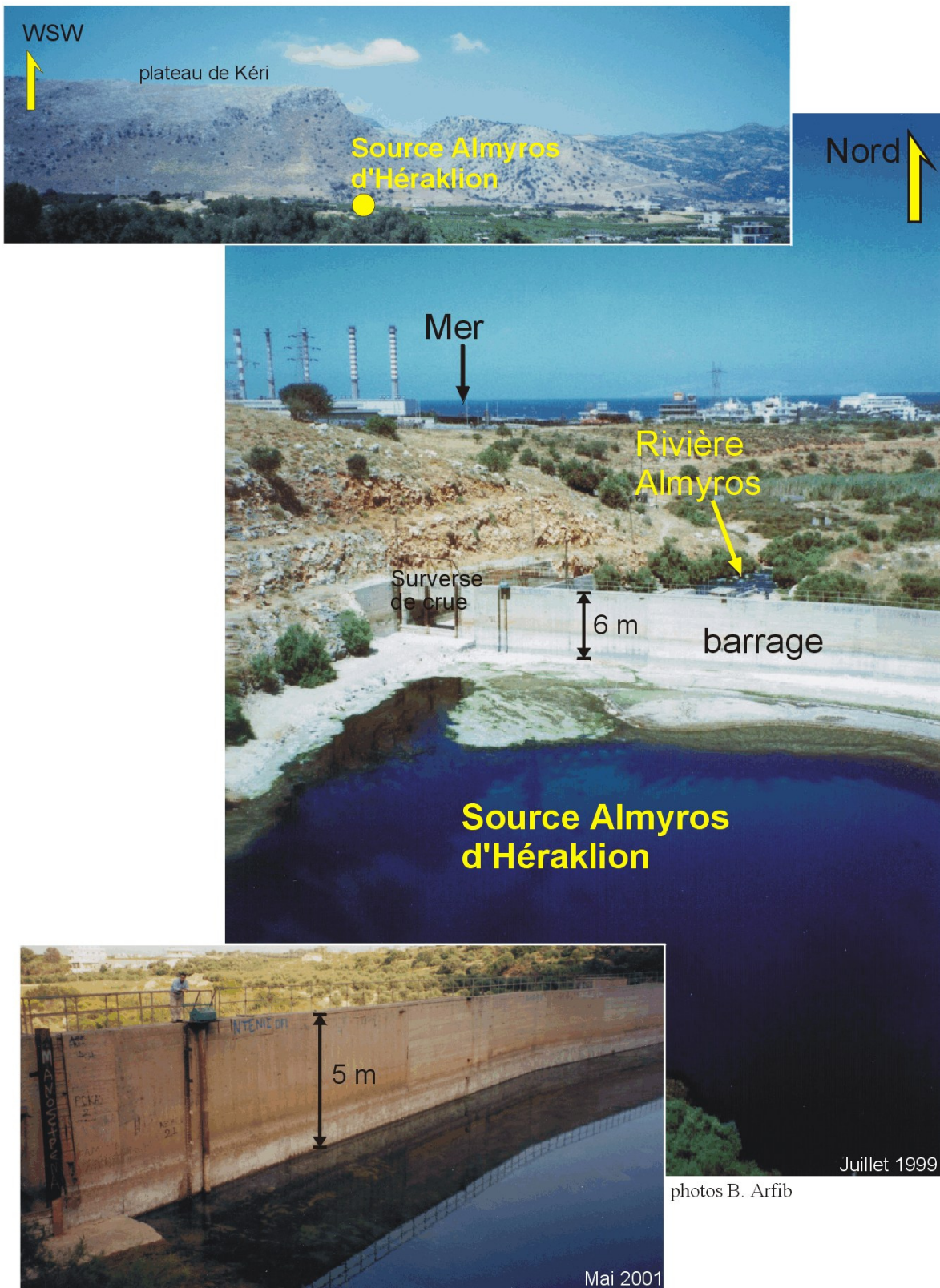
5 - The functioning hypotheses are validated and the numerical model is used to obtain quantitative estimates of the physical parameters describing the karst conduit and the matrix.

6 - Simulation of scenarios:

The SWIKAC model is able to calculate, for example, the head that has to be maintained at the spring by raising the level of the water by means of a dam in order to naturally obtain freshwater as a result of the head increase, in the theoretical functioning conditions of the karst system assumed to remain unchanged.

This work has made it possible to determine the hydrodynamic functioning of the karstic coastal system of the Almyros of Heraklion and to propose an explanation of the salinisation of the spring water. It is, however, necessary to carry out additional studies in order to define the precise location in the watershed basin of the main conduit that feeds the Almyros of Heraklion spring in order to propose a method of exploiting it by direct pumping in the conduit. The effect of raising the water level in the spring can also be tested by using the existing dam in order to control and refine the results obtained with the SWIKAC model. The results of future studies can be used to propose the best exploitation method at the spring or in the watershed basin that would ensure that the resource is adequately managed both from the point of view of the quality and the quantity. The adverse examples of the rapid, heterogeneous and irremediable increase of the water salinity in the wells situated between the Almyros spring and points as far as 5 km inland show the need for a cautious and well planned exploitation of coastal aquifers.

Photo I.1 : Vues de la source saumâtre Almyros d'Héraklion



Introduction

Autour de la Méditerranée et plus généralement dans le monde, les aquifères karstiques côtiers constituent une ressource en eau douce précieuse. Ils peuvent être utilisés en complément des eaux de surface, mais souvent, ils sont l'unique source d'eau douce dans les régions côtières carbonatées où l'eau des précipitations s'infiltrerait rapidement et ne forme pas de rivière. L'exploitation de l'eau douce des aquifères côtiers, qu'ils soient de type poreux, fracturé ou karstique, est une tâche difficile et le gestionnaire doit prendre en compte l'équilibre précaire du système hydrogéologique où l'eau douce et l'eau salée se distribuent dans l'aquifère selon leur densité. En fonction de ses caractéristiques, et particulièrement de son caractère homogène ou hétérogène, l'aquifère va être le lieu de mouvements différents de l'eau douce et de l'eau salée, tant en écoulements naturels qu'en écoulements forcés (sous l'action de pompage).

Le cas des aquifères poreux homogènes (ou par analogie, de certains aquifères fracturés ou karstiques) a été longuement étudié depuis le premier principe établi par Ghyben (1888) et Herzberg (1901) qui permet de prévoir la position d'une interface théorique entre deux fluides immiscibles, l'eau douce et l'eau salée, à l'équilibre hydrostatique en fonction de la charge en eau douce au dessus du niveau de la mer. Dans la réalité, les fluides sont miscibles, l'eau salée circule dans l'aquifère et une zone de mélange (ou zone de transition ou de diffusion) se forme entre les deux fluides, avec un gradient continu de concentration en sel de l'eau salée sous-jacente vers l'eau douce au-dessus (Reilly et Goodman, 1985). Des solutions numériques existent maintenant et ont été largement appliquées pour simuler la forme et la position de la zone de transition, et élaborer des plans d'exploitation (Voss et Souza, 1987; Bobba, 1993; Harbaugh et Mc Donald, 1996; Bear et al., 1999; Cheng et al., 2000).

Les aquifères hétérogènes côtiers, et en particulier les aquifères carbonatés karstiques côtiers, restent encore très méconnus. Le milieu karstique hétérogène est divisé schématiquement en une matrice poreuse ou finement fissurée recoupée par des fractures ouvertes ou des conduits karstiques mis en place par la tectonique cassante et la dissolution des carbonates. Le fonctionnement hydrodynamique du système est double, différent dans les conduits et la matrice encaissante. Le concept d'un volume élémentaire représentatif utilisé dans la modélisation des milieux poreux n'est plus applicable. L'eau s'écoule préférentiellement dans les conduits, à forte vitesse, généralement en régime turbulent non Darcien, et sort ponctuellement au niveau de sources aériennes ou sous-marines (Mangin, 1975; Gilli, 1999). Cette dualité de l'écoulement influence l'intrusion saline qui est perturbée par l'écoulement dans les conduits et peut avoir une distribution spatiale très hétérogène. Certains auteurs montrent que les conduits focalisent l'eau douce qui se retrouve en déficit dans le reste de l'aquifère, ce qui entraîne une intrusion saline dans la matrice calcaire à altitude plus élevée et plus avancée dans les terres que celle prévue par une relation du type de Ghyben-Herzberg (Calvache et Pulido-Bosch, 1994; Wicks et Herman, 1995). D'autres auteurs montrent que l'eau douce et l'eau salée utilisent l'une et l'autre les fractures et conduits pour rejoindre préférentiellement la zone de mélange ou d'équilibre des fluides de densité différente (Stringfield et Legrand, 1971; Moore et al.,

1992; Howard et Mullings, 1996). Mais la littérature sur ce sujet reste rare et les conditions d'intrusion de l'eau salée et le devenir des eaux saumâtres ne sont généralement pas connues ni modélisées. Même le récent ouvrage de Bear et al. (1999), faisant le point sur le "State of the Art" de l'intrusion saline dans les aquifères côtiers, ne consacre que trois pages sur les systèmes karstiques côtiers (pp.102-105), et conclut que "les aquifères karstiques côtiers sont très capricieux et qu'il est difficile, si ce n'est impossible, de connaître leur fonctionnement".

Dans le cadre vaste et peu exploré de l'intrusion saline dans les karsts côtiers hétérogènes, le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère karstique côtier de l'Almyros d'Héraklion en Crète va être analysé puis modélisé. Il est caractérisé par une unique source exutoire aérienne connue où l'eau sort saumâtre, dans une vasque située à 3 m au-dessus du niveau de la mer et à un kilomètre du littoral (Photo I.1), polluée naturellement par de l'eau de mer lors de sa circulation dans l'aquifère. La Crète est une île grecque du sud de la Méditerranée de superficie comparable à la Corse, composée pour 60% de son territoire par des formations carbonatées calcaires qui constituent ses principaux aquifères. Malheureusement, l'eau sort souvent salée dans des sources nommées Almyros, qui signifie "salée" en grec (Almyros d'Agios Nikolaos, Almyros de Gorgioupolis, Almyros d'Héraklion) ce qui limite très fortement les ressources en eau douce disponibles. La région d'Héraklion consomme en moyenne 33 000 m³ d'eau par jour (année 1996) et, pour faire face au manque d'eau douce, doit transporter environ 30% de l'eau distribuée depuis une source située à 35 km de l'agglomération, alors que la source Almyros d'Héraklion située à 8 km du centre ville débite par jour à l'étiage plus de cinq fois la consommation urbaine. L'eau de la source, actuellement inutilisée du fait de sa salinité supérieure à 10 g.kg⁻¹ à l'étiage (concentration en chlorures supérieure à 5 g.l⁻¹), devient potable, totalement exempte d'eau de mer, durant les fortes crues hivernales (10 à 30 jours par an), et constitue un espoir pour résoudre le problème de l'eau potable si elle pouvait être rendue douce toute l'année.

Cette thèse de doctorat étudie le fonctionnement du système de l'Almyros d'Héraklion à partir de l'enregistrement en continu, sur deux cycles hydrologiques, des précipitations dans le bassin versant, du débit, de la salinité et de la température de l'eau de la source. Ces enregistrements sont complétés par des mesures périodiques de salinité et de température dans des forages avoisinants et par la chimie des éléments majeurs et la teneur en oxygène 18 à la source, de manière à répondre à un double objectif :

- Du point de vue scientifique, l'objectif est d'étudier et comprendre le fonctionnement hydrodynamique d'un système aquifère karstique côtier, en s'appuyant sur l'exemple de la source Almyros d'Héraklion, puis de simuler la salinité de la source en développant un modèle mathématique basé sur le modèle conceptuel établi. L'étude du fonctionnement hydrodynamique part de l'échelle globale du bassin versant pour mettre en évidence les relations entre les entrées (les précipitations) et les sorties (le débit à la source), et les

variations de la salinité de l'eau à l'exutoire. L'étude est menée jusqu'à l'échelle du conduit karstique pour expliquer les mécanismes de mélange entre l'eau douce et l'eau salée en profondeur dans l'aquifère et quantifier la relation entre l'eau douce et l'eau salée à partir des observations faites à la source. Les étapes successives de ce travail sont reprises dans ce mémoire de thèse, du choix et de la mise en place du matériel de mesure jusqu'à la quantification des échanges entre la matrice calcaire et le conduit principal alimentant la source Almyros à l'aide du modèle mathématique SWIKAC développé au cours de ce travail.

- Du point de vue du développement économique et social, il s'agit d'apporter les éléments de réponse pour la mise en place d'un plan de gestion durable de l'eau douce dans la région d'Héraklion qui est aujourd'hui la capitale administrative et industrielle de l'île de Crète et une destination touristique estivale en plein essor. Le modèle mathématique développé est un support supplémentaire de décision qui permet de tester un scénario d'aménagement de la source Almyros d'Héraklion par relèvement de son niveau d'eau. Cette thèse pourra être poursuivie par des nouvelles études plus technologiques pour définir la faisabilité d'une telle exploitation d'eau douce directement à la source toute l'année.

Ces travaux de recherche appliquée ont été réalisés en collaboration entre le Laboratoire de Géologie Appliquée de l'Université Paris VI et le Laboratoire d'Hydraulique de l'Université Aristote de Thessalonique en Grèce. L'étude du système karstique de l'Almyros d'Héraklion en Crète s'est faite directement sur le terrain en collaboration avec de nombreux organismes locaux (Organisme de Développement de la Crète de l'Est, Universités, Service Municipal d'Alimentation et de Gestion de l'Eau de la ville d'Héraklion) pendant deux années. La Commission Européenne DG XII a financé cette collaboration en m'allouant une bourse TMR Marie Curie dans le programme Environnement et Climat du 4^{ème} Plan Cadre, pour un séjour de 24 mois à l'Université Aristote de Thessalonique, sous la direction du Pr. J. Ganoulis. Le modèle numérique SWIKAC et le mémoire de thèse ont été finalisés à l'Université Paris VI au sein de l'UMR Sisyphe.

Ce mémoire de thèse est composé de cinq chapitres :

1- Le chapitre 1 est une présentation générale exclusivement bibliographique du fonctionnement des aquifères karstiques et de l'état des connaissances sur l'intrusion saline dans les aquifères côtiers.

2- Le chapitre 2 présente le site d'étude de l'Almyros d'Héraklion (Crète) dans ses contextes géographique, géologique, climatologique et hydrologique. Le bassin versant, les forages et la source sont décrits. Une synthèse bibliographique critique des précédentes études menées sur le système de l'Almyros d'Héraklion apporte des éléments essentiels pour percevoir la complexité du site d'étude.

3- Le chapitre 3 constitue le chapitre "d'analyse hydrogéologique". La méthode d'acquisition des données est explicitée, puis les données sont présentées pour les deux cycles enregistrés 1999-2000 et 2000-2001. Les données dans les forages et à la source permettent de définir le fonctionnement général du système karstique, puis grâce à l'analyse fine des variations de débit et de salinité à la source, les mécanismes d'intrusion de l'eau de mer dans le conduit alimentant la source Almyros sont conceptualisés. Les analyses chimiques et isotopiques complètent les interprétations proposées.

4- Le chapitre 4 est la transcription sous la forme d'un modèle numérique du schéma de fonctionnement établi au chapitre 3. Les équations mathématiques à la base du modèle SWIKAC (Salt-Water Intrusion in Karst Conduits) développé au cours de ce travail sont présentées. Les résultats du modèle confirment le schéma conceptuel proposé et permettent de quantifier le développement spatial du conduit karstique alimentant la source Almyros d'Héraklion.

5- Le chapitre 5 est une discussion générale sur l'origine du développement du système karstique de l'Almyros d'Héraklion et les possibilités d'exploitation d'eau douce à la source Almyros.

Une conclusion générale reprend le schéma établi, validé par le modèle SWIKAC, du fonctionnement hydrodynamique du système karstique côtier de la source Almyros d'Héraklion. La méthode d'étude appliquée est synthétisée et les enjeux de la gestion de l'eau en aquifère côtier sont rappelés.

Chapitre 1

Rappel des connaissances sur le fonctionnement des aquifères karstiques et l'intrusion saline dans les aquifères côtiers

Introduction

L'étude des mécanismes hydrodynamiques de pollution saline d'une source karstique côtière telle que l'Almyros d'Héraklion repose sur la connaissance préalable des spécificités des aquifères karstiques et du phénomène d'intrusion saline. Ce chapitre présente une brève synthèse bibliographique sur la genèse, la structure et le fonctionnement des aquifères karstiques, puis sur l'intrusion de l'eau de mer dans les aquifères côtiers.

1. Spécificité et diversité de l'aquifère karstique

1.1. Généralités

Toute formation géologique acquiert une porosité et perméabilité primaires au cours de sa mise en place. Pour les formations poreuses, leur propriété aquifère résulte de cette porosité primaire, variant en fonction de leur mode de dépôt. Dans le cas des aquifères fissurés, cette porosité primaire est très faible et leur propriété aquifère est liée essentiellement à une porosité et une perméabilité secondaires de fracturation de la roche encaissante, acquises sous l'action de contraintes tectoniques. L'aquifère karstique se distingue des aquifères poreux et fissurés par la taille et l'histoire des vides qui le caractérisent. Les vides n'ont pas simplement une origine génétique et tectonique mais résultent de l'élargissement des vides originels par un processus d'érosion physico-chimique complexe : la karstification, découlant principalement de la dissolution des roches carbonatées lors de la circulation de l'eau.

1.2. Structure et fonctionnement

L'étude de la structure et du fonctionnement des aquifères karstiques a donné lieu à de nombreux travaux notamment en France et en Suisse il y a une trentaine d'années (Droque, 1969; Kiraly, 1975; Mangin, 1975; Bakalowicz, 1979) amenant à deux approches du fonctionnement qui sont encore aujourd'hui discutées (Crochet et Marsaud, 1996; Marsaud, 1997) : l'approche structurelle, où l'aquifère karstique est le développement d'un aquifère fissuré, et l'approche fonctionnelle où l'homogénéité du milieu fissuré originel disparaît et le réseau de conduits karstiques s'organise vers l'exutoire à la façon d'un réseau hydrographique. Dans cette partie, le système aquifère karstique sera présenté de manière synthétique reprenant et mélangeant sûrement des idées inhérentes à l'une ou l'autre approche (pour plus de détails sur les deux approches, le lecteur peut se référer à la bibliographie précédemment citée).

L'aquifère karstique se compose de trois zones distinctes, représentées sur la figure 1.1 (approche structurelle) et la figure 1.2 (approche fonctionnelle) :

- **L'épikarst** (ou zone de décompression superficielle) se situe en sub-surface, approximativement sur la première dizaine de mètres sous la surface du sol. Il constitue localement un aquifère proche de la surface qui diffère l'infiltration par stockage et où l'eau peut être reprise par évapotranspiration.
- **La zone non-saturée** (ou zone d'infiltration) est très hétérogène. Elle assure l'écoulement des eaux d'infiltration au travers du massif karstique par un nombre réduit de conduits karstiques (on trouve aussi le terme de "vides élargis" dans Marsaud, 1997). L'infiltration sera plus ou moins rapide en fonction de l'ouverture des conduits empruntés. L'approche structurelle positionne préférentiellement ces conduits verticaux élargis par karstification sur la fissuration originelle. La zone non-saturée peut également être un lieu de stockage au sein de la fissuration fine de la matrice calcaire et dans les conduits peu karstifiés.
- **La zone saturée** (ou zone noyée) correspond globalement à la "nappe" dans un aquifère poreux. Elle est alimentée par l'intermédiaire des conduits de la zone d'infiltration. Elle est vue selon l'approche structurelle comme un milieu à double porosité (Figure 1.1) avec une matrice micro-fissurée (porosité primaire et secondaire) capacitive peu perméable, en connexion avec des conduits drainants très perméables assurant l'écoulement vers l'exutoire. L'approche fonctionnelle place la fonction de stockage principalement dans les systèmes annexes au drainage, qui sont de grands vides connectés au réseau de conduits (Figure 1.2).

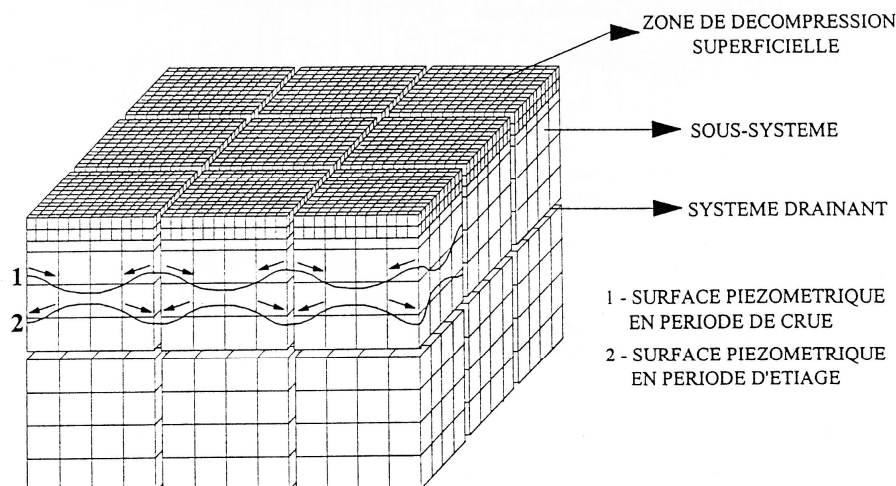


Figure 1.1 : Schéma d'un aquifère karstique selon l'approche structurelle (Drogue 1971)

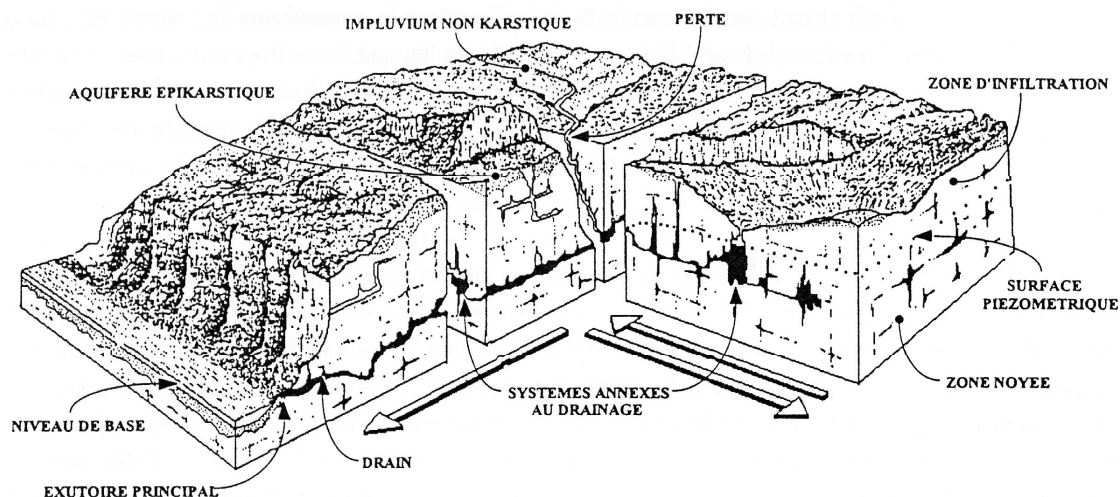


Figure 1.2 : Schéma d'un aquifère karstique selon l'approche fonctionnelle (Mangin 1975)

1.3. Processus de karstification – Le système CO₂-H₂O-Carbonates

La karstification élargit les vides originels dus à la fracturation des formations carbonatées par érosion physico-chimique. Le processus est déterminé par la capacité des minéraux qui composent les roches calcaires (calcite, aragonite, magnésite, dolomite) à être solubles dans l'eau et est exprimé par les constantes de dissociation des minéraux. Plus cette constante est forte, plus la solubilité du minéral est grande.

Dans l'eau pure, les constantes de dissociation des principaux minéraux des roches carbonatées sont très faibles (Tableau 1.1). Un facteur extérieur, le dioxyde de carbone (CO₂), intervient pour augmenter l'acidité de l'eau et permettre la dissolution des carbonates.

Minéral	Calcite	Aragonite	Magnésite	Dolomite
Constante de dissociation	3,8 10 ⁻⁹	6,09 10 ⁻⁹	5,75 10 ⁻⁹	environ 10 ⁻¹⁷

Tableau 1.1 : Valeurs de la constante de dissociation des principaux minéraux des roches carbonatées dans l'eau pure (extrait de Bakalowicz, 1979)

La karstification des roches carbonatées est régie par l'état du système calco-carbonique (CO₂-H₂O-Carbonates). Ce système triphasique comprend une phase gazeuse représentée par le CO₂, une phase liquide composée par l'eau d'infiltration, et une phase solide constituée par les carbonates de la roche : CaCO₃.

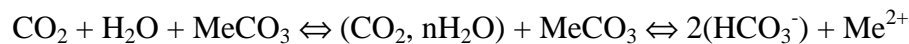
- Le CO₂

Le passage du CO₂ gaz en CO₂ dissous entraîne une chaîne de réactions qui apporte l'acidité (ions H⁺) nécessaire à la dissolution des carbonates.

La teneur en CO₂ de l'atmosphère est suffisante pour permettre aux eaux de surface de dissoudre les calcaires à l'affleurement ; mais elle est actuellement trop faible pour fournir aux eaux d'infiltration une acidité suffisante pour intervenir efficacement dans la karstification en profondeur. Le CO₂ introduit dans l'aquifère karstique trouve principalement son origine dans des processus pédologiques ayant lieu dans l'épikarst. La respiration des organismes et micro-organismes vivant dans le sol, ainsi que la dégradation de la matière organique produisent du CO₂ gazeux avec des teneurs atteignant cent fois celle de l'atmosphère. Le CO₂ est entraîné et dispersé sous forme gazeuse et dissoute dans l'eau lors de l'écoulement diphasique lent dans la zone d'infiltration de l'aquifère.

- Réactions et équilibres

La réaction de dissolution ou de précipitation d'un carbonate est un ensemble d'équilibres réversibles. Elle fait intervenir plusieurs réactions d'équilibre entre la phase gazeuse, caractérisée par sa pression partielle, la phase liquide et la phase solide. L'ensemble peut être représenté par la réaction générale :



avec MeCO₃ : la phase solide (carbonate de calcium ou de magnésium), HCO₃⁻ : l'ion bicarbonate, et Me²⁺ : un cation divalent (calcium ou magnésium).

L'ensemble des réactions est décrit en détail par Bakalowicz (1979). Neuf équations permettent de définir l'état d'une solution vis à vis de l'équilibre, et à chacune d'elles correspond une constante d'équilibre.

L'état de cet équilibre conditionne le potentiel de la solution à dissoudre ou précipiter des carbonates. Il peut être décrit par un couple de variables calculées (par exemple Plagnes, 1997), la pCO₂ équilibrante et le dpH :

- La pCO₂ équilibrante correspond à la pression partielle en CO₂ d'une phase gazeuse fictive associée à la solution, pour laquelle on suppose tous les équilibres atteints aux valeurs mesurées de pH et de concentration en HCO₃⁻. Ce paramètre contrôle l'état de la solution car il détermine la solubilisation des carbonates.

- Le dpH est la différence entre le pH mesuré et le pH d'équilibre de la solution ; il est équivalent à l'indice de saturation vis à vis de la calcite. Il permet de mesurer avec précision le degré de déséquilibre du système. Si le dpH est nul, le système est à l'équilibre et la solution ne peut subir d'évolution que si les conditions du milieu varient (pCO₂, température, apport ou départ d'un des ions Ca²⁺, HCO₃⁻). Lorsque le dpH est positif, la solution est sursaturée vis à vis de la calcite et les carbonates précipitent. Lorsque le dpH est négatif, la solution est sous-saturée vis à vis de la calcite et il y a dissolution des carbonates.

En toute rigueur, c'est à la pCO₂ qu'il convient de rapporter tous les calculs. Toutefois, la mesure de ce paramètre sur le terrain est impossible car la phase gazeuse souterraine

associée à la solution est inaccessible. Le pH est donc préférentiellement utilisé. Les calculs d'équilibre sont ensuite réalisés par un programme adapté (par exemple Soluteq développé par Bakalowicz, 1998).

1.4. Conclusions

L'aquifère karstique est d'un certain point de vue un aquifère fissuré carbonaté dans lequel les fractures ont été élargies par karstification, c'est à dire par dissolution des carbonates de calcium grâce au CO₂ dissout dans l'eau. Toutefois, l'écoulement s'organise en direction de l'exutoire, les fractures ne sont pas toutes karstifiées, et les hétérogénéités structurelles ne sont pas réparties de façon homogène, ce qui ne permet pas la définition d'un "volume élémentaire représentatif". A l'échelle globale, une nappe d'eau existe au sein des calcaires, mais l'écoulement jusqu'à la source exutoire a lieu préférentiellement dans les conduits karstiques, en relation avec la matrice calcaire encaissante micro-fracturée. De fortes réserves d'eau peuvent exister, stockées dans les multiples zones de l'aquifère : l'épikarst, la zone non-saturée, la matrice fracturée ou encore des vides annexes au drainage dans la zone saturée.

2. L'intrusion saline dans les aquifères côtiers

2.1. Introduction et historique

L'intrusion saline dans les aquifères côtiers est étudiée depuis plus d'un siècle par des expériences sur le terrain et en laboratoire et des études théoriques de manière à définir les lois mathématiques qui gouvernent la zone de contact entre l'eau douce et l'eau salée (Reilly et Goodman, 1985). Ces relations sont aujourd'hui appliquées pour prévoir les conséquences du pompage d'eau douce et proposer une gestion adaptée des ressources en eau douce dans les aquifères côtiers poreux (parmi d'autre : Person et al., 1998; Langevin et al., 1998; Cheng et al. 2000).

L'objectif principal de ces études est de définir la forme et la position de la zone de contact entre l'eau douce et l'eau salée. Les aquifères poreux ont été principalement étudiés, avec de nombreuses hypothèses pour simplifier les modèles et les conditions aux limites, de manière à résoudre le problème mathématiquement. Dans cette partie, les lois fondamentales établies pour les aquifères poreux sont décrites, et les conditions sous lesquelles ces modèles peuvent être étendus aux aquifères karstiques côtiers sont discutées.

L'hypothèse la plus importante est certainement l'existence d'une interface abrupte entre l'eau douce et l'eau salée. Depuis les premières recherches de Ghyben (1888) et Herzberg (1901) à la fin du 19^{ème} siècle et jusqu'aux années 1950 avec les travaux de Hubbert et Glover, les fluides étaient considérés comme immiscibles et l'eau salée immobile. Cette hypothèse n'implique que l'équation de continuité, et permet d'obtenir des solutions analytiques exactes en régime permanent pour différentes conditions aux limites (écoulement radial, aquifère libre, aquifère captif).

Toutefois, l'hypothèse d'une interface abrupte néglige l'effet de la dispersion. En réalité, les fluides sont miscibles et une zone de transition apparaît entre l'eau douce et l'eau salée (ou zone de dispersion ou de diffusion). Dans ce cas, le problème est mathématiquement beaucoup plus compliqué car il faut résoudre simultanément les équations couplées de l'écoulement et du transport, tant dans la zone à eau douce que dans la zone à eau salée, qui n'est plus immobile. Les méthodes numériques s'imposent alors comme un outil indispensable.

2.2. Intrusion saline dans les aquifères côtiers poreux

L'intrusion saline dans les aquifères côtiers poreux génère un biseau salé d'eau de mer rentrant dans l'eau douce, avec une zone de contact entre les deux fluides qui peut être modélisée suivant deux approches :

- L'approche des fluides immiscibles avec une interface abrupte entre les deux fluides de différente densité.
- L'approche des fluides miscibles avec une zone de transition entre les deux fluides du fait de la dispersion.

2.2.1. L'approche des fluides immiscibles – Interface abrupte

Les deux fluides, l'eau douce et l'eau salée, sont supposés immiscibles, séparés par une interface abrupte. Avec cette hypothèse, la formulation mathématique du problème devient plus simple, et des solutions approchées sont obtenues pour différentes conditions d'écoulement et aux limites. Les hypothèses suivantes ont généralement été posées : l'aquifère est isotrope et homogène, l'écoulement est bi-dimensionnel, limité à la zone d'eau douce, et permanent, avec l'hypothèse de Dupuit des vitesses horizontales et parallèles entre elles sur une même verticale dans l'eau douce, le fluide est incompressible, et l'eau salée est à l'équilibre hydrostatique.

- Le principe de Ghyben-Herzberg – schéma hydrostatique

Le principe développé par Ghyben (1888) et Herzberg (1901) constitue le premier pas dans l'étude de l'intrusion saline et de l'interface entre l'eau douce et l'eau salée. La base de la formule est l'équilibre entre deux colonnes de fluides de densité différente (Figure 1.3-a). Dans un aquifère libre à l'équilibre hydrostatique, la position de l'interface entre l'eau salée et l'eau douce est lié à l'altitude de la surface de la nappe d'eau douce. A l'interface, l'égalité des pressions dans les deux fluides permet d'établir la formule de Ghyben-Herzberg, de laquelle on déduit la profondeur (z) de l'interface sous le niveau de la mer (Figure 1.3-b) :

$$\rho_s \cdot g \cdot z = \rho_f \cdot g \cdot (z + h) \Rightarrow z = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h \quad [1.1]$$

avec ρ_f : la masse volumique de l'eau douce, ρ_s : la masse volumique de l'eau de mer, h : la charge en eau douce au dessus du niveau de la mer.

Si $\rho_f=1000 \text{ kg.m}^{-3}$ et $\rho_s=1025 \text{ kg.m}^{-3}$, l'équation 1.1 donne $z = 40 h$

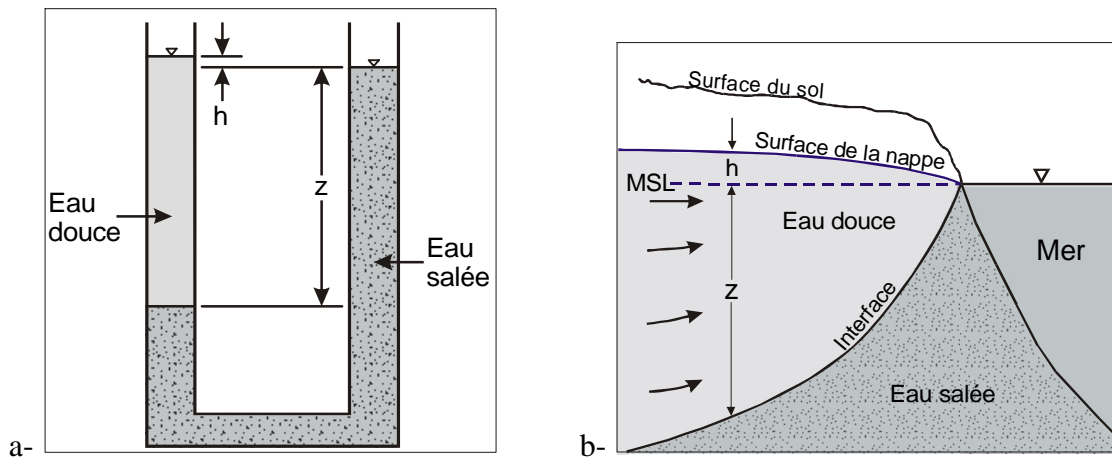


Figure 1.3 : Principe de Ghyben-Herzberg : a- dans un tube en U contenant deux fluides de densité différente, b- dans une coupe à travers un aquifère libre

- Approche hydrodynamique – Régime permanent

L'hypothèse d'un système à l'équilibre hydrostatique comme supposé par le principe de Ghyben-Herzberg ne se trouve pas vérifiée dans la zone où l'aquifère se déverse en mer. En effet, suivant cette hypothèse, la nappe aurait une hauteur nulle au niveau de la jonction de l'aquifère avec la mer, ce qui est physiquement impossible et mathématiquement faux car l'eau douce en mouvement doit pouvoir sortir du système. La jonction est en fait une ligne plutôt qu'un point, et l'écoulement de l'eau douce dans la mer peut être pris en compte dans une approche hydrodynamique. La ligne de sortie de la nappe est considérée verticale ou horizontale de manière à simplifier l'analyse mathématique.

Hubbert (1940) et Muskat (1937) ont été les premiers à considérer un équilibre dynamique de l'interface entre l'eau douce et l'eau salée. Hubbert a défini une fonction potentielle (charge) pour chaque fluide (h_f pour l'eau douce et h_s pour l'eau salée), d'où il tire l'équation suivante de la position de l'interface (Z) par rapport à une surface de référence à la base de l'aquifère (et non plus au niveau de la mer), valide pour l'eau salée à l'état stationnaire ou lorsque les deux fluides sont en mouvement :

$$Z = \frac{(\rho_f \cdot h_f) - (\rho_s \cdot h_s)}{(\rho_f - \rho_s)} \quad [1.2]$$

De nombreuses autres solutions ont été développées durant les 40 dernières années pour modéliser l'interface abrupte entre l'eau douce et l'eau salée dans les aquifères côtiers poreux. Glover (1959) a développé une équation pour déterminer la forme et la position de l'interface, et les lignes d'écoulement de l'eau douce près d'une plage avec un débit d'eau douce connu et pour une nappe strictement horizontale à la hauteur du niveau de la mer (Figure 1.4). Charmonman (1965) proposa une solution analytique exacte au problème de l'écoulement de l'eau douce dans la mer à travers une ligne horizontale dans un aquifère côtier libre. Il obtient deux équations pour la surface libre de la nappe et l'interface, chacune représentant une parabole. Mualem et Bear (1974) ont proposé une solution

approchée pour le cas d'un système aquifère composé de plusieurs couches semi-imperméables, donnant une interface discontinue.

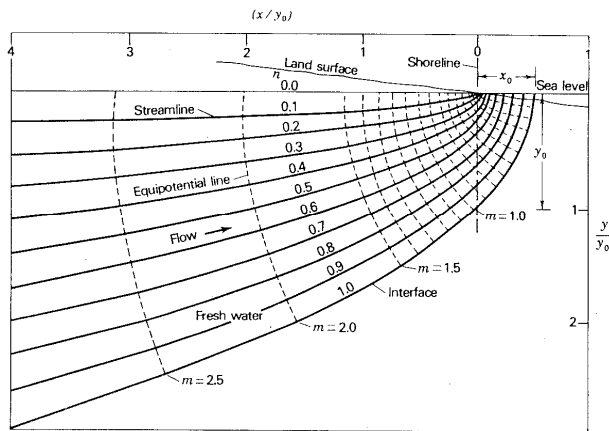


Figure 1.4 : Schéma hydrodynamique de Glover extrait de Reilly et Goodman 1985, montrant la position de la ligne horizontale d'écoulement dans la mer (x_0) et les lignes de courant (Streamline)

- Approche hydrodynamique – Régime transitoire

Le mouvement de l'interface lorsque le régime d'écoulement est transitoire est un problème très compliqué. Bear et Dagan (1964a) ont développé les équations fondamentales gouvernant le mouvement de l'interface, mais Bobba (1993) rappelle qu'aucune solution exacte n'est disponible pour de telles équations aux dérivées partielles non linéaires. Des solutions approchées ont été développées par exemple par Hantush (1968) ou Bear et Dagan (1964b), mais elles ne s'appliquent qu'à des problèmes simplifiés très spécifiques. Des méthodes de résolution numérique sont donc nécessaires.

2.2.2. L'approche des fluides miscibles – La zone de transition

L'approche des fluides miscibles rejette l'idéalisation de l'interface abrupte et prend en compte la zone de mélange entre l'eau douce et l'eau salée due à la dispersion hydrodynamique (Figure 1.5). Les deux fluides sont maintenant en mouvement, l'eau douce se déverse dans la mer, l'eau de mer rentre dans l'aquifère et l'écoulement est conduit par les différences de densité entre les deux fluides. Le problème est mathématiquement beaucoup plus compliqué ; il nécessite de résoudre les équations couplées de l'écoulement et du transport pour simuler une zone de transition.

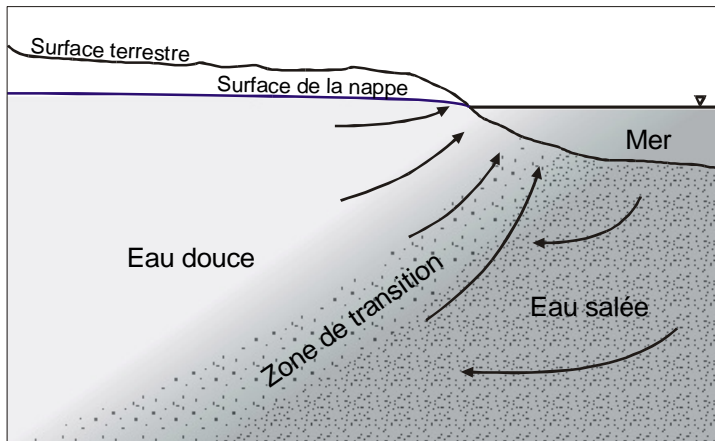


Figure 1.5 : Coupe théorique à travers un aquifère libre homogène côtier montrant la zone de transition et les directions d'écoulement des deux fluides

Avec des faibles coefficients de dispersion, la zone de transition est étroite et se positionne à proximité d'une interface abrupte virtuelle, ce qui permet d'appliquer les solutions analytiques de l'approche des fluides immiscibles, présentées dans la partie précédente, avec des résultats satisfaisants (Volker et Rushton, 1982). Reilly et Goodman (1987) suggèrent que l'hypothèse d'une interface abrupte est acceptable si la hauteur de la zone de transition est inférieure à un tiers de la hauteur de la zone d'eau douce.

Cooper (1959) a été le premier à avancer l'hypothèse que l'eau de mer n'est pas statique et il donna les premières observations de terrain de l'existence d'une zone de dispersion et de circulations souterraines perpétuelles d'eau de mer. Henry (1964) fit le premier essai de quantification de l'effet de la dispersion et de l'écoulement dépendant de la densité sur l'intrusion d'eau de mer dans l'aquifère. Son "modèle mathématique idéalisé" d'un aquifère captif (Figures 1.6) est encore aujourd'hui utilisé pour vérifier certains modèles numériques beaucoup plus complexes (Volker et Rushton, 1982; Voss et Souza, 1987). On appelle "courant de Nomitsu" les écoulements lents prenant naissance dans l'eau salée sous l'interface.

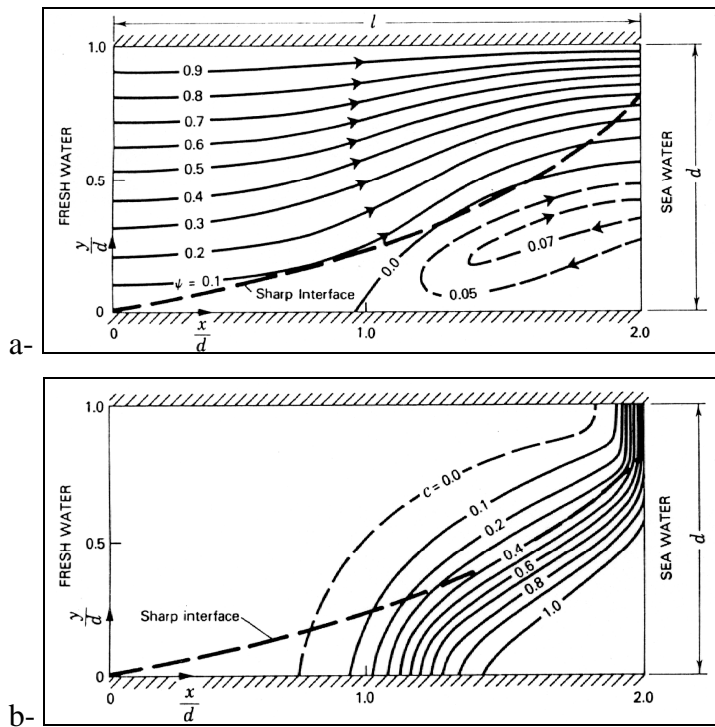


Figure 1.6 : Modèle mathématique idéalisé de Henry -a : lignes d'écoulement, -b : lignes d'égale concentration relative (extrait de Reilly et Goodman 1985)

Depuis les années 70, de nombreuses solutions numériques du problème de la zone de transition et de l'effet densitaire ont été présentées dans la littérature (Pinder et Cooper, 1970; Lee and Cheng, 1974; Ségol et al., 1975; Ségol et Pinder, 1976; Huyakorn et Taylor, 1976; Frind, 1982a,b; Huyakorn et al., 1987; Voss et Souza, 1987; Diersch, 1988; Galeati, et al. 1992; Xue et Xie, 1995).

2.3. L'intrusion saline dans les aquifères karstiques côtiers

2.3.1. Différents types de systèmes karstiques

S'il fallait définir par un seul mot les aquifères karstiques, ce serait sûrement le mot "hétérogène" qui conviendrait le mieux. Cette hétérogénéité des systèmes karstiques se retrouve à plusieurs niveaux : (1) tout d'abord, aucun système karstique n'est strictement comparable à un autre, de par le développement plus ou moins évolué des conduits karstiques et la fracturation plus ou moins poussée de la matrice encaissante ; et (2) dans un aquifère karstique donné, le contraste des "perméabilités" entre les conduits et la matrice engendre une dualité de l'écoulement, avec des écoulements préférentiels à forte vitesse dans les conduits et une nappe plus ou moins mobile dans la matrice environnante. Cette hétérogénéité se retrouve dans l'intrusion saline au sein des karsts côtiers.

Certains karsts, tel que celui de la péninsule Salentine en Italie, sont fortement fracturés et sont globalement comparables à un milieu poreux homogène. L'intrusion saline, observée par l'intermédiaire de nombreux forages (Tadolini et Tulipano 1981, Cotecchia et al. 1986, Fidelibus et Tulipano 1991), suit alors les lois définies pour les milieux poreux, avec une intrusion de l'eau de mer en biseau sous la nappe d'eau douce et une zone de transition.

Cependant, dans la plupart des cas, les aquifères karstiques sont caractérisés par des conduits très perméables qui engendrent une distribution irrégulière de l'eau douce, ce qui modifie localement l'équilibre entre l'eau douce et l'eau salée et rend caduque les prévisions de la position de la zone de transition basées sur les méthodes utilisées pour les milieux poreux. C'est ce cas que nous traiterons avec l'exemple de l'Almyros d'Héraklion. La position et l'orientation des conduits au sein de la zone noyée du karst côtier vont influencer localement l'épaisseur de la nappe d'eau douce au-dessus du biseau salin, parfois la réduire fortement et diminuer de ce fait les quantités d'eau douce disponible pour l'exploitation (Partie 2.3.2 ci-dessous). Lorsque ces conduits atteignent la côte, l'exutoire aérien ou sous-marin crée généralement une source d'eau douce ou d'eau saumâtre mais peut également être le lieu d'entrée préférentielle d'eau de mer à l'intérieur des terres (Partie 2.3.3 ci-dessous).

2.3.2. L'effet des zones à forte perméabilité dans la zone noyée de l'aquifère karstique côtier

L'aquifère karstique est caractérisé par de fortes crues liées à la mise en charge des conduits très perméables. Dans ces conditions, la charge hydraulique est très inégalement répartie dans le milieu. Une grande quantité de l'eau traversant l'aquifère ne transite que par la zone très limitée des conduits (Calvache et Pulido-bosch, 1994; Wicks et Herman, 1995). Le système ne se trouve pas en écoulement Darcien au sein des conduits ou des fractures très ouvertes, et l'épaisseur de la nappe d'eau douce se trouve réduite en comparaison avec celle attendue dans le cas du schéma Darcien de Ghyben-Herzberg. Moore et al. (1992) citent dans la péninsule du Yucatan (Mexique) une nappe d'eau douce moins épaisse de 40%.

En cas de pompage dans l'aquifère karstique, les fractures ou conduits constituent une connectivité hydraulique forte entre le forage et la zone d'intrusion d'eau salée. La pollution du captage sera alors beaucoup plus rapide que celle attendue lors d'un upconing "classique" (Mijatovic, 1986; Howard et Mullings, 1996).

Les zones à forte perméabilité influencent également le développement et la position de la zone de transition. Les résultats de terrain et de modélisation numérique de Moore et al. (1992) et Wicks et Herman (1995) montrent que les hétérogénéités dans l'aquifère tendent à étendre et remonter la zone de transition par rapport à la position qu'elle aurait dans des aquifères homogènes. Les zones de forte perméabilité situées proche de la surface et de la côte semblent avoir le plus grand effet (Figure 1.7)

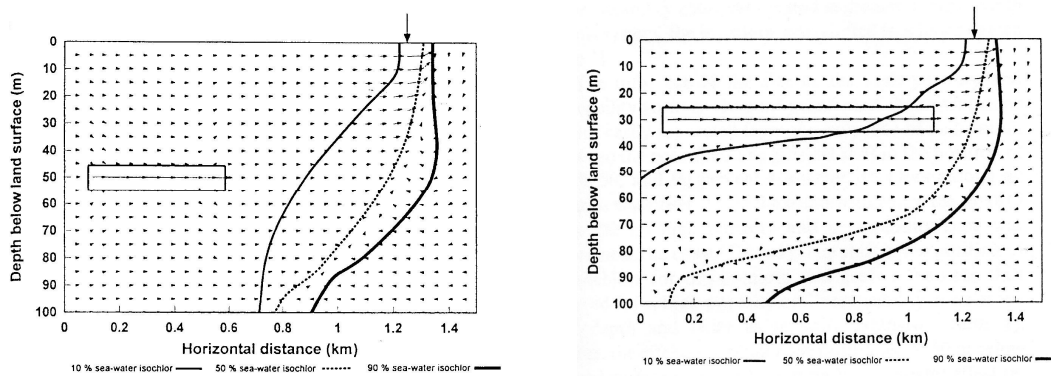


Figure 1.7 : Résultats de la simulation numérique de Wicks et Herman (1995) d'une intrusion saline dans un aquifère homogène comportant une zone hétérogène de perméabilité cent fois plus forte (rectangle)

2.3.3. Les sources salées dans les terres

Des sources salées situées de quelques dizaines à quelques centaines de mètres de la mer à l'intérieur des terres s'observent dans les karsts côtiers. La salinité de l'eau est variable au cours du cycle hydrologique, et suivant le rapport entre ces variations et le débit, différents mécanismes de pollution par l'eau de mer sont individualisés. Ces phénomènes sont dans tous les cas engendrés par l'écoulement de l'eau douce dans un conduit karstique en direction de la source.

2.3.3.1. Salinité proportionnelle au débit

Quelques auteurs décrivent l'existence de sources où la salinité augmente avec l'augmentation du débit (Breznik, 1973; Williams, 1977; Combes et Ledoux, 1990). Un mécanisme d'aspiration de l'eau de mer dans le conduit karstique est invoqué, comparable à un effet Venturi pompant l'eau de mer. Ce phénomène, représenté schématiquement sur la figure 1.8, est engendré par un rétrécissement soudain du conduit d'eau douce qui crée une dépression et aspire l'eau salée arrivant par un autre conduit relié à la mer.

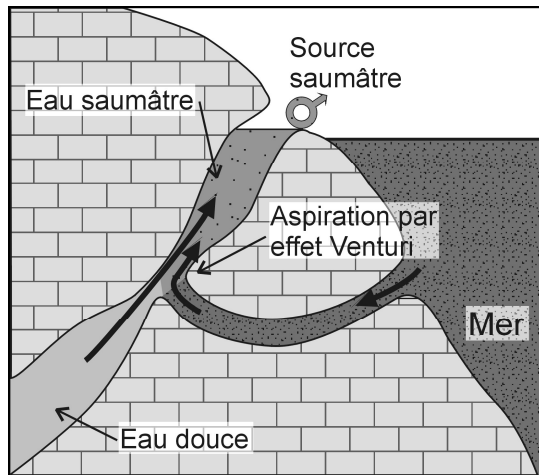


Figure 1.8 : Coupe schématique d'une source salée par effet Venturi

2.3.3.2. Salinité inversement proportionnelle au débit

D'autres sources ont, à l'inverse, une salinité qui diminue avec l'augmentation de débit. Cette diminution peut provenir d'une diminution du débit d'eau de mer participant au débit de la source ou d'une simple dilution par l'augmentation du débit d'eau douce. Ce deuxième phénomène est détectable en calculant le flux de sel à la source (débit multiplié par la concentration en sel), qui, dans le cas d'une dilution, doit être constant quand le débit varie. Lors du calcul, il faut tenir compte d'un éventuel décalage dans le temps, entre les variations de débit et de salinité observées à la source, qui dénote un écoulement à travers un conduit "étanche" sans contamination par la mer avant de rejoindre la source. Ce phénomène sera étudié en détail dans le chapitre 3 sur les données de la source Almyros d'Héraklion.

Dans le cas où une diminution du débit d'eau salée est mise en évidence lors de l'augmentation du débit d'eau douce, le mécanisme d'intrusion de l'eau de mer et de mélange dans le conduit alimentant la source a été peu étudié. Kuscer et Gjurasin sont cités par Breznik (1973) et Pavlin (1973) pour avoir établi dans les années 40 un modèle de pollution saline des sources saumâtres karstiques terrestres par intrusion préférentielle de l'eau de mer à travers un conduit relié en profondeur au conduit principal alimentant la source et à la mer. La coupe schématique de la figure 1.9 illustre la géométrie du système. Un schéma de ce type a également été donné par Mijatovic (1967, in Paloc et Potié, 1974). L'écoulement de la mer jusqu'au conduit d'eau douce est gouverné par les différences de charges entre les deux fluides de densité différente. A une certaine profondeur, la charge de l'eau de mer, plus dense, peut être supérieure à celle de l'eau douce, moins dense, ce qui crée une intrusion d'eau de mer préférentielle par le conduit inférieur jusqu'à la jonction (Figure 1.9). Lorsque le débit d'eau douce augmente, la charge dans le conduit d'eau douce augmente également ce qui diminue la différence de charge entre les deux fluides et diminue le débit d'eau de mer entrant. Dans le cas des crues extrêmes, l'écoulement dans le conduit inférieur s'inverse et l'eau est douce à la source (Figure 1.10). Une source sous-

marine peut apparaître si la surcharge de l'eau douce est suffisante pour repousser l'eau salée du conduit jusqu'à la mer (Figure 1.10). Tripler (1983) a montré par des expériences sur maquette, que d'un point de vue théorique, la source à terre peut s'assécher et l'eau douce circuler entièrement vers la mer par le conduit karstique inférieur si le niveau d'eau à la source est trop élevée. Ce point est important car une des techniques proposée pour obtenir de l'eau douce à la source aérienne consiste à augmenter le niveau de sortie de l'eau à la source, par exemple à l'aide d'un barrage, mais il faut alors être prudent de manière à ne pas déstabiliser complètement le système et perdre toute l'eau par une source d'eau douce sous-marine.

Ces mécanismes, tout comme l'effet Venturi précédemment décrit, impliquent des circulations rapides dans des conduits de grande dimension, et sont généralement associés à des fluctuations de salinité dues aux variations de charge de la mer avec les marées (Stringfield et Legrand, 1971; Williams, 1977). Des variations de température de l'eau à la source doivent certainement être également détectables, mais elles n'ont pas fait l'objet d'un suivi dans la littérature consultée.

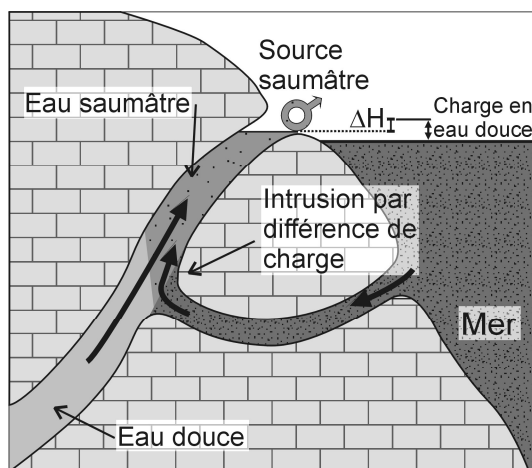


Figure 1.9 : Coupe schématique d'une source polluée par intrusion d'eau de mer dans un conduit inférieur connecté

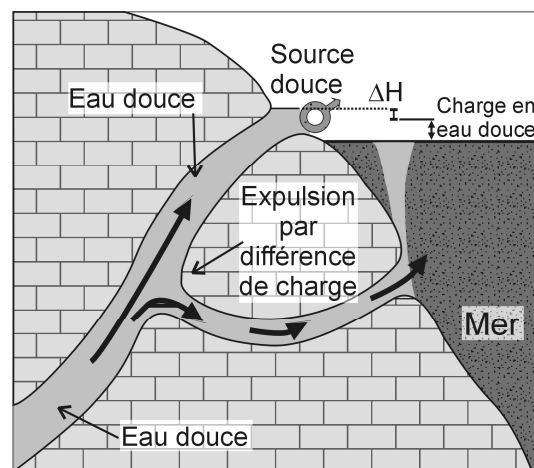


Figure 1.10 : Coupe schématique d'une source douce en crue et expulsion d'eau douce par un conduit inférieur connecté

Nous verrons par l'étude du système karstique côtier de l'Almyros d'Héraklion que l'intrusion d'eau de mer dans un conduit où circule de l'eau douce en profondeur ne vient pas nécessairement d'une connexion à un autre conduit en relation avec la mer. L'intrusion peut également avoir lieu par le jeu des différences de charge entre le conduit où circule l'eau douce et la matrice calcaire qui l'entoure comparable à un milieu poreux homogène, saturé en eau de mer selon une intrusion saline classique en forme de biseau salé (Figure 1.11). Nous n'avons cependant pas trouvé de référence à ce schéma dans la littérature.

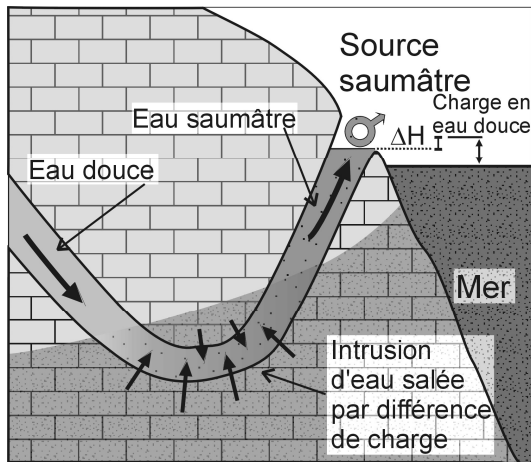


Figure 1.11 : Coupe d'une source polluée par une intrusion d'eau de mer diffuse en profondeur dans le conduit

2.3.4. Les sources sous-marines

De nombreuses sources sous-marines existent sur les côtes méditerranéennes karstiques (Stringfield et Legrand, 1971; Breznik, 1973; Paloc et Potié, 1974; Gilli, 1999). Les conduits ont pu se développer lorsque le niveau de la mer était plus bas (par exemple lors de la régression Flandrienne ou au Messinien), ou ont pu être déplacés par des mouvements tectoniques verticaux après leur formation en altitude. Les conduits karstiques sous-marins sont généralement connus lorsqu'ils forment des sources sous-marines d'eau douce à leurs exutoires qui représentent une ressource potentielle en eau pour les régions voisines. L'eau douce ou l'eau salée les emprunte et quatre grands types d'écoulement sont définis :

1- Les conduits karstiques ouverts sous la mer peuvent être le lieu de l'intrusion d'eau de mer dans l'aquifère comme vu précédemment. L'eau de mer peut circuler sous l'effet d'un phénomène d'aspiration Venturi (Figure 1.8), ou par différence de charge avec le conduit d'eau douce alimentant la source terrestre (Figure 1.9). Le conduit est alors rempli d'eau salée. D'après Bonacci et Bonacci (1997), ces conduits débouchant en mer seraient les principaux responsables de la pollution saline des aquifères karstiques dans les terres, mais chaque karst étant différent, comprenons que cette conclusion s'applique au cas d'étude de la côte Croate présenté par les précédents auteurs.

2- Lorsque la charge d'eau douce dans les conduits karstiques est forte, l'eau douce sort sous la mer et forme une source sous-marine, l'eau remontant vers la surface à cause de sa plus faible densité. Cette eau expulsée peut aussi être saumâtre lorsqu'elle a circulé dans un conduit profond où l'eau de mer de la matrice calcaire s'est introduite grâce à sa charge plus élevée. Dans ces régions karstiques côtières où l'eau douce est rare, elle prend une valeur vitale et a suscité le développement de nouvelles techniques pour tenter de récupérer

naturellement cette eau qui se perd en mer. Une technique dernièrement brevetée est la méthode NYMPHEA (société Geocéan-Solmarine France) qui utilise les propriétés physiques de l'eau douce moins dense que l'eau de mer, pour la capter sous une cloche et la pomper en surface lorsqu'elle se stratifie dans ce milieu confiné.

3- Le phénomène naturel de stratification densitaire entre l'eau douce et l'eau salée s'observe dans certains conduits karstiques sous-marins qui jouent le rôle d'une canalisation étanche ouverte à ses extrémités, comme par exemple la fameuse source de Portmiou (Cassis, France) (Potié et Ricour 1974). Le conduit à son embouchure dans la mer représente d'une part l'exutoire du système karstique avec de l'eau douce ou saumâtre qui sort, et d'autre part l'entrée vers l'intérieur du massif karstique pour une langue d'eau de mer qui circule sous l'eau douce (Figure 1.12). Un biseau salin se met en place dans le conduit dont l'état d'équilibre dépend du débit d'eau douce sortant. Ce cas a été étudié pour des applications pratiques telles que la régulation des rejets d'eaux usées en mer, ou dans le cas plus simple des remontées salines dans les estuaires (Fischer et al., 1979).

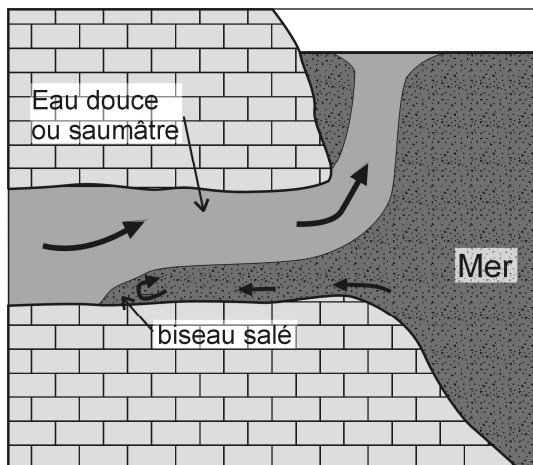


Figure 1.12 : Coupe d'une source sous-marine envahie par une langue d'eau de mer

Le cas théorique est illustré sur la figure 1.13, où deux fluides de différente densité, générée par des salinités différentes, sont initialement immobiles et séparés par une cloison verticale dans un conduit (Figure 1.13a). Si la cloison est enlevée, le fluide le plus lourd (l'eau de mer) va couler le long du fond du conduit, tandis que le fluide le plus léger (l'eau douce) s'élève et s'écoule au dessus du fluide lourd (Figure 1.13b). Ce problème est aussi connu en milieu poreux pour des fluides non miscibles, comme celui de Buckley-Leverett (1942) qui en ont développé une solution analytique.

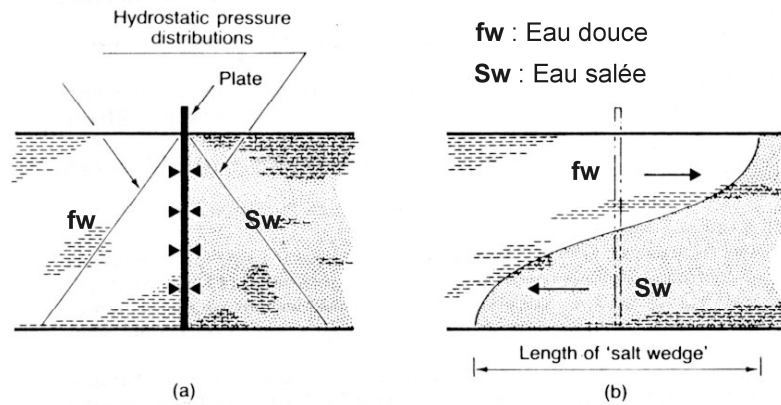


Figure 1.13 : Intrusion d'eau de mer dans un conduit (extrait de Chadwick et Morfett 1998)

En considérant qu'il n'y a pas de mélange à l'interface entre les deux fluides, pour des conditions d'équilibre dans un conduit circulaire et un problème à une dimension, Schijf et Schonfeld (1953, in Chadwick et Morfett 1998) ont établi une solution mathématique pour prédire la longueur de la langue d'eau de mer dans le tube. Dermissis (1993) donne d'autres solutions et des abaques graphiques pour un conduit circulaire ou rectangulaire.

Lors des fortes crues, l'eau douce peut occuper complètement l'espace du conduit et devenir une source unique d'eau douce comme décrit dans le point précédent.

4- Le quatrième point concerne les sources sous-marines qui deviennent par moment une entrée d'eau de mer dans le karst suivant les conditions de charge dans le massif calcaire ou dans la mer. Ces sources qui débitent et "aspirent" de l'eau de mer sont nommées dans le monde par le terme français estavelles. Les estavelles de Bali en Crète fonctionnent comme source d'eau douce ou saumâtre en hiver, lorsque les précipitations sont fortes sur le massif calcaire du Kouloukonas au nord du bassin versant de l'Almyros d'Héraklion et à 25 km à l'ouest de la source Almyros d'Héraklion (Chapitre 2 Figure 2.20). Leur sortie est remarquable car l'eau forme de larges bouillons à la surface de la mer (Figure 1.14). Stringfield et Legrand (1971) décrivent des estavelles qui oscillent en fonction de la marée.

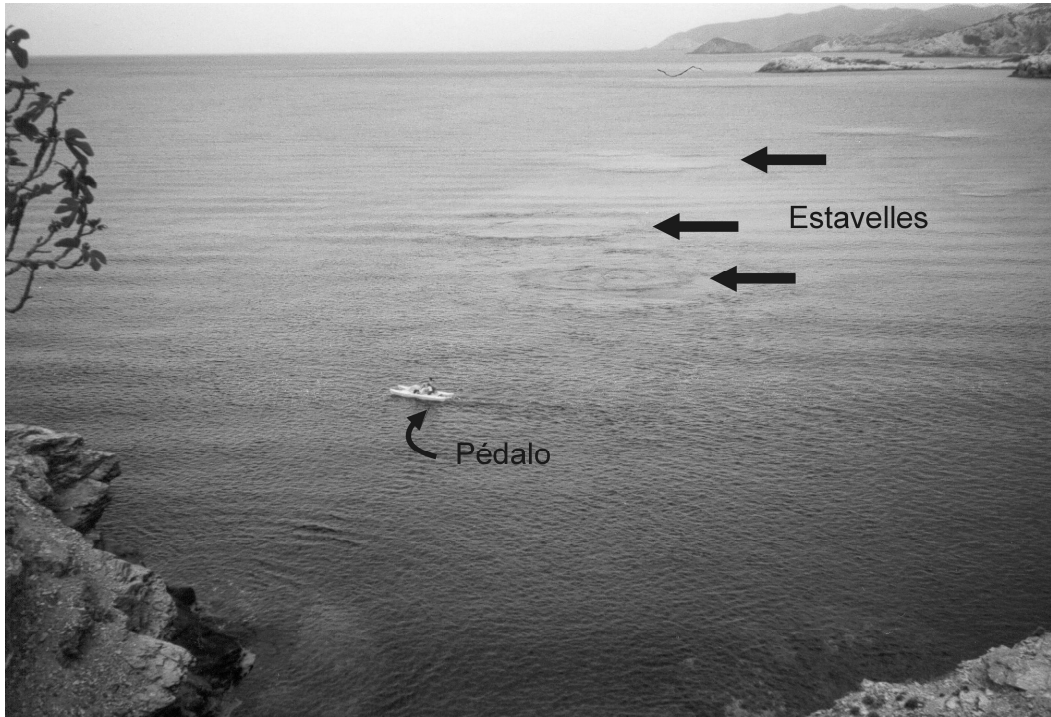


Figure 1.14 : Les estavelles de Bali (Crète) en avril 1999 – le pédalo donne l'échelle des bouillons provoqués par la sortie de l'eau à environ 10 m sous le niveau de la mer (photo B. Arfib)

2.3.5. Conclusion

Bien que l'intrusion saline dans les aquifères côtiers poreux ait été étudiée depuis plus d'un siècle, les résultats concernant les aquifères karstiques côtiers restent rares et limités à des cas d'étude très particuliers. Ils mettent cependant en évidence la complexité de l'intrusion saline dans les karsts hétérogènes et la difficulté de prévoir l'impact d'un aménagement d'exploitation au niveau des sources d'eau douce. L'exemple certainement le plus typique est la source sous-marine de Portmiou (Cassis, France) qui présente une langue d'eau salée rentrant dans le conduit sur plus d'un kilomètre et une eau saumâtre sortant avec une salinité variable jusqu'à 10 g.kg^{-1} . Un barrage souterrain a été mis en place en 1972 pour tenter de bloquer l'intrusion saline directe par l'exutoire du conduit. La salinité de l'eau sortant a sensiblement baissé (Potié et Ricour, 1974), mais l'eau est toujours restée saumâtre, polluée certainement par une intrusion diffuse d'eau de mer dans le conduit provenant de la matrice micro-fracturée.

Chapitre 2

Présentation du système karstique côtier de l'Almyros d'Héraklion

Introduction

Le site d'étude de l'Almyros d'Héraklion est présenté dans ses contextes géographique, géologique, climatologique et hydrogéologique. Il a été choisi car il allie de nombreuses caractéristiques intéressantes pour une étude des mécanismes d'intrusion saline dans les karsts côtiers : (a) la source Almyros d'Héraklion a été suivie de façon discontinue depuis une trentaine d'années, elle a une salinité variable et peut être douce durant les fortes crues ; (b) les parties Est et Nord du bassin versant sont équipées d'une quarantaine de forages dont certains sont sujets à une intrusion saline grandissante ; (c) plusieurs auteurs ont précédemment tenté d'expliquer le fonctionnement de la source mais sans y parvenir totalement ; (d) la source Almyros représente une très importante ressource potentielle en eau d'alimentation de la région si elle pouvait être rendue douce.

1. Cadre géographique



Figure 2.1 : Situation de la Crète en Europe et dans le bassin méditerranéen

Le site de l'Almyros d'Héraklion se situe en Crète Centrale à proximité de la ville d'Héraklion. La Crète est la plus grande des îles de Grèce. Elle constitue la pointe Sud de l'Europe vers la latitude 35° , au croisement des trois continents Europe, Asie, Afrique (Figure 2.1). Elle a une superficie égale à 8336 km^2 , de l'ordre de celle de la Corse, avec une longueur dans l'axe Est-Ouest de 260 km et une largeur dans l'axe Nord-Sud de 12 à 60 km. Sa population est d'environ 540 000 habitants (en 1991) dont près de 50% dans la préfecture d'Héraklion. Le relief est important, avec trois massifs montagneux calcaires au-dessus de 2000 mètres d'altitude entrecoupés de bassins à faible altitude (Figure 2.2). Ces massifs sont à l'ouest les Lefka Ori culminant à 2453 m (les Montagnes Blanches), à l'est le

mont Diktéa (2148 m) et au centre les montagnes de l'Ida avec le sommet le plus haut de Crète, le Psiloritis à 2456 m.

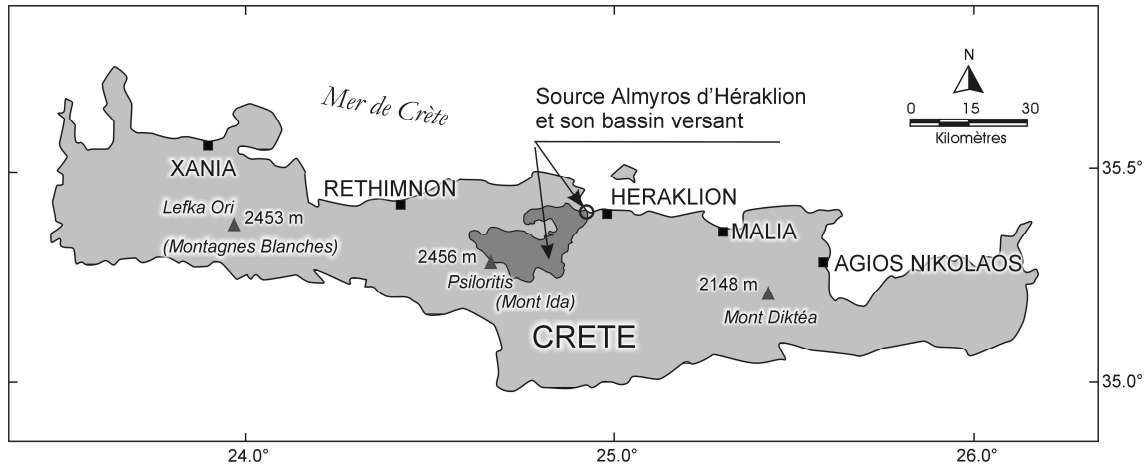


Figure 2.2 : Situation du site d'étude en Crète

Le bassin versant d'étude s'étend sur les montagnes de l'Ida et son exutoire unique connu, la source Almyros d'Heraklion, est situé à 8 kilomètres à l'Ouest de la ville d'Heraklion. La ville d'Heraklion, la capitale économique de l'île, manque d'eau douce. Le Service Municipal d'Alimentation en eau de la ville (DEYAH) est contraint de ramener par canalisation environ 4 millions de m³ d'eau douce par an issue de sources karstiques de la région de Malia située à 35 km (environ 30% de l'eau distribuée en 1996) qui est mélangée avec de l'eau légèrement salée pompée par forage dans la partie Est du bassin de l'Almyros d'Heraklion. L'eau douce est une réelle préoccupation dans cette région.

2. Cadre géologique

Le bassin Méditerranéen résulte de la collision entre l'Afrique et l'Eurasie lors de la fermeture de l'ancien océan Téthys entre le Crétacé et le Tertiaire (Lorenz, 1980). Dans le bassin Est-Méditerranéen, la plaque Afrique est fondamentalement chevauchée, et la subduction est encore active sur l'Arc Egéen.

La géologie structurale de la Crète a été largement étudiée par Bonneau dans les années 70 (Bonneau, 1976; Bonneau et al., 1977), tandis qu'Angelier établissait un premier schéma de l'évolution tectonique et néotectonique de la Crète et de l'arc Hellénique (Angelier, 1979; Le Pichon et Angelier, 1979; Angelier et al., 1982). Depuis, les connaissances de la géologie de la Crète ont avancé, avec les travaux de nombreux auteurs, tels que ceux parmi d'autres de Peters (1985), Meulenkamp et al. (1988), Le Pichon et al. (1993), Meulenkamp et al. (1994), Fassoulas (1995), Jolivet et al. (1996), Ten Veen et Meijer (1998). Fassoulas a repris, modifié, et synthétisé ces connaissances dans deux articles (1999, 2001) et un livret-guide (2000), qui seront utilisés pour cette synthèse sur la géologie de la Crète et de la région d'étude du massif du Psiloritis à l'Ouest d'Héraklion.

2.1. Les unités géologiques

L'île de Crète est caractérisée par un empilement de nappes de charriages de formations pré-alpines et alpines formant les massifs montagneux, et par des sédiments néogènes qui remplissent les bassins entre les reliefs. Ces nappes sont divisées en deux groupes séparés par une zone de décollement majeur : les nappes inférieures constituées par les nappes de l'Ida et des Phyllades-quartzite, et les nappes supérieures constituées de la nappe de Tripolitza, la nappe du Pinde, le mélange tectonique, la nappe de l'Asteroussia et la nappe des Ophiolites (Figure 2.3). Les nappes inférieures ont subi un métamorphisme haute pression/basse température (HP/BT) à l'Oligocène supérieur/Miocène inférieur.

2.1.1. L'édifice de nappes crétois

Les nappes de roches pré-alpines et alpines charriées sont caractéristiques du paysage géologique de la Crète. Certaines nappes peuvent être localement manquantes ou d'épaisseur très variable d'un site à l'autre.

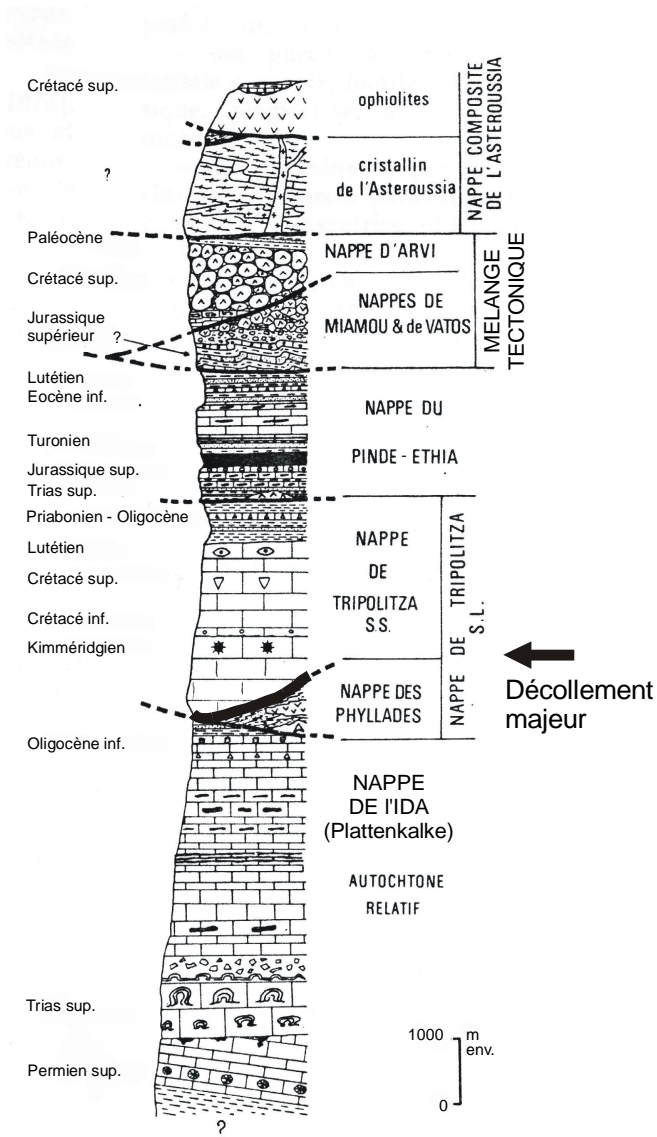


Figure 2.3 : Diagramme structural et stratigraphique des unités tectoniques de la Crète (d'après Bonneau et al., 1977)

- La nappe de l'Ida ou nappe du Plattenkalke

La nappe du Plattenkalke est la nappe la plus basse de l'édifice de nappes. Elle est caractéristique du massif de l'Ida, avec plusieurs milliers de mètres de marbres noirs ou gris bien lités, à silex et bancs de silice ("calcaires du Plattenkalke") (Photo 2.1). A la base, elle se compose de schistes permien. Ceux-ci sont recouverts par d'épaisses séries dolomitiques, certaines contenant des stromatolites (Norien). Les calcaires du Plattenkalke sont formés depuis le Jurassique moyen. Ils sont localement recouverts par des flyschs d'âge Oligocène.

- La nappe des phyllades-quartzites

La nappe des phyllades-quartzites est située au-dessus de la nappe de l'Ida. Fassoulas (1999) la considère comme indépendante, constituant la nappe la plus haute des nappes inférieures. Bonneau (1977) l'inclut dans la nappe de Tripolitza, considérant qu'elle

constitue la base de celle-ci. Les deux auteurs s'accordent pour dire qu'une très nette discontinuité tectonique sépare la nappe des phyllades-quartzites des nappes supérieures du Tripolitza. La nappe des phyllades-quartzites est constituée de phyllades, schistes, quartzites, calcaires, dolomies et gypses. Elle est d'âge Permien à Triasique supérieur et a subi un métamorphisme HP/BT à l'Oligocène supérieur/Miocène inférieur (8-10 Kb, 300-400°C).

- La nappe de Gavrovo-Tripolitza

La nappe de Tripolitza est la plus basse des nappes supérieures de Crète. Elle se trouve en continuité avec la Grèce continentale. Elle est constituée de sédiments non métamorphisés. A la base se trouvent les dolomies et schistes du Trias moyen à supérieur de Ravdoucha. La série carbonatée principale est Mésozoïque et se termine avec des flyschs de l'Eocène supérieur. Ces calcaires montrent de nombreuses formes karstiques en surface (Photo 2.2).

- La nappe du Pinde

La nappe du Pinde se trouve généralement en lambeaux épars sur l'île de Crète mais elle est mieux représentée en Grèce continentale. Elle est constituée de sédiments non métamorphisés, initialement pélagiques au Trias et au Jurassique tels que des silex, des radiolarites, des calcaires et siltites, ensuite un premier flysch du Crétacé supérieur, puis des calcaires en plaquettes du Paléocène, et enfin un flysch supérieur du Paléocène supérieur/Eocène.

- Le mélange tectonique

Sous le terme de mélange tectonique sont regroupées les petites unités de Vatos, Arvi, Miamou, Spili et Preveli. Les unités de Vatos, Arvi et Miamou sont composées de sédiments légèrement métamorphisés. L'unité de Spili est constituée de roches cristallines et de serpentinites, provenant d'une ancienne nappe ophiolitique. L'unité de Préveli est constituée de schistes bleus, marbres et autres roches HP/BT, probablement métamorphisés au Paléocène-Eocène.

- La nappe de l'Astéroussia

La nappe de l'Astéroussia est constituée de roches métamorphisées au Crétacé inférieur, en haute température/basse pression (700°C, 5 Kb), principalement des amphibolites, quartzites, gneiss et schistes. Cette unité continentale se retrouve également dans les Cyclades et en Turquie.

- Les ophiolites

Les ophiolites appartiennent à une ancienne croûte océanique du Jurassique inférieur. Elles sont constituées de serpentinites, péridotites et gabbros.

2.1.2. Les formations post-collisionnelles

Ces formations se sont formées après l'orogénèse alpine, au Néogène et au Quaternaire. Ce sont des sédiments déposés dans les bassins d'effondrement sur les nappes décrites précédemment. Ils ont été classés en plusieurs groupes : Prina, Tefeli, Vrysses, Hellenikon, Finikia, Galini, et sont repris dans la figure 2.4.

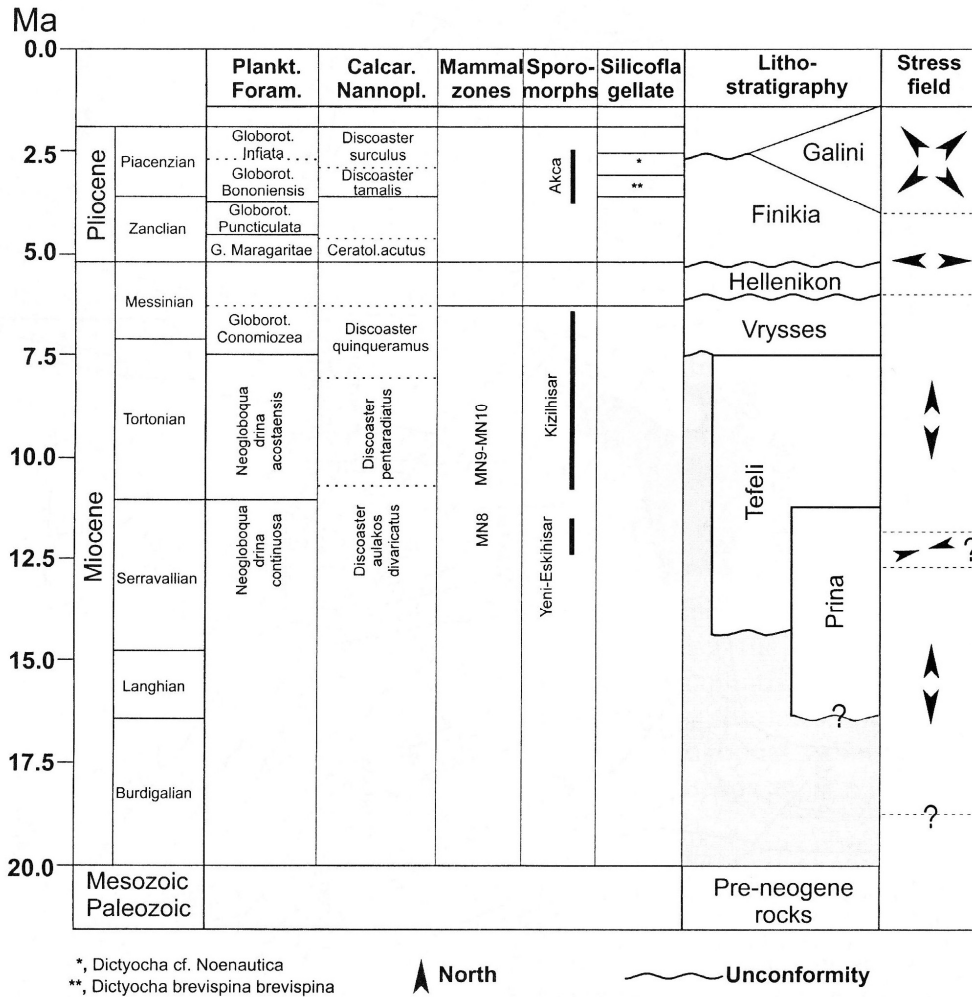


Figure 2.4 : Echelle lithostratigraphique des sédiments Néogènes de la Crète Centrale et champs de contraintes successifs (extrait de Fassoulas 2001)

Le groupe de Prina est constitué de brèches et de conglomérats de calcaires noirs déposés en environnement saumâtre non-marin ou marin peu profond au Serravallien. Le groupe de Tefeli est composé de conglomérats, sables et argiles, reflétant un dépôt en environnements d'eau douce, d'eau saumâtre et marin au Serravallien supérieur-Tortonien inférieur. Au Tortonien supérieur-Messinien inférieur, la sédimentation marine a augmenté amenant au dépôt du groupe de Vrysses, avec des calcaires bioclastiques, récifals à algues et coraux, avec l'intercalation de lits de marnes déposées en environnement marin peu profond. Au Messinien supérieur, les processus de surrection et d'érosion ont permis le dépôt du groupe

Hellenikon, constitué de conglomérats non-marins, de sédiments fluvio-lacustres et de lagon avec du gypse. Le groupe Finikia (Pliocène) affleure abondamment dans la région d'Héraklion (Photo 2.3). Il est constitué de brèches marneuses à la base puis de marnes blanches et d'argiles déposées en environnement marin ouvert. A cette période, le bassin d'Héraklion et la plaine de la Messara au Sud, qui avaient jusque là une histoire sédimentaire commune, se trouvent séparés lors de la remontée du bassin. Le groupe Agia Galini se retrouve dans la plaine de la Messara, et est issu de l'érosion des sédiments du bassin d'Héraklion au Pliocène.

Les formations quaternaires sont peu représentées, limitées à des dépôts sur les côtes engendrés par les fluctuations du niveau de la mer au Pléistocène.



Photo 2.1 :
Affleurement de calcaires en plaquettes du Plattenkalke (les niveaux blancs sont les intercalations de silex).
[Photo B. Arfib]



Photo 2.2 :
Cavité karstique d'effondrement sur le plateau de Kéri. Les personnages en rouge au bout des flèches donnent l'échelle.
[Photo B. Arfib]

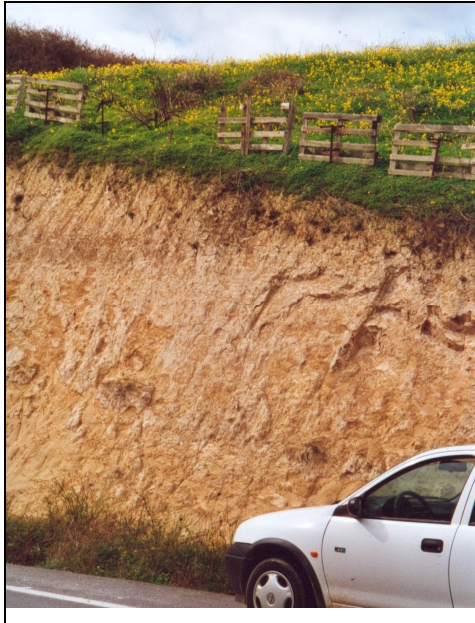


Photo 2.3 :
Affleurement de marnes pliocènes dans le bassin d'Héraklion (Groupe Finikia).
[Photo B. Arfib]

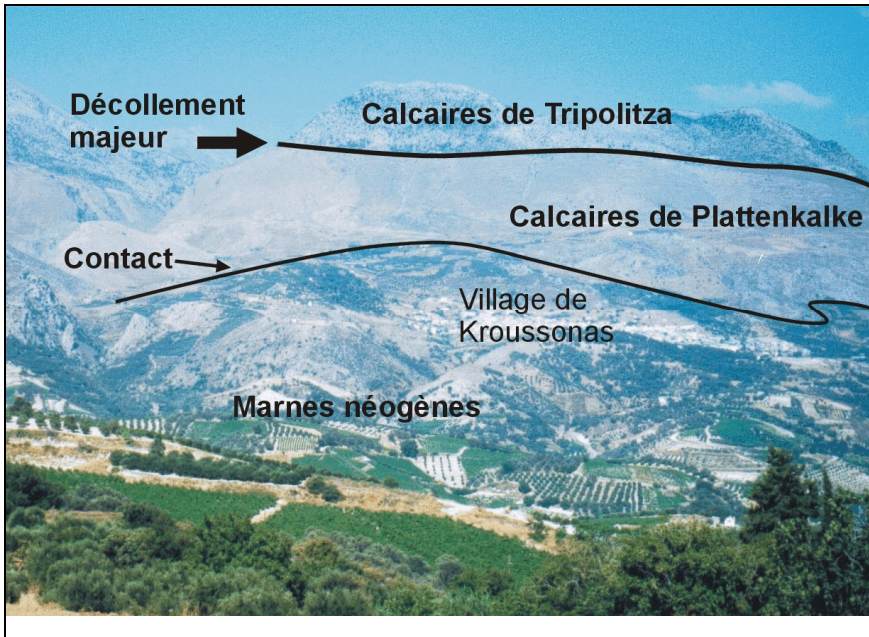


Photo 2.4 :
Vue à partir d'Agios Mironas en direction de l'Ouest. Superposition des calcaires de Tripolitza et du Plattenkalke au-dessus du village de Kroussonas. Marnes néogènes cultivées du bassin d'Héraklion au premier plan.
[Photo B. Arfib]

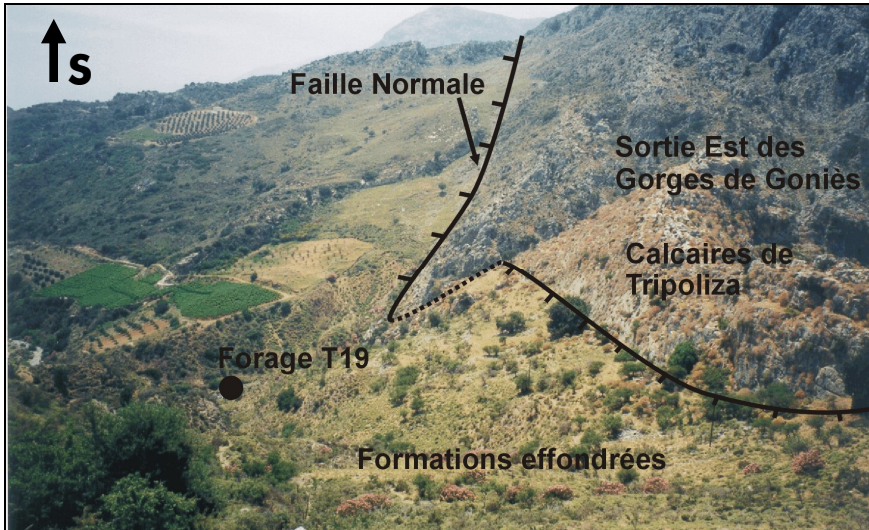


Photo 2.5 :
Sortie Est des gorges de Goniès, proche de l'emplacement du forage T19. Faille normale.
[Photo B. Arfib]



Photo 2.6 :
Vue sur le massif du Psiloritis enneigé à partir de la station météorologique d'Anogia, en direction du Sud, en février 2000.
[Photo B. Arfib]

2.2. Evolution tectonique de la Crète

L'évolution tectonique de la Crète peut être scindée en deux périodes : tout d'abord (1) la mise en place de la pile de nappes caractéristique de la Crète entre l'Eocène supérieur et le Miocène inférieur et son effondrement au Miocène, puis (2) la fracturation Néogène suivant trois familles de fractures à partir du Miocène moyen (Sérravalien) contemporaine de la sédimentation Néogène dans le bassin.

Cette synthèse sur l'évolution tectonique de la Crète est tirée des synthèses de Fassoulas (1999, 2000, 2001) qui relie l'évolution de la Crète à celles des Cyclades, regroupement d'îles situées au Nord de la Crète.

- Tectonique syn-collisionnelle

La première déformation de la Crète (D_1) apparaît dans les nappes supérieures. Au Crétacé supérieur, la nappe d'Astéroussia a été affectée par un métamorphisme HT/BP, simultanément à un amincissement crustal. Le même métamorphisme du Crétacé supérieur s'observe dans les roches cristallines des Cyclades et de Turquie, et la nappe d'Astéroussia est considérée comme faisant partie d'un large bloc continental qui a subi un amincissement et un étirement au Crétacé supérieur. Le métamorphisme HP/BT de la nappe de Préveli qui est considéré être d'âge Jurassique ou Eocène suivant les auteurs, pourrait représenter une subduction passée.

Un événement tectonique majeur (D_{2u}) affecte toutes les nappes supérieures de Crète à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur, engendrant le chevauchement des nappes vers l'ouest et la formation de l'unité "mélange tectonique" (Figure 2.5a). Cet empilement vers l'ouest pourrait être le résultat d'un décollement Sud-Ouest existant dans les Cyclades qui a extrait et fait bouger une partie des roches HP des Cyclades, ainsi que les roches cristallines et les ophiolites.

A l'Oligocène supérieur (D_3), le chevauchement en Crète prend une orientation soudaine en direction du sud (Figure 2.5b). Ce changement abrupt de l'ouest vers le sud pourrait être consécutif à un changement dans la convergence latérale relative entre la plaque Afrique et l'Eurasie, qui devient dextre à l'Oligocène. Le chevauchement vers le sud affecte toutes les nappes supérieures de l'édifice crétois, recouvrant les nappes inférieures et engendrant le métamorphisme HP/BT de l'Oligocène supérieur/Miocène inférieur.

Au Miocène l'extension Nord-Sud D_4 de la croûte compense l'épaississement de la Crète. Elle est associée à des déformations cassantes dans les directions du Sud et du Nord, l'effondrement de la pile de nappes et la formation de bassins syntectoniques (Figure 2.5c). Les glissements le long des failles ont accéléré la suppression d'au moins 10 km de nappes. La remontée et l'exhumation des nappes inférieures a été rapide dans l'ouest de la Crète vers 24-15 Ma, et plus lente dans la Crète centrale. L'extension Miocène inférieur a

engendré le déplacement et la réorganisation de toute la pile de nappes, et le boudinage de la plupart des unités situées au-dessus de la série du Plattenkalke (Figure 2.5c).

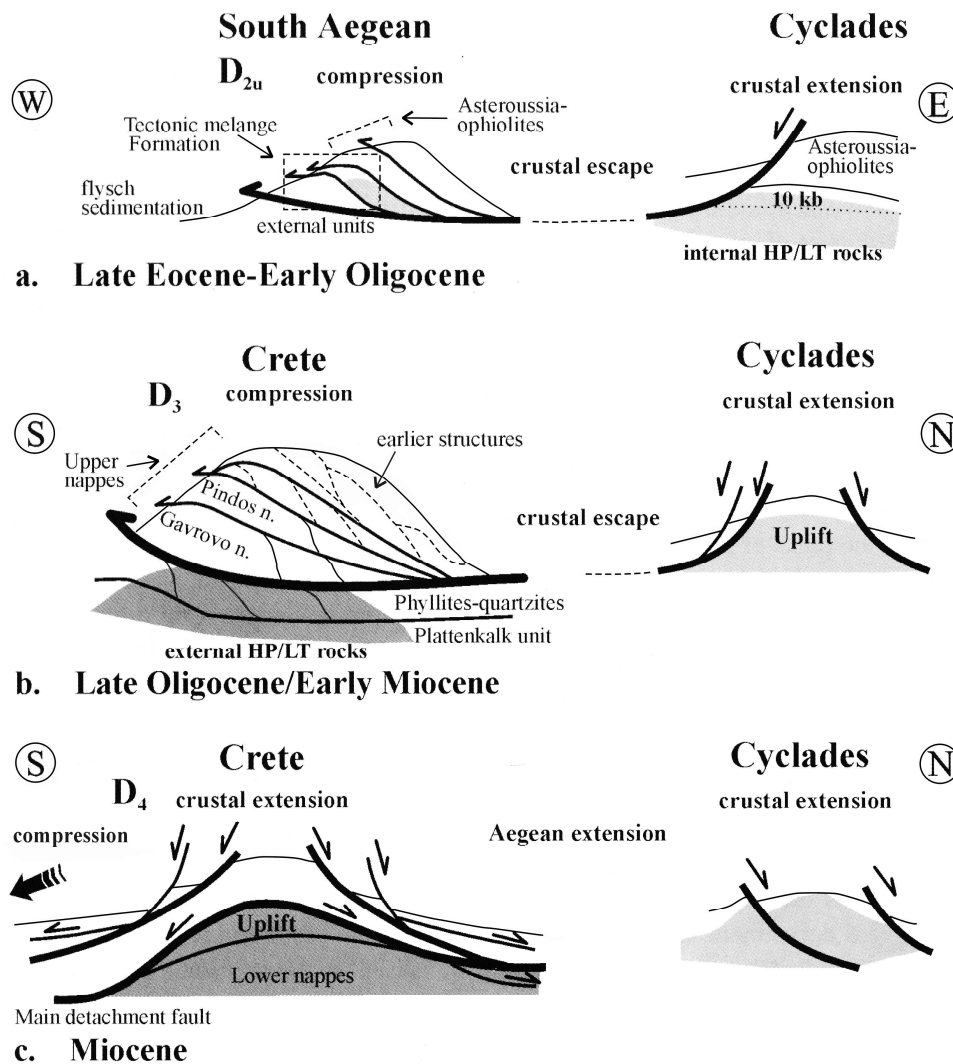


Figure 2.5 : Evolution tectonique de la Crète de l'Eocène au Miocène (extrait de Fassoulas 2000)

- Tectonique néogène et quaternaire

Pendant le Néogène, la Crète a été affectée principalement par des mouvements tectoniques en extension, avec des phases intercalaires de compression. Depuis le Miocène moyen, deux phénomènes géodynamiques majeurs expliquent le développement tectonique de la Crète : (1) la convergence permanente entre l'Afrique et l'Eurasie avec le retrait simultané vers le sud de la zone de subduction, et (2) le déplacement vers le sud-ouest de la plaque Anatolie (Figures 2.6, 2.7).

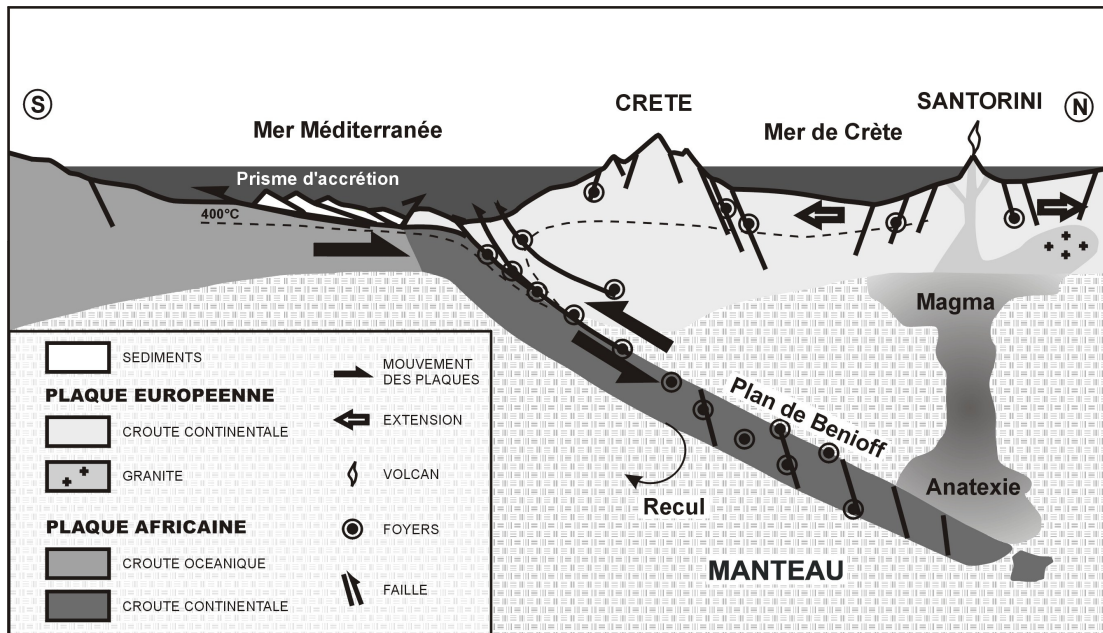


Figure 2.6 : Coupe schématique de la zone de subduction hellénique (extrait de Fassoulas 2000). Schéma non à l'échelle

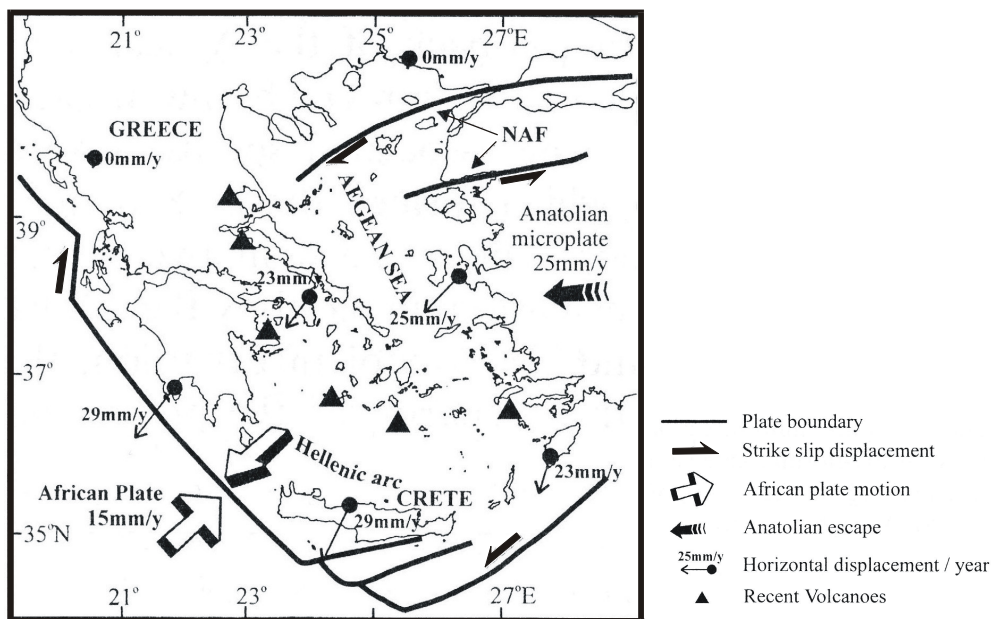


Figure 2.7 : Mouvements actuels des plaques en Egée (extrait de Fassoulas 2001). Les flèches montrent les mouvements par rapport à l'Europe stable

Des analyses récentes en Crète centrale montrent que, depuis le Miocène moyen jusqu'à présent, le développement tectonique de la Crète a été principalement le résultat de périodes successives d'extension qui ont créé trois générations de failles.

La première est constituée de failles Est-Ouest, qui associées à la phase d'extension nord-sud, ont créé les premiers bassins. L'activité des failles a été majeure du Miocène moyen au

Messinien inférieur en conséquence du recul (roll-back) vers le sud de la zone de subduction (Figure 2.8a).

Au Messinien supérieur, le début de l'extrusion de la plaque Anatolie et son glissement le long de la faille Nord-Anatolienne (Figure 2.7) a causé des perturbations majeures sur les champs de contraintes en Crète. Pendant le Messinien supérieur-Pliocène inférieur, les failles Nord-Sud du second groupe ont été formées (Photo 2.5), engendrant le soulèvement de plusieurs régions et la formation des bassins d'Héraklion, Kastelli et Ierapetra (Figure 2.8b). L'extension Est-Ouest est engendrée par le bombement de l'Arc Hellénique sous l'action du déplacement vers le sud-ouest de la plaque Anatolie.

Au Pliocène supérieur, un troisième groupe de failles, dans deux directions normales l'une à l'autre du fait de l'extension horizontale et égale, recoupe la Crète (Figure 2.8c).

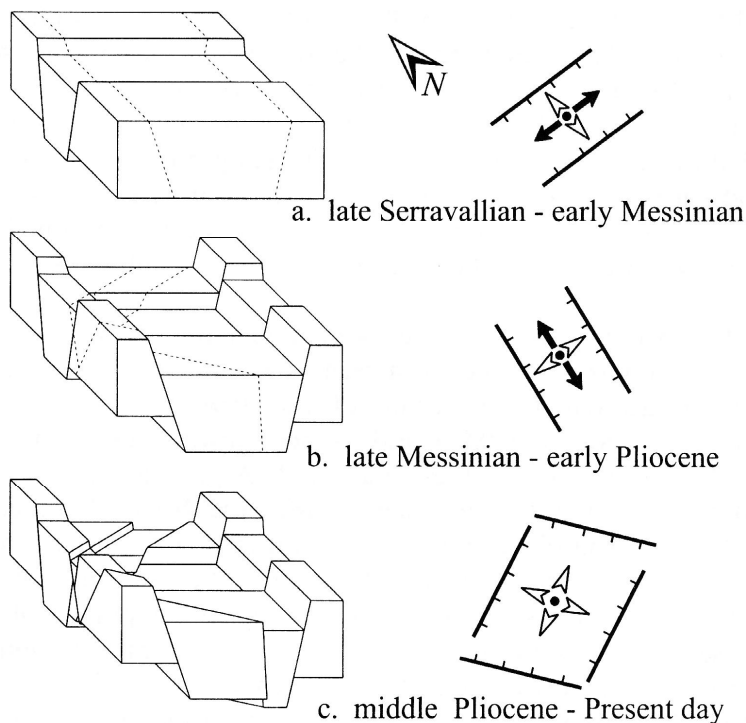


Figure 2.8 : Déplacements tectoniques et failles associées au Néogène en Crète, à partir de l'étude du bassin d'Héraklion (extrait de Fassoulas 2001) [late=supérieur, middle=moyen, early=inférieur]

2.3. La crise de salinité du Messinien et la karstification

La karstification est reconnue pour se développer verticalement principalement dans la zone non-saturée des karsts par l'effet de l'eau d'infiltration chargée en CO_2 , puis l'eau s'écoule plus ou moins horizontalement jusqu'à l'exutoire dans la zone noyée. Dans le cas des sources dites vaclusiennes, comme la source de la Fontaine de Vaucluse (Vaucluse, France) mais aussi la source Almyros, l'eau remonte dans un conduit vertical pour atteindre

la source. Il est alors intéressant d'étudier l'histoire géologique de la région pour déterminer si le développement des conduits de la zone noyée actuelle a pu avoir lieu dans le passé dans la zone non-saturée avec un exutoire plus bas. Sur le pourtour méditerranéen, un abaissement de l'exutoire peut être mis en relation avec la variation des niveaux de la mer.

Au Messinien, la mer Méditerranée qui a été isolée de l'Atlantique par fermeture du détroit de Gibraltar, a subi une phase évaporatoire, avec un abaissement du niveau marin qui a pu intervenir dans la karstification des massifs calcaires. Cet assèchement de la Méditerranée est appelé "crise de salinité" en raison des couches d'évaporites qu'il a engendré au fond de la Méditerranée, mais il est toujours en discussion. Clauzon et al. (1996) décomposent la crise de salinité Messinienne de la Méditerranée en deux phases. Pendant la première phase, de 5,75 à 5,60 Ma, la diminution du niveau de la mer a été faible ; puis de 5,60 à 5,32 Ma, le bassin méditerranéen s'est retrouvé totalement isolé et le niveau de la mer méditerranée a chuté (jusqu'à 1500 m d'après Clauzon et al., 1996). Rouchy et Saint Martin (1992) étudient les variations du niveau de la mer par corrélation entre les séries évaporitiques des bassins profonds et les plates-formes carbonatées. Delrieu et al. (1993) étudient l'érosion des séries néogènes de Crète centrale. Ils montrent que la période finimessinien est une phase d'érosion en relation avec un abaissement majeur du niveau de base. Cette phase d'érosion est liée à un écoulement d'eau douce en surface très abondant. En Crète, simultanément à la subsidence des bassins et à la surrection des massifs montagneux par le jeu de l'extension des failles normales N-S, les sédiments du groupe Hellenikon produits de l'érosion se déposent en conditions non marines (Fassoulas 2001). L'abaissement du niveau de la mer de plus de 1000 mètres et de fortes précipitations ont certainement engendré une forte karstification des formations carbonatées qui étaient déjà affleurantes.

2.4. La géologie du système karstique de l'Almyros d'Héraklion

Cette partie examine du point de vue géologique la zone d'étude qui s'étend en Crète centrale, de la ville d'Héraklion au Nord jusqu'au massif du Psiloritis.

2.4.1. Les nappes

Le système karstique de l'Almyros d'Héraklion se développe dans les formations carbonatées superposées de la série de Tripolitza et du Plattenkalke. Le reste de la pile de nappes crétoises a été érodé au cours de l'histoire géologique de la Crète. La zone d'étude est limitée vers l'est par les formations néogènes déposées dans le bassin d'Héraklion lors de la surrection-subsidence néogène par failles normales.

La zone de l'Ida se trouve en position d'autochtone relatif, à la base de la pile de nappes charriées (Figure 2.9). Sur la zone d'étude, elle affleure (Figure 2.10) au sud-ouest du village d'Anogia jusqu'au sommet du Psiloritis (2456 m), caractérisée par des calcaires métamorphisés en plaquettes du Plattenkalke avec intercalation de niveaux de silex (Photo 1). Peu de formes karstiques existent en surface, mais la karstification s'opère en souterrain, révélée par de nombreuses grottes au développement vertical dépassant souvent 100 m de profondeur (Maire, 1990), et reconnues par les spéléologues jusqu'à environ 800 m de profondeur (Grotte du Tafkoura). Cette formation est plissée en grands plis couchés déversés vers le sud. Au Nord de Kroussonas, dans le bassin d'étude en direction de la source, la série du Plattenkalke plonge vers le Nord et n'a pas été recoupée par les nombreux forages qui atteignent la cote -100-150 m sous le niveau de la mer sur le secteur de Kéri et de Tilissos.

La nappe des calcaires dolomitiques de Tripolitza recouvre la série du Plattenkalke sur la partie Est de la zone d'étude (Figure 2.10). Elle est typique des paysages karstiques, avec de nombreuses formes de surface et des cavités souterraines. Son épaisseur est variable, pouvant dépasser 500 m approximativement, vers le sommet du Koudouni (1880 m) en limite sud-est du bassin versant, et au Nord vers le massif de Kéri.

La nappe des phyllades-quartzites se trouve entre les séries du Plattenkalke et de Tripolitza. Elle peut être localement absente et d'épaisseur très variable. Elle affleure au Nord de la zone d'étude et à l'Ouest. Au-dessus de Kroussonas (Figure 2.10), elle est absente et la série de Tripolitza est directement en contact avec la série du Plattenkalke (Photo 2.4). Entre la source Almyros et Kroussonas, au niveau des gorges de Goniès, elle a été recoupée par des forages (GF1, GF4) sur 20 à 60 mètres d'épaisseur.

Les séries supérieures à la nappe de Tripolitza (nappes du Pinde, mélange tectonique et ophiolites) sont très peu représentées sur la zone d'étude à l'exception de l'ensemble de la pile de nappes qui a été conservé dans le Graben de Goniès (Figure 2.10).

La bordure Est des massifs calcaires est marquée par des escarpements engendrés par l'enfoncement du bassin d'Héraklion au Néogène par le jeu de failles normales (Photo 2.5). Dans le bassin d'Héraklion, les sédiments néogènes déposés affleurants sont principalement de deux types (Figure 2.11) : des calcaires marneux du Miocène supérieurs sur la bordure du bassin d'Héraklion et des marnes blanches du Pliocène plus au centre du bassin d'Héraklion (Photo 2.3) qui peuvent atteindre plus de 500 m d'épaisseur (Angelier, 1979; Fassoulas, 2001).

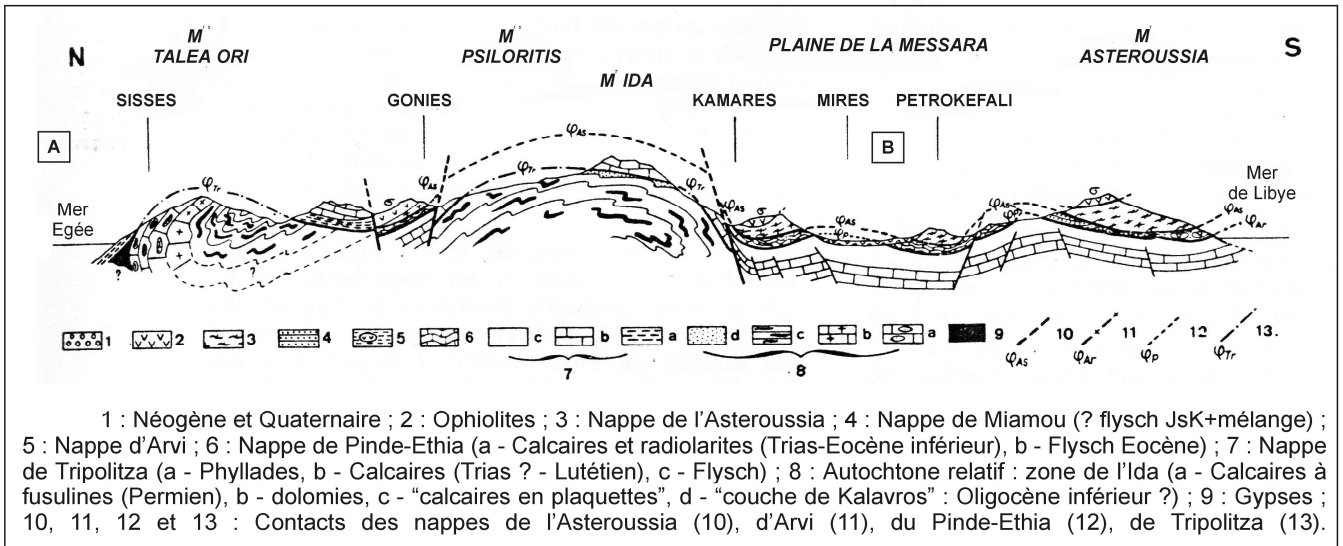


Figure 2.9 : Coupe NNW – SSE à travers la Crête centrale passant par le massif de l'Ida (extrait de Bonneau et al., 1977). Position indiquée sur la figure 2.10

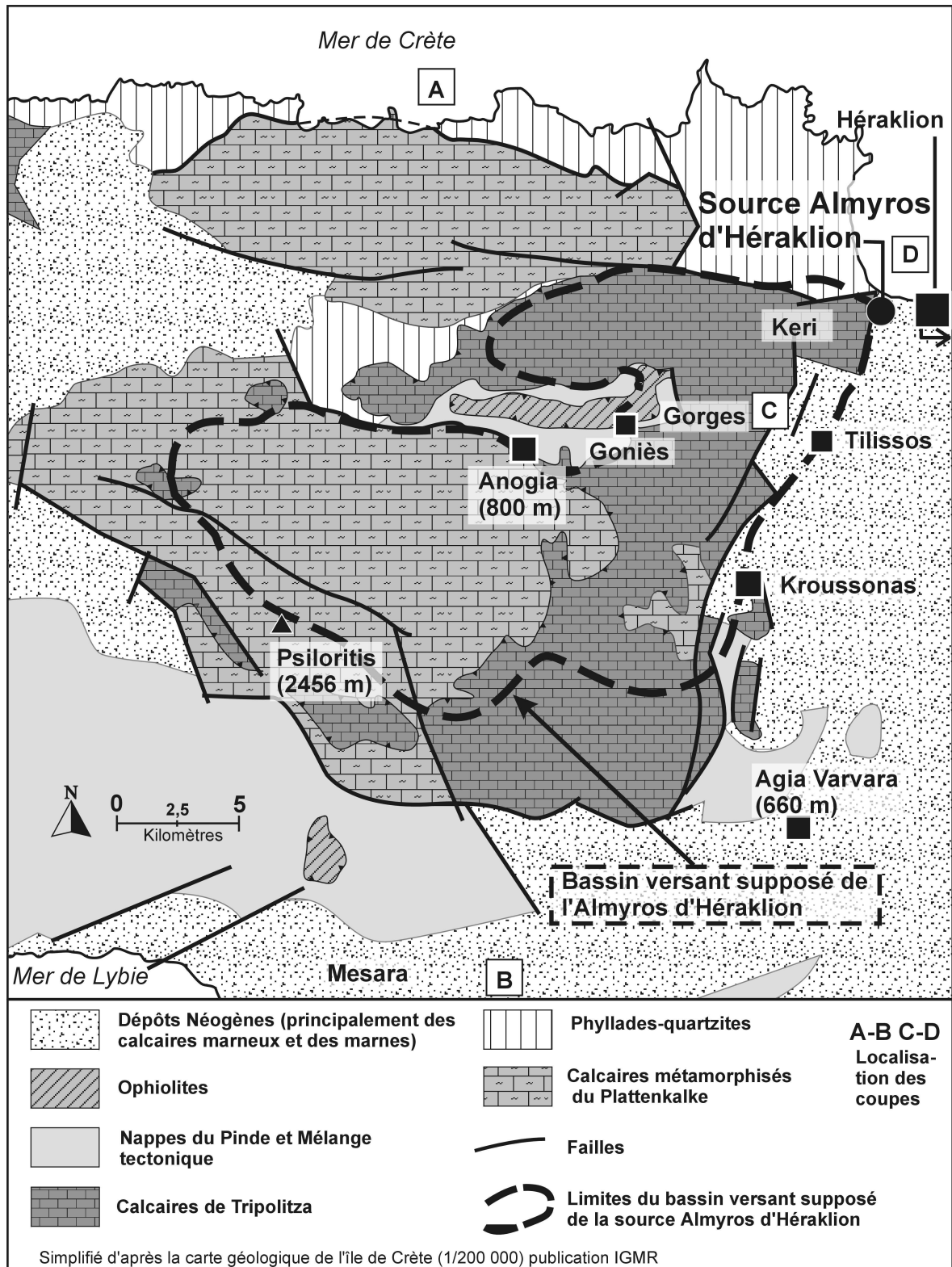


Figure 2.10 : Schéma structural régional de la Crète centrale (modifié d'après Creutzburg et al., 1977)

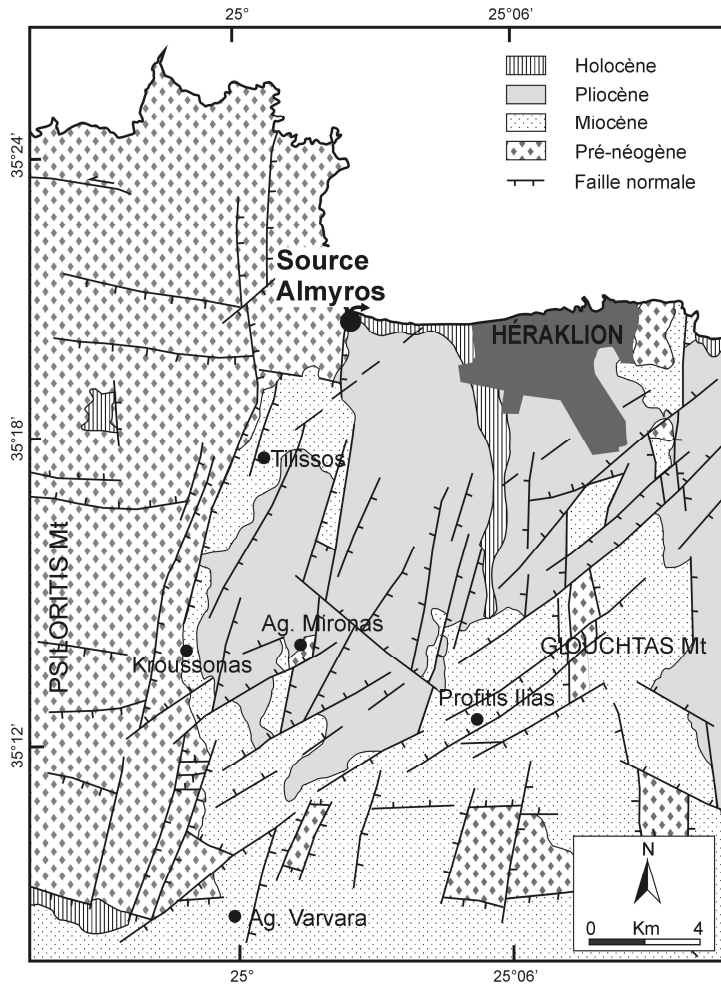


Figure 2.11 : Carte néotectonique simplifiée du bassin d'Héraklion (extrait de Fassoulas 2001)

2.4.2. Structure et Tectonique

Les nappes calcaires charriées l'une sur l'autre n'ont pas créé de zones tectoniquement compliquées et mélangées, comme le sont les nappes supérieures du mélange tectonique qui sont absentes de la zone d'étude. Les nappes de l'Ida et de Tripolitza peuvent être ou non séparées par l'intercalation de la nappe des phyllades-quartzites. La structure générale du massif du Psiloritis est en anticlinal d'axe NW-SE (Figure 2.9), avec un pendage faible du flanc nord vers le NE sur la zone d'étude. Au nord des gorges de Goniès et jusqu'à la source, le pendage des calcaires de Tripolitza est plus ou moins faible, en direction du Sud. L'évolution tectonique de la Crète au Néogène a découpé le bâti calcaire par des failles normales, tout d'abord de directions E-W puis de direction N-S (Fassoulas 2001). Les phénomènes de surrection et de subsidence ont mis en place le relief actuel de l'île. Le passage de la bordure Est abrupte du massif calcaire au cœur du bassin néogène d'Héraklion se fait par l'intermédiaire de failles normales en relais, globalement N-S, à fort pendage vers l'est (quasiment verticales). Dans le bassin d'effondrement d'Héraklion, la nappe du Pinde, le mélange tectonique et les ophiolites sont localement conservés sur les

calcaires de Tripolitza et du Plattenkalke, et peuvent être affleurants ou recouverts par les sédiments néogènes. Dans d'autres secteurs, les calcaires du Plattenkalke et de Tripolitza sont directement au contact des formations néogènes (calcaires marneux en bordure du bassin puis marnes blanches typiques de la région d'Héraklion).

Au niveau de la source Almyros, le massif de Kéri formé des calcaires de Tripolitza est recoupé par une faille normale N-S (Figure 2.11) qui a permis le dépôt de sédiments néogènes entre la source et la mer (Figure 2.12). Ces sédiments créent un écran peu perméable à l'aval de la source. Cette zone a été sondée par de nombreux forages, qui ont mis en évidence des formations néogènes marneuses sur environ 200 à 250 mètres d'épaisseur (Figure 2.12) qui reposent sur les calcaires de Tripolitza ou directement sur les phyllades-quartzites, et recoupées par des failles postérieures à la mise en place.

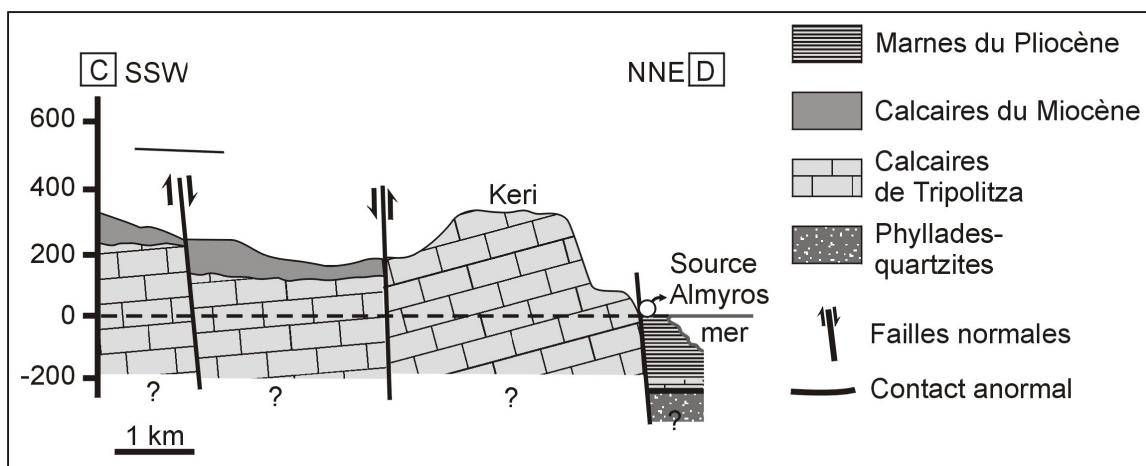


Figure 2.12 : Coupe schématique SSW–NNE passant par la source Almyros d'Héraklion (position sur la figure 2.10)

3. Cadre climatique

Le climat reflète les multiples caractéristiques de la zone d'étude. Il s'agit d'une région très variée, située dans la partie centrale de l'île de Crète, au sud de la Méditerranée autour de la latitude 35° et étagée de la mer jusqu'au sommet du Psiloritis qui culmine à 2456 m. Cette partie donne un aperçu climatique général de la Crète centrale grâce aux stations météorologiques implantées sur la zone d'étude. Une étude plus détaillée des conditions météorologiques sur les cycles 1999-2001 sera donnée au chapitre 4.

3.1. Les stations de mesure et les données disponibles



Figure 2.13 : Position des stations météorologiques sur la zone d'étude

Le bassin versant de l'Almyros d'Héraklion et ses environs sont couverts par treize stations météorologiques nationales, gérées par le Service Météorologique National grec ou le Service de l'Aménagement du Ministère de l'Agriculture grec (YEB). Neuf stations réparties entre 30 et 1040 m (dont 8 stations en dessous de 590 m) encadrent le massif de l'Ida, et seulement quatre stations sont positionnées sur le bassin versant montagneux proprement dit (Anogia, Idi 1, Idi 2, Idi 3), de 740 à 1350 m d'altitude (Tableau 2.1, Figure 2.13). Les données disponibles sont les précipitations journalières ou mensuelles sur environ 30 années et également, pour certaines stations, la température journalière ou mensuelle (Tableau 2.1).

Stations	Longitude en degrés° minutes'	latitude en degrés° minutes'	Altitude en mètres	Années de mesure disponibles [année début – année fin]			
				Précipitations journalières	Précipitations annuelles	Température journalière	Température mensuelle & annuelle
Héraklion	25°11'	35°20'	30	[77-97] (a)	[62-97] (a)		[62-92]
Perama	24°42'	35°22'	90				
Zaros	24°54'	35°08'	343	[77-97] (b)	[63-97] (b)		[76-92]
Moni assomaton	24°40'	35°14'	340				
Kroussonas	24°59'	35°14'	440	[77-97]	[65-97]	[91-97]	[91-97]
Gegeri	24°56'	35°08'	450	[77-97]	[63-97]	[91-97]	[91-97]
Vorizia	24°51'	35°09'	520	[77-97]	[63-97]		
Agia Varvara	25°00'	35°08'	590	[77-97]	[67-97]		
Anogia	24°53'	35°17'	740	[73-97]	[62-97]		[75-92]
Vistagi	24°42'	35°15'	1040		[69-97]		
Idi 1	24°53'	35°12'	1150		[68-97]		
Idi 3	24°50'	35°13'	1350		[68-97]		
Idi 2	24°52'	35°14'	1450		[68-97]		

(a) données de l'aéroport jusqu'en 1992. Nouveau pluviomètre sur le bâtiment de YEB à partir de 1990
(b) données du pluviomètre à 343 m jusqu'en 1992. Nouveau pluviomètre à l'altitude 500 m à partir de 1989

Tableau 2.1 : Stations météorologiques sur la zone d'étude et données à notre disposition

3.2. Climatologie générale

Les valeurs moyennes interannuelles des précipitations et des températures sont données dans le tableau 2.2. Ces valeurs sont calculées pour la période des données annuelles à notre disposition (Tableau 2.1), sauf pour la station d'Héraklion où seules les données de précipitations de l'aéroport de 1962 à 1992 sont utilisées et les données de 1963 à 1992 pour la station de Zaros. La figure 2.14 illustre les variations mensuelles des précipitations et températures interannuelles aux stations météorologiques d'Héraklion proche de la mer, et d'Anogia en altitude dans le bassin versant.

Stations	Altitude en mètres	Précipitations interannuelles moyennes (mm)	Précipitations annuelles minimales (mm) [cycle]	Précipitations annuelles maximales (mm) [cycle]	Température moyenne interannuelle (°C)	Température moyenne annuelle minimale (°C) [cycle]	Température moyenne annuelle maximale (°C) [cycle]
Heraklion	30	505	270 [69-70]	641 [75-76]	18,7	17,8 [91-92]	19,1 [87-88]
Perama	90	696					
Zaros	343	807	416 [89-90]	1305 [64-65]	17,4	16,56 [91-92]	18,02 [76-77]
Moni assomaton	340	1065					
Kroussonas	440	1016	666 [92-93]	1424 [68-69]	18,1	17,3 [91-92]	19,3 [93-94]
Gegeri	450	848	465 [89-90]	1286 [95-96]	17,5	16,8 [91-92]	18,3 [94-95]
Vorizia	520	1133	588 [89-90]	2077 [87-88]			
Agia Varvara	590	945	552 [89-90]	1301 [77-78]			
Anogia	740	1092	598 [92-93]	1527 [77-78]	15,1	14,24 [91-92]	16,06 [87-88]
Vistagi	1040	1402	775 [92-93]	3110 [77-78]			
Idi 1	1150	1452	900 [85-86]	3005 [77-78]			
Idi 3	1350	1612	1000 [92-93]	3770 [77-78]			
Idi 2	1450	1680	1100 [85-86]	3290 [77-78]			

Tableau 2.2 : Précipitations et températures moyennes interannuelles

- Les précipitations

Les précipitations annuelles varient d'une station à l'autre en fonction de leur altitude et de leur position géographique par rapport à la côte ou aux massifs montagneux. A Héraklion, la moyenne interannuelle est de 505 mm mais a varié de 270 mm lors d'une année très sèche (1969-70) à 641 mm lors d'une année humide (1975-76). Plus en altitude à 740 m, la station d'Anogia a une pluviosité moyenne interannuelle égale à 1092 mm, avec un minimum de 598 mm en 1992-93 et un maximum de 1527 mm en 1977-78. Globalement, toutes les stations météorologiques montrent une distribution similaire des précipitations au cours de l'année. La pluie est très mal répartie, avec un hiver très pluvieux et un été très sec. En six mois, d'octobre à mars, ce sont plus de 85% des précipitations qui tombent (Figure 2.14) avec un maximum au mois de janvier, tandis que les mois de juillet et août n'enregistrent généralement qu'une ou deux faibles précipitations orageuses.

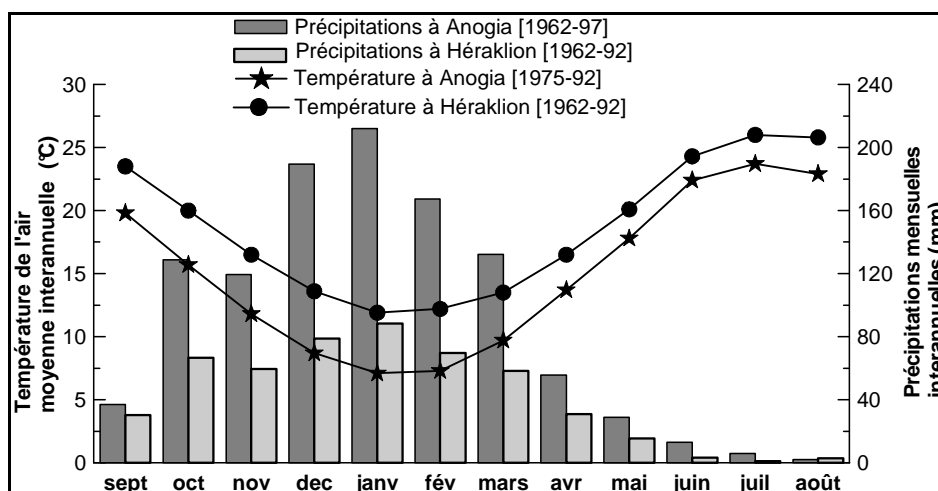


Figure 2.14 : Moyennes interannuelles mensuelles des précipitations et de la température de l'air aux stations d'Anogia (740 m) et d'Héraklion (30 m)

- La température de l'air

La température moyenne annuelle de l'air varie d'une station à l'autre principalement en fonction de l'altitude. Les températures sont fortes, caractéristiques du climat méditerranéen, avec une moyenne interannuelle de 18,1°C à Héraklion, et 15,1°C à Anogia. Au cours de l'année, les températures moyennes mensuelles interannuelles oscillent entre un maximum estival en juillet et un minimum hivernal en janvier (Figure 2.14), de l'ordre de 26 à 12°C à Héraklion et de 24 à 7°C à Anogia.

3.3. Corrélation des précipitations et de la température avec l'altitude

3.3.1. Répartition des précipitations avec l'altitude

- Moyennes interannuelles

La distribution spatiale des précipitations peut être très hétérogène localement sous l'effet des versants, des dépressions, de la distance à la mer, des vents dominants...mais d'une manière générale, les précipitations augmentent avec l'augmentation d'altitude. La corrélation établie d'après les moyennes interannuelles du tableau 2.2, pour des stations réparties entre 30 et 1450 m d'altitude, est représentée sur la figure 2.15. La relation est linéaire, bien corrélée avec un coefficient de corrélation égal à 0,92 :

Précipitations = 0,7433.altitude + 606,11 avec Précipitations en mm et altitude en mètres.

Le gradient moyen de précipitation est de 74 mm d'augmentation de précipitations annuelles pour 100 mètres d'élévation en altitude. Il est plus faible que celui donné par Mangin et al. (1996) qui trouvent 88mm/100m pour des stations situées entre la mer et 750 m d'altitude dans la région d'Agios Nikolaos (à 80 km à l'est d'Héraklion).

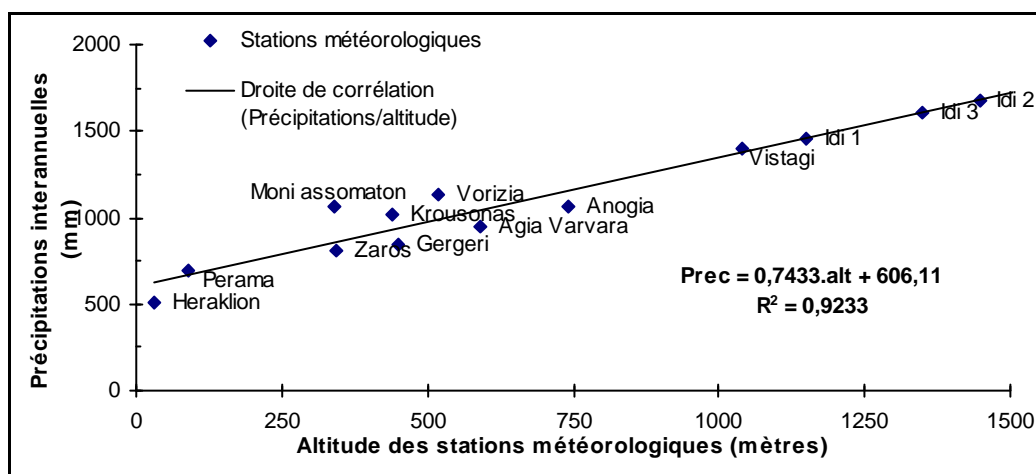


Figure 2.15 : Corrélation des précipitations moyennes interannuelles avec l'altitude sur les stations de la zone d'étude

- Moyennes annuelles

Une corrélation entre les précipitations moyennes annuelles et l'altitude a été calculée pour chaque cycle de 1967-68 à 1996-97, un cycle débutant le 1^{er} septembre. Les résultats sont donnés dans le tableau 2.3.

Sur 30 cycles considérés, les précipitations moyennes annuelles sont relativement bien corrélées avec l'altitude. Les gradients altimétriques varient de 55mm/100m à

123mm/100m. Une tendance semble se détacher : le gradient altimétrique de précipitations est faible lors des années sèches et il augmente lors des années pluvieuses.

Des essais de corrélation entre l'altitude et les précipitations mensuelles ont donné de très mauvais résultats.

Station	Anogia	Ag. Varvara	Krousonas	Vorizia	Gergeri	Zaros	Héraklion	Idi 1	Idi 2	Idi 3	Vistagi	Relation Précipitations (mm) / altitude (m)	Coef. de détermination r^2
Altitude (m)	740	590	440	520	450	343	30	1150	1450	1350	1040		
Cycles	Précipitations annuelles par cycle (mm)												
67-68	1114	1090	1288	1296	1058	1163	547					Prec = 0,8073.alt + 720,47	0,50
68-69	1404	834	1424	1082	704	840	623	1910	2020	1810		Prec = 1,0196.alt + 544,92	0,82
69-70	748	680	690	744	598	614	270	920	1215	1340	1180	Prec = 0,6662.alt + 327,36	0,89
70-71	1087	976	1137	1086	842	901	360	1510	1875	1915	1790	Prec = 1,0373.alt + 461,32	0,91
71-72	1090	705	805	959	666	619	428	1185	1430	1395	1440	Prec = 0,7444.alt + 426,31	0,88
72-73	1222	772	1099	822	646	645	460	1385	1435	1350	1465	Prec = 0,7309.alt + 488,96	0,80
73-74	918	746	762	789	704	628	315	1480	1155	1025	1030	Prec = 0,5891.alt + 434,47	0,75
74-75	1066	1038	951	1028	852	838	398	1180	1660	1450	1285	Prec = 0,7067.alt + 547,19	0,91
75-76	1490	1107	1375	1116	1036	902	641	1535	1590	1450	1605	Prec = 0,6043.alt + 813,64	0,73
76-77	1001	629	1019	784	571	593	458	1195	1315	1160	1325	Prec = 0,6193.alt + 457,38	0,77
77-78	1527	1301	1294	1751	1230	1301	597	3005	3290	3770	3110	Prec = 2,2588.alt + 352,08	0,91
78-79	1220	937	965	1058	772	795	465	1315	1515	1410	1570	Prec = 0,7123.alt + 568,24	0,86
79-80	1169	912	1147	1077	740	673	547	1585	1715	1570	1715	Prec = 0,8797.alt + 520,03	0,86
80-81	1034	1284	1262	1431	1120	1109	572	1400	2310	3360	1150	Prec = 1,2768.alt + 516,81	0,58
81-82	1209	1117	1147	1319	940	964	621	1600	1750	1700	1775	Prec = 0,7927.alt + 701,61	0,88
82-83	936		1022	1216		688	359	1525	2000	1445	1500	Prec = 0,9369.alt + 452,70	0,85
83-84	971	1206	991	1162	963	878	620	1350	1650	1650	1425	Prec = 0,6864.alt + 663,96	0,90
84-85	1099	1258	1275	1326	1027	957	534	1600	1700	1900	1900	Prec = 0,8436.alt + 703,52	0,81
85-86	888	731	794	666	654	499	444	900	1100	1150		Prec = 0,5322.alt + 428,33	0,85
86-87	1368	1142	1345	1380	1033	742	621	1700	1650	1540	1405	Prec = 0,6676.alt + 774,32	0,74
87-88	820	1179	1050	2077	962	933	400	1300		1600	1220	Prec = 0,5775.alt + 769,73	0,26
88-89	806	810	782	1446	692	643	479	1225	1450	1350	1285	Prec = 0,6407.alt + 525,16	0,65
89-90	629	552	688	588	465	417	360	975		1050	825	Prec = 0,5420.alt + 294,24	0,89
90-91	849	712	860	804	597	592	395	1350	1450	1100	960	Prec = 0,6588.alt + 393,61	0,85
91-92	1095	889	1116	1134	784	878	556	1810	2475	2175	1100	Prec = 1,2325.alt + 365,72	0,83
92-93	598	634	667	812	713			1100		1000	775	Prec = 0,3838.alt + 486,05	0,56
93-94	928	987	770	1193	988			1360	1310	1465	975	Prec = 0,4472.alt + 724,36	0,57
94-95	976	808	1018	1193	1047			1650	1475	1475	1175	Prec = 0,5569.alt + 723,55	0,63
95-96	871	1123	1009	1512	1286			1550	1675	1675	1275	Prec = 0,5020.alt + 899,41	0,46
96-97	1011	1238	921	1074	1006			1500	1475	1475	1590	Prec = 0,5646.alt + 769,42	0,74

Tableau 2.3 : Corrélations entre les précipitations et l'altitude par cycle hydrologique entre 1967 et 1997 sur la zone d'étude

3.3.2. Evolution de la température de l'air avec l'altitude

- Moyennes interannuelles

La température de l'air diminue régulièrement avec l'augmentation d'altitude. La corrélation sur les moyennes interannuelles du tableau 2.2, pour les stations d'Héraklion, Anogia et Zaros réparties entre 30 et 740 m d'altitude, est représentée sur la figure 2.16. La relation entre la température et l'altitude est linéaire, parfaitement corrélée avec un coefficient de corrélation égal à 0,99 :

Température = -0,0051.altitude + 18,96 avec Température en °C et altitude en mètre.

La température diminue en moyenne sur l'année de 0,51°C lors de l'élévation de 100 m en altitude sur le massif du Psiloritis.

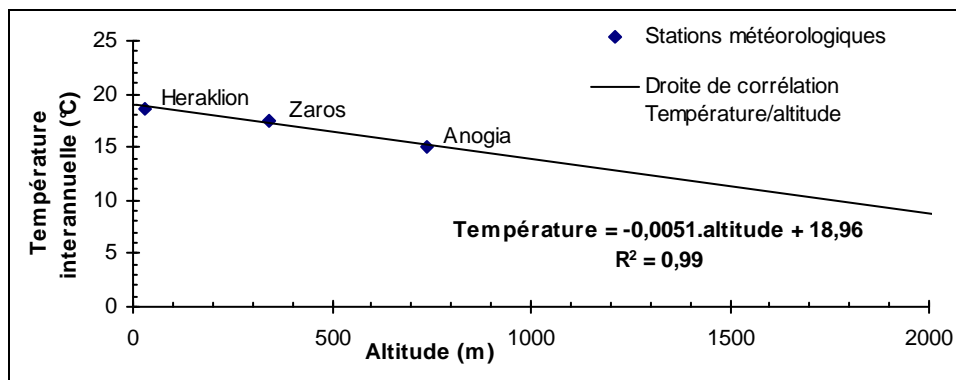


Figure 2.16 : Corrélation entre la température moyenne interannuelle et l'altitude pour les stations d'Héraklion, Anogia et Zaros

- Moyennes annuelles

Les corrélations entre l'altitude et la température moyenne annuelle de chaque cycle hydrologique de 1976 à 1992 donnent de très bons résultats. Le gradient de température varie en fonction des années, de -0,43°C à -0,53°C par 100 mètres d'élévation d'altitude (Tableau 2.4).

Station	Anogia	Zaros	Héraklion	Relation	Coefficient de
Altitude (m)	740	343	30	Température (°C) / altitude (m)	détermination r ²
cycles	Température moyenne annuelle par cycle				
76-77	15,93	18,02	19,02	Temp = -0,0044.alt + 19,28	0,98
77-78	15,18	17,47	18,60	Temp = -0,0049.alt + 18,88	0,98
78-79	14,98	17,30	18,65	Temp = -0,0052.alt + 18,90	0,99
79-80	14,72	17,19	18,23	Temp = -0,0050.alt + 18,57	0,97
80-81	15,38	17,61	18,76	Temp = -0,0048.alt + 19,03	0,98
81-82	14,80	17,48	18,49	Temp = -0,0053.alt + 18,88	0,96
82-83	14,58	17,02	18,14	Temp = -0,0051.alt + 18,46	0,98
83-84	14,84	17,20	18,31	Temp = -0,0049.alt + 18,61	0,98
84-85	15,73	17,93	18,98	Temp = -0,0046.alt + 19,26	0,98
85-86	15,57	17,87	18,87	Temp = -0,0047.alt + 19,18	0,97
86-87	14,53	16,98	18,03	Temp = -0,0050.alt + 18,36	0,97
87-88	16,06	17,88	19,11	Temp = -0,0043.alt + 19,28	0,99
88-89	15,13	17,26	18,23	Temp = -0,0044.alt + 18,51	0,97
89-90	15,13	17,41	18,63	Temp = -0,0050.alt + 18,90	0,98
90-91	15,21	17,63	18,74	Temp = -0,0050.alt + 19,06	0,98
91-92	14,24	16,56	17,81	Temp = -0,0051.alt + 18,08	0,98

Tableau 2.4 : Corrélation entre la température moyenne annuelle et l'altitude pour chaque cycle hydrologique entre 1976 et 1992

- Moyennes intermensuelles

Les moyennes intermensuelles de température sont également très bien corrélées avec l'altitude. Le gradient altitudinal de température varie d'un mois sur l'autre (Tableau 2.5). Le gradient est fort en hiver, avec une diminution de température supérieure à 0,60°C par

élévation de 100 m d'altitude du mois d'octobre au mois de février. Il est plus faible durant la saison chaude, compris entre $-0,30$ et $-0,40^{\circ}\text{C}$ par 100 m d'élévation d'altitude.

Station	Anogia	Zaros	Héraklion		
Altitude (m)	740	343	30	Relation	Coefficient de
Années de mesures	17 ans [75-92]	16 ans [76-92]	30 ans [62-92]	Température mensuelle ($^{\circ}\text{C}$) / altitude (m)	détermination r^2
mois	Température moyenne mensuelle ($^{\circ}\text{C}$)				
septembre	19,8	22,6	23,5	Temp.sept = $-0,0053.\text{alt} + 23,93$	0,95
octobre	15,7	18,6	20	Temp.oct = $-0,0061.\text{alt} + 20,37$	0,98
novembre	11,8	14,3	16,5	Temp.nov = $-0,0066.\text{alt} + 16,65$	0,99
décembre	8,7	11,2	13,6	Temp.déc = $-0,0069.\text{alt} + 13,72$	0,99
janvier	7,1	9,8	11,9	Temp.janv = $-0,0068.\text{alt} + 12,11$	1,00
février	7,3	9,9	12,2	Temp.fév = $-0,0069.\text{alt} + 12,35$	0,99
mars	9,7	11,8	13,5	Temp.mars = $-0,0053.\text{alt} + 13,65$	0,99
avril	13,7	15,2	16,5	Temp.avr = $-0,0039.\text{alt} + 16,59$	0,99
mai	17,8	19,4	20,1	Temp.mai = $-0,0033.\text{alt} + 20,31$	0,97
juin	22,4	23,9	24,3	Temp.juin = $-0,0027.\text{alt} + 24,54$	0,93
juillet	23,7	26,5	26	Temp.juil = $-0,0034.\text{alt} + 26,66$	0,65
août	22,9	25,8	25,8	Temp.août = $-0,0042.\text{alt} + 26,40$	0,80

Tableau 2.5 : Corrélation entre la température moyenne intermensuelle et l'altitude

3.4. Conclusions

Le climat de la Crète centrale est caractéristique d'une région méditerranéenne, avec un fort contraste entre l'hiver doux et pluvieux, et l'été chaud et très sec. Le bassin de l'Almyros s'étend en altitude sur les montagnes du Psiloritis et est soumis à des variations de température et de précipitations dues à l'augmentation de l'altitude. Au-dessus de 1200 mètres d'altitude, les précipitations sont le plus souvent solides sous forme de neige entre les mois de décembre et mars (Photo 2.6). La neige persiste sur les sommets jusqu'en avril. A l'échelle interannuelle, les précipitations sont bien corrélées avec l'altitude, augmentant de 74 mm pour 100 m d'élévation en altitude, mais ce gradient est variable au cours des cycles hydrologiques et toute relation entre les précipitations et l'altitude disparaît à l'échelle du mois. Les températures sont beaucoup plus stables, très bien corrélées avec l'altitude, variant de $-0,40$ à $-0,60^{\circ}\text{C}$ par 100 m d'élévation d'altitude, suivant les mois ou les années considérées. En moyenne interannuelle, la température diminue de $0,51^{\circ}\text{C}$ par 100 mètres d'élévation d'altitude.

4. La source "Almyros d'Héraklion"

Almyros signifie en grec "salé". Les sources nommées Almyros sont des sources naturellement salées par de l'eau de mer et situées à proximité du bord de mer.

4.1. Description générale

La source Almyros d'Héraklion se situe à environ 1 km de la côte Nord de la Crète, en direction du sud dans les terres, et à 8 km à l'ouest du centre ville d'Héraklion. Cette source est connue pour être salée depuis plusieurs siècles. Platakis (1973) cite plusieurs écrits dont le plus vieux date du 14^{ème} siècle, par Laurentius de Monacis qui décrit en 1350 les changements de salinité de l'eau de la source avec les précipitations.

Elle émerge naturellement au pied de la montagne de Kéri (calcaire de Tripolitza) entre 2 et 3 mètres d'altitude au-dessus du niveau de la mer. Elle forme un grand entonnoir de 50 à 80 mètres de largeur qui était fermé au début du siècle par un petit barrage qui canalisait l'eau et provoquait une chute utilisée pour faire tourner des moulins. Aujourd'hui, une digue permettant de faire monter le niveau d'eau de la source jusqu'à 10 mètres de hauteur est en place (Photo I.1). Elle a été construite durant l'été 1977 sur les recommandations de la FAO (Food and Agriculture Organization) dans l'espoir d'obtenir de l'eau douce en augmentant la charge hydraulique dans le système aquifère (Breznik et Ré, 1968; Dietrich et Ré, 1972; Thomas 1977). Peu de tests de remontée du niveau d'eau ont été réalisés et l'eau douce escomptée n'a pas été obtenue. La stabilité de la digue n'est aujourd'hui plus garantie lorsque le niveau d'eau est maximal ou si elle est réutilisée pour la construction d'une digue ou d'un barrage plus haut (Gersar, 1992).

La source Almyros d'Héraklion est la sortie d'un réseau de conduits souterrains accessibles aux plongeurs spéléo expérimentés. Depuis les années 60, plusieurs plongeurs sportifs internationaux sont venus explorer cet abîme sous-marin, mais c'est entre 1989 et 1991 que le conduit principal d'arrivée de l'eau a été trouvé et exploré jusqu'à -90 m par des équipes de plongeurs français appartenant à des sociétés privées et au Spéléo-Club de Paris (Gersar, 1989, Gersar/O'CAN 1991c). La plongée la plus profonde fut réalisée en pointe par Pierre Rousset de Pina. L'entonnoir de la source donne accès à une galerie qui descend en pente forte (environ 40°) jusqu'à -45 m de profondeur et s'arrête sur un éboulis de gros blocs à travers lequel passe un fort courant. La suite visitable de la cavité (toujours en plongée) emprunte un réseau horizontal entre 20 et 30 mètres de profondeur, beaucoup plus étroit, labyrinthique sur 300 m, partiellement recouvert de concrétions qui amène à la galerie karstique principale. Cette galerie principale a une forte section, de l'ordre de 20 m² et plonge vers le sud avec un pendage régulier de 30°. Ce conduit est creusé dans les calcaires de Tripolitza et a été exploré jusqu'à 90 m de profondeur, et observé au faisceau lumineux de la lampe jusqu'à environ 100-110 m. L'exploration s'est arrêtée, limitée par

des problèmes techniques liés au choix du mélange d'air pour les plongées à grande profondeur, mais la galerie continue. Cette galerie où circule l'eau sortant à la source Almyros semble emprunter l'axe de failles normales N-S qui coupe le massif de Keri et se prolonge vers le sud jusqu'à Kroussonas.

4.2. Trente ans de suivi physico-chimique à la source Almyros d'Héraklion

La source Almyros a fait l'objet d'un suivi de la salinité et du débit de façon discontinue depuis 1967, mais aucun suivi de la température de l'eau n'a jusqu'ici été fait. Quelques analyses chimiques des ions majeurs complètent ces données et confirment l'origine marine de la salinité. Les enregistrements à la source ont débuté sous l'égide de la FAO, puis ont été supervisés par le Service de l'Aménagement du Ministère de l'Agriculture grec (YEB).

4.2.1. Moyennes annuelles

Le nombre de mesures de la concentration en chlorures varie suivant le cycle considéré. Elle est mesurée au maximum une fois par jour, avec un maximum de 263 mesures dans l'année (77/78) mais le plus souvent seulement une cinquantaine de mesures sont enregistrées par cycle annuel (Tableau 2.6). Le débit est mieux suivi, avec un enregistrement journalier quasiment continu de 1971 à 1995, mais les valeurs estivales sont pour la plupart estimées comme constantes avec une mesure par mois extrapolée à tous les jours du mois, ce qui bien évidemment entraîne des erreurs.

Les valeurs moyennes annuelles de la salinité et du débit sont calculées sur chacun des cycles pour donner un ordre de grandeur des phénomènes mais ne peuvent pas constituer une valeur exacte étant donné le faible nombre de mesures par an, et les erreurs probables sur l'estimation du débit. La concentration moyenne annuelle en chlorures varie entre 2000 et 4000 mg.l⁻¹ et est égale à 2976 mg.l⁻¹ sur les 24 cycles considérés. Le débit moyen annuel varie entre 6 et 8,5 m³.s⁻¹, donnant une valeur moyenne interannuelle égale à 7,4 m³.s⁻¹, ce qui correspond à un volume d'eau total annuel sorti à la source de 232.10⁶ m³ ou 206.10⁶ m³ d'eau douce si la mer a une concentration en chlorures de 26 000 mg.l⁻¹ (Tableau 2.6).

Cycle (01/Sept/yy→ 31/Août/yy+1)	Nombre de mesures de concentration en chlorures	Concentration moyenne en chlorures (mg.l ⁻¹)	Nombre de mesures de débit	Débit moyen (m ³ /s)	Volume total d'eau sortie à l'Almyros d'Héraklion (m ³)	Volume d'eau douce sortie à l'Almyros d'Héraklion (m ³)
71/72	56	3 412	366	6,16	194 110 111	168 830 363
72/73	33	1 950	365	8,04	253 507 968	234 766 346
73/74	31	4 026	365	5,95	187 697 088	158 817 564
74/75	31	4 628	365	6,47	204 145 056	168 000 576
75/76	53	2 964	366	8,72	274 860 366	243 808 000
76/77	80	3 819	365	7,44	234 639 936	200 409 565
77/78	263	2 102	365	8,55	269 669 952	248 153 005
78/79	253	2 705	365	7,18	226 520 928	203 189 935
79/80	212	2 646	366	8,44	266 137 302	239 325 575
80/81	103	3 171	365	7,60	239 596 790	210 620 905
81/82	84	2 295	365	7,96	250 910 438	229 029 214
82/83	48	2 665	365	8,09	255 113 971	229 231 536
83/84	73	2 771	366	8,26	260 358 890	232 874 540
84/85	37	2 098	365	8,31	262 221 494	241 338 623
85/86	77	3 247	365	6,11	192 740 602	168 863 472
86/87	210	1 421	365	8,37	263 877 264	249 740 595
87/88	95	3 217	366	6,86	216 278 886	189 735 269
88/89	51	2 858	365	6,98	220 242 758	196 256 956
89/90	54	3 966	365	5,34	168 408 547	142 882 712
90/91	51	3 508	365	6,20	195 513 869	169 333 164
91/92	23	3 088	366	8,74	275 773 531	243 299 006
92/93	20	3 530	365	6,51	205 415 482	177 731 059
93/94	35	3 197	365	6,55	206 415 821	181 245 104
94/95	6	4 185	365	8,27	260 861 040	219 128 631
Moyenne		2 976		7,38	232 709 087	206 108 822

Tableau 2.6 : Débit et concentration en chlorures moyens par cycle hydrologique entre 1971 et 1995 à la source Almyros d'Héraklion

4.2.2. Evolution journalière

4.2.2.1. Variations de débit et de salinité à la source

L'évolution du débit au cours d'un cycle hydrologique est caractérisée par une succession de fortes crues durant l'hiver et le printemps puis par un étiage estival qui dure à l'automne jusqu'à l'arrivée des pluies du cycle suivant (Figure 2.17). Le débit varie d'un minimum à l'étiage de l'ordre de $3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et atteint 35 à $40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ lors des crues exceptionnelles.

La concentration en chlorures (équivalente à la salinité de l'eau) varie de façon inversement proportionnelle au débit, avec un minimum en crue et un maximum à l'étiage dépassant $5000 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (Figure 2.17). Lors des fortes crues supérieures à une valeur de débit de l'ordre de $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, l'eau est douce, totalement exempte d'eau de mer (concentration en chlorures de l'ordre de $30 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Le nombre de jours d'eau douce varie fortement d'un cycle à l'autre, de 1 à 58 jours, principalement avec la variation des précipitations d'une année sur l'autre (Monopolis et al., 1998).

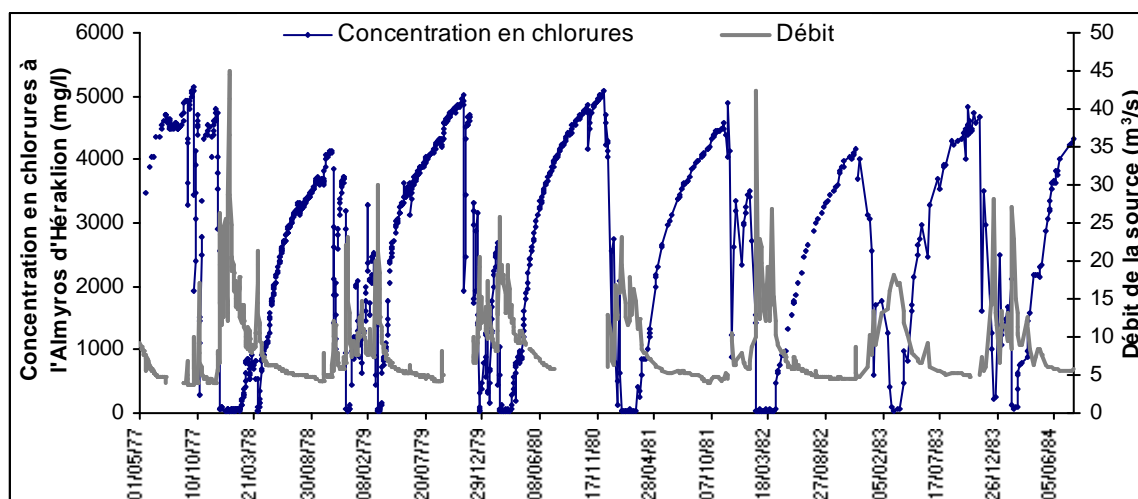


Figure 2.17 : Evolution de la concentration en chlorures et du débit entre les mois de mai 1977 et juillet 1984 à la source Almyros d'Héraklion

Soulios (1986) et Barbaud (1996) utilisent ces données pour étudier la réponse du système karstique de l'Almyros d'Héraklion aux précipitations par la méthode des analyses corrélatoires et spectrales (Mangin, 1984). Soulios applique cette méthode sur les cycles 68-70 et Barbaud sur les cycles 73-78. Ils en tirent une capacité théorique d'emmagasinement du système de 200 à 250 millions de m^3 et estiment la durée d'influence de la zone non-saturée sur le débit de la source (par le débit d'infiltration) à 50 à 60 jours après l'arrêt des précipitations. La longueur des étiages et la présence de rivières souterraines pérennes dans les cavités visitées sur le massif du Psiloritis laissent penser que l'influence de la zone non saturée est en réalité beaucoup plus longue.

4.2.2.2. Relation débit-niveau d'eau à la source

Le niveau du lac formé par la digue formant barrage à la source varie en fonction du débit. Il est intéressant de connaître la relation entre le débit et le niveau du lac pour pouvoir transformer les enregistrements du niveau du lac directement en débit par l'intermédiaire de la courbe de tarage. Dans un système naturel, cette relation peut évoluer par l'effet de l'érosion ou de sédimentation dans la section de mesure. Dans le cas du barrage artificiel, la relation évolue différemment ; elle est modifiée par l'ouverture ou la fermeture des vannes du barrage. Il en résulte, non pas une relation, mais une série de relations en fonction de l'ouverture des vannes sur la période étudiée, représentées sur la figure 2.18 pour les données de 1968 à 1994. Une relation spécifique à la période d'étude 1999-2001 devra être établie et nécessitera de faire des mesures au moulinet pour différents niveaux du lac au cours de l'année, avec un réglage des vannes constant pendant toute la période d'étude.

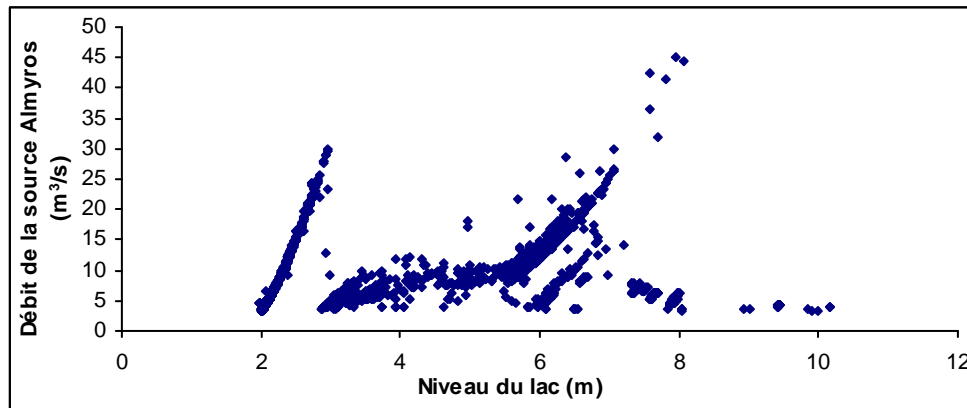


Figure 2.18 : Relations entre le niveau du lac et le débit de la source Almyros d'Héraklion de 1968 à 1994

4.2.2.3. Relation entre le débit et la concentration en chlorures

La chute de la salinité mise en évidence sur la figure 2.17 lors de l'augmentation du débit est représentée différemment sur la figure 2.19. Une relation globale entre les valeurs journalières du débit et de la salinité apparaît, mais aucune courbe de tendance ne peut être ajustée correctement. L'étude détaillée menée sur les cycles 1999-2001 avec des données au pas de temps de la demi-heure (Chapitre 3) montrera qu'il est possible d'établir finement cette relation en prenant en compte divers facteurs extérieurs.

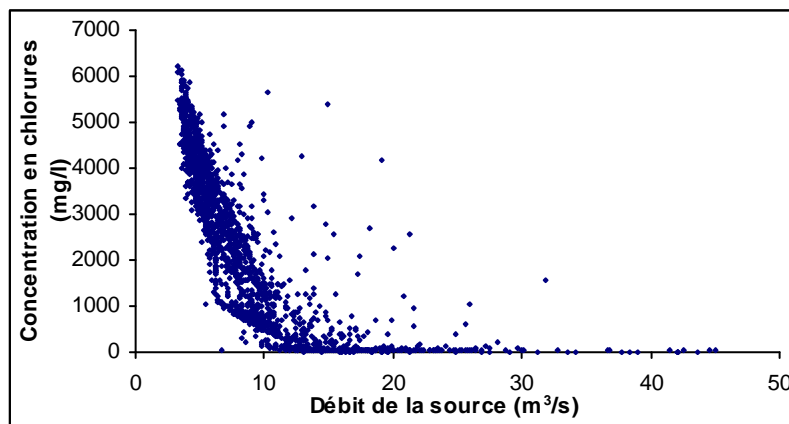


Figure 2.19 : Graphique montrant la relation inverse entre la concentration en chlorures et le débit de la source Almyros d'Héraklion sur les données 1968 à 1994

5. Le bassin versant d'alimentation

Une esquisse du bassin versant d'alimentation de la source Almyros d'Héraklion a déjà été donnée à travers les précédentes parties traitant de la géologie et de la climatologie sur le massif du Psiloritis. Dans cette partie, les limites sont précisées et un bilan hydrique général est établi.

5.1. Les réservoirs potentiels

Le bassin versant de l'Almyros d'Héraklion couvre une grande partie du massif du Psiloritis en Crète centrale. Les formations géologiques sont réduites dans cette région aux trois plus basses unités de la pile de nappes caractéristiques de la Crète : la nappe du Plattenkalke, la nappe des phyllades-quartzites et la nappe de Tripolitza. Les autres nappes de charriages sont absentes, sauf dans le très localisé graben à l'ouest des gorges de Goniès (Figure 2.10). Le massif montagneux est coupé à l'Est par le bassin d'effondrement d'Héraklion rempli par des sédiments néogènes marno-calcaires et marneux.

- Les formations aquifères

Les formations aquifères se limitent aux formations carbonatées du Plattenkalke et de Tripolitza. Ces deux unités calcaires sont superposées et forment un aquifère potentiel d'une puissance de plusieurs milliers de mètres réparti au-dessus et sous le niveau de la mer. Elles communiquent entre elles lorsque la série des phyllades-quartzites est absente, comme dans la partie sud du bassin versant. Les calcaires sont fortement karstifiés, avec des formes karstiques de surface et des cavités profondes.

- Les formations écran

La nappe des phyllades-quartzites est composée de roches reconnues pour être peu perméables. Elle forme un écran imperméable entre les formations carbonatées du Plattenkalke et de Tripolitza lorsqu'elle est présente. Les calcaires marneux et les marnes néogènes du bassin d'effondrement d'Héraklion sont perméables mais constituent un écran semi-perméable par rapport aux formations calcaires.

5.2. Les sources

Les sources sur le massif calcaire de l'Ida sont rares. Elles se trouvent exclusivement au contact peu perméable, généralement marqué par un niveau de flyschs, entre les calcaires du Plattenkalke et les calcaires de Tripolitza (source de Zominthos, source d'Agios Mamas, source d'Agios Fanourios) (Figure 2.20 chapitre 2).

Des sources karstiques jalonnent également le massif calcaire généralement au niveau de la limite entre les formations calcaires et les formations supérieures effondrées tout autour. Ces sources sont l'exutoire de petits bassins versants en bordure du bassin versant de l'Almyros d'Héraklion. Au sud, les sources de Zaros et de Gergeri sont captées et mises en bouteilles sous les appellations respectives d'Eau de source de Zaros et de Rouvas. A l'ouest, plusieurs petites sources apparaissent vers le village d'Axos au contact entre les calcaires et les nappes supérieures du graben de Goniès. Sur la bordure est du massif calcaire, aucune source pérenne ou importante n'a été relevée, si ce n'est la résurgence temporaire de Sarchos, et la source de Koubedes sur la bordure est du massif de Kéri. Au nord, les sources appartiennent au sous-bassin du massif du Kouloukonas (Talea Ori). A l'extrémité est du Kouloukonas sortent les sources de Fodèle. Au nord du Kouloukonas, dans la baie de Bali, de nombreuses émergences karstiques sous-marines existent. Les plus connues sont les estavelles de Bali qui fonctionnent successivement comme sources et pertes, et la source sous-marine pérenne de Siphonas à l'est de la baie de Bali (Figure 2.20). Des investigations de la température et de la salinité de l'eau de mer ont été menées depuis la côte jusqu'à 40 km en mer vers le nord dans le fossé de la mer de Crète, par l'IMBC (Institut de Biologie Marine de Crète, ou ITHABIK en grec). Georgopoulos et al. (2000) et Tselepides et al. (2000) ne rapportent aucune anomalie qui puisse être imputable à des sources sous-marines profondes.

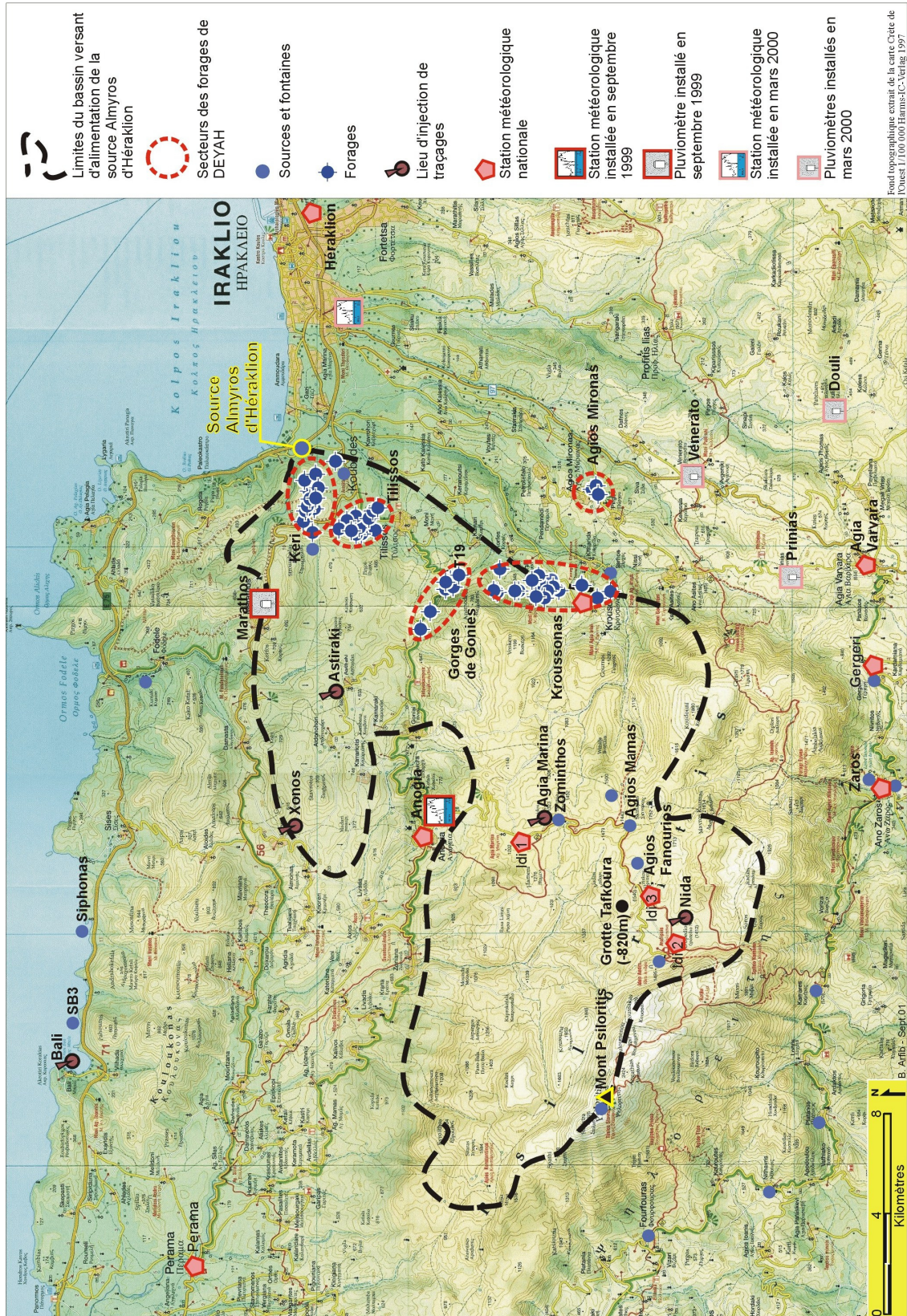


Figure 2.20 : Localisation des principaux points d'eau et d'instrumentation du bassin versant de la source Almyros d'Heraklion

5.3. Les traçages artificiels

Les traçages artificiels sont une technique classique dans l'étude des systèmes karstiques qui consiste à injecter une quantité connue de traceur artificiel spécifique pour mettre en évidence une relation entre un point d'injection et un point de sortie (source, forage). Cette technique comporte tout de même quelques risques d'erreurs d'interprétations. Par exemple lorsque le traceur n'est pas détecté au point d'observation, cela ne signifie pas obligatoirement que l'eau ne circule pas entre le point d'injection et d'observation. Il se peut que la quantité de traceur injecté soit insuffisante du fait d'une forte dilution, ou que le temps de transit soit supérieur au temps d'observation. Le traceur peut également avoir été mal stocké et perdre ainsi ses propriétés spécifiques indispensables à sa détection (par exemple la fluorescéine exposée à la lumière). Inversement, lorsque le traceur est détecté, il faut s'assurer qu'il n'y pas eu contamination par les restes d'un ancien traçage, ou une pollution directe par l'opérateur qui relève les échantillons au point de sortie, ou encore une inversion de certains échantillons au laboratoire d'analyse.

Entre février 1987 et février 1988, cinq traçages artificiels ont été réalisés sur ou en bordure du bassin versant de l'Almyros d'Héraklion (Probst et Zojer, 1990) lors d'une collaboration entre le Service Géologique Régional de Rethymnon, Crète (IGME) et l'Institut d'Hydrogéologie et de Géochimie de Graz, Autriche (IGH). Les spécificités des traçages sont données dans le tableau 2.7 suivant et la localisation des lieux d'injection est indiquée sur la figure 2.20.

Lieu (avec code IGH)	Date d'injection	Quantité et traceur injecté
Nida (K35)	26/02/1987 15h30	8 kg Rhodamine B
Agia Marina (K69)	26/02/1987 14h00	5 kg Uranine
Bali (SB1)	19/10/1987	10 kg Eosine
Astiraki (K1)	08/02/1988 14h15	5 kg Pyranine
Xonos (KG9)	05/02/1988 12h30	6,5 kg Amidorhodamine G extra

Tableau 2.7 : Les traçages artificiels sur le bassin de l'Almyros d'Héraklion

Environ une trentaine de sources et une dizaine de forages distribués sur toute la zone d'étude ont été suivis par des charbons actifs et par des prélèvements directs hebdomadaires. Les analyses ont été faites en grande partie par l'IGH, complétées par quelques-unes de l'IGME à Athènes. Les résultats de ces traçages sont très difficiles à interpréter, de nombreuses erreurs apparaissent. Les résultats des analyses sont peu précis, indiquant simplement si le traceur a été détecté ou non, mais aucune concentration et aucune courbe de restitution du traceur ne sont disponibles.

- Traçage de Nida

Le traceur est détecté à la source Almyros d'Héraklion et sur les autres sources de manière très sporadique, avec un échantillon positif parmi beaucoup d'autres négatifs à partir du mois d'avril 1987. Une interprétation de ces résultats semble délicate.

- Traçage d'Agia Marina

L'ensemble des échantillons a été pollué accidentellement par le traceur probablement avant l'injection et lors du prélèvement direct les jours suivant l'injection.

- Traçage de Bali

L'injection est faite dans la perte estavelle sous-marine principale de la baie de Bali (SB1) lorsque celle-ci aspire de l'eau de mer. Le traceur ressort à partir du lendemain de l'injection et pendant près d'un mois dans une source sous-marine (SB3) à proximité dans la baie de Bali. Le système des estavelles de Bali semble se comporter comme un système local qui aspire l'eau de mer et la rejète immédiatement dans une source voisine. A la source Almyros d'Héraklion, le traceur a été détecté avant l'injection ce qui rend caduque la mise en évidence d'une éventuelle liaison avec les estavelles de Bali. De plus, étant donné que la quasi-totalité du traceur a dû ressortir dans les sources sous-marines voisines de l'estavelle, il est peu probable que le traceur dilué partant éventuellement dans le massif calcaire puisse être détecté.

- Traçage d'Astiraki

Le traceur n'a pas été retrouvé.

- Traçage de Xonos

Ce traçage est le seul qui soit positif et semble avoir réussi. Le traceur est détecté à la source Almyros du 18 au 25 février 1988, soit à partir du 13^{ème} jour après l'injection du 5 février, pendant une période de crue exceptionnelle ayant commencé le 15 février 1988 (maximum de l'ordre de $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ le 16 février). La distance à vol d'oiseau entre le point d'injection et la source est de 15 km. La circulation du traceur est donc très rapide, mais une vitesse moyenne de circulation ne peut pas être établie étant donné les conditions de débit très perturbées pendant le traçage. L'IGME trouve également un échantillon positif à cette période dans la source sous-marine de Bali (SB3) mais il n'a pas été confirmé par les analyses de l'IGH.

Les traçages dans l'axe Sud-Nord par rapport à la source Almyros d'Héraklion sont malheureusement tous entachés d'erreurs de manipulation et aucune conclusion n'en

découle. Il est toutefois évident qu'une relation hydraulique existe entre l'eau des massifs montagneux et la source, mais les temps de transfert n'ont pas pu être chiffrés.

Les deux traçages vers l'ouest de la source montrent des résultats contradictoires bien que l'injection ait été réalisée dans des zones a priori comparables, dans les calcaires de Tripolitza et à proximité d'un contact tectonique majeur limitant les calcaires. Le traçage à Astiraki semble indiquer un transfert vers la source nul ou très lent ou avec une forte dilution, tandis que le traçage de Xonos semble indiquer une communication préférentielle avec la source lors d'une crue exceptionnelle. Ces deux traçages, s'ils ne sont pas entachés d'erreurs, montrent l'hétérogénéité de l'écoulement dans le karst. Étant donné les temps de transfert très rapides, il est probable que le traceur de l'injection de Xonos effectuée à proximité du contact avec les phyllades-quartzites ait emprunté un conduit karstique bien développé. Ce conduit a pu se développer sur la nappe des phyllades-quartzites qui a un pendage général vers le sud-est et atteint plusieurs centaines de mètres d'épaisseur au Nord du bassin versant. Elle constitue un écran étanche pour la circulation des eaux souterraines sus-jacentes qui se retrouvent probablement forcées de s'écouler jusqu'à la limite est du massif calcaire.

Ces traçages restent trop peu nombreux et trop imprécis pour comprendre le fonctionnement hydrodynamique du système karstique de l'Almyros d'Héraklion. Il serait intéressant de faire de nouvelles expériences de traçage à partir de forages et de renouveler l'expérience de traçage de Xonos à la suite des résultats apportés par cette thèse pour vérifier le couloir drainant pressenti sur l'est du massif calcaire, comme le laisse penser la géologie.

5.4. Les limites du bassin versant de la source Almyros d'Héraklion

La connaissance de la perméabilité des roches affleurantes, leurs pendages et la structure du massif est primordiale pour établir les limites du bassin versant d'alimentation d'une source. Les limites du bassin versant d'alimentation de la source Almyros d'Héraklion ont été étudiées par Breznik et Ré pour la FAO (1968), puis par Therond et Barbier pour le Gersar (1991a). La présente étude du système karstique de l'Almyros a permis de confirmer certaines limites mais des zones restent toujours discutées. Les limites supposées sont représentées sur la carte géologique simplifiée (Figure 2.10) et sur la figure 2.20.

5.4.1. Les limites de la zone de recharge

Le bassin versant d'alimentation ne couvre pas l'ensemble des formations carbonatées affleurantes du massif du Psiloritis. Les marges du massif forment des petits bassins versants indépendants qui alimentent les sources précédemment décrites.

Au sud, la ligne de partage topographique des eaux sur l'anticlinal du Psiloritis et les sommets voisins peut être prise comme limite (Photo 2.6). Cette limite arbitraire ne tient pas compte de la faille du Psiloritis passant à 1 ou 2 km au nord, dont le rôle n'est pas connu (écran, drain, nul).

Au sud-ouest, les calcaires plongent régulièrement vers la plaine de Réthimnon. La limite est floue, tracée en fonction du relief.

A l'est, le massif calcaire est recoupé par le bassin effondré d'Héraklion, avec des calcaires marneux et des marnes néogènes affleurants. La zone de recharge de l'Almyros d'Héraklion englobe une partie de ces formations néogènes dans la continuité de la faille N-S qui délimite le massif de Kéri à proximité de la source Almyros.

Au niveau de Goniès et au nord d'Anogia, le graben renferme des formations supérieures peu perméables (ophiolites, flyschs) et constitue une surface d'écoulement de l'eau vers un autre bassin versant. En profondeur, le graben crée une barrière hydraulique sur plusieurs centaines de mètres de profondeur pour l'écoulement souterrain (Figure 2.9).

Au nord, les calcaires de Tripolitza s'arrêtent contre les phyllades-quartzites par un contact tectonique majeur étanche qui limite l'écoulement souterrain. Une partie de la nappe des phyllades-quartzites est incluse dans le bassin d'alimentation de l'Almyros en raison du ruissellement sur ces formations peu perméables.

La limite nord-ouest du bassin est très mal connue. Les calcaires de Tripolitza sont théoriquement séparés par la nappe des phyllades des unités renversées du Plattenkalke du massif du Kouloukonas. Le bassin versant d'alimentation serait donc limité dans cette zone aux formations de Tripolitza (Figure 2.10). Toutefois, une éventuelle relation entre ce supposé bassin d'alimentation de l'Almyros d'Héraklion et les calcaires du Kouloukonas pourrait avoir une importance dans le fonctionnement du système karstique car les calcaires du Plattenkalke sont en contact direct avec la mer au nord.

Le bassin versant tel qu'il est défini ici est dessiné sur la figure 2.20. Il a été établi uniquement à partir des informations géologiques, hydrologiques, hydrogéologiques et topographiques et sera confirmé par la suite lors des calculs de bilans hydriques (voir partie 5.6).

5.4.2. Dimensions du bassin versant

La surface totale du bassin versant tracé sur la figure 2.20, allant de la source Almyros d'Héraklion au sommet du Psiloritis, est de **305 km²**. Elle est obtenue à l'aide d'un système d'information géographique (SIG) élaboré sous MapInfo.

La distribution des surfaces par tranches d'altitude est calculée à partir du Modèle Numérique de Terrain GTOPO30 de l'USGS (United State Geological Survey), obtenu gratuitement sur Internet à l'adresse http://edc.usgs.gov/glis/hyper/guide/gtopo_30. Ce MNT est constitué d'une grille de valeurs d'altitude espacées de 755,3 m en longitude et 921,3 m en latitude. Sur le bassin versant d'étude, la valeur d'altitude en chaque nœud de la

grille est considérée représentative de l'altitude moyenne de la surface recouverte par une maille GTOPO30 (755,3 x 921,3 m). 437 mailles sont concernées sur le bassin versant de l'Almyros d'Héraklion, à partir desquelles sont calculées les fréquences altimétriques données dans la figure 2.21.

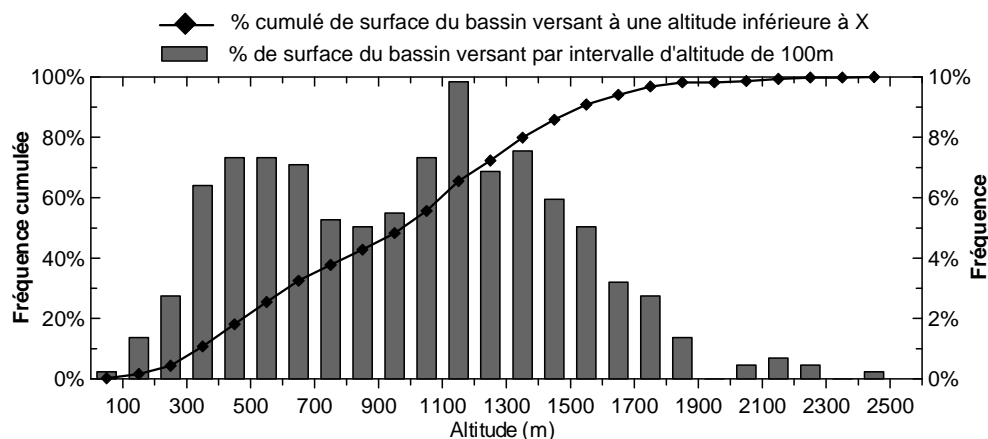


Figure 2.21 : Fréquences altimétriques sur le bassin versant de l'Almyros d'Héraklion calculées à partir du MNT GTOPO30

La maille relativement large engendre quelques erreurs, telle que l'absence de surface sur les tranches d'altitudes 1900-2000 et 2400-2500, mais l'allure générale de la répartition des surfaces en fonction de l'altitude est obtenue. 97% de la surface du bassin est inférieure à 1800 m et 11% inférieure à 400 m. Deux pics marquent des tranches d'altitude plus développées, entre 400 et 700 m d'altitude et entre 1000 et 1400 m d'altitude.

L'altitude médiane (ou altitude de fréquence $\frac{1}{2}$), c'est à dire l'altitude pour laquelle 50% des points sont au-dessus et en-dessous, et l'altitude moyenne sont confondues, égales à **1030 mètres**. L'égalité des altitudes médianes et moyennes est en accord avec l'allure relativement linéaire de la courbe des fréquences cumulées (Figure 2.21).

5.5. Le réseau hydrographique

Aucune rivière pérenne n'existe sur le bassin versant ou à proximité immédiate. La carte de la figure 2.20 indique quelques rivières temporaires qui se forment lors des fortes pluies hivernales, mais le ruissellement s'arrête généralement très vite après la pluie. La rivière des gorges de Goniès est en partie alimentée par la partie Est du graben de Goniès et se perd généralement par infiltration dans les calcaires avant d'arriver sur les formations néogènes et former la rivière temporaire Gazanou. Une autre rivière temporaire remarquable est celle des gorges de Kéri qui se forme par ruissellement sur les phyllade-quartzites au nord du bassin versant.

5.6. Le bilan hydrique

5.6.1. Introduction

Le calcul de bilan hydrique revient à comparer le volume d'eau sortie avec le volume d'eau infiltrée sur le bassin versant. Ce calcul est réalisé par cycle hydrologique (arbitrairement du 1^{er} septembre au 31 août) et doit tenir compte de tous les apports ou prélèvements en eau. Dans le cas d'une source exutoire unique comme l'Almyros d'Héraklion, lorsqu'un bilan est équilibré, la relation 2.1 suivante est vérifiée :

$$\text{Volume}_{\text{eau source}} = \text{Précipitations} - \text{ETR} + q \quad [\text{eq.2.1}]$$

avec $\text{Volume}_{\text{eau source}}$: le volume annuel d'eau sortie à la source (m^3), Précipitations : le volume d'eau précipitée sur le bassin versant (m^3), ETR : l'évapotranspiration réelle sur le bassin versant (m^3), q : les apports vers le bassin versant ou les pertes hors du bassin versant (m^3). Sous le terme q sont généralement rassemblés les apports par des rivières ou l'irrigation (q positif), et des pertes par pompages (q négatif).

L'équation 2.1 peut également s'écrire sous forme de bilan :

$$\text{Bilan} = \text{Volume}_{\text{eau source}} - \text{Précipitations} + \text{ETR} - q \quad [\text{eq.2.2}]$$

Le bilan hydrique est équilibré lorsque $\text{Bilan} = 0$. En considérant que les mesures de débit, de précipitations et d'évapotranspiration sont justes et que le terme q est nul, les bilans interannuels déséquilibrés peuvent être généralement simplement expliqués :

- Si le bilan est positif, il y a eu sous-estimation des précipitations. Pour équilibrer le bilan, il faut augmenter la surface du bassin versant.
- Si le bilan est négatif, la surface du bassin versant est peut-être surestimée, ou une perte de débit vers un autre exutoire n'a pas été prise en compte.

Ceci suppose cependant qu'il n'y a pas de stockage d'eau dans le système à l'échelle pluri-annuelle, c'est à dire que l'état de remplissage du réservoir est pratiquement équivalent d'une année sur l'autre.

5.6.2. Calculs

- Le volume d'eau sortie à la source

Le volume d'eau sortie à la source est calculé à partir des mesures de débits de la source effectuées à un pas de temps adapté aux variations.

- Le volume d'eau précipitée sur le bassin versant d'alimentation

Les précipitations sont mesurées dans plusieurs pluviomètres répartis sur le bassin versant. La lame d'eau moyenne précipitée sur le bassin versant est normalement calculée par tranches d'altitudes par interpolation spatiale, graphiquement ou avec un logiciel

informatique du type de Surfer®. Lorsque qu'une relation linéaire existe entre les précipitations et l'altitude, la valeur des précipitations moyennes sur le bassin versant peut être estimée par la valeur des précipitations à l'altitude moyenne du bassin versant. La lame d'eau moyenne précipitée est ensuite transformée en volume en la multipliant par la surface du bassin versant.

- Le volume d'eau évapotranspiré

L'évapotranspiration réelle (ETR) est l'eau réellement disponible qui est évapotranspirée. Elle peut être calculée par des formules empiriques plus ou moins complexes, basées sur la température de l'air, les précipitations, l'humidité de l'air, l'énergie reçue et réfléchie, le vent... Dans les bilans annuels ou interannuels, des formules simples telles que celles de Thornthwaite ou Turc (Réméniéras, 1986) donnent des résultats satisfaisants et permettent de faire des calculs avec peu de paramètres. La méthode de Thornthwaite calcule l'évapotranspiration potentielle puis l'ETR en fonction de la réserve en eau mensuelle disponible dans le sol. Cependant, la formule de Turc du déficit d'écoulement annuel sera préférée pour les calculs d'ETR sur les bilans annuels et interannuel de l'Almyros d'Héraklion car elle ne requiert que la température moyenne annuelle et les précipitations moyennes annuelles dans le bassin versant. Cette formule, établie pour les zones géographiques à climat relativement humide, a été considérée par Soulios (1984) comme inappropriée pour estimer l'ETR de certains karsts continentaux de Grèce, mais il est raisonnable de l'appliquer sur l'ensemble du bassin versant de l'Almyros d'Héraklion qui s'avère humide à l'échelle annuelle. Cette formule de Turc s'écrit (Réméniéras, 1986) :

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad [\text{eq.2.3}]$$

avec $L = 300 + 25T + 0,05T^3$

où ETR est l'évapotranspiration réelle annuelle (mm), P est la lame d'eau précipitée moyenne annuelle (mm) et T est la température moyenne annuelle dans le bassin versant (°C).

5.6.3. Bilans hydriques de l'Almyros d'Héraklion

Les bilans hydriques sur le système karstique de l'Almyros d'Héraklion, réalisés sur les cycles de 1976 à 1992, sont simplifiés par un terme q nul, en ne considérant que le volume d'eau douce sorti à la source Almyros. Aucune rivière n'alimente le bassin, et les forages mis en place entre 1988 et 1995 pompent une quantité d'eau négligeable. Les calculs sont faits pour une surface de bassin versant égale à 305 km² et une altitude moyenne égale à 1030 m. Les valeurs de précipitations et de température moyennes annuelles et interannuelle sont estimées grâce aux relations entre l'altitude et les précipitations et entre l'altitude et la température établies précédemment.

5.6.3.1. Bilan interannuel

Les calculs du bilan interannuel sont synthétisés dans le tableau 2.8 suivant.

P : Précipitations moyennes interannuelle à 1030 m $P = 0,7433 \cdot 1030 + 606,11$	1371,7 mm
T : Température moyenne interannuelle à 1030 m $T = -0,0051 \cdot 1030 + 18,96$	13,7°C
ETR Turc	680,6 mm
Peff : Précipitations efficaces = P - ETR	691,1 mm
VPeff : Volume d'eau infiltrée = Peff . S (S=305km ²)	210 780 391 m ³
Valmyros : Volume d'eau douce à l'Almyros d'Héraklion	206 108 822 m ³
Bilan = Valmyros - VPeff	-4 671 570 m ³

Tableau 2.8 : Bilan hydrique interannuel sur le système karstique de l'Almyros d'Héraklion

La lame d'eau moyenne interannuelle tombée sur le bassin versant est égale à 1371,7 mm, et la température moyenne interannuelle à 13,7°C. Environ 50% des précipitations sont reprises par évapotranspiration.

Le bilan hydrique interannuel est globalement équilibré. Un léger déficit d'eau douce à la source est calculé, représentant 2,3% du volume total d'eau douce sorti à la source, ce qui est relativement négligeable vu les erreurs dues à la simplicité des méthodes d'estimation des différents paramètres.

5.6.3.2. Bilans par cycles

Le bilan hydrique de chaque cycle entre 1976 et 1992 est donné dans le tableau 2.9 suivant. Trop peu de données sont disponibles pour faire des bilans hydriques sur les autres cycles.

Cycle (01/Sept/yy - 31/Août/yy+1)	Volume d'eau douce sortie à l'Almyros d'Héraklion (m ³)	Température moyenne annuelle à 1030 m (°C)	Précipitations annuelles à 1030 m (mm)	ETR Turc annuelle (mm)	Bilan = Volume _{Almyros} – Précipitations efficaces (m ³)
76/77	200 409 565	14,8	1095,3	673,7	71 829 759
77/78	248 153 005	13,9	2678,6	752,7	-339 249 554
78/79	203 189 935	13,6	1301,9	667,1	9 590 222
79/80	239 325 575	13,4	1426,1	675,4	10 346 757
80/81	210 620 905	14,1	*	*	*
81/82	229 029 214	13,5	1518,1	685,1	-25 035 960
82/83	229 231 536	13,2	1417,7	668,4	688 395
83/84	232 874 540	13,5	1370,9	674,3	20 405 741
84/85	241 338 623	14,5	1572,4	731,7	-15 069 090
85/86	168 863 472	14,3	976,5	634,5	64 548 714
86/87	249 740 595	13,2	1461,9	671,7	8 724 835
87/88	189 735 269	14,8	*	*	*
88/89	196 256 956	14,0	*	*	*
89/90	142 882 712	13,8	852,5	587,2	61 961 989
90/91	169 333 164	13,9	1072,2	642,3	38 230 878
91/92	243 299 006	12,9	1635,2	670,9	-50 833 512

* Coefficient de détermination entre l'altitude et les précipitations inférieur à 0,7

Tableau 2.9 : Bilans hydriques annuels à la source Almyros entre 1976 et 1992

La température moyenne annuelle dans le bassin versant de l'Almyros d'Héraklion varie de 12,9 à 14,8°C. Les précipitations annuelles sur le bassin passent de 850 mm lors d'une année sèche à 1600 mm lors des années humides. Le cycle 77-78 a été exceptionnellement pluvieux, avec un calcul de 2679 mm de pluie à 1030 m d'altitude. L'évapotranspiration réelle calculée avec la formule de Turc annuelle reste à peu près stable d'un cycle à l'autre, variant de 590 mm pour un cycle sec à 750 mm lors du cycle pluvieux exceptionnel de 77-78. Le bilan pour chaque cycle est beaucoup moins bien équilibré que le bilan interannuel. Pour certains cycles marqués d'une * dans le tableau 2.9, il n'a pas été possible de calculer les précipitations moyennes sur le bassin versant. Les bilans sont positifs ou négatifs suivant les cycles. En replaçant le résultat du bilan de chaque cycle par rapport à la pluviosité moyenne calculée sur le bassin versant dans la figure 2.22, il apparaît une tendance : les bilans sont globalement positifs lorsque les précipitations sur le bassin versant sont inférieures ou égales à la pluviosité moyenne interannuelle (1372 mm), et inversement ils sont négatifs lorsque les précipitations sont plus fortes que 1500 mm. En d'autres termes, le débit moyen annuel de la source Almyros varie peu d'un cycle sur l'autre quelles que soient les variations de précipitations annuelles. L'aquifère stockerait le surplus d'eau des précipitations lors des années pluvieuses et libèrerait cette eau emmagasinée lors des années sèches. Ces bilans ne sont toutefois qu'approximatifs et utilisent en particulier des valeurs du débit sur lesquelles l'erreur n'est certainement pas négligeable.

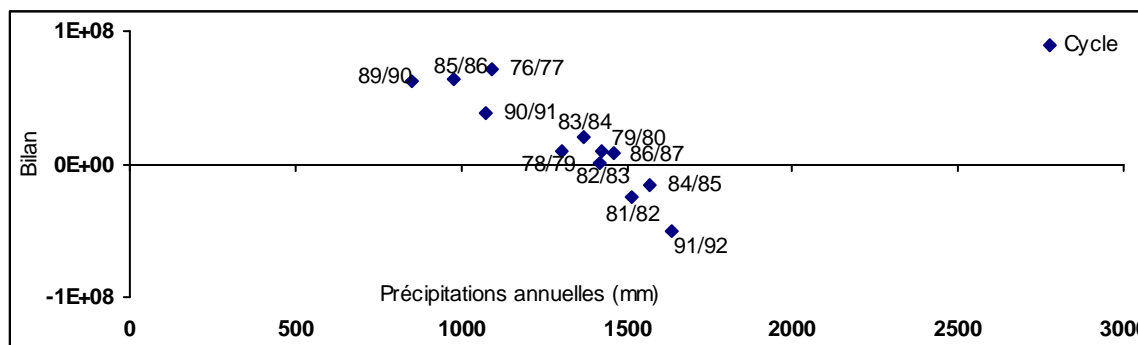


Figure 2.22 : Valeur du bilan hydrique annuel en fonction de la hauteur des précipitations annuelles par cycle

5.6.4. Conclusions

L'établissement des bilans hydriques a nécessité d'examiner en détail les données disponibles sur la source Almyros d'Héraklion et le bassin versant calcaire. De nombreuses lacunes dans les chroniques journalières de concentration en chlorures et de débit sont mises en évidence. Malgré tout, le bilan hydrique est considéré comme globalement équilibré au moins à l'échelle interannuelle. Il montre que la surface du bassin versant estimée à 305 km² par le tracé intégrant les indices géologiques, géographiques et hydrogéologiques est une bonne approximation de l'aire d'alimentation réelle de la source Almyros d'Héraklion. Aucune perte d'eau douce vers l'extérieur du bassin par une source terrestre ou sous-marine inconnue n'a due être envisagée pour parvenir à un bilan équilibré, mais c'est peut-être le cas à l'échelle annuelle.

5.7. Les lieux de contact de l'aquifère carbonaté avec la mer

La salinité de la source Almyros d'Héraklion implique une communication souterraine entre la mer et l'aquifère carbonaté. Entre la mer et la source, ainsi que vers l'est, des formations néogènes marneuses peu perméables coupent toute communication avec la mer sur au moins 200 à 250 mètres de profondeur (Dietrich et Ré, 1972; Thomas, 1977). A l'ouest de la source, l'épaisse nappe des Phyllades-quartzites affleurante et de fort pendage vers le sud crée un écran imperméable. Plus à l'ouest, au niveau de la baie de Bali, les calcaires sont directement en contact avec la mer mais cette unité du massif du Kouloukonas semble indépendante du bassin versant de l'Almyros d'Héraklion, séparée par la nappe des phyllades-quartzites. La communication avec la mer la plus probable reste une communication en profondeur, possible par l'intermédiaire d'une intrusion naturelle de l'eau de mer dans les calcaires situés sous les formations imperméables néogènes au niveau de la source et vers l'est.

6. Les forages

6.1. Introduction, localisation et description

De nombreux forages sont implantés sur la bordure est du bassin versant de l'Almyros d'Héraklion, entre Kroussonas et la source Almyros. Ces forages sont principalement utilisés pour le pompage d'eau potable ou pour l'irrigation. Ils se distinguent selon la nature du propriétaire :

- 1- les forages privés, leur nombre et les données ne sont alors pas accessibles,
- 2- les forages de l'IGME (Institut de Recherche Géologique et Minière de Grèce), environ une dizaine, sont des forages à but expérimental mais ils sont rarement suivis et peu de données existent,
- 3- les forages de DEYAH (Service Municipal d'Alimentation en Eau de la Ville d'Héraklion) sont en exploitation. La description précise des forages lors du percement a été mise à notre disposition ainsi que les données du suivi mensuel de la qualité physico-chimique de l'eau. Les résultats énoncés ci-dessous utilisent exclusivement les données des forages de DEYAH.

Depuis 1987, environ 40 forages ont été percés par DEYAH (Figure 2.20). Tous les forages s'enfoncent sous le niveau de la mer à une profondeur comprise entre -50 et -100 m (Tableau 2.10). Ils sont répartis sur quatre secteurs géographiques :

- **Agios Mironas (AM)** : Ces forages, installés après 1994, captent l'eau dans les calcaires de Tripolitza. Ils sont utilisés localement par la commune d'Agios Mironas.
- **Kroussonas (KP)** : Ces forages, forés entre 1992 et 1994, sont implantés dans les calcaires de Tripolitza et les calcaires du Plattenkalke. Ils ne sont pas utilisés, sûrement en raison de l'éloignement de la ville d'Héraklion et d'une trop faible quantité d'eau disponible.
- **Tilissos et les Gorges de Goniès (T)** : Ces forages ont été les premiers forés et mis en exploitation pour l'alimentation en eau de la ville d'Héraklion à partir de 1987. Au niveau de Tilissos, ils traversent les calcaires marneux néogènes et captent l'eau dans les calcaires de Tripolitza sous-jacents. Depuis le début de l'exploitation, la salinité de l'eau initialement douce augmente. Plus au sud, les forages dans les gorges de Goniès ont rencontré des phyllades sous les calcaires de Tripolitza, puis se sont arrêtés dans les calcaires du Plattenkalke sans trouver d'eau. A la sortie est des gorges de Goniès, l'eau douce des calcaires du Plattenkalke est pompée sans augmentation de salinité depuis 10 ans.
- **Kéri (K)** : Ces forages situés immédiatement au sud de la source Almyros d'Héraklion ont été forés au début des années 90. Ils pompent tous de l'eau dans les calcaires de Tripolitza, mais la salinité augmente pour la plupart d'entre eux du fait de l'intrusion saline.

La ville d'Héraklion est actuellement (en 2001) alimentée en partie par l'eau pompée dans 14 des forages de Kéri et Tilissos. Le suivi de la salinité de ces forages par DEYAH depuis le début de l'exploitation permet de mettre en évidence une intrusion saline générale sur la zone, avec des différences d'un forage à l'autre liées principalement au caractère hétérogène du karst. La salinité et le débit de la source Almyros d'Héraklion n'ont pas été affectés par la mise en route de ces forages.

Forage	Formation géologique captée	Date du creusement	profondeur du fond du forage	Conductivité électrique ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Température ($^{\circ}\text{C}$)
AM2	Calcaires de Tripolitza	> 1994		424	15,1
AM4	Calcaires de Tripolitza	> 1994		412	15,4
AM5	Calcaires de Tripolitza	> 1994		401	15,2
KP1	Calcaires du Plattenkalke	05/92	-100 m	298 ^a	16,0 ^a
KP3	Calcaires de Tripolitza	09/92	-80 m	272 ^b	
KP8	Calcaires de Tripolitza	03/93	-100 m		16,5 ^c
K2	Calcaires de Tripolitza	11/90	-55 m	980	19,4
K3	Calcaires de Tripolitza	01/91	-65 m	2280	19,8
K5	Calcaires de Tripolitza	02/91	-40 m	2750 ^d	19,5 ^d
K7	Calcaires de Tripolitza	11/91	-35 m	2370	19,5
K9	Calcaires de Tripolitza	01/92	-90 m	611	19,5
K10	Calcaires de Tripolitza	> 1991		1961	19,8
T12	Calcaires de Tripolitza	09/87	-45 m	1906	19,1
T15	Calcaires de Tripolitza	03/88	-55 m	6670	19,2
T19	Calcaires du Plattenkalke	07/89	-155 m	332	
T21	Calcaires de Tripolitza	02/90	-65 m	1336	19,7

- Profondeur des forages approximative

- Mesures de conductivité électrique à 25 $^{\circ}\text{C}$ et de température effectuées le 1 février 2000, sauf :

a : mesure le 31/7/92, b : mesure le 15/10/92, c : mesure le 26/8/93, d : mesure le 29/03/00

Tableau 2.10 : Caractéristiques de quelques forages implantés dans le système karstique de l'Almyros d'Héraklion

6.2. Exploitation et évolution de la température et de la salinité de l'eau pompée

Les forages exploités par DEYAH sont suivis mensuellement. Des compteurs relèvent le débit d'eau pompée et des prélèvements d'eau sont faits pour l'analyse des éléments chimiques majeurs de l'eau pompée. Des mesures journalières ont été faites en début d'exploitation et montrent qu'un suivi au pas de temps mensuel est suffisant car l'eau des forages ne montre aucune variation journalière significative.

6.2.1. Débit, volumes et niveaux piézométriques

Le volume d'eau distribuée annuellement par DEYAH dans l'agglomération d'Héraklion est passé de 11 millions de m³ d'eau douce en 1990 à 12 millions de m³ d'eau douce à la fin

des années 90. L'eau des secteurs de Kéri-Tilissos représente 40 à 50% de l'eau distribuée. Le secteur de Tilissos fournit environ 2,5 à 3 millions de m³ d'eau par an, et le secteur de Kéri 2 à 2,5 millions de m³ d'eau. Les prélèvements sont répartis de façon homogène au cours de l'année. Le débit de pompage est équivalent sur tous les forages, entre 30 m³.h⁻¹ minimum et 60 m³.h⁻¹ maximum, avec une valeur généralement égale à 50 m³.h⁻¹ (en 1998). Toutefois, le pompage n'est pas continu, les pompes ne fonctionnent pas toutes 24 heures sur 24, ce qui engendre quelques variations dans les quantités pompées (fonctionnement journalier entre 20 et 24 heures). Les volumes pompés sur les secteurs de Kéri-Tilissos, soit environ 6 millions de m³ d'eau annuels, représentent moins de 3% du volume d'eau annuel sorti à la source Almyros d'Héraklion.

Le niveau piézométrique dans les forages avant l'exploitation et le rabattement induit par les pompages ne sont pas connus précisément. Des informations sommaires portées sur les comptes-rendus de forages donnent un niveau statique généralement trouvé lors du percement, sans remontée de la nappe, vers +5 à +15 m au-dessus du niveau de la mer. Les forages semblent provoquer un rabattement de plus de 20 mètres, engendrant un niveau d'eau dynamique sous le niveau de la mer (communication personnelle DEYAH).

6.2.2. Température de l'eau

Les mesures de la température de l'eau des forages sont rares. Des suivis sur plusieurs semaines ont été effectués par DEYAH lors des premiers essais de débit des forages et montrent que la température reste constante, mais ensuite aucun suivi n'a été fait. A partir d'août 1999, nous avons mesuré la température de l'eau pompée en tête de forage à plusieurs reprises au cours du cycle 1999-2000. Les mesures sur le massif de Kéri (K) et le secteur de Tilissos (T) sont données sur la figure 2.23. Ces forages situés à proximité les uns des autres (Figure 2.24) ont une eau de température relativement homogène et très peu variable au cours du cycle, autour de 19,5°C.

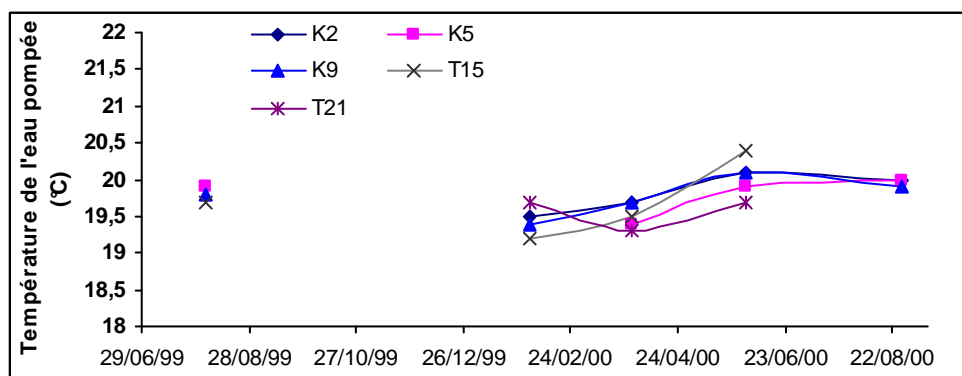


Figure 2.23 : Evolution de la température de l'eau pompée dans les forages de Kéri (K) et Tilissos (T) au cours du cycle hydrologique 1999-2000

Le tableau 2.11 donne les valeurs de la température de l'eau mesurées au début des années 90 lors de la mise en exploitation des forages et au cours de l'année 2000. Il apparaît clairement que la température n'a pas évolué. L'ensemble des observations montre que la température de l'eau pompée reste constante au cours du temps, à l'échelle journalière, saisonnière et pluri-annuelle.

Forage	Date	Température (°C)	Date	Température (°C)
K3	06/91	19,8	02/00	19,8
K5	06/91	19,8	03/00	19,5
K7	02/92	19,7	02/00	19,5
K9	02/92	19,1	02/00	19,5
T21	03/90	18,5	02/00	19,7

Tableau 2.11 : Evolution de la température de l'eau pompée dans les forages au début des années 90 et au cours de l'année 2000

Toutefois, une différence de température existe entre les secteurs d'observation (tableau 2.10). Les zones au nord, telles que Kéri et Tilissos ont une température de l'ordre de 19,5°C, proche de la température moyenne interannuelle de l'air à l'altitude zéro (environ 19°C). Les zones de Kroussonas et Agios Mironas, au sud, ont une température plus faible de l'ordre de 15 à 16°C, inférieure de 1 à 2°C à la température moyenne interannuelle de l'air de la zone. Cet étagement des températures de la côte vers l'intérieur des terres est également observé dans les forages du système karstique côtier de l'Almyros d'Agios Nikolaos, situé à 65 km à l'est d'Héraklion. Fielitz (1982) rapporte sur ce système des valeurs de 19°C à proximité de la côte et diminuant entre 17°C et 14°C dans les forages à plus de 5 km dans les terres. La température relativement fraîche de l'eau souterraine dans les terres est la conséquence d'un mélange entre l'eau effectivement précipitée sur le secteur des forages et l'eau souterraine plus fraîche précipitée sur les montagnes voisines.

6.2.3. La salinité de l'eau pompée, signe d'une intrusion saline hétérogène

L'ensemble des forages délivrait de l'eau douce au début de leur exploitation, mais certains forages montrent aujourd'hui des signes d'intrusion saline et une eau de plus en plus salée au cours des pompages. Les forages sur les secteurs des gorges de Goniès, de Kroussonas et d'Agios Mironas (Figure 2.20 et 2.24), situés à plus de 6 km de la côte, au sud du village de Tilissos, pompent tous de l'eau douce (Tableau 2.10 et figure 2.24). Sur les secteurs de Kéri et Tilissos, la salinité de l'eau varie fortement d'un forage à l'autre, sans règle évidente, alors que le débit de pompage est globalement équivalent sur tous les forages. La figure 2.24 donne une image de la distribution hétérogène de la salinité de l'eau pompée. Les forages sont espacés de quelques centaines de mètres les uns des autres et la salinité de l'eau passe de 60 à 1600 mg.l⁻¹ de chlorures entre les forages en exploitation au mois de juillet 1999 (rappel : l'eau de mer de Crète a une concentration en chlorures de l'ordre de

26000 mg.l⁻¹). La concentration en chlorures des forages se situe généralement autour de 400 à 600 mg.l⁻¹ sur la figure 2.24. Le contraste de salinité est très fort entre certains forages, tels que le forage T15 qui a une concentration en chlorures de 1590 mg.l⁻¹ et les forages T12 et T21 voisins qui ont respectivement une concentration de 426 et 305 mg.l⁻¹ de chlorures, ou entre le forage K1 salé avec 515 mg.l⁻¹ de chlorures et le forage K9 qui pompe de l'eau douce à 64 mg.l⁻¹ de chlorures (Figure 2.24). La salinité d'un forage semble, d'après cette figure, indépendante de la salinité du forage voisin. Il semble également que la salinité soit indépendante de la position du forage par rapport à la mer. Les forages T15 et T11 sont les plus salés alors qu'ils sont les plus éloignés de la mer, de même que les forages K9, K2 proches de la mer pompent de l'eau peu salée.

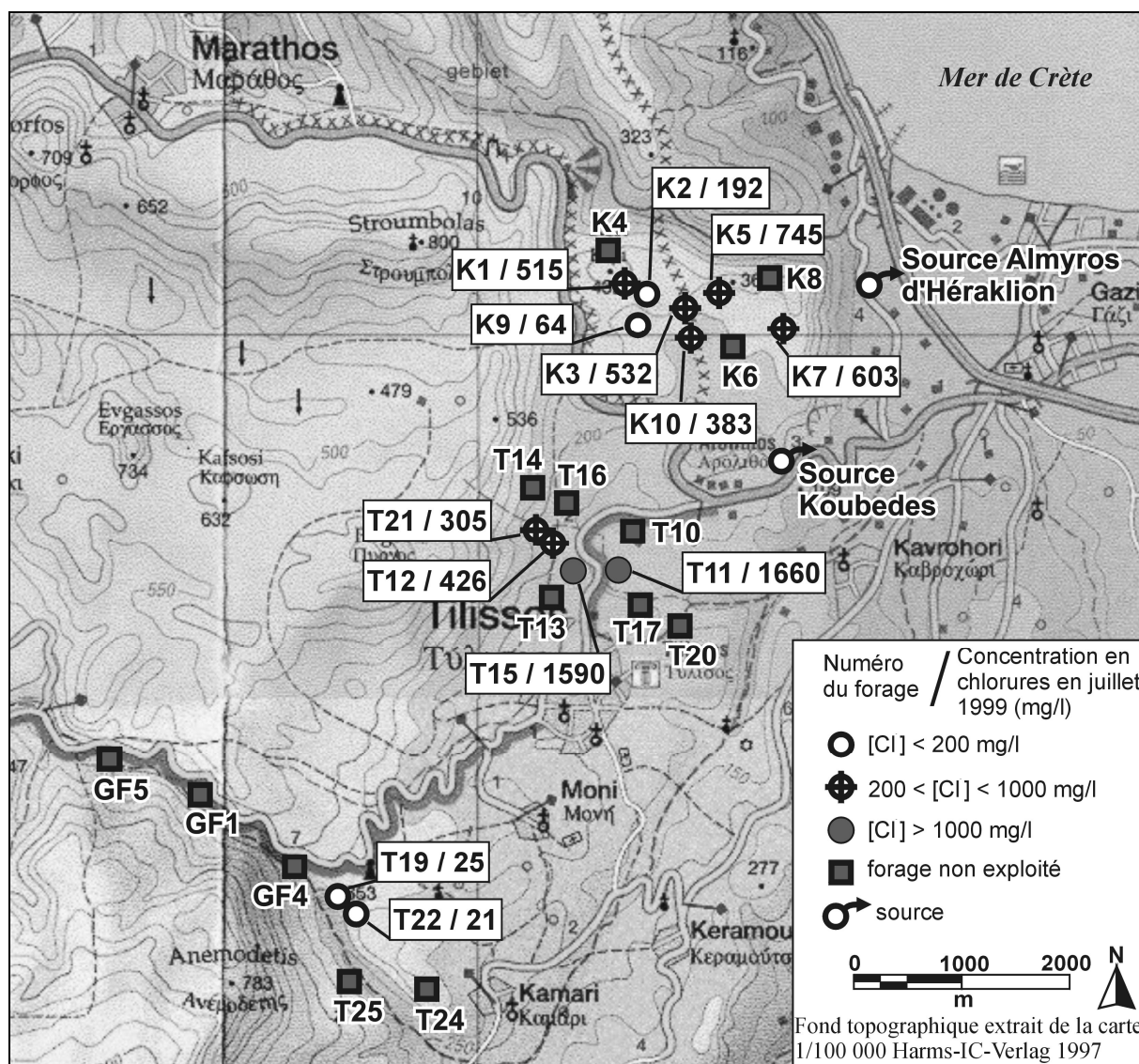


Figure 2.24 : Localisation des forages de DEYAH sur les secteurs de Kéri et Tilissos et concentration en chlorures de l'eau pompée au mois de juillet 1999

Cette salinité est le résultat d'une intrusion saline augmentant au cours du temps comme le montre le graphique de l'évolution de la concentration en chlorures dans les forages de Kéri depuis leur mise en exploitation en 1992 (figure 2.25). L'augmentation de la salinité se fait suivant une pente relativement régulière au cours du temps (forages K7, K3, T21), hormis lors de la réduction du débit ou de l'arrêt du pompage qui engendrent une baisse de la salinité temporaire puis une remontée rapide (Forages K5, K1, K2). Certains forages ont subi une augmentation de la salinité de l'eau dès la mise en route du pompage, comme le forage K7, tandis que les autres commencent par une phase d'exploitation avec pompage d'eau douce puis l'eau salée arrive quelques mois à quelques années après (Forages K1, K2, K3, K5).

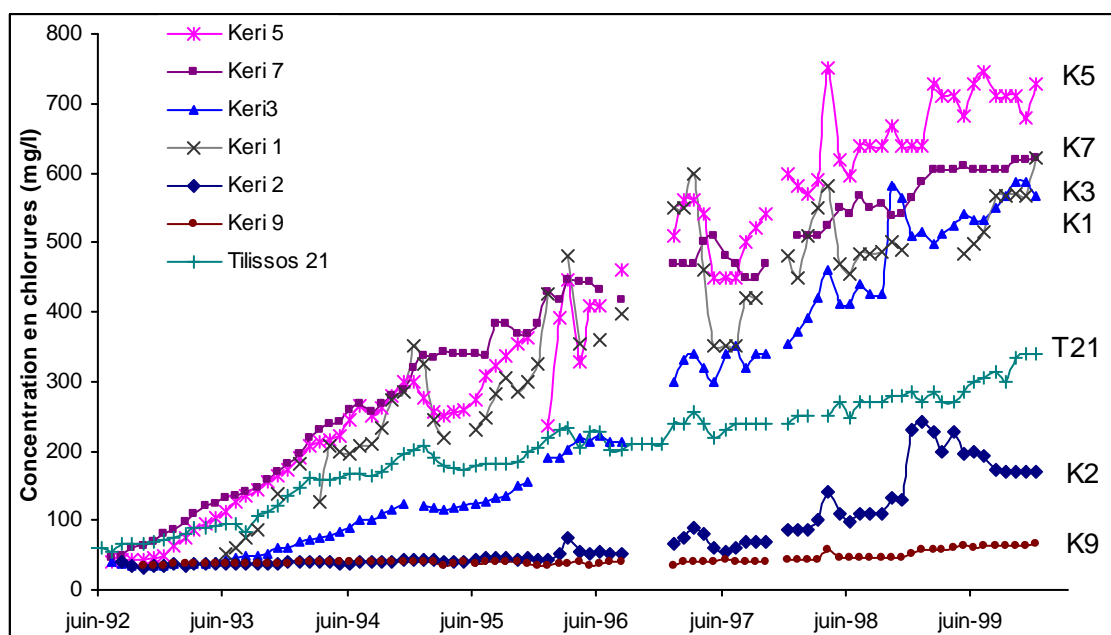


Figure 2.25 : Evolution de la concentration en chlorures de l'eau pompée dans les forages de Kéri (et Tilissos 21) depuis leur mise en exploitation en 1992 jusqu'en 2000

6.3. Discussions et conclusions

Alors que la température de l'eau pompée est homogène sur les secteurs de pompage et n'a pas évolué depuis le début de l'exploitation, la salinité est au contraire très hétérogène d'un forage à l'autre et augmente au cours de l'exploitation. L'augmentation de la salinité dans les aquifères côtiers est un phénomène classique, dénommé upconing, observé lors d'une surexploitation de l'aquifère. Sous l'effet des pompages, le rabattement excessif de la nappe d'eau douce engendre la remontée de la zone naturelle d'intrusion de l'eau de mer en profondeur dans l'aquifère (Figure 2.26). Ce phénomène a été principalement mis en évidence et étudié dans les aquifères poreux homogènes (parmi d'autres : Dagan et Bear, 1968; Reilly et Goodman, 1987; Motz, 1992; Bear et al., 1999). Il existe également dans les aquifères karstiques et fissurés côtiers lorsque ceux-ci peuvent être comparés à un

milieu poreux équivalent (Tadolini et Tulipano, 1981; Tulipano, 1988; Pulido-Bosch et al., 2001). Dans le cas des pompages du système de l'Almyros d'Héraklion, ce phénomène d'upconing est couplé avec une remontée préférentielle à travers des failles conductrices ou des conduits karstiques plus conducteurs à proximité des forages, ce qui peut expliquer cette répartition hétérogène de la salinité (Moore et al., 1992; Howard et Mullings, 1996; Arfib et al., 2000; Pulido-Bosch et al., 2001).

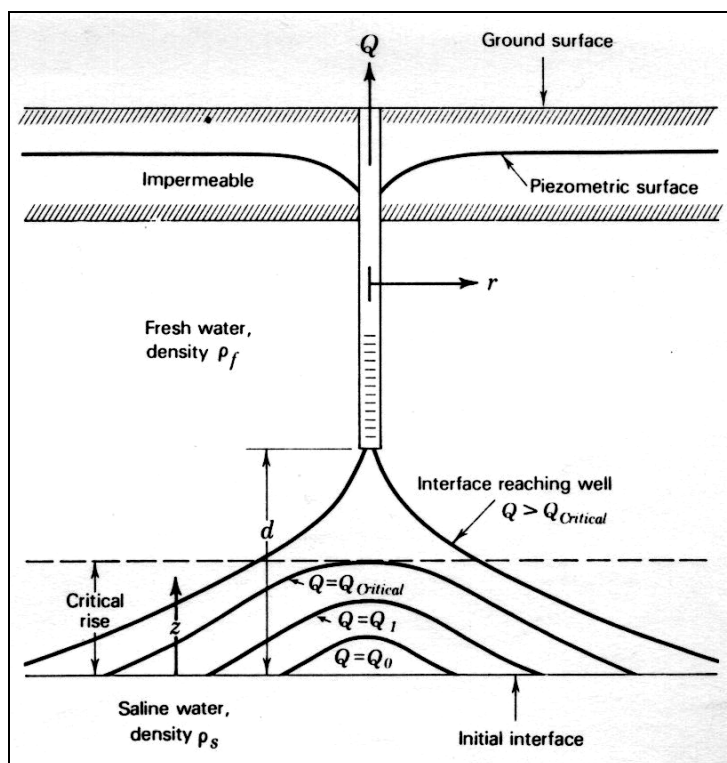


Figure 2.26 : Représentation schématique du phénomène d'upconing sous l'action d'un pompage en aquifère poreux homogène captif (extrait de Reilly et Goodman, 1985)

L'analyse des données de température et de salinité des forages répartis sur la bordure est du bassin d'alimentation de la source Almyros d'Héraklion met en évidence une augmentation irréversible de la salinité de l'eau pompée. Les résultats précédemment présentés et ces conclusions pourront en quelque sorte "servir d'exemple" sur les conséquences d'une gestion mal adaptée de l'eau souterraine en aquifère karstique à long terme, et sur la difficulté de prévoir l'intrusion d'eau de mer dans un système karstique. L'exemple des forages de Kéri-Tilissos illustre la complexité des circulations souterraines dans l'aquifère karstique et la distribution spatiale hétérogène de la salinité dans l'aquifère sous l'effet d'un pompage. Pourtant, l'implantation des forages sur le système de l'Almyros semblait optimale car ils sont situés à proximité de la source Almyros au débit pérenne et élevé, et un écran étanche est supposé séparer l'aquifère carbonaté de la mer sur plus de 200 mètres de profondeur.

Malgré tout, les besoins en eau de l'agglomération d'Héraklion ont été satisfaits, mais il est à craindre qu'à long terme l'ensemble des forages soit salé et inexploitable.

7. L'exploitation d'eau dans le système de l'Almyros d'Héraklion : synthèse bibliographique critique

Le besoin en eau douce de la région d'Héraklion, pour l'irrigation ou l'eau potable, a suscité l'élaboration de nombreux projets d'exploitation du système karstique de l'Almyros d'Héraklion à la source ou dans le bassin versant, depuis une trentaine d'années. La synthèse bibliographique de ces études met en évidence les multiples échecs pour obtenir de l'eau douce et la complexité de l'intrusion saline dans cet aquifère karstique côtier.

7.1. Exploitation d'eau douce à la source

- La première étude de la source Almyros d'Héraklion remonte à la fin des années 60 dans le programme de la FAO "Etude des ressources en eau et de leur exploitation pour l'irrigation dans la Crète de l'Est". La FAO débute le suivi du débit et de la salinité de la source et cherche à arrêter la pollution de l'eau douce par l'eau de mer (Breznik et Ré, 1968; Dietrich et Ré, 1972). L'idée est alors que l'eau de mer atteint le conduit d'eau douce, dont l'exutoire est la source, par l'intermédiaire d'un conduit annexe allant vers le nord, en connexion directe avec la mer. En trouvant puis bouchant ce conduit karstique, de l'eau douce est attendue à la source. Cet hypothétique conduit karstique est recherché par le creusement d'une vingtaine de forages entre la mer et la source, jusqu'à 200 mètres de profondeur. Ces forages n'ont pas trouvé le conduit pressenti. Ils s'enfoncent quasiment tous dans des formations néogènes marneuses peu perméables, ne contenant que très peu d'eau, et ne pouvant pas laisser passer les quantités d'eau de mer observées à la source. Ces études, même si elles ont échoué dans leur but, ont permis de mettre en évidence l'existence de l'écran de sédiments néogènes posés sur des phyllades-quartzites entre la source et la mer, et donc la présence d'une intrusion de l'eau de mer plus profonde.

- La FAO continue ses investigations au début des années 70, toujours dans le but d'obtenir de l'eau douce à la source saumâtre Almyros d'Héraklion. La deuxième solution envisagée est de créer un écran naturel à l'eau de mer par une surpression dans les conduits karstiques d'eau douce. La remontée du niveau de sortie de la source par une digue est choisie pour engendrer une surcharge à la sortie du système qui contrebalancerait la charge d'eau salée en profondeur arrivant par l'hypothétique conduit karstique annexe (Thomas, 1977; Breznik, 1978). Le barrage est construit en juillet 1977, permettant d'élever le niveau naturellement à 2-3 mètres d'altitude jusqu'à la cote +10 mètres. Plusieurs tests de relèvement du niveau d'eau entre 6 et 10 mètres sont réalisés mais l'eau douce attendue instantanément n'arrive pas. Entre juillet et août 1977, le niveau d'eau est relevé pendant 6

semaines, mais aucune chute significative de la salinité n'est enregistrée, néanmoins la salinité n'augmente plus au cours de l'étiage. En 1987, le niveau est maintenu pendant 5 mois à près de 10 mètres de hauteur. Des erreurs de mesure de la concentration en chlorures ont certainement faussé les interprétations, comme nous le montrerons dans le chapitre 4 avec l'utilisation du modèle SWIKAC. Les conditions de réalisation de ces tests sont très mauvaises et les données enregistrées sont d'une qualité médiocre, ce qui rend difficilement interprétable les résultats. Le barrage semble tout de même avoir un effet sur la salinité de l'eau à la source, mais une hauteur de 10 mètres n'est pas suffisante pour obtenir de l'eau douce.

- Face à l'échec du barrage de 10 m, Breznik (1978) propose de surélever le barrage jusqu'à 30 mètres de hauteur, sans prendre en compte les risques de perturbation du fonctionnement du système hydrogéologique, ni les aspects géotechniques d'un tel ouvrage.

- De 1988 à 1992, le GERSAR (Groupement d'Etudes et de Réalisations des Sociétés d'Aménagement Régional) a réalisé l'étude géotechnique pour la construction du barrage à 30 m. Il montre la difficulté technique de réalisation d'un tel ouvrage. Des risques de rupture existent en raison des formations géologiques instables à la source Almyros et de probables circulations d'eau à travers les formations superficielles fissurées autour du barrage (Gersar, 1988, 1992).

Un barrage souterrain permettant d'obtenir une charge équivalente à 30 m est également envisagé. Les plongées spéléo dans la source montrent que l'ouvrage ne peut pas être installé directement dans la galerie de sortie atteignant la vasque de l'Almyros (Gersar, 1989). Il faudrait l'implanter dans la galerie principale creusée dans les calcaires de Tripolitza compacts découverte à plusieurs centaines de mètres de l'entrée et à plus de 30 mètres de profondeur, ce qui engendrerait des coûts élevés pour une obtention d'eau douce incertaine.

- Monopolis et al. (1995a, 1995b) utilisent les données journalières de qualité très médiocre enregistrées entre 1968 et 1992. Ils estiment qu'à l'échelle des quinze cycles enregistrés avant et après la construction du barrage (10 m) en 1977, aucun changement de la salinité à la source n'est remarquable. Cette conclusion paraît raisonnable et logique car le barrage n'a modifié l'écoulement que sur de courtes périodes lorsqu'il a été utilisé pour remonter le niveau d'eau en 1977 et 1987 (périodes pendant lesquelles de très faibles différences sont enregistrées). Ils abordent également le problème de la diminution probable du débit lors de l'augmentation du niveau d'eau à la source et concluent rapidement qu'il sera difficile d'obtenir simultanément une eau de qualité et en quantité. Ajoutons de plus que la construction d'un nouveau barrage nécessite également des études complémentaires qui n'ont jamais été envisagées pour prévoir d'éventuelles pertes d'eau

douce vers un autre exutoire à travers une galerie karstique fossile ou un réseau de failles annexes, que la mise en pression du système karstique risque de déboucher de façon irréversible.

7.2. Exploitation d'eau dans le bassin versant

- L'exploitation d'eau dans le bassin versant de l'Almyros d'Héraklion, déjà exposée précédemment, a débuté en 1987 par pompages d'eau dans les forages de DEYAH (Service Municipal d'Approvisionnement et de Distribution de l'eau d'Héraklion). Les forages se situent sur la bordure est du bassin versant de l'Almyros d'Héraklion et captent tous une nappe d'eau dans les formations calcaires. Plus à l'est les marnes néogènes contiennent peu d'eau exploitable. Malgré une implantation a priori optimale des forages, près de la source Almyros et sur la bordure est drainante du bassin versant, les forages sont moyennement productifs (pompage entre 30 et 60 m³.h⁻¹) ce qui explique leur grand nombre. Aucun forage n'a intercepté un conduit principal de circulation de l'eau de la source Almyros. De plus, comme il a été montré dans la partie 6 précédente, la gestion des pompages à long terme semble inexistante et l'aquifère est actuellement surexploité. L'intrusion saline atteint petit à petit tous les forages situés jusqu'à 6 kilomètres de la côte.
- Une galerie drainante dans le massif de Kéri a été proposée par Monopolis et al. (1997) comme alternative aux pompages. L'emplacement dans le massif de Kéri permet d'atteindre de faibles altitudes directement à partir des gorges de Kéri situées à quelques centaines de mètres à l'ouest de la source. Toutefois, les volumes d'eau susceptibles d'être drainés risquent d'être très faibles. Le massif de Kéri correspond à un sous-bassin versant de l'Almyros d'Héraklion de surface limitée, estimée entre 27 et 65 km² d'extension. Le volume d'eau annuel infiltré sur ces zones est estimé entre 13 et 32 millions de m³ d'eau respectivement pour chaque surface. La galerie, au développement spatial relativement limité, pourrait capter très grossièrement 10% de l'eau infiltrée, ce qui fait 1,3 à 3,2 millions de m³ par an, soit approximativement 10% à 25% du volume d'eau distribuée à Héraklion (12 millions de m³). La galerie n'apparaît pas par ces calculs comme la solution définitive au problème de l'eau dans la région et des estimations plus précises devront être menées dans le cas où un tel projet de galerie serait sérieusement envisagé.

7.3. Conclusion

La synthèse bibliographique est une étape majeure d'une étude hydrogéologique qui ne doit pas être négligée et doit être abordée avec un regard critique. Les études sur l'Almyros d'Héraklion entre 1968 et 1998 sont relativement nombreuses mais il apparaît que le fonctionnement exact de l'aquifère reste toujours inconnu et que les mécanismes de salinisation de l'eau douce n'ont pas été expliqués. L'explication quantitative des variations de la salinité de l'eau de la source est pourtant un point essentiel pour déterminer un futur

plan d'exploitation dans le bassin versant ou à la source. Pour cela, des données fiables et à un pas de temps quasi-continu sont nécessaires et ont été acquises depuis septembre 1999 dans le cadre de cette thèse de doctorat.

8. Conclusions

La source saumâtre de l'Almyros d'Héraklion est l'exutoire d'un bassin versant calcaire d'une superficie de l'ordre de 305 km². Dans ce bassin, deux formations calcaires se superposent, les calcaires du Plattenkalke qui forment l'autochtone relatif et les calcaires de Tripolitza, qui peuvent être localement séparées par l'écran étanche de la nappe des phyllades-quartzites. Ce bâti calcaire a été fortement fracturé au Néogène et s'est effondré par failles normales N-S dans une phase d'extension au niveau du bassin d'Héraklion. Les calcaires sont en contact avec la mer en profondeur, sous les dépôts néogènes marneux peu perméables déposés devant la source et en bordure est du bassin, dont l'épaisseur est supérieure à 200 mètres.

Ce système karstique constitue une réserve potentielle en eau douce primordiale pour l'alimentation en eau potable de la région d'Héraklion. La source a un fort débit tout au long de l'année, avec un minimum de l'ordre de 3 m³.s⁻¹ à l'étiage et un maximum en crue supérieur à 30 m³.s⁻¹. La salinité de la source varie de façon inversement proportionnelle au débit à la suite des précipitations. Elle dépasse 10 g.kg⁻¹ (concentration en chlorures supérieure à 5 g.l⁻¹) à l'étiage et peut aussi être douce, totalement exempte d'eau de mer pendant les crues, ce qui laisse l'espoir de pouvoir un jour utiliser cette eau si elle était rendue douce tout au long de l'année.

Les données journalières de salinité et de débit enregistrées irrégulièrement depuis 1968 permettent de dresser les caractéristiques très générales de ce système aquifère mais sont insuffisantes pour mener l'analyse détaillée des mécanismes d'intrusion de l'eau de mer dans l'aquifère, pour déterminer les conditions de mélange avec l'eau douce et le transport de l'eau saumâtre jusqu'à la source. Depuis septembre 1999, la conductivité électrique, la température, la hauteur d'eau et le débit de la source Almyros d'Héraklion, ainsi que la climatologie sur le bassin versant sont suivis en continu au pas de temps de 30 minutes. Ces données ont été complétées par des analyses hebdomadaires de la chimie des éléments majeurs et de l'¹⁸O à la source sur le cycle hydrologique 1999-2000, ainsi que par des mesures périodiques de température et de salinité dans des forages. Les résultats et l'interprétation de ces données sont présentés dans le chapitre 3 suivant.

Chapitre 3

Etude du fonctionnement d'un aquifère karstique côtier : l'exemple de l'Almyros d'Héraklion

Introduction

Ce chapitre présente la démarche établie pour l'étude du fonctionnement du système karstique côtier de l'Almyros d'Héraklion. L'analyse proposée repose sur la quantification des déphasages entre les variations de salinité et de débit entre les différents points d'observations du système karstique (sources, forages) et à la source saumâtre exutoire Almyros d'Héraklion. Ces variations de salinité et de débit sont couplées aux variations de la température et du chimisme de l'eau.

Cette analyse requiert l'acquisition en continu de données de qualité. Les instruments utilisés et les mesures acquises sur les cycles hydrologiques 1999-2000 et 2000-2001 sont donc tout d'abord exposés dans les parties 1 et 2. Le fonctionnement général du système karstique est ensuite décrit dans la partie 3, en comparant les données des forages présentés dans le chapitre 2 précédent et celles de la source. Puis le mécanisme de salinisation de l'eau de la source Almyros et les conditions d'obtention de l'eau douce en crue sont expliqués dans la partie 4.

1. L'acquisition des données

1.1. Choix des mesures à acquérir : une équation complexe

Le choix réfléchi du matériel, de son lieu d'installation et du pas de temps de mesure et d'enregistrement des données constitue une tâche trop souvent négligée qui peut pourtant éviter par la suite des erreurs d'interprétation. L'hydrogéologue doit trouver l'équilibre entre le coût d'achat du matériel, le temps à consacrer à l'installation et au suivi, et la qualité des données souhaitées. Pour cela, il est bien sûr nécessaire de reconnaître au préalable le terrain d'étude, de faire des mesures ponctuelles et des recherches bibliographiques, pour avoir une idée de l'ordre de grandeur des paramètres à mesurer. Le rapport coût/pas de temps/qualité que l'on s'est fixé va permettre de définir les possibilités d'investigations dont on dispose, en répondant aux questions suivantes :

- 1- Quels **points d'eau** faut-il suivre?
- 2- Quels **paramètres** mesurer?
- 3- A quels **pas de temps** les mesurer et les enregistrer?
- 4- Avec quelle **précision**?

Ces quatre premières questions d'ordre "scientifique" doivent toujours être complétées par des considérations plus matérielles, résumées par ces cinq autres questions :

- 5- Qui **paye** quoi?
- 6- Qui **installe** le matériel?

7- Qui **surveille**?

8- Qui **entretient et répare**?

9- Qui **récupère** les données enregistrées?

1.2. Les mesures réalisées dans le système karstique côtier de l'Almyros d'Héraklion

L'analyse des données enregistrées au cours des trente dernières années sur le système de l'Almyros a permis de confirmer les limites du bassin versant d'alimentation de la source, de connaître l'ordre de grandeur des variations de débit et de salinité à la source. Cependant des données supplémentaires enregistrées en continu se sont avérées nécessaires pour établir le schéma de fonctionnement du système karstique côtier et expliquer les mécanismes qui génèrent et régulent la salinité de la source Almyros.

De nouveaux appareils de mesure ont donc été mis en place au mois de septembre 1999 à partir d'une réflexion basée sur les neuf questions précédemment posées. Les appareils ont parfaitement fonctionné, et vingt et un mois de données ont été enregistrés sans lacunes et constituent la base de ce travail. Les enregistrements se poursuivent néanmoins encore aujourd'hui. Cette instrumentation du système karstique de l'Almyros d'Héraklion a été possible grâce au soutien financier de l'OANAK, l'Organisation de Développement de la Crète de l'Est, qui est l'homologue du Conseil Général français. Le détail du coût des appareils de mesure est donné dans le tableau 3.1, pour un coût total avoisinant 100 000 francs français (15242 €), installation et garantie retour atelier comprises.

Le suivi physico-chimique des principaux points d'eau du bassin versant a été effectué simultanément au suivi des conditions climatiques. Des campagnes de reconnaissance par géophysique du massif calcaire sur la bordure est du bassin versant étaient initialement prévues en complément. La géophysique aurait eu pour objectif de mettre en évidence la position de conduits karstiques de gros diamètres situés entre la surface du sol et une profondeur inférieure à 100 m. Les premiers résultats à la source ont très vite indiqué des conduits probablement à de plus grandes profondeurs, au-delà des limites de résolution des techniques géophysiques actuelles.

L'ensemble des données acquises est synthétisé dans le tableau 3.1 ci-dessous. Pour chaque lieu de mesure sont indiqués les paramètres mesurés, le pas de temps d'enregistrement, le type d'instrument installé et son coût. Les instruments sont positionnés et illustrés sur la figure 3.1. Ces informations sont explicitées dans les parties suivantes traitant des "points de mesure" et des "mesures".

Les appareils de mesures ont été installés sur site par le revendeur en ma présence. J'ai ensuite assuré l'entretien des pièces mécaniques et effectué les mises à jour des logiciels de paramétrage des appareils électroniques quand nécessaire. Les stations d'acquisition automatiques n'ont pas été équipées d'un système de transfert des données par

télécommunication dans un souci d'économie et pour minimiser la taille et l'entretien des installations sur site. J'ai donc effectué directement tous les deux mois le transfert des données par visite sur le site à l'aide d'un micro-ordinateur portable, et vérifié ainsi directement la cohérence des données enregistrées pour faire immédiatement le recalibrage éventuel des capteurs.

	Lieu	Paramètre	Pas de temps d'enregistrement	Acquisition	Matériel	Coût (2)
Mesures en continu	Source Almyros	Niveau d'eau	30 minutes	automatique	Thalimedes OTT	8 720 ^{ff}
		Température Conductivité (1)			Hydrosens OTT	51 950 ^{ff}
	Village Anogia	Température de l'air Humidité relative Vitesse et direction du vent Précipitations	30 minutes	automatique	Station météorologique SKYE	36 110 ^{ff}
	Village Marathos	Précipitations	Instantanée	automatique	Pluviomètre HOBO Onset	2 650 ^{ff}
Mesures hebdomadaires	Source Almyros	Chimie des majeurs ¹⁸ O	hebdomadaire (entre août 99 et sept.00)	manuelle	Analyse en laboratoire	frais d'analyses
		Conductivité (1) Température pH			MultiLine P4 WTW	8 260 ^{ff}
Mesures temporaires	Forages DEYAH et autres sources	Conductivité (1) Température ¹⁸ O	environ tous les deux mois (entre août 99 et oct.00)	manuelle	MultiLine P4 WTW	/
	Source Almyros	Débit	7 mesures dans l'année 2000	manuelle	Moulinet OTT Arkansas + compteur F4	matériel de l'Université de Thessalonique
(1) Conductivité électrique à 25°C						
(2) Coût en franc français TTC pour du matériel acheté en Grèce en juin 1999						

Tableau 3.1 : Les mesures sur le système de l'Almyros d'Héraklion entre septembre 1999 et mai 2001

1.2.1. Les points de mesure

Les points de mesure suivis doivent être représentatifs des phénomènes recherchés. Ces points doivent être relativement bien accessibles pour pouvoir assurer l'entretien et récupérer les données régulièrement. Si le choix est possible, il faudra installer les équipements permanents dans une zone en sécurité, protégés du vandalisme et des variations de conditions hydrologiques ou climatiques (attention aux zones inondables, aux zones d'accumulation de la neige, aux versants instables). Pour les stations météorologiques, leur emplacement se fera préférentiellement en dehors des zones sujettes

à des phénomènes atmosphériques locaux, telles que les cuvettes formant un micro-climat, les zones localement abritées ou ventées...

- Dans le cas de l'Almyros d'Héraklion, et certainement dans le cas de tous les aquifères karstiques côtiers, le premier point à suivre est la source saumâtre principale du bassin versant d'étude. La conductivité électrique (équivalent à la salinité), la température et le niveau de l'eau dans la source sont suivis en continu à un pas de temps de 30 minutes. Le niveau d'eau est transformé en débit par une courbe de tarage adaptée. Ces données sont complétées par un suivi hebdomadaire des éléments chimiques majeurs et de l'oxygène 18.
- Le suivi des conditions météorologiques dans le bassin versant est primordial pour déterminer l'infiltration efficace et interpréter les variations de débit et de salinité observées à la source. Une station météorologique automatique est positionnée au coeur du bassin versant, à 800 mètres d'altitude au-dessus du village d'Anogia. Elle enregistre, au pas de temps de 30 minutes, les précipitations, la direction et la vitesse du vent, la température de l'air et l'humidité relative. La station d'Anogia est positionnée à relativement basse altitude, en dessous de la limite pluie-neige généralement observée vers 1000 m d'altitude au plus bas, car elle n'est pas équipée pour fonctionner avec la neige. La variation spatiale et temporelle des précipitations est prise en compte grâce à un second pluviomètre indépendant installé au nord du bassin versant, à 500 m d'altitude en bordure du village de Marathos.
- Les autres points d'eau du bassin d'étude sont principalement les forages de DEYAH. Les mesures de conductivité électrique et de température réalisées par DEYAH dans les forages en début d'exploitation montrent qu'un suivi mensuel des forages est suffisant. Les sources sont rares et peu importantes. Des prélèvements complémentaires pour l'oxygène 18 ont été faits sur ces sources réparties à différentes altitudes du bassin versant ainsi que dans certains forages au cours des étés 1999 et 2000 et de l'hiver 2000.

1.2.2. Mesures en continu

Les mesures en continu sont des mesures quasi-continues au pas de temps de 30 minutes réalisées à l'aide de stations d'acquisition automatiques à la source saumâtre Almyros et dans le bassin versant. Toutes les mesures sont faites en même temps. Les photos des appareils de mesure sont données sur la figure 3.1.

- A la source Almyros d'Héraklion, la température et la conductivité électrique de l'eau sont mesurées par une station de marque OTT, type Hydrosens, avec une sonde de marque WTW (Tableau 3.1, Figure 3.1). La précision des mesures pour la conductivité est de $1\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pour la gamme $0-4000\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, $10\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ de 4000 à $20\,000\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, et de $0,1^\circ\text{C}$ pour la température de l'eau. Cette station a la particularité de ne pas dériver lors de mesures en milieu salé conducteur et n'a pas nécessité de calibrage durant les 21 mois d'enregistrement. Elle consomme très peu d'énergie et a été complètement autonome, sans recharge, sur batterie 12Volt pendant 21 mois. Le niveau d'eau est mesuré dans le lac de

l'Almyros avec une précision de 1 mm, à l'aide d'un limnimètre enregistreur électronique à flotteur de marque OTT, type Thalimedes (Figure 3.1). Le système de contre-poids classique du flotteur a été remplacé par un câble enrouleur automatique qui permet de grandes variations de niveau d'eau sans faire plonger le contre-poids dans l'eau salée (système OTT "spring motor").

- Au village d'Anogia, à 800 m d'altitude, une station météorologique de marque SKYE enregistre la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse et la direction du vent et les précipitations (Tableau 3.1, Figure 3.1). Seul le capteur de la durée d'insolation manque pour pouvoir calculer l'ETP avec la formule de Penman.
- Au village de Marathos, à 500 m d'altitude, un pluviomètre autonome de coût réduit (marque Hobo Onset) est installé sur le toit en terrasse d'une maison basse de village.

1.2.3. Mesures hebdomadaires

Les mesures hebdomadaires sont faites à la source Almyros d'Héraklion par un technicien-ingénieur de l'OANAK de septembre 1999 à septembre 2000.

- La conductivité électrique, la température et le pH de l'eau sont mesurés sur place à la source à l'aide d'un thermoconductimètre-pHmètre de terrain de marque WTW, type MultiLine P4. Ces mesures sont indispensables pour vérifier la dérive éventuelle des appareils enregistreurs, qui cependant ne s'est pas produite ici.
- Un échantillon d'eau est prélevé, puis sera analysé à l'Université d'Héraklion au Laboratoire ECPL (Environmental Chemical Processes Laboratory) sur colonne chromatographique. Sont mesurés : l'alcalinité, la dureté, le pH, les anions Cl^- , Br^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , et les cations Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} .
- Un pilulier d'eau est prélevé pour une analyse ultérieure de l'oxygène 18 au Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Avignon.

1.2.4. Mesures temporaires

- Des mesures de conductivité électrique et de température des sources et des forages accessibles de DEYAH sont réalisées lors des tournées de terrain tous les deux mois pour obtenir une image de la répartition spatiale de la salinité et des températures dans l'aquifère.
- Sept mesures de débit de l'Almyros ont été réalisées entre le 3 février 2000 et le 28 août 2000, pour un débit variant entre $9,14 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $3,26 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ces mesures sont faites à partir d'une passerelle au-dessus de la rivière Almyros, à 100 mètres de la source, à l'aide d'un moulinet OTT type ARKANSAS et d'un compteur F4. La section à cet emplacement n'est pas parfaite et l'écoulement n'est pas parfaitement laminaire mais la facilité d'accès et de mesure par la passerelle ont prévalu.

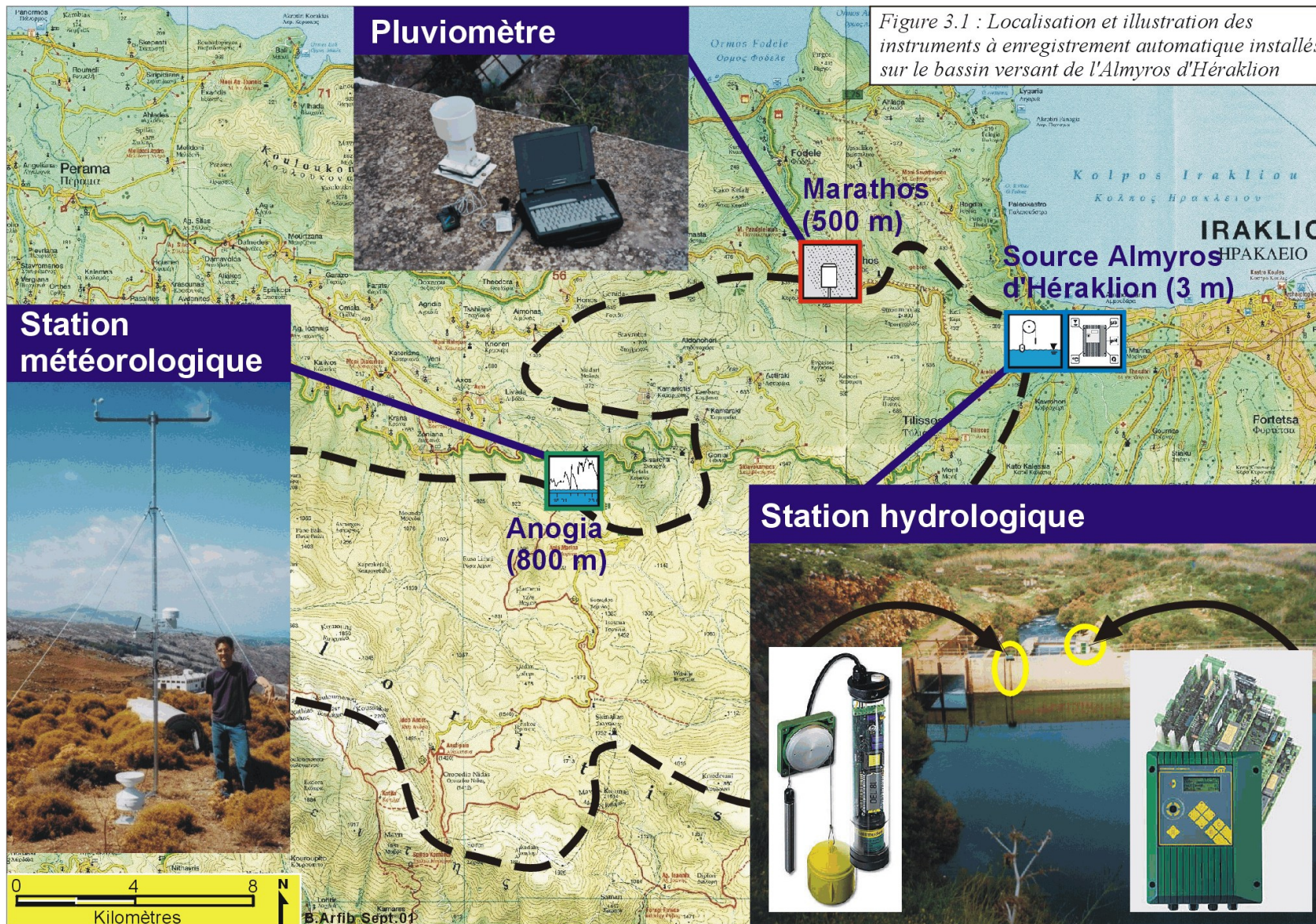


Figure 3.1 : Localisation et illustration des instruments à enregistrement automatique installés sur le bassin versant de l'Almyros d'Héraklion

1.3. Les données calculées

Certaines données sont calculées à l'aide de relations plus ou moins empiriques les reliant aux mesures réalisées.

1.3.1. Le débit

Le débit de la source Almyros d'Héraklion est estimé sur la période du mois de septembre 1999 à mai 2001 à partir de la hauteur du plan d'eau à la source. La relation est tirée des mesures de jaugeage faites au moulinet dans la rivière Almyros à 100 mètres en aval de la source et de la lecture simultanée du niveau d'eau à la source.

1.3.1.1. Effet du barrage

L'écoulement de la source Almyros est contraint par une digue qui crée un plan d'eau. L'eau sort de la digue par un exutoire inférieur permanent et par une surverse supérieure ne fonctionnant qu'en hautes-eaux hivernales lorsque le niveau d'eau dépasse la cote +6,20 m (visible en fonctionnement sur la photo de la source prise en avril 2000, figure 3.1). Le calcul qui suit montre que l'effet d'emmagasinement du plan d'eau lors d'une crue, qui aurait tendance à réguler et amortir les variations de débit dans la rivière Almyros, est très faible.

Considérons une chute soudaine du débit à l'étiage de 5,559 à 4,300 m³.s⁻¹. Ces débits correspondent respectivement, sur les cycles 1999-2001, à une hauteur du plan d'eau de 5 m et 4 m. Le temps de vidange d'un réservoir en secondes peut-être estimé par :

$$t_{\text{vidange}} = (2.V_u)/(Q_0+Q_f)$$

avec V_u : volume utile vidangé (m³), Q_0 : débit initial (m³.s⁻¹), et Q_f : débit final (m³.s⁻¹).

Sachant que la surface du lac est de l'ordre de 5000m² :

$$t_{\text{vidange}} = (2*1*5000)/(5,559+4,300) = 1014 \text{ s} \approx 17 \text{ minutes.}$$

Le temps de vidange estimé est inférieur au pas de temps de mesure de 30 minutes. Cet exemple montre que l'effet de capacité du plan d'eau formé par la digue est très réduit dans cette gamme de hauteur. Il en est de même au dessus d'un niveau du lac égal à 6,20 m car le débit pouvant passer par le canal supérieur est très élevé. La présence du lac ne fausse donc pas les mesures du débit de la source. Une relation peut être établie entre le niveau d'eau dans le lac et le débit de la source.

1.3.1.2. Mesures au moulinet de la rivière Almyros

Le calcul du débit est établi d'après les mesures au moulinet des vitesses d'écoulement de l'eau le long d'une section du cours d'eau. Les points de mesure sur le profil en travers ont

été choisis rapprochés pour intégrer le mieux possible les légères turbulences dues au lit naturel de la rivière. La rivière a une largeur de 10 mètres, pour une profondeur allant de 1 à 2 mètres. La section mesurée est divisée en verticales espacées de 0,5 à 1 mètre, avec un point de mesure tous les 20 à 30 centimètres sur chaque verticale. Sept mesures de débit ont été réalisées entre février et août 2000, allant de 9,14 à 3,26 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Tableau 3.2).

Date	Niveau du lac (m)	Débit ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	Niveau au limnimètre "Alpina" (m)	Conductivité électrique ($\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$)	Température de l'eau ($^{\circ}\text{C}$)
3/2/2000 12h00→13h40	6,541	9,14	0,34	3022	15,3
31/3/2000 11h00→12h00	6,324	7,07	0,31	7220	15,2
30/5/2000 12h00→13h00	4,117	4,69	0,15	14040	15,8
10/7/00 17h00→18h15	3,831	3,99	0,115	15830	15,9
25/7/00 12h15→14h35	3,724	3,57	0,11	16300	15,9
26/7/00 11h00→12h20	3,721	3,58	0,11	16310	15,9
28/8/00 16h20→17h45	3,577	3,26	0,065	17030	15,9

Tableau 3.2 : Mesures au moulinet du débit de l'Almyros d'Heraklion entre février et août 2000

1.3.1.3. Effet de la méthode de mesure

Le débit est déduit des mesures de vitesse au moulinet par double-intégration sur la verticale et sur l'horizontale. Lorsque la section d'écoulement est parfaite, le profil de vitesse moyenne sur une verticale peut globalement être estimé par la vitesse de l'eau circulant à un tiers de la profondeur totale à partir de la surface. Une seule mesure de la vitesse suffit alors. Dans la réalité, et d'autant plus sur le site de mesure de l'Almyros d'Héraklion, le profil de vitesse peut être localement perturbé et il est indispensable de mesurer la vitesse en de nombreux points comme nous l'avons fait, pour avoir une bonne restitution des hétérogénéités.

Le Service Eau du Ministère de l'Agriculture (YEB), qui fait des mesures semestrielles à l'Almyros, a choisi de ne faire qu'une mesure par verticale pour diminuer les temps de manipulation. Nous montrons par comparaison sur la mesure du mois de février 2000 que cette technique est inadaptée et qu'elle amène à des erreurs énormes. En effet, en prenant la valeur mesurée par mes soins le 3 février 2000 à un tiers de la profondeur à partir de la surface (méthode utilisée par YEB), le débit calculé est égal à 12,68 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, soit 3,5 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ de plus que la valeur estimée donnée dans le tableau 3.2. A la même période, YEB estime le débit autour de 12 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (communication personnelle YEB), soit dans le même ordre de grandeur que le débit que j'aurai estimé avec la même méthode. La méthode de calcul

d'une valeur moyenne à un tiers de la profondeur surestimerait systématiquement toutes les valeurs du tableau 3.2.

Cette erreur d'estimation systématique mise en évidence dans les valeurs de YEB pose le problème de la confiance à apporter aux données de débit enregistrées depuis 1968 (présentées au chapitre 2). Cela met également en avant l'importance de faire des mesures de vérification de la qualité des données.

1.3.1.4. Relations entre le niveau du lac et le débit de la source Almyros

La relation entre le niveau du lac et le débit de la source Almyros d'Héraklion est en fait composée des deux relations séparant les niveaux d'eau supérieurs et inférieurs à 6,20 mètres, c'est à dire avec ou sans sortie d'eau par le canal supérieur et d'une relation supplémentaire pour les faibles niveaux d'eau ou débit. Au-dessus de $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, le débit est estimé à partir de la relation établie par la FAO (1972) lors de la construction du barrage mais aucune mesure directe n'a pu confirmer cette relation. L'erreur de mesure est certainement de l'ordre de 10 à 20% étant donné les conditions naturelles turbulentes de l'écoulement dans la rivière. Toutefois, la reproductibilité des mesures semble garantie et l'erreur beaucoup plus faible si l'on se base sur les deux jaugeages faits à un jour d'intervalle, à l'étiage le 25 et 26 juillet 2000, qui donnent la même valeur du débit (le débit réel est constant à cette période). Le débit de la source (Q) est exprimé en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et le niveau du lac (H) en mètre dans les tableaux 3.3 et 3.4 suivants, et la courbe de tarage est donnée dans la figure 3.2 :

$H < 3,6 \text{ m}$	$Q = 0,4083.H^2 + 0,295.H - 3,06$
$3,6 \leq H < 6,2 \text{ m}$	$Q = 0,003138.H^5 - 0,12029.H^4 + 1,802425.H^3 - 13,17309.H^2 + 47,66435.H - 63,36065$
$H \geq 6,2 \text{ m}$	$Q = (0,003138.H^5 - 0,12029.H^4 + 1,802425.H^3 - 13,17309.H^2 + 47,66435.H - 63,36065) + (2,84957.H^2 - 27,46433.H + 60,66794)$

Tableau 3.3 : Détermination du débit de la source Almyros d'Héraklion à partir du niveau dans le plan d'eau de la source

$Q < 3,30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	$H = -0,019629.Q^2 + 0,427199.Q + 2,403241$
$3,30 \leq Q < 6,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	$H = 0,052426.Q^3 - 0,473985.Q^2 + 1,640978.Q + 1,528465$
$Q \geq 6,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	$H = 0,0000149.Q^3 - 0,0018271.Q^2 + 0,1217579.Q + 5,5291126$

Tableau 3.4 : Détermination du niveau dans le plan d'eau de la source Almyros d'Héraklion à partir du débit de la source

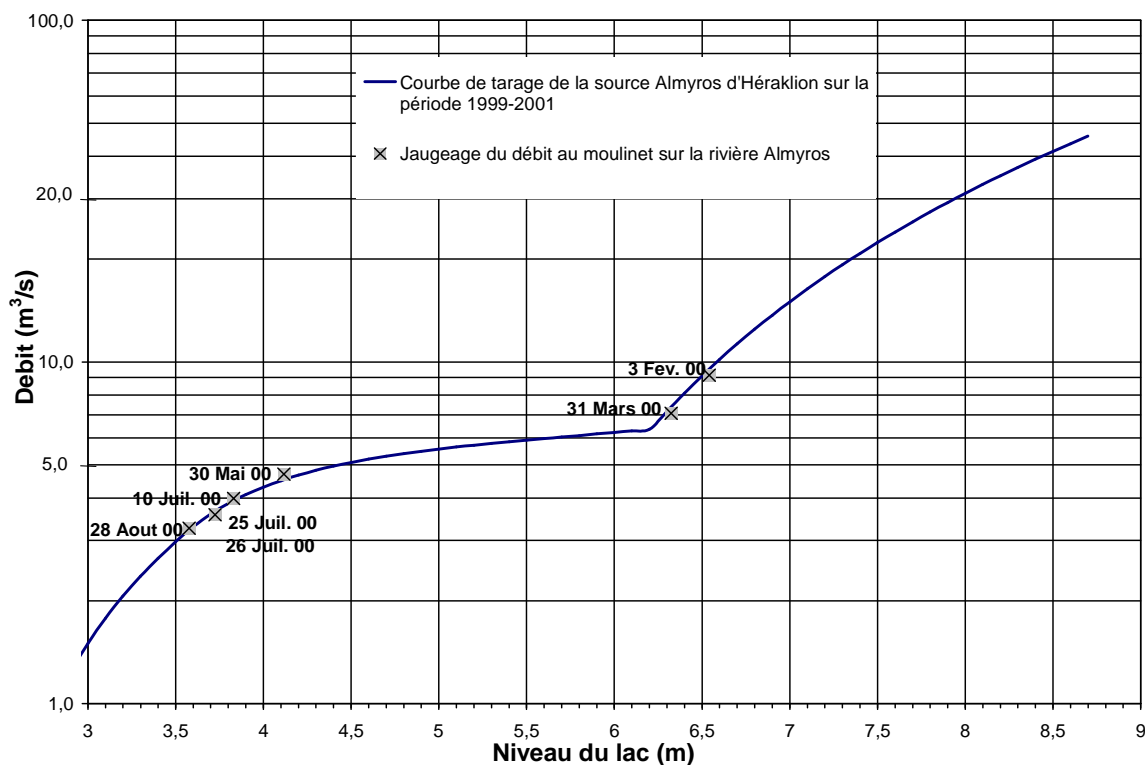


Figure 3.2 : Courbe de tarage de la source Almyros d'Héraklion établie par jaugeages au moulinet sur la période 1999-2001 (débit en fonction de la hauteur d'eau dans le lac)

1.3.2. L'évapotranspiration potentielle et réelle

1.3.2.1. Généralités

L'évapotranspiration constitue le volume d'eau précipitée ou stockée dans le sol qui va être évaporé dans l'atmosphère ou transpiré par les plantes. La notion d'évapotranspiration diffère suivant son qualificatif Potentielle ou Réelle. L'évapotranspiration Potentielle (ETP) correspond à la lame d'eau maximum qui peut être évapotranspirée sur une zone complètement et uniformément recouverte d'une végétation qui pousse, avec une réserve en eau illimitée dans le sol. L'évapotranspiration est en réalité limitée par le stock d'eau disponible dans le sol, on appelle alors évapotranspiration réelle (ETR) la lame d'eau effectivement évapotranspirée, déduite généralement de l'ETP.

L'estimation de l'évaporation potentielle peut se faire directement à l'aide d'un évaporomètre, mais ce type de mesure est très sensible aux conditions locales de turbulences atmosphériques. Dans la pratique, l'évapotranspiration est estimée par des formules plus ou moins empiriques développées depuis plus de 50 ans par des scientifiques du monde entier. Les principaux travaux proviennent des agronomes qui utilisent l'ETP pour l'évaluation des besoins en eau d'irrigation des cultures. Certaines formules donnent simplement l'évaporation potentielle (EP), c'est à dire théoriquement l'évaporation d'une surface d'eau libre, et ne tiennent pas compte de l'influence des plantes. Cependant, la

confusion entre l'EP et l'ETP se rencontre fréquemment dans la littérature, et les formules classiques donnent généralement l'ETP, vu leur développement à partir de mesures sur lysimètres recouverts de végétation. Une ambiguïté supplémentaire du concept d'ETP réside dans le terme potentiel, car l'évapotranspiration potentielle est généralement calculée à partir de données météorologiques obtenues en conditions non potentielles. Certaines formules sont notamment moins performantes en climat aride où ces conditions ne sont pas respectées.

L'estimation de l'EP est basée sur la physique de l'évaporation. Pour avoir lieu, l'évaporation nécessite un apport d'énergie et un mécanisme pour le transport de la vapeur d'eau à l'extérieur de la surface saturée (Shuttleworth, 1993). Deux approches traditionnelles pour modéliser l'évaporation sont l'approche du bilan d'énergie et l'approche aérodynamique.

- Dans l'approche du bilan d'énergie, le rayonnement net disponible à la surface (ondes courtes absorbées + ondes longues émises) est partitionné entre le flux de chaleur latente et le flux de chaleur sensible (équivalent au rapport de Bowen), en négligeant le flux de chaleur du sol.

- L'approche aérodynamique implique un déficit de pression de vapeur entre la surface saturée et une hauteur de mesure arbitraire, et une fonction de la vitesse du vent.

A partir de ces deux concepts, différents types de méthode de calcul d'évaporation et d'évapotranspiration ont été mis au point. C'est de l'équation de Penman, 1948, qui combine les deux approches, que dérive la plupart des autres formules (Shuttleworth, 1993).

$$E_0 = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \left(\frac{R_n - G}{\lambda} \right) + \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} f(U)(e_a - e_d)$$

avec E_0 l'évaporation potentielle [mm.jour⁻¹], Δ la pente de la courbe de pression de vapeur saturante [kPa.°C⁻¹], γ la constante psychrométrique [kPa.°C⁻¹], R_n le rayonnement net [MJ.m⁻².jour⁻¹], G le flux de chaleur du sol [MJ.m⁻².jour⁻¹], λ la chaleur latente de vaporisation [MJ.kg⁻¹], $f(U)$ fonction de la vitesse du vent [mm.jour⁻¹.kPa⁻¹], $(e_a - e_d)$ le déficit de pression de vapeur [kPa].

Les méthodes les plus fiables combinent les deux approches, du bilan d'énergie et de l'aérodynamique. Ces méthodes de combinaison ("Combination methods" en anglais), basées sur les travaux originaux de Penman, permettent d'estimer l'évapotranspiration d'une surface cultivée de référence à partir des données climatiques de température, d'humidité, de radiation solaire et de vent.

D'autres auteurs ont proposé la méthode simplifiée du Rayonnement ("Radiation method" en anglais) basée seulement sur l'approche du bilan d'énergie, nécessitant des données de température et de rayonnement solaire. Enfin, les méthodes de température ("Temperature method" en anglais) n'utilisent que les températures et les précipitations, mais elles sont beaucoup moins précises.

Une classification de 20 méthodes principales d'estimation de l'évapotranspiration potentielle a été dressée en 1990 par Jensen et al. de l'American Society of Civil Engineers (ASCE). Cette classification, prise comme référence par la FAO (Smith-FAO, 1992), distingue l'application des formules suivant le type de climat, aride ou humide. Les méthodes de combinaison sont les plus performantes, et en particulier la méthode de Penman-Monteith qui s'applique aussi bien en climat humide qu'aride, mais elles nécessitent des paramètres non disponibles pour l'étude de l'ETP sur le bassin versant de l'Almyros d'Héraklion. Seules les méthodes du rayonnement et de la température pourront être utilisées. Le classement, extrait de Jensen et al. (1990), des méthodes plus simples et applicables de Turc, Thornthwaite et Hargreaves et Samani (1985) est donnée dans le tableau 3.5 (plus le rang est petit, plus la méthode est fiable).

Rang dans la classification de Jensen et al. (1990)		Méthode	Pas de temps d'estimation de l'ETP recommandé	Données nécessaires	Validité
aride	humide				
1	1	Penman-Monteith	heure, jour, décade, mois	Tmax, Tmin, RHmoy, n, j, Lat, z, zu, al, U	très bon sous tous types de climat
13	10	Hargreaves et Samani (1985)	décade, mois	T, Tmin, Tmax, j, Lat	moyen sous tout type de climat
18	2	Turc (1961)	mois	T, M, n ou Tmin Tmax	climat humide
20	13	Thornthwaite	mois	T, M, si correction du jour:n	climat humide
<p>Tmax:température maximale du jour ou du mois considéré, Tmin:température minimale, T:température moyenne, RHmoy:Humidité relative moyenne, n:durée d'insolation, U:vitesse du vent j:numéro du jour de l'année (calendrier Julien), Lat:Latitude du point de mesure, M:numéro du mois z:altitude du point de mesure, zu:hauteur de la mesure de la vitesse du vent, al:albédo</p>					

Tableau 3.5 : Caractéristiques de différentes méthodes de calcul d'évapotranspiration potentielle

Les méthodes de Turc et de Thornthwaite apparaissent comme non recommandées pour des calculs de l'évapotranspiration en milieu aride. La formule de Hargreaves et Samani (1985) semble un compromis moyen pour des calculs d'ETP à partir des valeurs de température minimale, moyenne et maximale.

1.3.2.2. La formule de Hargreaves et Samani, 1985

La formule de Hargreaves et Samani (1985) a été adoptée pour estimer l'évapotranspiration potentielle journalière à la station météorologique d'Anogia, à 800 mètres d'altitude au cœur du bassin versant. Elle estime l'évapotranspiration potentielle comme une fonction du rayonnement extraterrestre et de la température de l'air par la formule suivante :

$$ETP = 0,0032 \cdot \left(\frac{R_{a\max}}{\lambda} \right) \cdot (T + 17,8) \cdot (T_{\max} - T_{\min})^{0,6}$$

avec ETP : Evapotranspiration potentielle [mm.jour⁻¹], $\lambda = 2,501 - 2,361 \cdot 10^{-3} \cdot T$: chaleur latente [MJ.kg⁻¹], T : température moyenne journalière [°C], T_{\min} : température minimale journalière [°C], T_{\max} : température maximale journalière [°C].

$R_{a\max}$, le rayonnement maximum possible à la surface de la terre [MJ.m⁻².jour⁻¹] est donné par la formule suivante :

$$R_{a\max} = 30 \left[1,0 + 0,0335 \sin \left(\frac{2\pi}{365} (j + 88,2) \right) \left(XT \sin \left(\frac{2\pi}{360} \text{Lat} \right) \sin \delta + \cos \left(\frac{2\pi}{360} \text{Lat} \right) \cos \delta \sin XT \right) \right]$$

avec Lat : latitude en degrés, j : jour de l'année [calendrier julien],

$$\delta = 0,409 \cdot \sin \left(\frac{2\pi}{365} j - 1,39 \right) : \text{déclinaison du soleil [radian]}$$

$XT = \cos^{-1}(-\tan(\text{Lat} \cdot 2\pi/360) \tan \delta)$, $0 \leq XT \leq \pi$: variable du rayonnement maximum possible

1.3.2.3. Calcul de l'évapotranspiration réelle et de la pluie efficace par la méthode de Thornthwaite

La part de l'eau réellement évapotranspirée en fonction des réserves du sol est appelée évapotranspiration réelle (ETR). L'eau des précipitations qui n'est pas retenue dans le sol ou évapotranspirée constitue la précipitation efficace, c'est à dire la part des précipitations qui participe réellement à la recharge de la nappe. La méthode de Thornthwaite permet de calculer l'ETR et la précipitation efficace en simulant le comportement du sol par un réservoir à débordement caractérisé par sa côte de débordement ou capacité de rétention maximale (RUMAX). Le pas de temps de calcul peut être journalier, décadaire ou mensuel. A chaque pas de temps, un bilan d'eau est effectué en comparant l'évapotranspiration potentielle (ETP) avec la hauteur de pluie (P). Si $(P-ETP) > 0$, l'évapotranspiration réelle (ETR) sera égale à l'ETP et la quantité d'eau correspondant à $P-ETP$ sera emmagasinée dans le réservoir simulant le sol jusqu'à saturation de celui-ci (valeur de RUMAX). La partie de l'excédent dépassant éventuellement la capacité de rétention maximale constitue la pluie efficace. Si $P-ETP < 0$, l'évapotranspiration réelle sera égale à la pluie plus tout ou partie de la réserve en eau du réservoir jusqu'à épuisement éventuel de celle-ci et à concurrence de la valeur de l'ETP.

La capacité de rétention maximale du sol (ou réserve utile) dépend de chaque sol, de son épaisseur et des terrains rocheux sous-jacents. Soulios (1984) estime que la capacité de

rétenion du sol sur terrains calcaires en Grèce varie de 0 à 50 mm selon la couverture végétale. Gutierrez (1994), dans l'étude des ressources en eau souterraine de l'île de Malte, propose des valeurs de RUMAX pour des terrains karstiques sous climat équivalent à celui de la Crète, comprises entre 20 et 40 mm. Etant donné la très faible végétation sur le massif du Psiloritis, nous considérerons une valeur de 20 mm. L'effet de la neige en altitude sur le calcul de l'ETR et la réserve en eau du sol ne sera pas pris en compte par simplification.

1.3.3. Fiabilité des appareils de mesure de la conductivité électrique et de la température

La conductivité électrique est un paramètre dont la mesure en continu est souvent biaisée par une dérive de la sonde de mesure. Il est donc nécessaire d'être particulièrement attentif et une mesure de vérification hebdomadaire avec un appareil portable indépendant correctement calibré au laboratoire doit être effectuée. Les résultats de 44 mesures de vérification faites à la source Almyros entre septembre 1999 et février 2001 sont donnés dans la figure 3.3. Une droite de corrélation linéaire est ajustée sur les points par régression linéaire dans Excel[®], avec un coefficient de détermination (R^2) proche de 1. Cette relation linéaire sans dérive entre les deux appareils de mesure, pour des conductivités comprises entre 394 à 18000 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, atteste de la fiabilité du matériel d'enregistrement en continu utilisé.

Des mesures similaires de températures ne montrent également aucune dérive au cours des deux cycles hydrologiques 1999-2001.

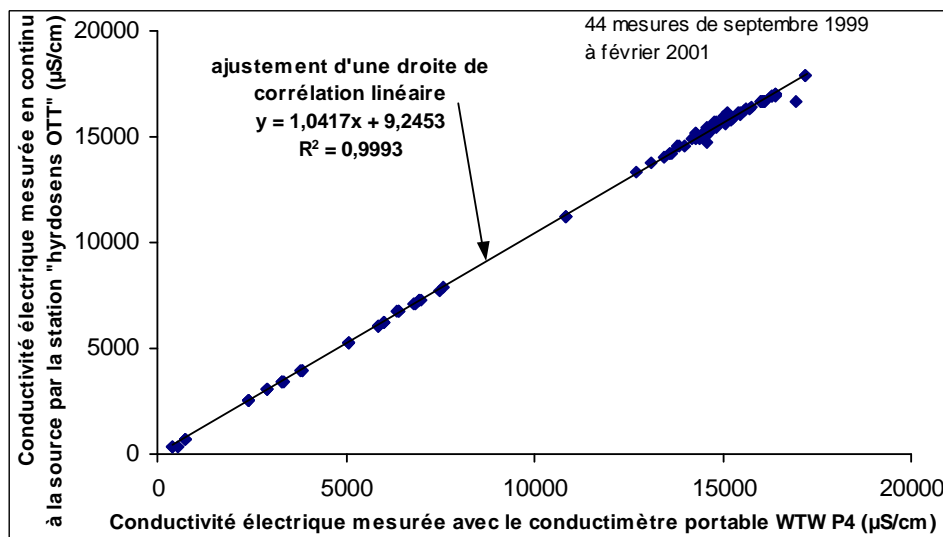


Figure 3.3 : Conductivité électrique mesurée à la source Almyros d'Héraklion par deux conductimètres indépendants

1.3.4. Relation entre la concentration en chlorures et la conductivité de l'eau de la source Almyros

La salinité de l'eau de la source Almyros provient d'un mélange d'eau douce bicarbonaté-calcaïque et d'eau de mer. La concentration en chlorures est représentative de ce mélange et a été mesurée au pas de temps hebdomadaire de septembre 1999 à août 2000. La concentration en chlorures peut être déduite de la conductivité électrique mesurée à la source Almyros par la station d'acquisition en continu Hydrosens OTT, suivant la relation ci-dessous, illustrée dans la figure 3.4. Cette relation a été obtenue par ajustement d'une courbe polynomiale du second degré dans Excel[®], sur les 33 points de mesure.

$$Cl = 2,4096 \cdot 10^{-6} \cdot (\text{CondHydrosens})^2 + 0,28346 \cdot \text{CondHydrosens} - 41,3824$$

avec Cl la concentration en chlorures en mg.l^{-1} et CondHydrosens la conductivité électrique en $\mu\text{S.cm}^{-1}$.

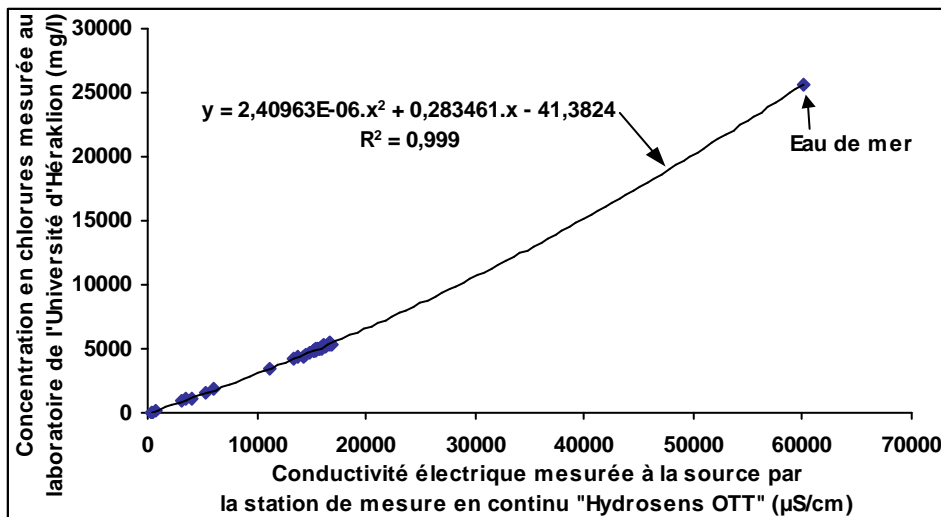


Figure 3.4 : Relation entre la concentration en chlorures et la conductivité électrique de l'eau de la source Almyros d'Héraklion

2. Résultats du suivi du système karstique de l'Almyros d'Héraklion de septembre 1999 à mai 2001

Le système karstique est suivi en continu depuis le mois de septembre 1999 avec les appareils de mesure décrits précédemment. Dans cette partie, la climatologie pendant la période d'étude est détaillée, ainsi que les variations physico-chimiques de l'eau de la source Almyros d'Héraklion.

2.1. Climatologie sur le bassin versant

2.1.1. Données

La climatologie sur le bassin versant est étudiée avec les enregistrements de la station météorologique d'Anogia installée à 800 m d'altitude (Figure 2.20). Les précipitations sont également enregistrées en continu sur les pluviomètres de Marathos, Prinias, Venerato et Héraklion (Figure 2.20) mais leur fonctionnement ne couvre pas toute la période d'étude.

L'ensemble des résultats mensuels est donné dans le tableau 3.6 page suivante.

		1999				2000								Total cycle 99-00	2000				2001				Sous-total cycle 00-01				
		Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août		Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avr.					
Précipitations (mm)	Anogia (800 m)	cycles 99-00-01												950,7	cycles 99-00-01												1132,2
		moyenne cycles 62-97												1091,8	moyenne cycles 62-97												1042,0
		Préc. efficaces à Anogia avec R _{umax} =20mm												539,8	Préc. efficaces à Anogia avec R _{umax} =20mm												795,6
		Marathos (500 m)													Marathos (500 m)												834,6
		Prinias (610 m)													Prinias (610 m)												
		Venerato (300 m)													Venerato (300 m)												
	Heraklion (30 m)													Heraklion (30 m)												525,7	
Températures extrêmes à Anogia (°C)	minimum	13,8	9,9	2,0	3,1	-2,8	-0,1	-0,9	4,7	5,8	9,8	15,3	15,7		9,2	6,4	6,7	1,2	2,8	-1,6	2,8	3,8					
	maximum	27,2	27,7	21,9	17,7	11,4	13,6	23,4	26,2	24,7	29,2	35,6	29,4		31,6	26,5	23,6	17,3	16,0	17,7	28,0	23,5					
Température moyenne à Anogia (°C)	moyenne	19,6	16,7	12,0	9,6	3,4	5,3	8,0	13,5	16,2	19,5	23,9	21,4	14,1	19,6	15,2	14,1	8,5	7,7	6,5	13,4	12,2					
	minimum	16,0	13,6	9,4	6,8	1,6	2,8	4,6	9,8	12,6	15,6	19,7	18,0	10,9	16,1	11,8	11,5	6,5	5,9	4,1	10,2	9,1					
	maximum	23,6	20,6	14,7	12,7	5,4	7,9	11,6	17,1	19,8	23,1	28,2	25,1	17,5	23,7	17,6	17,4	10,7	9,9	9,2	17,1	15,4					
Humidité moyenne à Anogia %		54,6	68,0	69,8	74,8	88,4	82,8	69,5	70,4	62,1	54,5	40,9	56,8		61,4	73,4	57,3	83,2	86,1	83,2	57,9	69,2					
Vitesse moyenne du vent à Anogia	m.s ⁻¹	2,83	3,65	5,22	3,21	4,18	4,15	3,68	4,33	3,32	3,85	3,53	4,35		3,42	3,06	3,42	4,19	4,40	4,29	3,83	4,96					
	km.h ⁻¹	10,2	13,1	18,8	11,5	15,0	14,9	13,2	15,6	12,0	13,9	12,7	15,7		12,3	11,0	12,3	15,1	15,8	15,4	13,8	17,9					
Direction préférentielle du vent à Anogia		SO	O-SO	SO	S	O-SO	O-SO	O	O-SO	O-SO	O-SO	O-SO	O-SO		O-SO	O-SO	S	S-SO-O	S & O	SO	SO	S-SO-O					
Evapotranspiration réelle à Anogia (mm) (Hargreaves & Samani 1985) [calcul journalier avec R _{Umax} =20mm]		9,0	9,2	36,9	64,8	54,9	69,0	77,4	61,9	27,7	0	0	0	410,8	11,1	31,2	11,1	67,7	65,3	70,4	27,8	52	336,6				

Remarque : Les cases laissées blanches correspondent à une période où le pluviomètre n'a pas fonctionné

Tableau 3.6 : Aperçu des conditions climatiques mensuelles sur le bassin versant de l'Almyros d'Héraklion entre septembre 1999 et avril 2001

2.1.2. La température

Les températures moyennes mensuelles à Anogia sont normales, proche de la moyenne interannuelle, de l'ordre de 20 à 25°C en été et entre 5 et 10°C en hiver (Figure 3.5). Seul le mois de janvier 2000 s'écarte de la moyenne interannuelle, avec une valeur moyenne plus basse égale à 3,4°C et une moyenne mensuelle des valeurs minimales et maximales comprise entre 1,6 et 5,4°C (Tableau 3.6). Les températures extrêmes minimales à 800 m d'altitude sont clémentes, passant rarement en dessous de zéro degré. Les températures extrêmes maximales dépassent quasiment toute l'année 20°C, et peuvent être supérieures à 30°C en été (Tableau 3.6). En appliquant le gradient altitudinal de température de $-0,51^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ établi sur les moyennes interannuelles au chapitre 2, les températures extrêmes calculées à Héraklion atteignent 40°C et plus de 25°C au sommet du Psiloritis à 2456 m d'altitude.

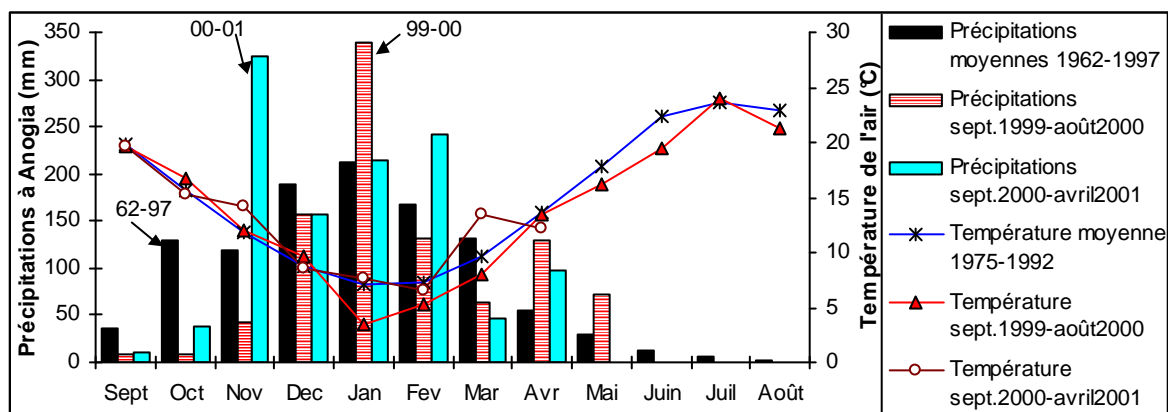


Figure 3.5 : Comparaison des précipitations et des températures à Anogia (800 m) entre la moyenne interannuelle, le cycle 99-00 et le cycle 00-01

2.1.3. Les précipitations réelles et efficaces

La période pluvieuse sur la Crête centrale est exclusivement limitée à la période débutant à la fin de l'automne et se terminant au début du printemps (Figure 3.5, 3.6, Tableau 3.6). Les précipitations sont très inégalement réparties entre les cycles 99-00 et 00-01. Les précipitations à Anogia sont commentées dans cette partie car c'est la seule chronique complète disponible sur les deux cycles. Le cycle 99-00 (de septembre à août) est déficitaire en eau par rapport à la moyenne interannuelle, avec 950,7 mm annuels (Tableau 3.6). La sécheresse estivale est longue et perdure jusqu'en décembre 1999, avec de très faibles précipitations bien en-dessous des moyennes saisonnières (précipitations totales égales à 60,4 mm de septembre à novembre 1999 au lieu de 285,4 mm moyens). Le mois de janvier est au contraire très arrosé, totalisant 338,4 mm de pluie (Figure 3.5). Le cycle 00-01 est excédentaire en eau, principalement du fait des fortes précipitations des mois de novembre 2000 et février 2001 (Tableau 3.6, Figure 3.5).

Les précipitations sont de type orageux, avec de fortes quantités d'eau précipitées sur une courte période généralement inférieure à 5 jours ; et entre chaque période pluvieuse, le beau temps revient (Figure 3.6). Le total journalier de précipitations pour un épisode donné à Anogia dépasse 100 mm plusieurs fois dans l'année, par exemple :

- le 15/01/00, 156,5 mm en 36h,
- le 28/11/00, 119,0 mm en 14h,
- le 17/01/01, 92,3 mm en 13h dans un épisode complet de 116,9 mm en 29,5h,
- le 13/02/01, 124,4 mm en 35,5h.

Certains épisodes pluvieux dépassent 200 mm et plus rarement 300 mm, comme du 26 au 30 novembre 2000 où 314,8 mm de pluie sont tombés à Anogia, soit un tiers de la pluviométrie moyenne interannuelle en moins de 5 jours. A Marathos et dans les zones à plus basse altitude du bassin d'Héraklion, les précipitations sont moins élevées (Tableau 3.6, Figure 3.6) mais du même type orageux. Lors des épisodes de 100 mm observés à Anogia, les précipitations à Marathos sont de l'ordre de 50 mm par jour.

Certains événements pluvieux peuvent être très localisés et montrent l'intérêt de procéder à des enregistrements des précipitations en plusieurs points du bassin versant. Par exemple, entre le 10 et le 20 avril 2000, 96,4 mm de pluie sont enregistrés à Anogia, alors qu'à Marathos seulement 0,4 mm de pluie sont tombés, 1,8 mm à Prinias, 0,8 mm à Douli et 0,2 mm à Venerato (Figure 3.6, Figure 2.20).

Compte tenu des paramètres nécessaires pour calculer l'évapotranspiration réelle au pas de temps journalier, la pluie efficace est seulement calculée pour la station d'Anogia. Elle varie d'une part avec la valeur annuelle des précipitations, mais surtout en fonction de l'intensité des événements pluvieux. Les fortes et courtes précipitations du cycle 00-01, entrecoupées de périodes sèches, ne favorisent pas le stockage de l'eau dans le sol et engendrent une précipitation efficace élevée, égale à 795,6 mm, soit 70% de l'eau précipitée à Anogia (Figure 3.6, Tableau 3.6). Sur le cycle 99-00, les précipitations sont généralement plus faibles et longues, ce qui limite l'infiltration par reprise évaporatoire à 539,8 mm, soit 57% des précipitations réelles à Anogia.

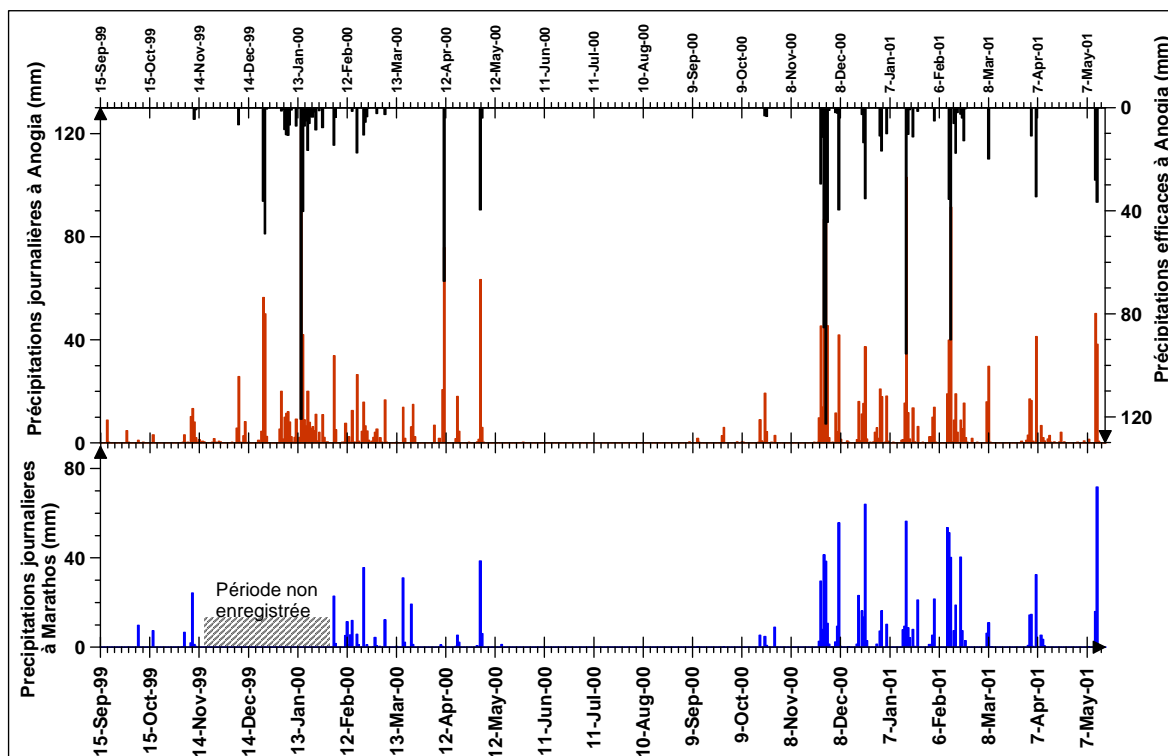


Figure 3.6 : Précipitations journalières à Anogia et Marathos entre le 15 septembre 1999 et le 18 mai 2001

2.1.4. L'humidité relative

L'humidité relative moyenne mensuelle à Anogia varie entre 80 et 90% lors des mois pluvieux, puis tombe très vite à moins de 70% au printemps et à l'automne et est inférieure à 55% en été (Tableau 3.6). Les valeurs absolues descendent en dessous de 20% d'humidité relative lors des fortes chaleurs diurnes estivales.

2.1.5. Le vent

La répartition des vents suivant les huit directions principales est représentée sur la figure 3.7. Les vents du Nord-Est, Est et Sud-Est sont quasiment inexistants. Tout au long de l'année, le vent vient préférentiellement de l'Ouest et du Sud-Ouest. La composante N-NW est curieusement peu représentée alors que les stations météorologiques Nationales enregistrent jusqu'à 60% des vents venant du N-NW en été et 30 à 40% en hiver (avec 30% venant du SW). Cette différence pourrait provenir de l'implantation de la station météorologique à Anogia en zone montagneuse dans une position influencée par la topographie et la proximité de bâtiments.

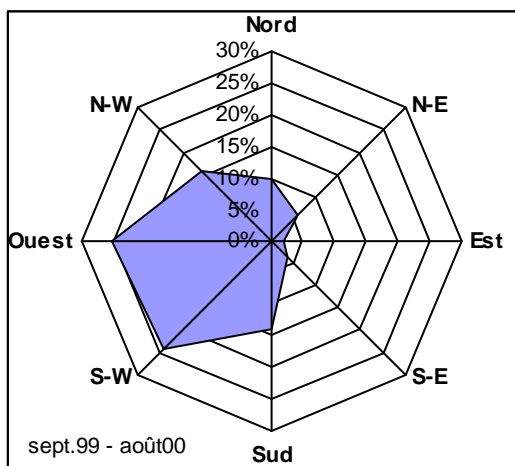


Figure 3.7 : Directions des vents à la station météorologique d'Anogia (800 m) entre septembre 1999 et août 2000

Le vent souffle toujours en Crète (97% des vitesses supérieures à 3 km.h⁻¹), dans 85% des cas avec une vitesse inférieure à 20 km.h⁻¹. Des vents exceptionnellement forts à plus de 100 km.h⁻¹ ont été enregistrés, mais ils ne dépassent jamais 130 km.h⁻¹ (Figure 3.8).

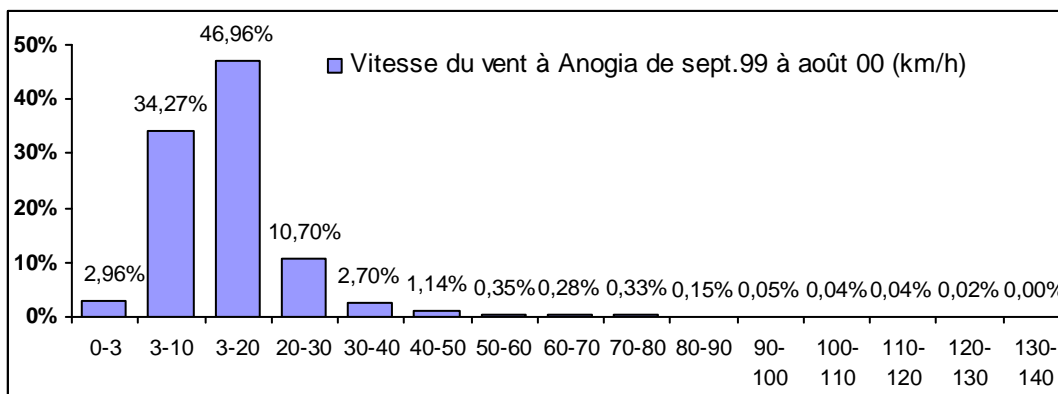


Figure 3.8 : Histogramme de la vitesse du vent de septembre 1999 à août 2000

2.1.6. Conclusions

Le climat sur le bassin versant durant les cycles 99-01 est typique du climat méditerranéen avec influence des zones d'altitude. Les températures sont douces en hiver avec tout de même des précipitations neigeuses sur les sommets (Photo 2.6, chapitre 2). En été, les températures sont très élevées et provoquent une période de sécheresse pouvant durer plusieurs mois jusqu'aux premières pluies de l'automne ou de l'hiver. L'évapotranspiration potentielle est très forte mais l'évapotranspiration réelle est limitée par la recharge du sol en eau par les précipitations. Les précipitations sont généralement courtes et de forte intensité, dépassant à plusieurs reprises 100 mm en moins de 24 heures à Anogia et entraînant une infiltration quasi-totale de l'eau précipitée. Le cycle 99-00 est globalement déficitaire en

eau précipitée tandis que le cycle 00-01 est excédentaire par rapport à la moyenne interannuelle.

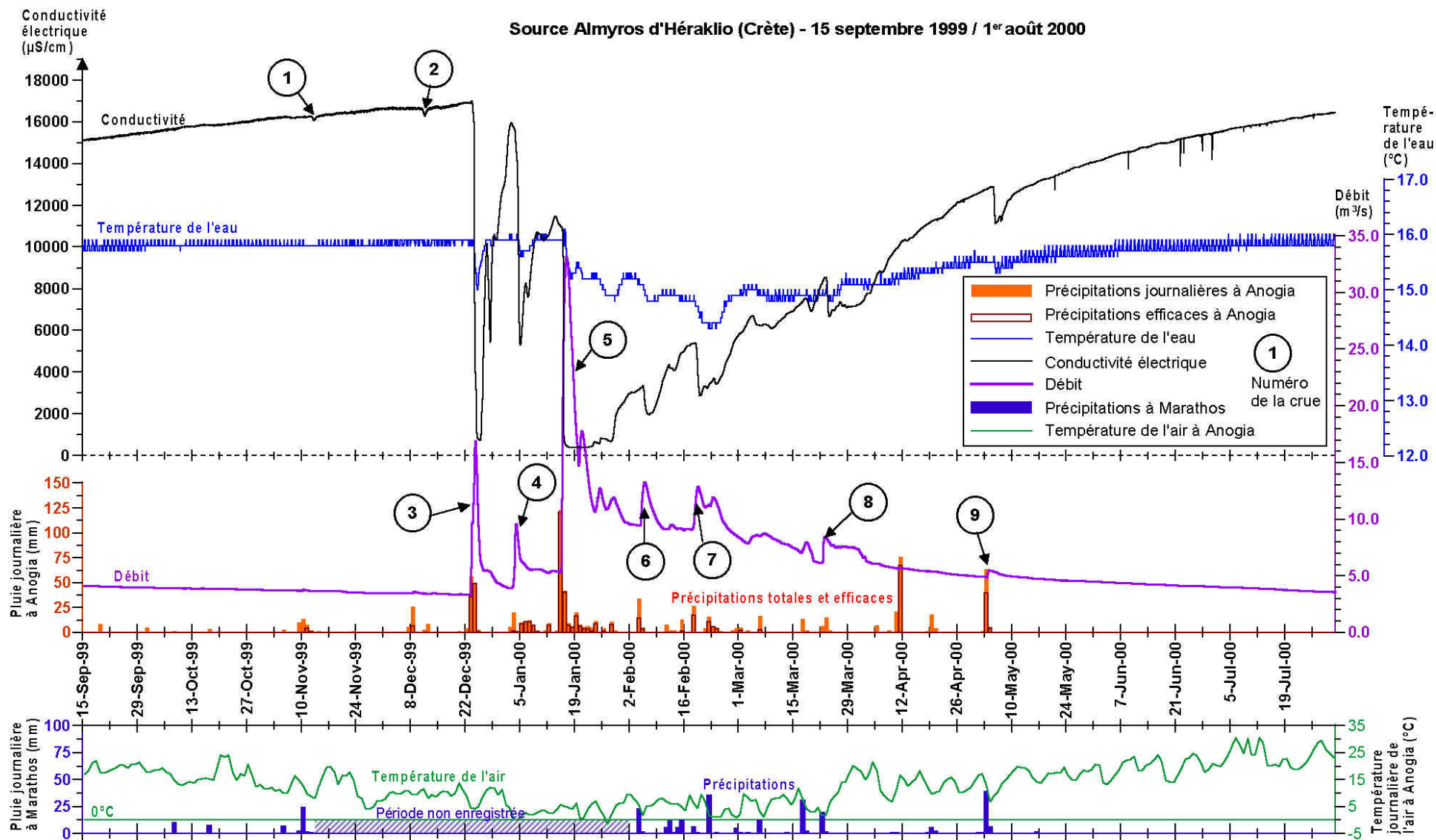


Figure 3.9 a : Evolution de la température, de la conductivité électrique et du débit de la source Almyros d'Héraklion - Précipitations et températures à Anogia (800 m), et précipitations à Marathos (500 m) [La figure se poursuit page suivante]

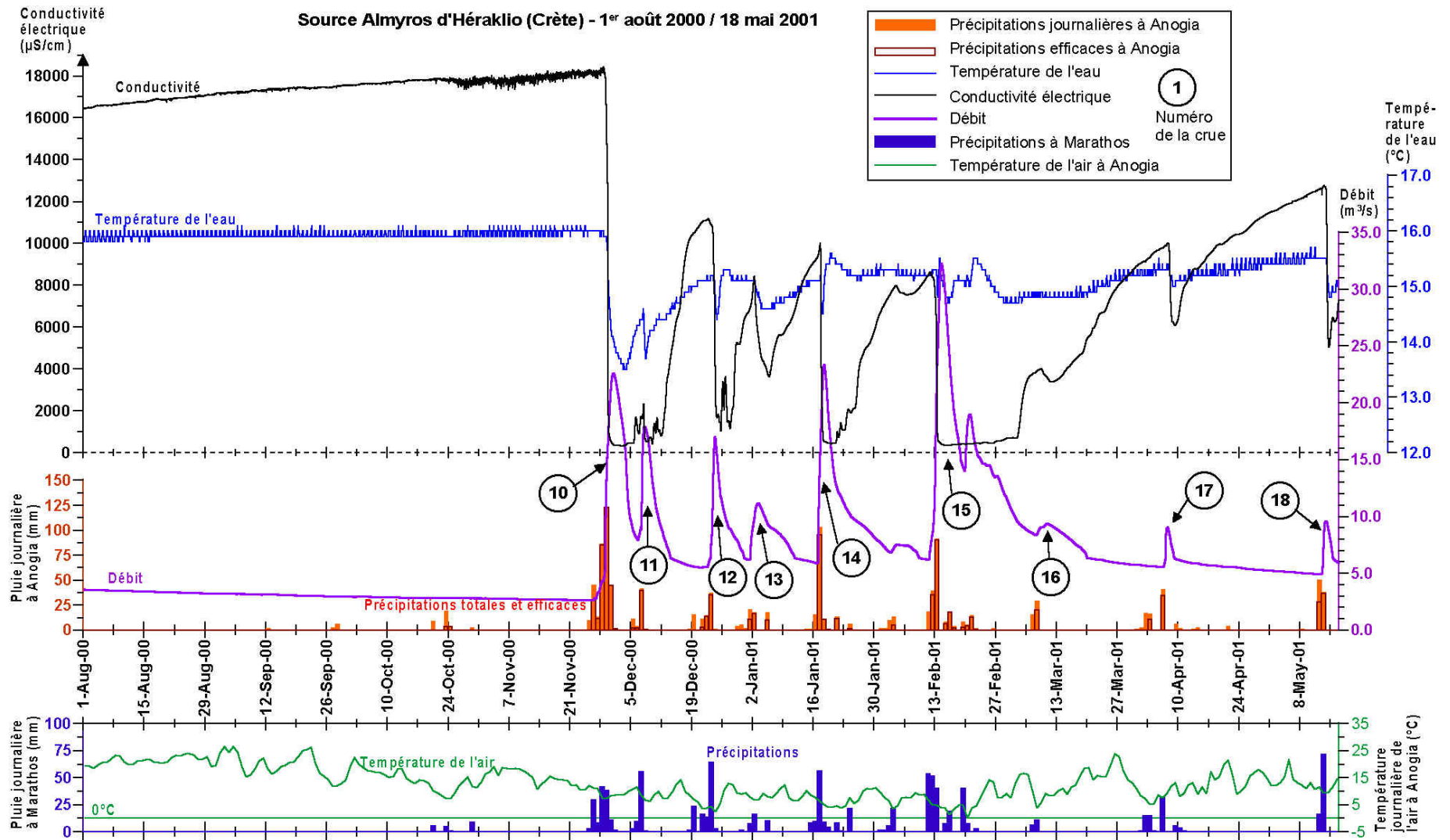


Figure 3.9 b : Evolution de la température, de la conductivité électrique et du débit de la source Almyros d'Héraklion - Précipitations et températures à Anogia (800 m), et précipitations à Marathos (500 m)

2.2. Suivi en continu de la source Almyros : conductivité, température, niveau du plan d'eau et débit

Les mesures en continu de la conductivité électrique, de la température et du débit de la source Almyros d'Héraklion, et de la pluviométrie à Anogia (800m) et Marathos (500m) (Figure 2.20) sont données dans les figures 3.9a,b (pages précédentes). Ces figures seront fréquemment appelées dans la suite du chapitre.

2.2.1. Evolution générale sur la période d'étude

2.2.1.1. Valeurs moyennes et extrêmes

La période d'étude s'étale du 15 septembre 1999 au 18 mai 2001. La fin de l'étiage 1999, l'étiage 2000 et les hivers 1999-00 et 2000-01 ont été enregistrés.

Le débit diminue à l'étiage jusqu'à l'arrivée des pluies hivernales. La salinité augmente progressivement avec la diminution du débit (par exemple de mai à novembre 2000, Figures 3.9a,b), tandis que la température est stable. Ensuite, l'hiver est caractérisé par une succession d'événements pluvieux qui provoquent des crues à la source avec de fortes augmentations de débit accompagnées d'une chute de la salinité et de la température de l'eau (Figures 3.9a,b).

	Période 15 sept. 1999 - 15 sept. 2000			Période 15 sept. 2000 - 18 mai 2001	
	Moyenne	Minimum	Maximum	Minimum	Maximum
Débit ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	5,50	3,12	33,18	2,64	32,27
Conductivité électrique ($\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$)	12562	378	17400	331	18430
Température de l'eau ($^{\circ}\text{C}$)	15,6	14,3	16,1	13,5	16,1
Concentration en chlorures ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$)	3957	66	5620	53	6001
% d'eau de mer	14,7%	0%	20,8%	0%	22,2%
Nombre de jours d'eau douce, $[\text{Cl}^-] < 250 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$	13 jours			30 jours	

Tableau 3.7 : Valeurs caractéristiques de débit, de conductivité électrique, de température et nombre de jours d'eau douce à la source Almyros entre le 15 septembre 1999 et le 18 mai 2001

La période d'étude a été arbitrairement divisée par année (Tableau 3.7), comme elle le serait dans le but d'établir un bilan pour l'exploitation d'eau. Le début de l'année est choisi au premier jour de données disponibles. Le cycle 99-00, du 15 septembre 1999 au 15 septembre 2000, constitue une année sèche, déficitaire en précipitations. Le débit moyen est de $5,50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, variant entre 3,12 et $33 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. La salinité moyenne de l'eau est de l'ordre de $4 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ de chlorure, soit 14,7% d'eau de mer (avec la concentration en chlorures de la

Mer de Crète égale à 27 g.l^{-1}). Suivant la norme européenne, l'eau potable doit avoir une concentration en chlorures inférieure à 250 mg.l^{-1} , ce qui correspond à l'Almyros à avoir une conductivité électrique inférieure à $1020 \mu\text{S.cm}^{-1}$. L'eau a été douce durant 13 jours, répartis entre un jour le 25/12/99 et 12 jours consécutifs du 17 au 28 janvier 2000 (Figure 3.9a). La température de l'eau a varié de $16,1^\circ\text{C}$ à $14,3^\circ\text{C}$ en crue. Le cycle 00-01, du 15 septembre 2000 au 18 mai 2001, n'est pas enregistré en entier mais est caractéristique d'une année moyennement à fortement arrosée par les précipitations hivernales. Le débit minimum de la fin de l'étiage 2000 est très faible (Figure 3.9b), inférieur à $3 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ avec plus de 20% d'eau de mer (concentration en chlorures jusqu'à 6 g.l^{-1} , soit une salinité supérieure à 10 g.kg^{-1}). Le débit maximum est égal à $32 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, la température de l'eau a chuté en crue jusqu'à $13,5^\circ\text{C}$ (Figure 3.9b). L'eau a été douce durant 30 jours, répartis entre 8 jours du 30/11/00 au 9/12/00, 4 jours du 18 au 21 janvier 2001 et 18 jours consécutifs du 14 février au 3 mars 2001 (Figure 3.9b).

2.2.1.2. Influence de la fonte des neiges

Dans les bassins d'altitude ayant un couvert neigeux, la fonte de la neige journalière ou lors de périodes chaudes génère un signal qui peut se retrouver dans les sources. La réponse de la source par une variation du débit, de la température, ou de la minéralisation renseigne sur les conditions de circulation des eaux souterraines (Kobayashi, 1985, 1986; Dubois, 1991). A la source Almyros, la neige est présente en hiver sur les sommets éloignés de plus de 10 km de la source. La fonte peut soutenir le débit lors de périodes chaudes mais aucune variation journalière de température, de débit ou de salinité en relation avec la fonte des neiges n'a été observée.

2.2.1.3. Influence des marées

Plusieurs auteurs citent l'influence des marées sur les niveaux des nappes d'eau et le débit des sources. Bezes et Joseph (1983) montrent que les variations du niveau de la mer avec la marée en Mer de Crète, de l'ordre de quelques dizaines de centimètres, sont suffisantes pour engendrer des variations de débit et de salinité dans certaines sources Almyros, telle que l'Almyros d'Agios Nikolaos en Crète. Gaillard (2001) explique certaines variations piézométriques dans un aquifère fracturé continental affleurant, par une corrélation inverse avec les variations de pressions atmosphériques. A l'inverse, la source Almyros d'Héraklion est remarquable par sa stabilité. L'observation détaillée des variations du niveau du plan d'eau de la source, du débit et de la salinité met en évidence qu'elle ne réagit pas aux marées.

2.2.1.4. Bilan hydrique simplifié

Un bilan hydrique simplifié peut être fait à partir des valeurs de précipitations efficaces calculées à la station météorologique d'Anogia et avec les enregistrements de débit et de

salinité de la source Almyros d'Héraklion. Le bilan est fait sur la période du 16 septembre 1999 au 15 septembre 2000. Le volume d'eau infiltré est calculé en considérant les précipitations uniformément réparties sur un bassin versant de 380 km² (S_{eq}) à l'altitude de la station d'Anogia, ce qui est théoriquement équivalent au bassin versant d'altitude moyenne 1030 m et de surface 305 km² défini au chapitre 2. Ce bilan hydrique simplifié néglige tous les termes sources.

Période du 16 sept. 1999 au 15 sept. 2000	
Peff : Précipitations efficaces à Anogia (RU _{max} =20mm)	539,9 mm
Débit total moyen de la source Almyros	5,501 m³.s⁻¹
Débit d'eau douce moyen de la source Almyros	4,563 m³.s⁻¹
Concentration en chlorures moyenne	3960 mg.l⁻¹
Valmyros : Volume d'eau douce à l'Almyros	144 304 387 m³
VPeff : Volume d'eau infiltré = Peff . S _{eq} (S _{eq} =380km ²)	205 162 000 m³
Bilan = Valmyros - VPeff	-60 857 613 m³

Tableau 3.8 : Bilan hydrique simplifié du système karstique de l'Almyros d'Héraklion du 16/09/99 au 15/09/00

Le tableau 3.8 synthétise les résultats du bilan simplifié. Il apparaît clairement que ce bilan est déséquilibré, avec un déficit d'eau à la source de 30% par rapport au volume d'eau infiltré. Quatre erreurs principales pourraient expliquer ce déséquilibre : (1) le choix de la station météo à Anogia, (2) la sous-estimation de l'évapotranspiration, (3) un retard de l'alimentation de la nappe de l'Almyros d'Héraklion dans la puissante zone non-saturée de l'aquifère, (4) la sur-estimation de la surface du bassin versant.

1- La première hypothèse serait de considérer que la station d'Anogia n'est pas représentative du bassin versant. Cette hypothèse peut être écartée car elle ne peut pas expliquer l'écart de 30% observé, et les valeurs mesurées à Anogia sont en accord avec les précipitations moyennes attendues sur le bassin versant dans les bilans interannuels.

2- La lame d'eau infiltrée sur le bassin versant est trop forte, ce qui pourrait se traduire par une sous-estimation de l'évapotranspiration. L'estimation de l'évapotranspiration réelle au pas de temps journalier équivaut à 57% des précipitations, proche des valeurs de l'ordre de 50% trouvées sur les bilans interannuels. L'erreur pourrait provenir de la valeur de RU_{max} (capacité maximale du sol en eau disponible pour l'évapotranspiration). Des calculs de l'ETR pour différentes valeurs de RU_{max} jusqu'à 60 mm donnent une lame d'eau infiltrée minimale de 413 mm, ce qui est encore trop important pour équilibrer le bilan.

3- Ce bilan suppose que l'intégralité du volume d'eau rechargé sur le bassin versant atteint la source dans l'année étudiée (ce n'est pas nécessairement l'eau précipitée sur la période d'étude). Le déséquilibre du bilan pourrait être expliqué en partie par le stockage temporaire de l'eau dans l'aquifère, dans la zone saturée, ou par un écoulement lent dans la zone non-saturée. Ce stockage varie d'un cycle sur l'autre ce qui amène à des bilans déséquilibrés sur une année mais équilibrés à l'échelle inter-annuelle.

4- La quatrième hypothèse pourrait être complémentaire de la troisième. La surface du bassin versant d'alimentation de la source Almyros d'Héraklion a pu être surestimée dans les bilans interannuels. Le bassin versant réel serait moins développé que le tracé donné sur la figure 2.20 mais l'unique bilan fait sur l'année 99-00 ne permet de définir la surface exacte du bassin versant. La limite Sud du bassin versant, passant par les sommets du massif du Psiloritis, pourrait être corrigée et déplacée vers le nord, sur la faille SSE/NNW du Psiloritis. Le massif du Psiloritis n'étant plus entièrement compris dans le bassin versant, l'altitude moyenne du bassin versant sera plus basse et la lame d'eau moyenne précipitée diminuera d'autant que les sommets sont des zones à très forte pluviométrie.

2.2.2. Relations entre les précipitations, le débit, la salinité et la température de l'eau

Les figures 3.9a,b illustrent les différences de comportement de la source entre l'étiage estival et les hautes eaux hivernales. Les précipitations dans le bassin versant provoquent de fortes crues avec des variations inversement proportionnelles au débit et à la salinité de l'eau de la source. Sur la période d'étude, dix-huit crues ont été individualisées, numérotées de 1 à 18 sur les figures 3.9a,b, et sont présentées dans cette partie. Elles seront la base de l'analyse des mécanismes qui engendrent et régulent la salinité de l'eau de la source Almyros. Leurs principales caractéristiques sont données dans le tableau 3.8 et l'ensemble des résultats est donné en annexe 1.1.

Crue n°	Période	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
		Temps entre la première pluie (Anogia) et l'augmentation de débit (h)	Débit initial avant la crue (m ³ /s)	Débit maximal (m ³ /s)	Durée de la montée de crue (h)	Niveau initial du lac d'Almyros (m)	Niveau maximal du lac d'Almyros (m)	Conductivité initiale (µS/cm)	Conductivité minimale (µS/cm)	Durée de la chute de conductivité (h)	Température de l'eau initiale (°C)	Température de l'eau minimale (°C)
1	9/11/99 : 15/11/99	25	3,700	3,780	7,50	3,743	3,771	16250	16060	16,5	15,8	15,8
2	7/12/99 : 14/12/99	23,5	3,482	3,604	6,50	3,663	3,706	16630	16280	15,5	15,9	15,9
3a	22/12/99 : 27/12/99	29,5	3,364	16,908	35,00	3,623	7,139	16970	844	33	15,9	15,00
3b	22/12/99 : 27/12/99	29,5	3,364	16,908	35,00	3,623	7,139	16010	844	23	15,9	15,00
4a	2/1/00 : 8/1/00	5,5	3,939	9,583	27,00	3,836	6,545	15550	5280	32,5	15,9	15,60
4b	2/1/00 : 8/1/00	11,5	4,069	9,583	21,00	3,892	6,545	15550	5280	18,5	15,9	15,60
5a	14/1/00 : 20/1/00	10	5,343	33,185	40,50	4,746	8,105	10950	415	39,5	16,1	15,20
5b	14/1/00 : 20/1/00	10	5,343	33,185	40,50	4,746	8,105	10150	415	34,5	16,1	15,20
6	4/2/00 : 9/2/00	6	9,456	13,284	25,50	6,533	6,866	3340	1957	38	15,2	14,80
7	16/2/00 : 22/2/00	1	9,082	12,876	35	6,497	6,833	5390	2865	31	14,9	14,3
8	16/3/00 : 27/3/00	4,5	6,154	8,444	16,5	5,899	6,434	8530	6670	17	15,1	14,8
9	3/5/00 : 9/5/00	4	4,917	5,494	13,5	4,370	4,918	12890	11110	14,5	15,6	15,3
10a	25/11/00 : 4/12/00	24	2,654	22,641	108,5	3,397	7,517	18240	332	92,5	15,9	13,5
10b	25/11/00 : 4/12/00	73,5	4,312	22,641	59	4,006	7,517	18240	332	92,5	15,9	13,5
11	7/12/00 : 12/12/00	12,5	8,938	17,936	16	6,483	7,211	2315	531	14,5	14,6	13,7
12a	18/12/00 : 26/12/00	81,5	5,604	17,021	41,5	5,058	7,147	10770	1047	46,5	15,2	14,4
12b	18/12/00 : 26/12/00	50	5,489	17,021	73	4,912	7,147	11170	1047	68	15,2	14,4
13a	31/12/00 : 05/01/01	19,5	6,229	11,145	46,5	6,016	6,687	8410	3639	80,5	15,1	14,6
13b	31/12/00 : 05/01/01	22	6,266	11,145	44	6,071	6,687	8410	3639	80,5	15,1	14,6
14a	15/01/01 : 20/01/01	15,5	5,899	23,379	35	5,495	7,562	10000	436	61	15,2	14,5
14b	15/01/01 : 20/01/01	17,5	6,034	23,379	33	5,710	7,562	10000	436	61	15,2	14,5
15a	11/02/01 : 15/02/01	5	6,207	32,27	71,5	5,981	8,058	8630	357	87,5	15,3	14,8
15b	11/02/01 : 15/02/01	11	6,437	32,27	65,5	6,218	8,058	8320	357	70	15,3	14,8
16	08/03/01 : 13/03/01	19,5	8,385	9,383	57,5	6,428	6,526	4010	3381	62	15,3	15,3
17	06/04/01 : 10/04/01	3	5,568	9,05	23	5,011	6,494	10010	6080	34,5	15,4	15
18	12/05/01 : 15/05/01	4,5	4,952	9,593	25	4,396	6,546	12670	5040	18	15,5	14,8

Tableau 3.9 : Principales données caractéristiques des crues observées à la source Almyros d'Héraklion entre septembre 1999 et mai 2001

La réaction de la source Almyros à la suite des précipitations est très rapide. Le débit peut augmenter quatre à cinq heures après le début des précipitations mais plus généralement la réaction a lieu en moins de 24 heures (Tableau 3.9 colonne A). La montée de crue est également relativement rapide et dure entre une dizaine d'heures et deux jours (Tableau 3.9 col. D). Le débit avant les crues est de l'ordre de $3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la fin de l'étiage et entre 5 et $9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ durant les hautes eaux hivernales (Tableau 3.9 col. B, Figures 3.9a,b). Les petites crues engendrent une augmentation de 1 à $3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, tandis que certaines crues sont dix fois plus importantes, avec un débit maximum dépassant $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et allant jusqu'à $33 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Tableau 3.9 col. C). L'augmentation de débit est directement corrélée avec l'augmentation du niveau du lac à la source, qui varie entre 3 et 8 mètres au-dessus du niveau de la mer (Tableau 3.9 col. E & F). Ces crues sont également caractérisées par une diminution de la salinité de l'eau (Figures 3.9a,b). La chute de salinité s'effectue en quelques dizaines d'heures, du même ordre de grandeur que le temps de la montée de débit (Tableau 3.9 col. I). La conductivité initiale de l'eau avant la crue varie entre 18 000 et $2300 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ (concentration en chlorures entre 5800 et $600 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). La salinité chute, indépendamment de sa valeur initiale mais proportionnellement au débit, de quelques milliers de $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$

jusqu'à de l'eau douce lors des crues exceptionnelles (Tableau 3.9 col. H). Plus le débit de pointe atteint pendant la crue est fort, plus la salinité de l'eau atteint des valeurs basses (Figure 3.10). Au-dessus de $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ l'eau de la source a toujours été douce sur la période d'étude.

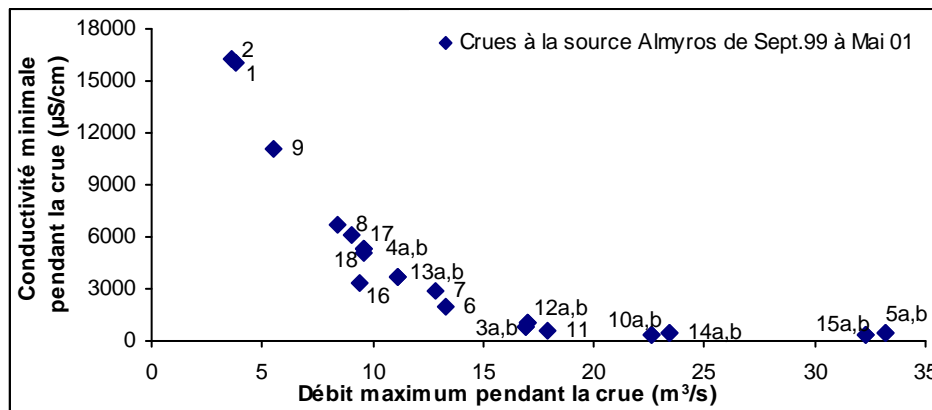


Figure 3.10 : Relation entre la conductivité minimale et le débit maximum atteints lors des crues à la source Almyros

La température de l'eau est stable à l'étiage, de l'ordre de $15,9 \pm 0,1^\circ\text{C}$. Lors des crues, la température diminue avec la salinité, en général de moins de 1°C (Tableau 3.9 col. J & K, Figure 3.13). La figure 3.11 montre que les températures minimales sont observées seulement lorsque la salinité est minimale. Au cours de la crue, la température remonte avant la salinité et peut quelquefois atteindre une valeur supérieure à sa valeur initiale (par exemple les crues 12, 14, 15 figures 3.9b et 3.14). La crue du 15 janvier 2000 (n°5) est unique, avec une augmentation de la température de $+0,2^\circ\text{C}$ ($16,1^\circ\text{C}$) lors de la chute de salinité, puis une chute plus "classique" de la température quelques heures après. Les variations de la température à la baisse indiquent l'arrivée d'une eau rechargée à plus haute altitude et stockée dans l'aquifère en profondeur tandis que les variations à la hausse traduisent certainement l'arrivée d'une eau mélangée avec les nappes d'eau plus chaudes stockées en bordure du massif calcaire à plus basse altitude.

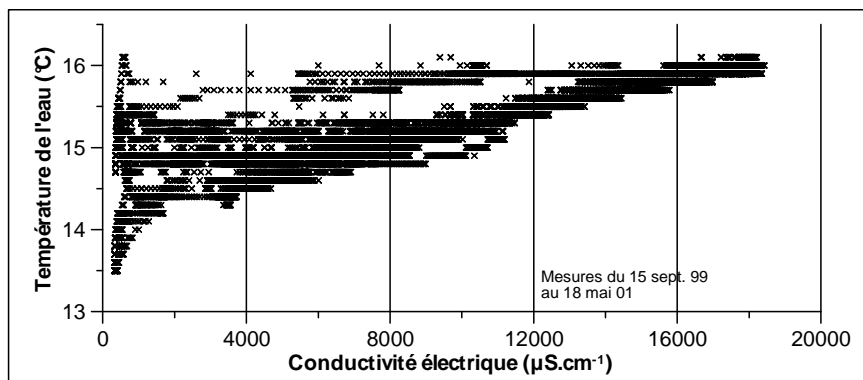


Figure 3.11 : Relation entre la température et la conductivité électrique de l'eau de l'Almyros d'Héraklion

L'allure générale de la courbe de la salinité de l'eau de la source est inversement proportionnelle à celle du débit. Mais dans le détail, la diminution de la salinité de l'eau à la suite de chaque augmentation de débit lors des 18 crues étudiées intervient toujours avec un déphasage temporel variable. La forme des courbes et le déphasage entre le début de l'augmentation de débit et le début de la chute de salinité sont illustrés sur les figures 3.13 et 3.14 pour les crues du 5 février 2000 et du 11 février 2001. Sur la base de la durée de ce déphasage, deux types de crues sont très bien individualisés sur la figure 3.12 :

a- La totalité des crues est caractérisée par une chute franche de la salinité à la suite de l'augmentation de débit, après un temps variable qui est directement corrélé avec le débit moyen pendant ce temps (Figures 3.13, 3.14). Ceci est représenté sur la figure 3.12 par la courbe de tendance suivant une fonction puissance passant par tous les points sauf quatre. Le temps entre le début de l'augmentation du débit et le début de la chute de salinité diminue d'autant plus que le débit moyen est fort.

b- Les points qui sortent de la relation puissance de la figure 3.12 caractérisent des crues plus complexes où la chute franche de la salinité est précédée d'une très faible chute précoce de la salinité. Cela concerne seulement les quatre crues n°3, 4, 5 et 15 sur les 18 crues observées. Cette chute précoce de la salinité peut également être précédée d'une très faible augmentation "précoce" du débit comme lors des crues n°4 et 15 (Figure 3.14).

Ces différences et les relations existantes entre le débit et la salinité seront explicitées dans la partie 4 de ce chapitre lors de l'analyse détaillée des crues pour montrer le fonctionnement de l'aquifère.

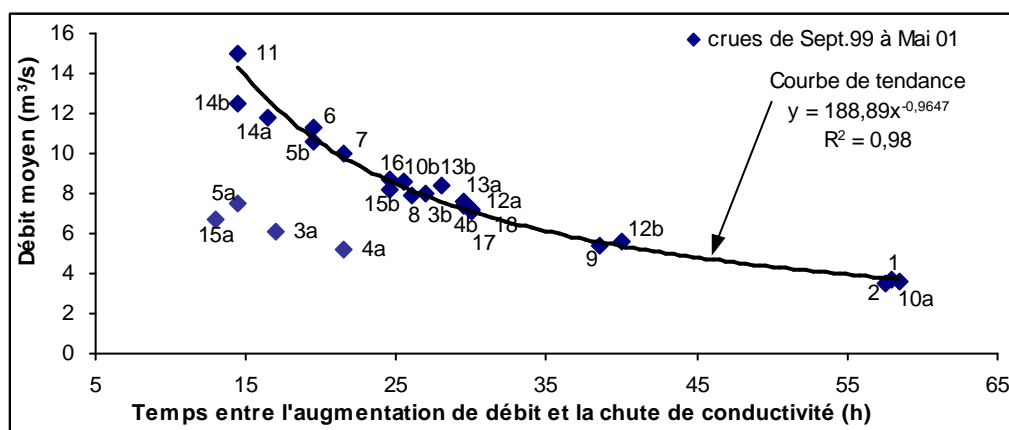


Figure 3.12 : Relation entre le temps et le débit moyen calculés entre le début de l'augmentation du débit et le début de la chute de conductivité lors des crues à la source Almyros

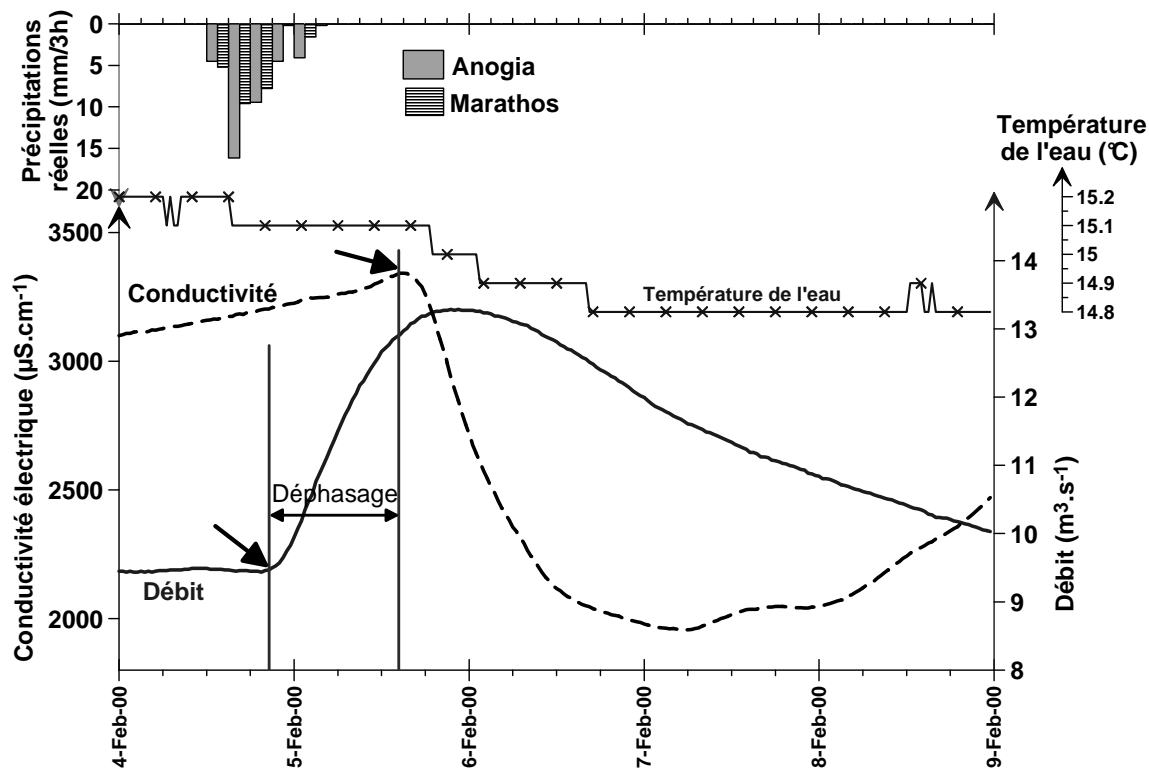


Figure 3.13 : Illustration du déphasage temporel entre l'augmentation de débit suite à une précipitation et la diminution de salinité lors de la crue n°6 (5 février 2000)

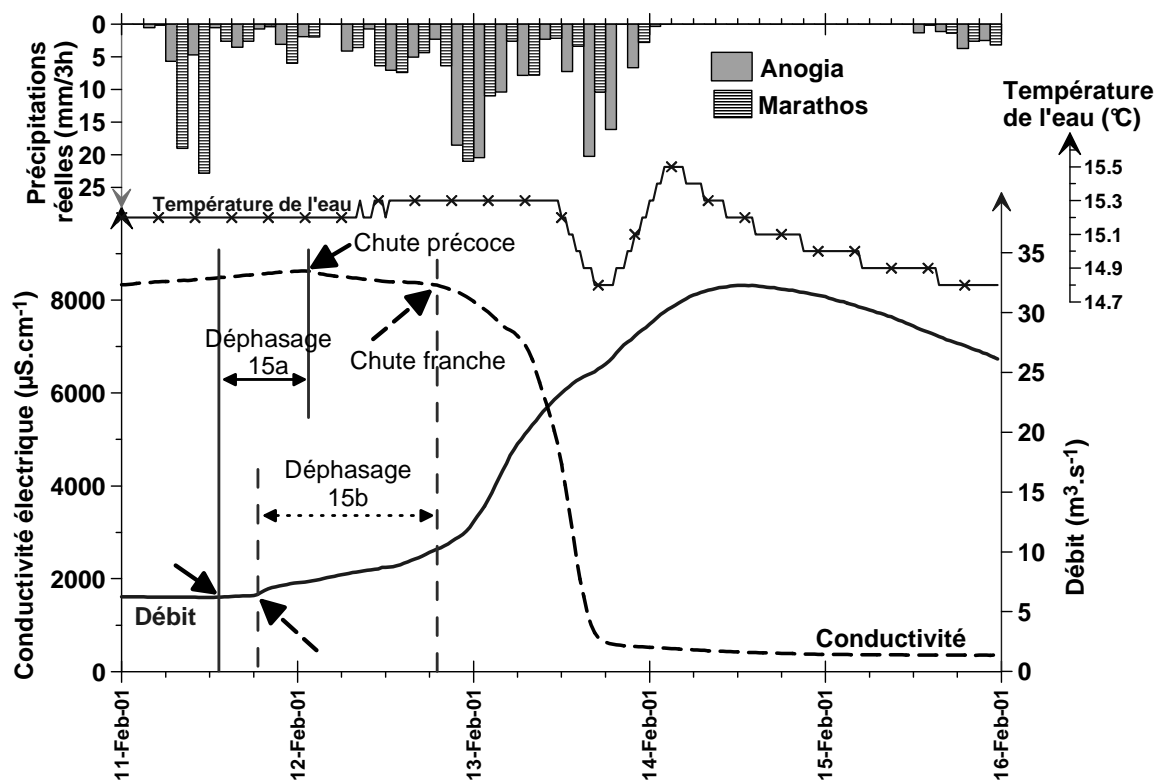


Figure 3.14 : Illustration des deux déphasages temporels entre l'augmentation de débit suite à une précipitation et la diminution de salinité lors de la crue n°15 (11 février 2001)

2.2.3. Variations irrégulières de salinité à l'étiage

La salinité de la source Almyros évolue avec le débit à la fin de la période des crues hivernales, sans variation journalière particulière. A l'étiage un phénomène nouveau est enregistré, illustré sur la figure 3.15. Au mois d'octobre 2000, la conductivité électrique de la source se met soudainement à varier de 20 à 300 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ à chaque mesure, donnant une allure très saccadée à la courbe (Figure 3.9b, 3.15). Ce phénomène s'arrête brusquement lors de la première crue de l'hiver 2000-2001.

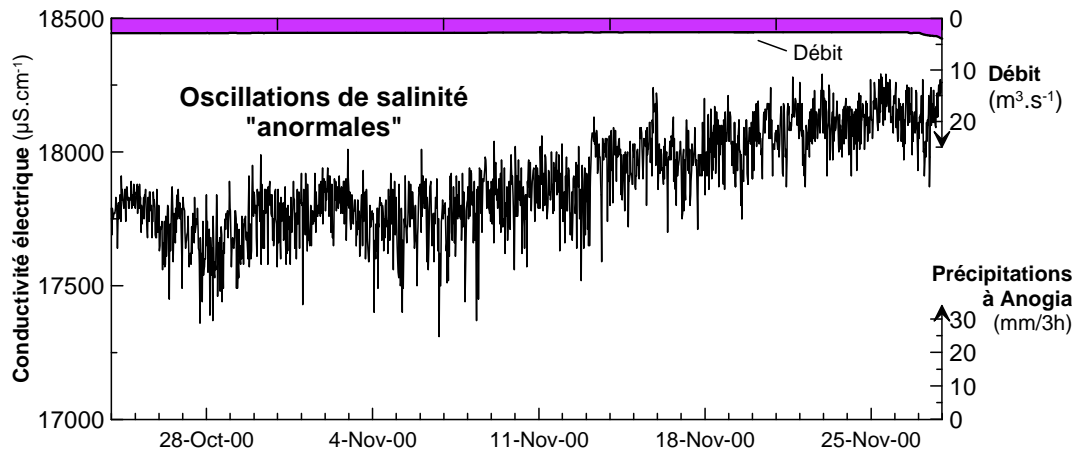


Figure 3.15 : Oscillations de courte amplitude et de fréquence élevée de la salinité à l'étiage

Une périodicité a été recherchée dans ces oscillations afin de trouver leur origine. Ce type de recherche est classique du traitement du signal. Deux outils principaux existent et ont été appliqués dans le logiciel Matlab[®] : l'auto-corrélation et l'analyse spectrale (transformée de Fourier rapide) avec une fenêtre de Hanning et de Gauss (Oppenheim et Schafer, 1989). La tendance générale de la série de données est retirée en soustrayant la valeur obtenue par une régression linéaire sur les données des mois d'octobre et novembre 2000.

Aucune périodicité n'est décelée. Le signal observé sur la figure 3.15 est un bruit sans composante sinusoïdale surajouté. **Son origine n'est pas en relation avec un phénomène hydrologique.** Il provient certainement de la profondeur de pénétration de la sonde de mesure dans l'eau. En effet, à l'étiage le niveau d'eau baisse probablement en limite de la hauteur d'installation de la sonde de mesure et provoque la mise à l'air de celle-ci en fonction des remous dans le bassin de mesure. Ce phénomène s'observe particulièrement bien à la fin de l'étiage 2000 car le niveau d'eau est le plus bas, puis il disparaît complètement lorsque le niveau d'eau remonte avec l'arrivée des crues hivernales.

2.3. La teneur en oxygène 18 de l'eau du système aquifère

2.3.1. Introduction

Dans le cycle de l'eau, le plus important mécanisme responsable de la modification de la composition isotopique des molécules d'eau (H₂O) est le fractionnement qui se produit lors d'un changement partiel de phase au cours de l'évaporation ou de la condensation. Lors de la condensation partielle d'un réservoir de vapeur (nuage), la goutte d'eau soustraite provoque l'appauvrissement en isotope lourd du réservoir. Au fur et à mesure de la condensation, les précipitations qui en résultent sont aussi de plus en plus appauvries. Le degré de condensation du nuage est fonction de la température, ce qui se traduit par un appauvrissement en isotope lourd du nuage et de la pluie lorsque la température diminue (Dansgaard, 1964). L'isotope lourd de l'oxygène, l'oxygène 18 (¹⁸O), devient ainsi un traceur naturel des conditions de température lors de la formation de la pluie. A l'échelle des moyennes annuelles, partant d'une relation entre la température de l'air et la température à la base du nuage, l'oxygène 18 est donc un traceur naturel de l'altitude de précipitation de l'eau de recharge de l'aquifère.

La teneur en ¹⁸O s'exprime en δ , c'est à dire en part pour mille de différence relative par rapport à l'étalon SMOW (Standard Mean Ocean Water) :

$$\delta \text{ ‰} = [(R_{\text{éch}}/R_{\text{SMOW}})-1] \cdot 1000$$

avec $R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$ et δ du SMOW égal à zéro.

La teneur en ¹⁸O dépend également de l'origine et du trajet des masses de vapeur (effet de continentalité). Une relation peut finalement être établie entre l'altitude de recharge des aquifères et la teneur en ¹⁸O à partir des enregistrements de la teneur en ¹⁸O des précipitations recueillies à différentes altitudes sur le bassin versant. Cette relation est affectée par les variations saisonnières de température (Olive, 1995). La teneur en ¹⁸O des précipitations ne peut pas toujours être échantillonnée ; elle peut alors être estimée par la valeur obtenue dans l'eau de sources pour lesquelles l'altitude moyenne de l'aire d'alimentation est connue. L'eau des sources reflètera généralement les variations saisonnières d'une manière beaucoup moins marquée, le stockage temporaire dans l'aquifère jouant le rôle de tampon.

Six sources dont l'altitude moyenne de recharge est estimée, ont été suivies sur le bassin versant de l'Almyros d'Héraklion, ainsi que des forages en exploitation et la source Almyros d'Héraklion. Les analyses ont été réalisées au Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Avignon.

2.3.2. Relation avec l'altitude

Les précipitations n'ont pas pu être échantillonnées. La teneur en ^{18}O sur le bassin versant est définie à l'aide des six sources suivies. Les résultats sont donnés dans le tableau 3.10. Cinq sources sont situées le long de la route menant sur le plateau de Nida au pied du Psiloritis (Figure 2.20). Leur aire de recharge estimée varie entre 1600 et 2000 m d'altitude. La sixième source (Koubedes) est située en aval du hameau Arolithos ; elle constitue un exutoire temporaire du massif de Kéri et a une aire de recharge d'altitude moyenne estimée à 500 m. Les points de mesure sont inégalement répartis dans le bassin versant comme l'illustre la figure 3.16. La tranche d'altitude 1600-2000 mètres est très bien échantillonnée et donne une teneur en ^{18}O comprise entre $-8,6$ et $-9,0$ ‰. Plus bas en bordure du bassin d'Héraklion, vers 500 m la teneur en ^{18}O est moins négative, de l'ordre de $-6,5$ ‰. Sur la base de ces six points d'échantillonnage situés sur le versant Nord du massif de l'Ida, une relation entre l'altitude et la teneur en oxygène 18 a été établie (Figure 3.16) :

$$\text{Altitude} = -614,62 \cdot ^{18}\text{O} - 3542,58 \quad [3.1]$$

avec Altitude : l'altitude moyenne de recharge en mètres, et ^{18}O la teneur en δ ‰ oxygène 18.

Cette relation se basant sur un seul point à basse altitude nécessitera d'être corrigée si de nouveaux points de mesure sont découverts et échantillonnés.

Source	Date de prélèvement	Teneur en ^{18}O (‰)	Altitude moyenne supposée de l'aire de recharge (m)	Teneur moyenne en ^{18}O (‰)
Koubedes	02/02/00	-6,67	500	-6,58
	30/03/00	-6,48		
Zominthos	31/07/99	-8,72	1600	-8,65
	22/10/00	-8,58		
Deux chapelles	20/11/99	-8,77	1800	-8,77
	22/08/99	-8,73		
Agios Mamas	21/11/99	-8,57	1900	-8,62
	22/10/00	-8,55		
Agios Fanourios	09/08/99	-8,97	1950	-8,97
Nida	31/07/99	-8,74	2000	-8,87
	22/10/00	-8,99		

Tableau 3.10 : Teneur en ^{18}O des sources suivies dans le bassin versant de l'Almyros d'Héraklion

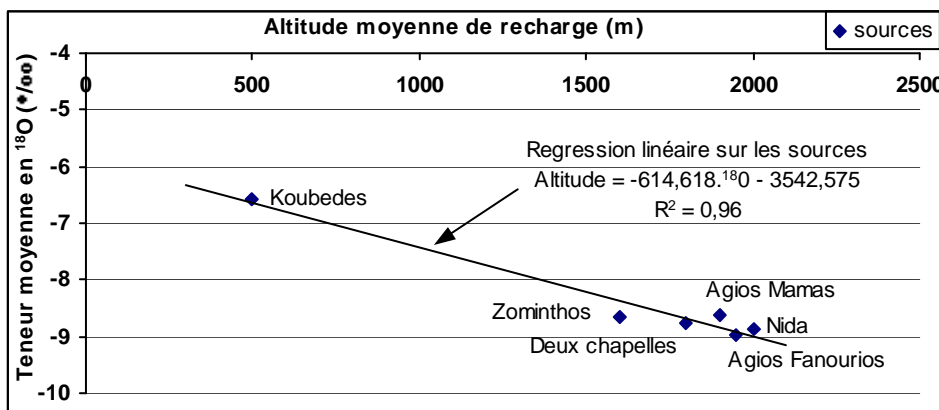


Figure 3.16 : Relation entre l'altitude moyenne de recharge et la teneur moyenne en ¹⁸O des sources du bassin versant de l'Almyros d'Héraklion

2.3.3. Les eaux du système karstique de l'Almyros

2.3.3.1. Interprétation des teneurs en ¹⁸O mesurées

Les résultats des analyses de la teneur en ¹⁸O pour l'ensemble des points suivis (sources et forages) sont représentés sur la figure 3.17 en fonction de la salinité de l'eau prélevée, qui met ainsi en évidence différents groupes de points.

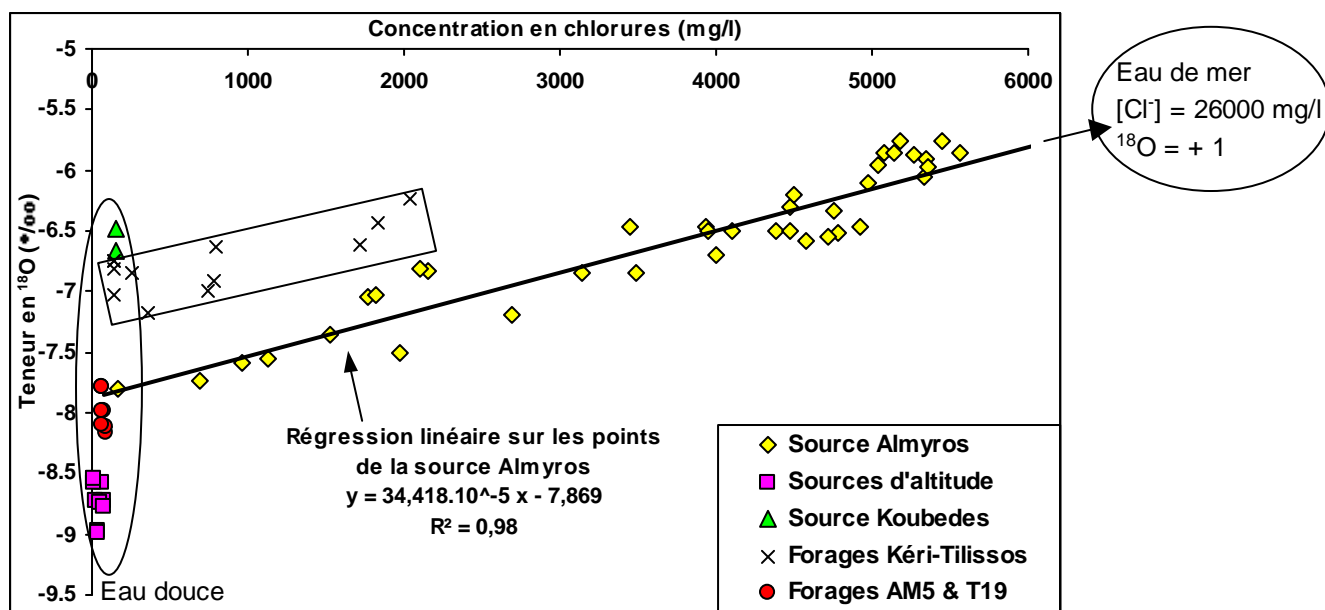


Figure 3.17 : Relation entre la salinité et la teneur en ¹⁸O de l'eau des sources et forages suivis sur le système karstique de l'Almyros d'Héraklion

- La source Almyros d'Héraklion

Une relation linéaire est définie entre la teneur en ¹⁸O de l'eau de la source Almyros et sa conductivité électrique. Cette relation est typique du mélange dans des proportions

différentes de deux eaux d'origine constante. Dans le cas de l'Almyros d'Héraklion, cela traduit la dilution de l'eau de mer par l'eau douce de l'aquifère. Les points ne s'écartent pas de $+ ou - 0,5 \delta$ de la droite (Figure 3.17). La teneur en ^{18}O de l'eau douce initiale, avant son mélange avec de l'eau de mer de teneur en ^{18}O de l'ordre de $+1\text{‰}$, peut être déduite de la relation établie entre la conductivité électrique et la teneur en ^{18}O . Dans le bassin versant et les forages, la conductivité de l'eau douce est comprise entre 200 et 300 $\mu\text{S.cm}^{-1}$, soit une valeur moyenne de 250 $\mu\text{S.cm}^{-1}$. Cette valeur moyenne de conductivité reportée sur la droite de la figure 3.17 donne une **valeur moyenne calculée de la teneur en ^{18}O de l'eau douce alimentant l'Almyros égale à $-7,85 \text{‰}$** . Cette valeur est du même ordre de grandeur que celle mesurée dans l'échantillon d'eau douce prélevé directement à la source pendant la crue d'eau douce du 17 au 28 janvier 2000. L'altitude moyenne de la recharge est estimée par l'équation 3.1 à **1285 m**.

- Les forages AM5 et T19

Le forage AM5 pompe de l'eau très en amont, à Agios Mironas, sur la bordure Est du bassin versant de la source Almyros d'Héraklion (Figure 2.20). Le forage a vraisemblablement atteint la limite entre les calcaires de Tripolitza affleurants et les calcaires du Plattenkalke sous-jacents. Le forage T19 pompe de l'eau douce dans les calcaires du Plattenkalke à la sortie des gorges de Goniès (Figures 2.20 et 2.24). La teneur en ^{18}O de l'eau des forages AM5 et T19 se place dans l'alignement des points de la source Almyros sur la figure 3.17. L'eau douce des forages AM5 et T19 est comparable à celle qui sort à l'Almyros avant sa salinisation par de l'eau de mer dans l'aquifère.

- Les forages de Kéri-Tilissos

Les forages des secteurs de Kéri et Tilissos ont été présentés au chapitre 2. Ils sont situés au sud de la source à une distance allant de 500 m à 5000 m (Figure 2.24). Leur teneur en ^{18}O évolue avec la conductivité de l'eau de façon relativement linéaire suivant une pente rejoignant le pôle eau de mer et eau douce (Figure 3.17). La teneur en ^{18}O mesurée correspond au mélange entre de l'eau de mer et de l'eau douce ayant une teneur en ^{18}O moins négative d'environ 1δ par rapport à l'eau douce alimentant la source Almyros. L'eau des secteurs de Kéri-Tilissos s'individualise totalement de l'eau de la source Almyros avec une altitude moyenne de recharge de l'ordre de 820 mètres (pour une teneur en ^{18}O moyenne de l'eau douce de $-7,1\text{‰}$).

- Les sources du bassin versant

La teneur en ^{18}O de la source de Koubedes est proche de celle du forage K9 de Kéri pompant de l'eau douce (Figure 3.17). Elle est légèrement supérieure à la valeur moyenne attendue dans les forages pour ce secteur, ce qui dénote une aire d'alimentation plus basse et plus locale que les forages.

Les sources d'altitude sont regroupées dans les valeurs très négatives comprises entre $-8,5$ et $-9,0$ ‰.

2.3.3.2. Interprétation des teneurs calculées en ^{18}O de la fraction d'eau douce des échantillons

- Principe de calcul

L'eau prélevée à la source Almyros et dans certains forages est salée par une quantité connue d'eau de mer (déduite de la conductivité électrique). L'équation de mélange entre deux solutions contenant des éléments conservateurs nous permet de retrouver la teneur initiale de l'eau douce participant au mélange avec l'eau de mer de teneur en ^{18}O égale à $+1$ ‰ (communication personnelle B. Blavoux, 2001). L'équation s'écrit :

$$^{18}\text{O}_{\text{eau douce}} = \frac{^{18}\text{O}_{\text{mesurée}} - ^{18}\text{O}_{\text{eau de mer}} \cdot \%_{\text{eau de mer}}}{\%_{\text{eau douce}}} \quad [3.2]$$

avec $^{18}\text{O}_{\text{eau douce}}$: la teneur en oxygène 18 de l'eau douce avant son mélange avec l'eau de mer, $^{18}\text{O}_{\text{eau de mer}}$: la teneur en oxygène 18 de l'eau de mer ($+1$ ‰), $^{18}\text{O}_{\text{eau mesurée}}$: la teneur en oxygène 18 mesurée, $\%_{\text{eau douce}}$: le pourcentage d'eau douce dans l'eau analysée, $\%_{\text{eau de mer}}$: le pourcentage d'eau de mer dans l'eau analysée.

- La source Almyros d'Héraklion et les forages

La teneur en ^{18}O de l'eau douce alimentant la source Almyros d'Héraklion est comprise entre $-7,43$ et $-8,20$ ‰, avec une moyenne de $-7,83$ ‰ (Figure 3.18 et 3.19). Lors des crues avec un débit supérieur à $8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, la valeur calculée est toujours de l'ordre de -8 ‰ (Figure 3.18).

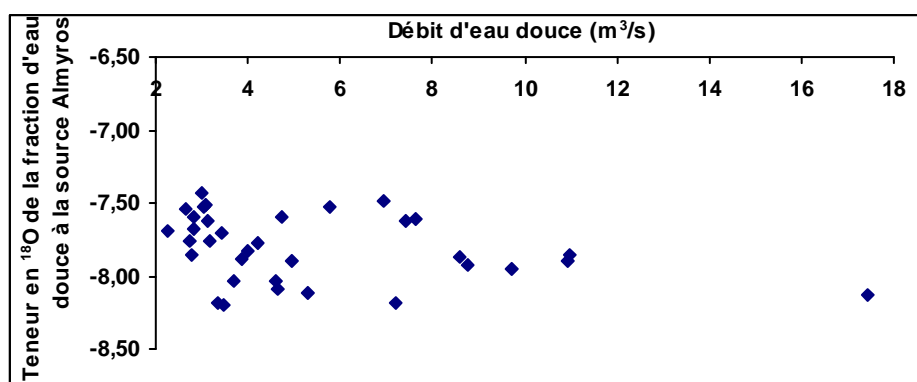


Figure 3.18 : Evolution de la teneur en ^{18}O de la fraction d'eau douce à la source Almyros en fonction du débit d'eau douce participant au débit total de la source

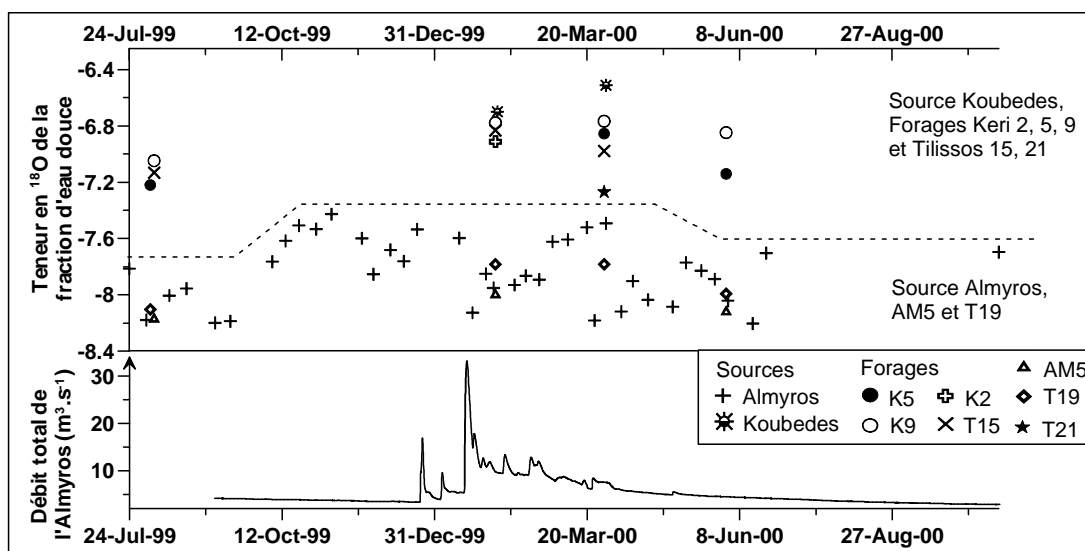


Figure 3.19 : Evolution entre juillet 1999 et octobre 2000 de la teneur en ^{18}O de la fraction d'eau douce des sources et forages

La teneur en ^{18}O de la fraction d'eau douce de la source Almyros évolue au cours du temps de manière très variable comme le montre la figure 3.19. Elle est du même ordre de grandeur que les valeurs de l'eau des forages AM5 et T19. Les forages de Kéri (K2, K5, K9) et de Tilissos (T15), et la source Koubedes s'individualisent de nouveau et évoluent de la même façon au cours du cycle. Leur teneur en ^{18}O est minimale en été vers $-7,2\text{‰}$ et maximale en hiver entre $-6,7$ et $-7,0\text{‰}$. Une différence d'environ 1δ sépare l'eau de Keri-Tilissos de l'eau de la source Almyros et des forage AM5 et T19, ce qui représente une différence d'altitude moyenne de recharge de 614 mètres d'après l'équation 3.1 établie.

2.4. La chimie de l'eau du système karstique

L'hydrogéochimie est un des outils de l'hydrogéologie pour approfondir la connaissance d'un système karstique. L'eau, par son rôle d'agent de transport et par sa capacité à réagir avec les roches, est à la fois vecteur et créateur d'information (Bakalowicz, 1979). La concentration en éléments majeurs à la source Almyros d'Héraklion est étudiée, confirmant la forte pollution par de l'eau de mer actuelle et mettant en évidence différents types d'eau douce.

Dans cette partie, les concentrations en mg.l^{-1} seront indiquées par un "w", et les concentrations en meq.l^{-1} par un "r"

2.4.1. L'eau de mer

Il est essentiel de connaître la composition exacte de l'eau de mer de Crète pour évaluer les quantités d'eau de mer sortant à la source Almyros d'Héraklion et pour distinguer l'eau douce avec laquelle elle se mélange.

La mer Méditerranée, et tout particulièrement la mer de Crète, est une mer chaude légèrement évaporée, de salinité plus forte que l'océan. Le laboratoire ECPL de l'Université d'Héraklion (Crète) a établi la valeur moyenne de la concentration en éléments majeurs de la mer de Crète, donnée dans le tableau 3.11. Les ions chlorures et bromures sont les éléments conservatifs qui marquent l'eau de mer. Leur concentration est élevée, proche de 26 000 mg.l⁻¹ pour les chlorures et 100 mg.l⁻¹ pour les bromures. Leur rapport est caractéristique de l'eau de mer, communément calculé par rCl/rBr^- , et est compris entre 640 et 680 (Vengosh et Rosenthal, 1994; Daum, 1996; Davis et al., 1998; Petalas et Diamantis, 1999). En mer de Crète, sur la base de l'analyse de l'ECPL, ce rapport est plus faible, de l'ordre de 560 dû à une forte concentration en bromures.

Analyses en mg.l ⁻¹	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Br ⁻	rCl/rBr^- ($\frac{meq/l}{meq/l}$)
Mer de Crète ECPL (moyenne de 8 échantillons)	13173	457	552	1704	25680	170,4	3521	103	561
Océan Daum (1996) d'après Unesco (1971)	10760	387	413	1294	19353	142	2712	67	651
Mer Méditerranée Vengosh & Rosenthal (1994)	12772	479	472	1487	22900	165	3110	76	679
Mer Egée Petalas & Diamantis (1999)	10457	350,3	489	1415,4	21417,8	167,2	2250,7	-	-

Tableau 3.11 : Concentration en éléments majeurs de l'eau de mer

2.4.2. L'évolution de la concentration en éléments majeurs de la source Almyros d'Héraklion

2.4.2.1. Données

Les résultats des analyses hebdomadaires de l'eau de la source Almyros prélevée entre le 7/7/99 et le 10/8/00 sont donnés dans le tableau 3.12 et représentés sur la figure 3.20. Le tableau 3.12 est complété par trois autres analyses qui peuvent servir de référence de comparaison :

- a- L'eau de mer de Crète analysée par l'ECPL.
- b- L'eau de source mise en bouteille à Zaros (Crète). Zaros est une localité située sur le versant Sud du massif du Psiloritis (Figure 2.20). L'eau mise en bouteille est issue d'un bassin versant calcaire limitant celui de l'Almyros vers le sud. L'eau est bicarbonatée-calcique, elle circule dans les calcaires de Tripolitza et du Plattenkalke. Cette source est

caractéristique de l'eau douce des formations carbonatées de la zone d'étude lorsqu'il n'y pas de pollution par la mer.

c- La dernière analyse est l'eau d'une source sortant d'un aquifère formé de gypses du Trias dans le massif de la Vanoise (France). Cette eau sulfatée-calcique est typique d'un écoulement en contact avec des formations gypseuses. Elle est donnée ici pour mettre en évidence un éventuel enrichissement par contact avec des formations gypseuses Néogènes, qui existent au sud d'Agios Mironas.

2.4.2.2. Evolution générale

L'évolution générale de tous les éléments majeurs de l'eau de la source Almyros est semblable à celle de la minéralisation totale (approchée par la conductivité électrique), hormis pour les nitrates qui ont une allure inverse (Figure 3.20). Le pH de l'eau est très stable, entre 7,5 et 7,8. L'alcalinité (TAC, Figure 3.20) est également stable au cours du cycle hydrologique. Les variations des concentrations des éléments majeurs s'individualisent en trois périodes :

- a- Jusqu'au 22 décembre 1999, la source est à l'étiage, les dernières précipitations datent alors du mois de mai 1999. La minéralisation de l'eau est forte (conductivité électrique jusqu'à $16000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), et augmente à chaque analyse avec l'augmentation de la quantité d'eau de mer à la source. La séquence des anions est $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- > \text{Br}^- > \text{NO}_3^-$, celle des cations est $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$, équivalentes à celles de l'eau de mer. Le 15 décembre 1999, la concentration en chlorures atteint $5400 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$.
- b- Entre le 22 décembre 1999 et le 30 mars 2000, la source est en hautes eaux hivernales. Le débit est toujours supérieur à $6 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et varie avec les précipitations qui engendrent des crues. Trois crues ont été échantillonnées, dont deux crues mineures le 24 février 2000 (échantillon 28, tableau 3.12) et le 25 mars 2000 (échantillon 32, tableau 3.12), remarquables sur la figure 3.20 par une légère chute des concentrations. L'échantillon 23 du 20 janvier 2000 a été prélevé pendant la principale crue de l'hiver, qui a débuté le 15 janvier 2000 et a donné de l'eau douce pendant 12 jours du 17 au 28 janvier. Cette eau douce prélevée est de type bicarbonaté-calcique, typique d'une eau des formations carbonatées (échantillon 23, tableau 3.12). Aucune trace d'eau de mer n'est détectée. Son analyse est très proche de celle de l'eau de Zaros (Versant Sud du Psiloritis). Elle est toutefois marquée par une forte augmentation de la concentration en nitrates, qui passe d'une valeur autour de $1 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ à l'étiage à plus à $8,6 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ le 20 janvier 2000. La concentration en nitrates diminue ensuite progressivement jusqu'à l'étiage suivant.
- c- Après les crues et jusqu'à la fin des prélèvements pendant l'étiage 2000, les concentrations en ions majeurs augmentent progressivement et retrouvent les séquences caractéristiques de l'eau de mer.

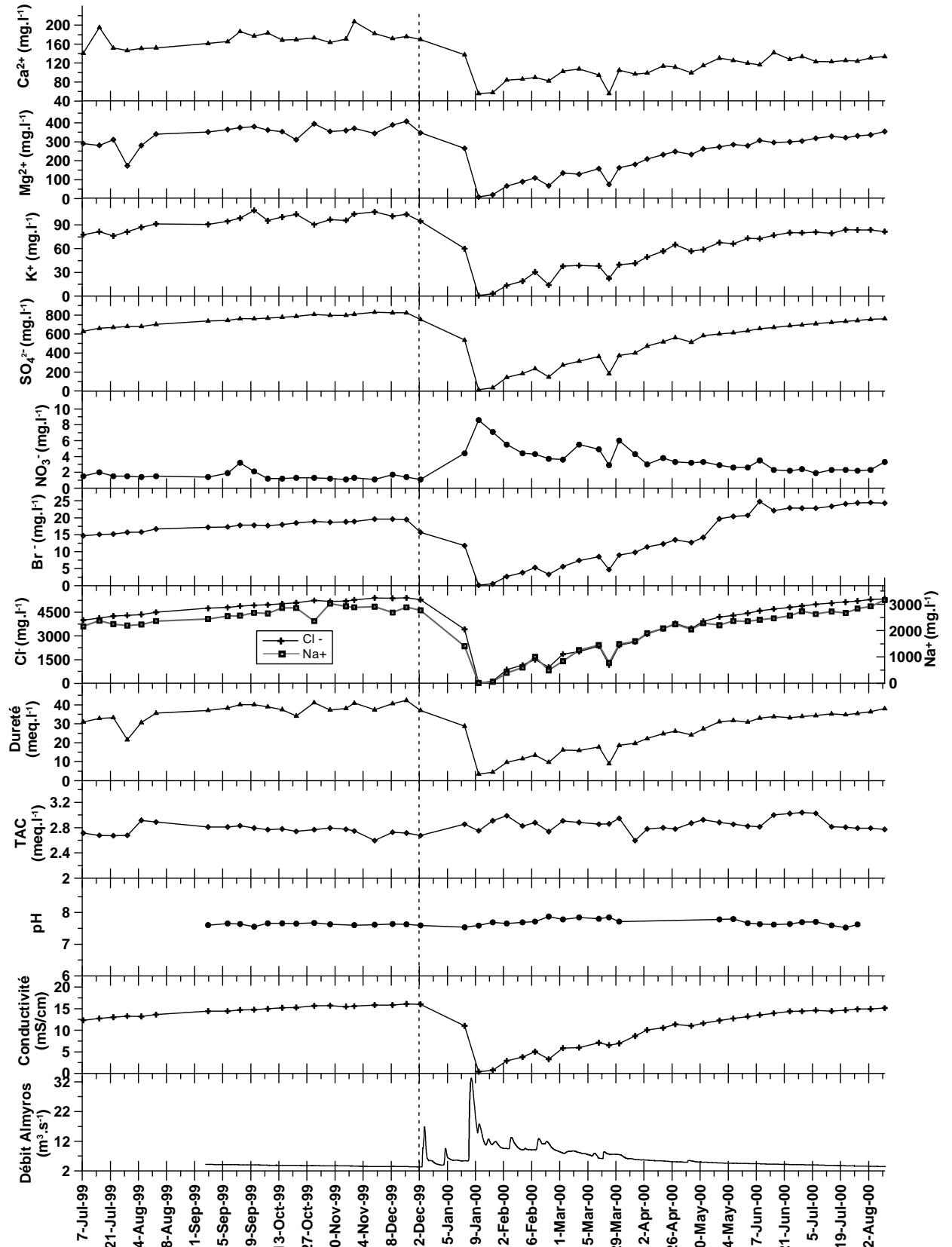


Figure 3.20 : Evolution hebdomadaire de la concentration en éléments majeurs à la source Almyros d'Héraklion entre le 7/7/99 et le 10/8/00

2.4.2.3. L'origine de la minéralisation de l'eau

Le calcul de rapports entre des éléments chimiques permet de mettre en évidence le mélange d'eaux d'origine différente. Rosenthal (1987), Vengosh et Rosenthal (1994), Morell et al. (1997), Davis et al. (1998) donnent des exemples d'utilisation de rapports pour identifier l'origine de la salinité de l'eau, tels que Cl^-/Br^- , Na^+/Cl^- , Na^+/K^+ , $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$, $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$... Ces rapports peuvent également être représentés sous forme de graphiques d'un élément par rapport à l'autre. Lorsque le mélange est conservatif, les eaux du mélange se répartissent graphiquement le long d'une droite reliant les deux eaux originelles. Les points s'écartant de la droite indiquent alors une origine différente ou multiple, voire dans certains cas ils font ressortir des erreurs d'analyses.

Le rapport $r\text{Cl}^-/r\text{Br}^-$ caractéristique de l'eau de mer varie entre 560 en mer de Crète et entre 640 et 680 habituellement en Méditerranée et dans l'océan. A la source Almyros d'Héraklion il est de l'ordre de 620 tout au long de l'année (sauf à partir de l'échantillon 40 où une erreur de mesure des bromures fausse le rapport). Cette valeur se situe dans l'intervalle des valeurs proposées pour l'eau de mer mais cette différence reste pour l'instant sans explication.

Les six graphiques de la figure 3.21 représentent les rapports $r\text{Br}^-/r\text{Cl}^-$, $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$, $r\text{K}^+/r\text{Mg}^{2+}$, $r\text{K}^+/r\text{Na}^+$, $r\text{Ca}^{2+}/r\text{Mg}^{2+}$ et $r\text{Ca}^{2+}/r\text{Cl}^-$. La droite de dilution de l'eau de mer par l'eau calco-carbonique de Zaros (ou l'eau douce de l'échantillon 23 prélevé le 20/01/00) relie ces deux points sur chaque graphe. Les points de la source Almyros s'alignent globalement très bien sur cette droite tout au long de l'année, confirmant que la salinité de la source provient d'un mélange entre de l'eau de mer actuelle et de l'eau douce calco-carbonique de l'aquifère calcaire (comparable à Zaros et à l'échantillon 23, tableau 3.12). Les concentrations en bromures, en chlorures, en sulfates, en magnésium et en potassium sont quasi-parfaitement corrélées avec la droite de dilution de l'eau de mer (Figures 3.21a,b,c,d). Ces concentrations dépendent directement de la proportion d'eau de mer à la source. La figure 3.21a met en évidence des points avec une forte concentration en bromures qui s'avère être due à des erreurs d'analyse de la concentration en bromures à partir du 19 mai 2000 (par observation du tableau 3.12, éch.40 et suivants). Dans le détail, la concentration en sulfates est toujours représentée par des points au-dessus de la droite sur la figure 3.21b. L'eau de la source semble être légèrement enrichie en sulfates par rapport à une simple dilution d'eau de mer. La concentration en calcium, représentée par rapport au magnésium et aux chlorures sur les figures 3.21e et f, varie légèrement au cours du temps. Toutefois, il est difficile d'interpréter ces variations comme émanant du comportement du système karstique vues les erreurs d'analyse probables du fait de l'évolution de la solution pendant le temps de stockage de l'échantillon à l'Université d'Héraklion (de une à plusieurs semaines).

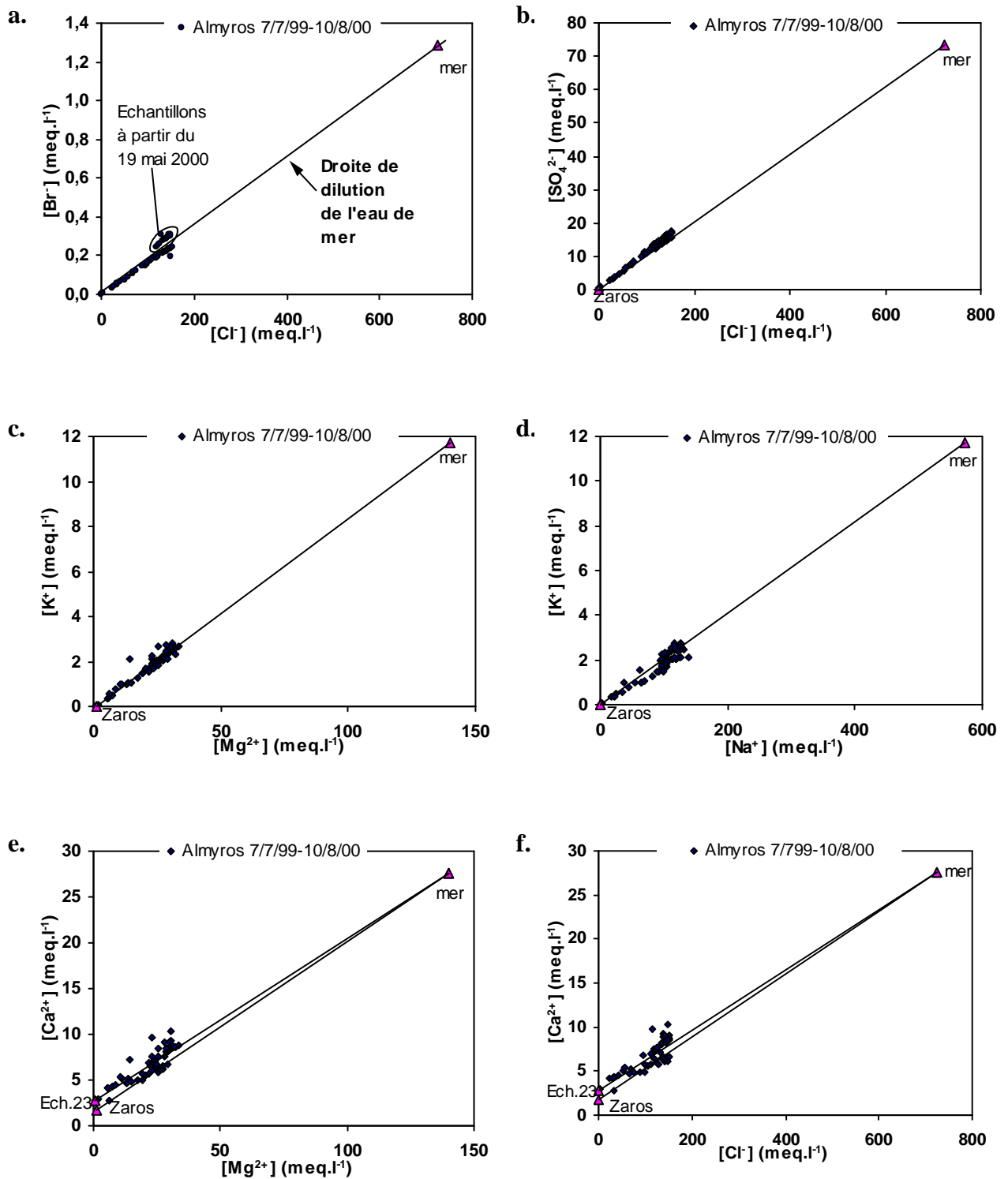


Figure 3.21 : Représentations graphiques des rapports rBr^-/rCl^- , rSO_4^{2-}/rCl^- , rK^+/rMg^{2+} , rK^+/rNa^+ , rCa^{2+}/rMg^{2+} , rCa^{2+}/rCl^-

2.4.2.4. Origine des nitrates à la source Almyros

Les nitrates sont la marque d'une pollution anthropique. L'eau des précipitations s'enrichit principalement en nitrates lorsqu'elle lessive des terres agricoles, ou lorsque les rejets d'eaux usées des villages implantés sur le karst s'infiltrent dans le sol. Le flux de nitrates à la source est énorme, de l'ordre de 515 tonnes pour le cycle 99-00 (calculé avec les données du tableau 3.13 : concentration moyenne de NO_3^- égale à $2,95 \text{ mg.l}^{-1}$, et débit moyen à la source Almyros égal à $5,526 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$). La quantité d'azote exportée annuellement à la source est de l'ordre de **116 tonnes** par an (Tableau 3.13).

Q : Débit moyen de la source Almyros du 6/9/99 au 6/9/00	5,526 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$
NO_3^- : Concentration moyenne en nitrate (NO_3^-) entre le 12/8/99 et le 10/8/00	2,95 g.m^{-3}
N : Concentration moyenne en azote (N) entre le 12/8/99 et le 10/8/00 *	0,66 g.m^{-3}
Masse annuelle d'azote exportée à la source = Q .366jours .N	116,4 tonnes.an ⁻¹

* : Calcul de la concentration en azote :
 $[\text{NO}_3^-]=61,97 \text{ g.mol}^{-1}$, $[\text{NO}_3^-]_{\text{Almyros}}=2,95/61,97=0,476 \text{ mol.m}^{-3}$, $[\text{N}]_{\text{Almyros}}=0,476 .14,0=0,66 \text{ g.m}^{-3}$

Tableau 3.13 : Calcul de la masse annuelle d'azote exportée à la source Almyros d'Héraklion

Un essai de quantification de l'apport par les cultures est réalisé pour estimer et localiser la surface de terre agricole à l'origine de la concentration en nitrates à la source. L'agriculture est limitée aux zones de basse altitude, avec la culture de la vigne et des oliviers sur les marnes néogènes du bassin d'Héraklion, et des oliviers sur les calcaires néogènes, dans la dépression de Goniès et sur les phyllades au nord de Marathos (Figure 2.20). La demande en azote (N) des oliviers est très forte, l'apport en engrais se fait en deux fois entre mars et mai. Dans le Sud de la France, la quantité d'azote recommandée est variable suivant les terrains, mais un chiffre de l'ordre de 750 g d'azote par arbre et par an peut être retenu si l'on se base sur les recommandations du Moulin de Costière en Camargue (pour une exploitation de 11 000 oliviers sur une surface de 15 ha). En considérant les mêmes apports à l'hectare pour une exploitation en Crète, la quantité d'azote apportée sous forme d'engrais est de l'ordre de 50 tonnes par km^2 et par an (Tableau 3.14). Si un tiers à un dixième des apports part vers la nappe d'eau en profondeur sans être consommé par les oliviers ou fixé dans le sol, la surface cultivée "alimentant" en nitrates la source Almyros est calculée entre 7 et 22 km^2 (Tableau 3.14).

NA : Apport annuel supposé en azote par olivier		0,75 kg/olivier
NO : Nombre supposé d'oliviers par hectare		700 oliviers/ha
Quantité d'azote apportée par km ² de terre cultivée = NA .NO		52,5 tonnes/km ² /an
Surface cultivée pour expliquer la masse d'azote annuelle exportée à l'Almyros (116 tonnes), si :	1/3 de l'apport azoté part dans la nappe d'eau	7 km ²
	1/10 de l'apport azoté part dans la nappe d'eau	22 km ²

Tableau 3.14 : Calcul de la surface cultivée nécessaire pour expliquer la masse annuelle d'azote exportée par la source Almyros d'Héraklion

La zone cultivée à l'origine de ces apports est vraisemblablement celle située dans le bassin d'Héraklion sur la limite Est du massif calcaire de l'Ida, entre Tilissos et Kroussonas, s'étendant éventuellement jusqu'à Agios Mironas (Figure 2.20). Le bassin versant d'alimentation de la source Almyros d'Héraklion inclut donc la zone du bassin d'Héraklion (calcaires et marnes néogènes) immédiatement située à l'est des calcaires Mésozoïques (Plattenkalke et Tripolitza) du massif de l'Ida, telle qu'elle a été représentée sur la figure 2.20, voire plus largement jusqu'à Agios Mironas. L'eau s'infiltré à travers les formations néogènes et rejoint la nappe des calcaires Mésozoïques sous-jacente.

2.4.3. Evolution des paramètres du système calco-carbonique

La singularité des aquifères karstiques réside dans les processus de dissolution des roches carbonatées qui se surimposent à la fracturation d'origine tectonique. La karstification engendre l'élargissement des vides par la mise en solution du carbonate de calcium de l'encaissant. L'état du système calco-carbonique régit cette dissolution; il comprend une phase gazeuse représentée par le CO₂, une phase liquide composée par l'eau d'infiltration, et une phase solide constituée par les carbonates de la roche (CaCO₃). L'état de l'équilibre du système conditionne la capacité de la solution à dissoudre ou précipiter des carbonates (Bakalowicz, 1979). Il peut être décrit par un couple de variables calculées : la pCO₂ équilibrante et le dpH.

Les différents paramètres du système calco-carbonique sont calculés à partir de la valeur du pH de la solution, à l'aide du logiciel Soluteq, développé par Bakalowicz, D'Hulst et Marchand (Bakalowicz, 1998).

Compte tenu de l'importance des valeurs du pH dans les calculs et l'interprétation qui en découle, seules les valeurs du pH mesurées sur le terrain ont été retenues. L'ensemble des résultats est représenté dans la figure 3.22. Les paramètres montrent peu de variations au cours du cycle hormis l'indice de saturation vis à vis de la dolomie.

Le pH est stable entre 7,6 et 7,85. Les pCO₂ calculées sont toujours faibles, de l'ordre de 0,1 à 0,3%. Elles peuvent être interprétées comme la marque d'une eau précipitée à haute

altitude (Bakalowicz, 1994). La valeur du dpH est proche de 0. La solution est à l'équilibre vis à vis de la calcite, marquant un long temps de séjour de l'eau dans l'aquifère. Les valeurs variables entre +0,2 et -0,2 à partir du 24/02/00 restent pour l'instant inexplicées.

L'indice de saturation vis-à-vis de la dolomie indique une nette sur-saturation de l'eau vis-à-vis de la dolomie ($IS_{Dol} > 0,6$) en dehors de la période de crue d'eau douce du 20 janvier 2000. Lors de la crue (échantillons 23 et 24), la dolomie est en sous-saturation, puis repasse en sursaturation graduellement avec la décrue et l'augmentation de la quantité d'eau de mer à la source. Pendant la crue d'eau douce, la quantité de CO_2 dissous évolue également ; elle augmente de 4,5 à 7 $mg.l^{-1}$.

L'ensemble de ces observations permet de distinguer la période d'étiage de la période de hautes-eaux. Tout au long de l'année, la source est alimentée par une eau emmagasinée durant un temps de séjour suffisamment long dans le massif calcaire pour s'équilibrer avec la calcite. La sur-saturation en dolomie peut venir d'un échange avec l'encaissant (les calcaires sont dolomitiques) mais également d'un excès de magnésium apporté par l'eau de mer.

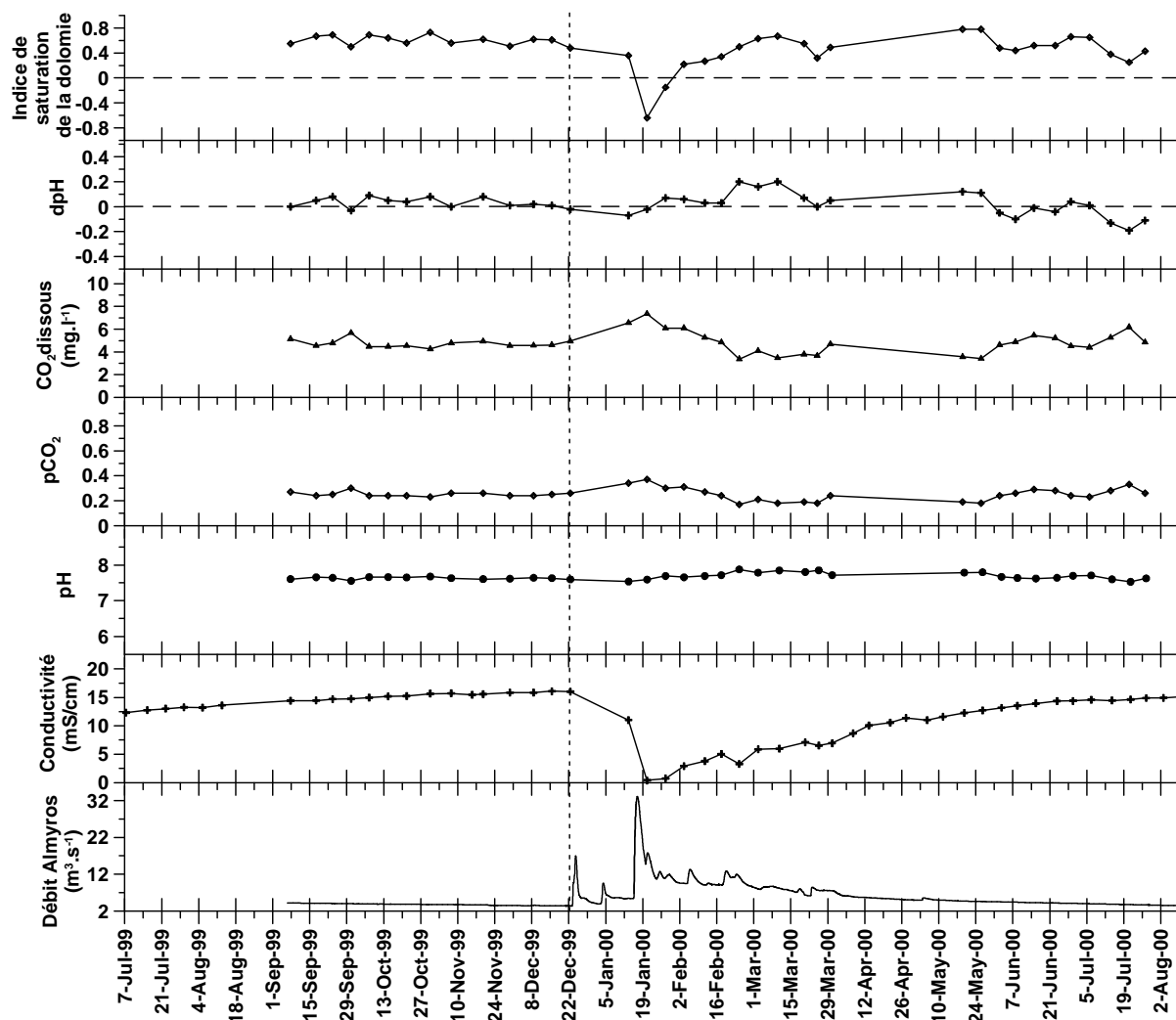


Figure 3.22 : Evolution hebdomadaire des paramètres du système calco-carbonique à la source Almyros d'Héraklion entre le 7/7/99 et le 10/8/00

2.4.4. Les différents types d'eau à l'Almyros

La composition chimique de l'eau de la source Almyros est fortement marquée par l'eau de mer qui amortit l'information relative à la composante eau douce de l'écoulement. Le diagramme de Piper est utile pour synthétiser les résultats de nombreuses analyses chimiques sur un unique graphique, et classer les échantillons par grands types d'eau (Freeze et Cherry, 1979). Le diagramme de Piper sur la figure 3.23 regroupe les 52 analyses faites à la source Almyros d'Héraklion du 7/7/99 au 10/8/00, et les eaux typiques de la mer, du gypse et des calcaires précédemment présentées.

Toutes les analyses à la source, sauf deux, sont regroupées autour du point caractéristique de l'eau de mer dans le pôle de type Chloruro-sodique, c'est à dire que les analyses sont dominées par les ions Cl^- et Na^+ . Dans le triangle des anions, les points se répartissent parallèlement à l'axe des chlorures à partir du point d'eau de mer en direction du type calcaire en fonction de leur salinité totale (Figure 3.23 triangle de droite). Dans le triangle

des cations, les points sont moins resserrés autour de la mer. Ils se répartissent toujours en direction des calcaires mais avec plus ou moins d'influence des pôles magnésiens et calciques (Figure 3.23 triangle de gauche). Ces variations de la concentration en calcium avaient déjà été observées sur les figures 3.21 e et f par rapport à la droite de dilution de l'eau de mer. Les deux échantillons de la source faisant exception à ces observations sont les prélèvements de la crue d'eau douce du 20 et 27 janvier 2000. Ces points ont perdu leur composante chlorurée et sodique et se rapprochent du point de référence de l'eau des calcaires de Zaros. La sous-saturation vis-à-vis de la dolomie se traduit par une eau de type calcique à la source Almyros alors qu'elle est de type calco-magnésienne à Zaros. L'eau de la source Almyros apparaît clairement comme de l'eau résultant du mélange entre de l'eau de mer et de l'eau douce bicarbonatée-calcique à toutes les périodes de l'année, avec une fluctuation de la composante eau de mer proportionnelle à la salinité de l'eau. Aucune eau ayant circulé essentiellement sur des évaporites n'est mise en évidence.

L'augmentation du flux de nitrates pendant la période des crues hivernales, et en particulier lors de la crue d'eau douce du 20 janvier 2000, met en exergue la participation complémentaire d'une eau douce chargée en nitrates. Cette eau à l'équilibre ($\text{dpH}=0$) n'est pas une eau d'infiltration directe issue de la précipitation ayant engendré la crue, mais provient d'un réservoir carbonaté stockant temporairement ces eaux. La concentration en nitrates indique l'influence de la zone de recharge de la limite Est du massif calcaire identifiée dans la partie précédente.

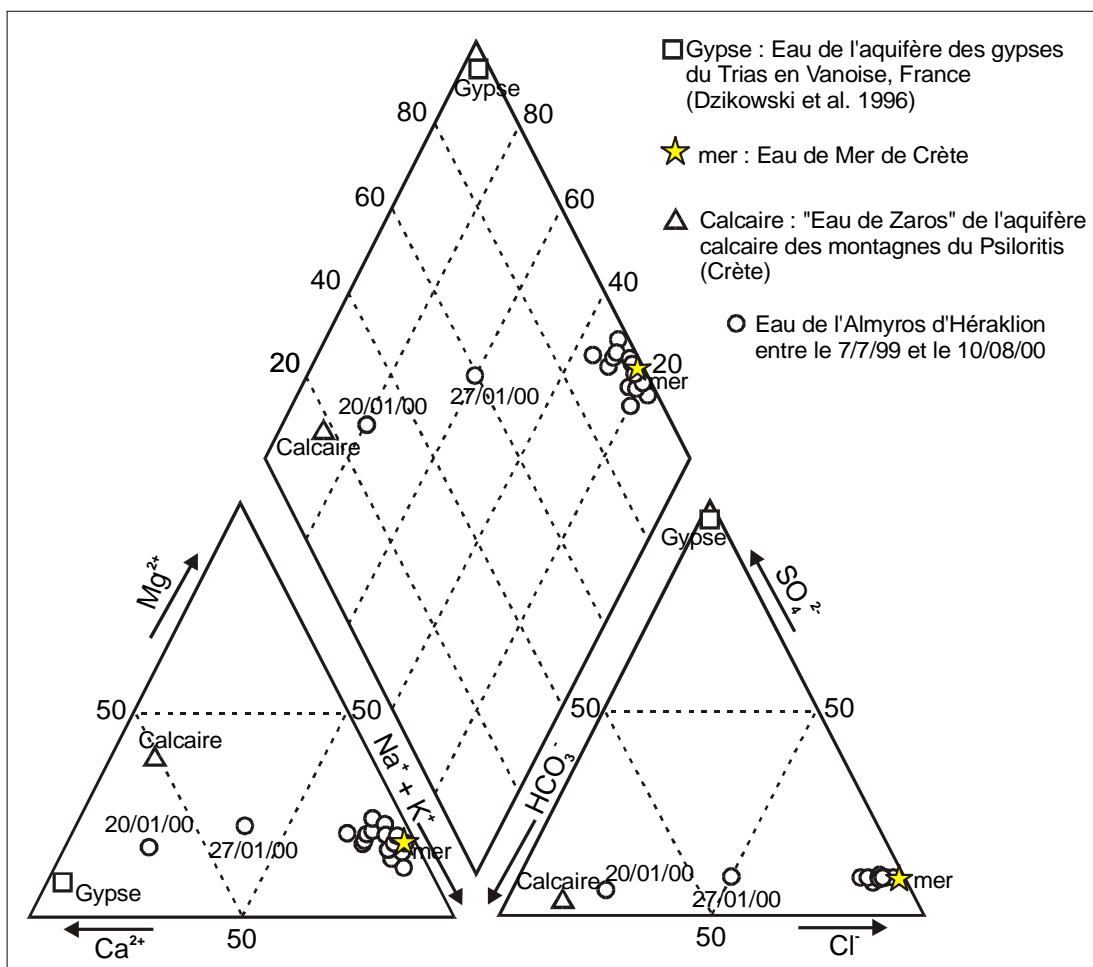


Figure 3.23 : Position des analyses des éléments majeurs à la source Almyros d'Héraklion entre le 7/7/99 et le 10/8/00 dans le diagramme de Piper

2.5. Synthèse sur l'eau de la source Almyros d'Héraklion

L'eau de la source Almyros est un mélange entre de l'eau de mer actuelle et de l'eau douce bicarbonatée-calcique. La proportion d'eau de mer et d'eau douce est fonction du débit qui varie avec les précipitations dans le bassin versant. A l'étiage comme en crue, l'eau à la source est stockée dans les roches carbonatées du Plattenkalke et de Tripolitza pendant un temps suffisamment long pour être en équilibre chimique, probablement supérieur à plusieurs semaines ou plusieurs mois. L'altitude moyenne de recharge de l'eau douce est élevée tout au long de l'année, en moyenne de l'ordre de 1285 mètres. La température de la source est faible par rapport à la température moyenne annuelle de l'air à Héraklion, en relation certaine avec l'alimentation par des eaux fraîches précipitées en altitude. Une zone cultivée, à priori du bassin néogène d'Héraklion, participe également à la recharge et marque l'eau douce d'une forte concentration en nitrate pendant les hautes-eaux.

3. Le fonctionnement général du système karstique de l'Almyros d'Héraklion

Le fonctionnement général du système karstique de l'Almyros d'Héraklion est établi à partir des différentes caractéristiques physico-chimiques de l'eau de la source Almyros et des forages implantés dans le bassin versant.

3.1. Evolution comparée entre la source et les forages

3.1.1. La salinité de l'eau

La salinité de l'eau des forages en exploitation entre la source Almyros d'Héraklion et Tilissos est très variable d'un forage à l'autre, du fait de la superposition du phénomène d'upconing avec la remontée préférentielle d'eau salée à travers des failles conductrices ou des conduits karstiques sous l'effet des pompages (chapitre 2).

La figure 3.24 montre l'évolution de la concentration en chlorures dans trois forages de Kéri et à la source Almyros entre le mois d'août 1999 et août 2000. A l'échelle d'un cycle hydrologique, la salinité apparaît comme stable dans les forages tandis qu'elle est très variable à la source Almyros. De plus, la valeur maximale à la source est environ 10 fois plus forte que celle des forages. La mise en route des forages au début des années 90 n'a pas modifié la salinité de la source.

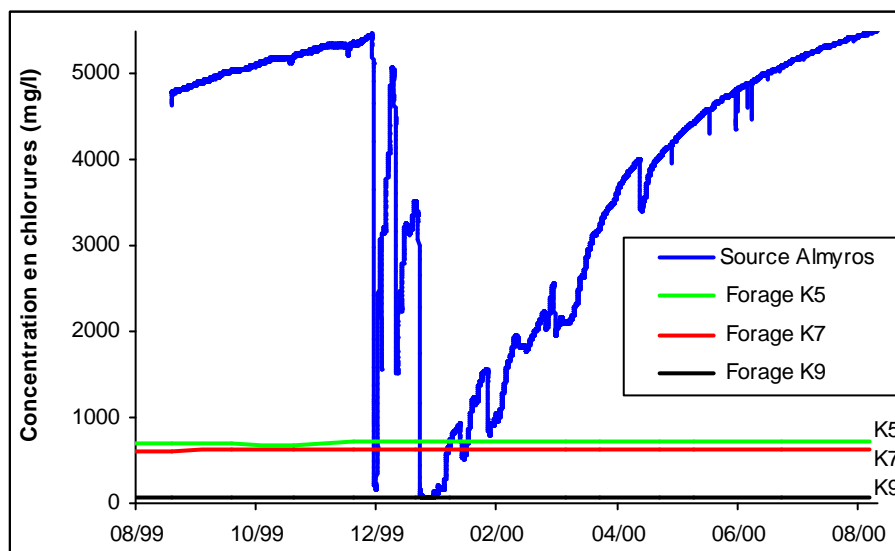


Figure 3.24 : Concentration en chlorures à la source Almyros d'Héraklion et dans les forages de Kéri entre août 1999 et août 2000

3.1.2. La température de l'eau

Les températures minimales et maximales de l'eau à la source Almyros d'Héraklion et dans les forages, mesurées entre août 1999 et août 2001 sont données dans le tableau 3.15. La température de l'eau pompée dans les forages varie très peu au cours de l'année et permet de regrouper les forages par secteurs géographiques. La température de l'eau diminue avec l'éloignement de la mer vers le sud, passant de 19-20°C à Kéri-Tilissos à 16-17°C à Kroussonas et 15°C à Agios Mironas. La température de la source Almyros est beaucoup moins stable au cours du temps, variant avec les crues. La gamme de valeurs à la source est très inférieure à celle des forages de Kéri-Tilissos immédiatement situés autour de la source. La température de la source se rapproche de celle des forages d'Agios Mironas et peut être plus faible, allant jusqu'à 13,5°C en crue. Cette température fraîche est intermédiaire entre les températures les plus basses mesurées dans les forages et la valeur de 9°C mesurée au cœur du massif calcaire dans une rivière souterraine de la grotte Tafkoura à -700 m sous la surface du sol, soit à 800 mètres au-dessus du niveau de la mer. Cette eau à 13,5°C semble être issue d'un mélange entre les eaux réchauffées de la bordure SE du massif calcaire et l'eau plus froide du massif calcaire.

Température (°C)	Source Almyros	Forages Kéri-Tilissos (K, T)	Forages Kroussonas (KP)	Forages Agios Mironas (AM)	Rivière Grotte Tafkoura -700 m sous la surface d'entrée (15/8/99)
minimale	13,5	19,2	16,0	15,1	9
maximale	16,1	20,1	17,0	15,4	

Valeurs de température mesurées entre août 1999 et août 2001, sauf pour Kroussonas : valeurs DEYAH de 1992-1993

Tableau 3.15 : Températures de l'eau de la source et des forages regroupés par secteurs géographiques

3.1.3. La teneur en oxygène 18

L'évolution de la teneur en oxygène 18 des différents points de mesure a été donnée dans la figure 3.19. Le tableau 3.16 résume les valeurs caractéristiques des différents groupes qui s'individualisent par leur teneur en ^{18}O . La source Almyros se rapproche des valeurs très négatives des forages d'Agios Mironas et de Goniès. L'aire d'alimentation de ces forages situés en bordure du bassin d'Héraklion s'étend en fait en altitude sur le massif du Psiloritis et semble très peu influencée par les précipitations à basse altitude. A l'opposé, l'ensemble des forages de Kéri et Tilissos (sauf le T21) ont une teneur en ^{18}O plus haute de 1‰ $\delta^{18}\text{O}$, proche de celle de la source de Koubedes. L'aire d'alimentation des forages de Kéri-Tilissos apparaît très localisée, limitée au massif calcaire de Kéri et du Stroumboulas, avec une éventuelle extension jusqu'à Astiraki. La source est un mélange d'eau principalement précipitée sur le massif de l'Ida à une altitude moyenne de l'ordre de 1285 mètres et, dans une plus faible proportion, d'eau précipitée à basse altitude.

$\delta^{18}\text{O}$	Source Almyros	Forage Goniès T19	Forage Agios Mironas AM5	Source Koubedes	Forage Kéri K9
maximale	-7,43	-7,78	-8,00	-6,50	-6,78
minimale	-8,20	-8,10	-8,17	-6,70	-7,05
moyenne	-7,83	-7,92	-8,10	-6,60	-6,86

$\delta^{18}\text{O}$: Teneur en ^{18}O de la fraction d'eau douce entre août 99 et août 00

Tableau 3.16 : Teneurs en oxygène 18 moyennes de la fraction d'eau douce des sources Almyros d'Héraklion et Koubedes, et des forages T19, AM5, K9, mesurées entre août 1999 et août 2000

3.1.4. Relation hydraulique entre la source Almyros d'Héraklion et le forage des gorges de Goniès T19

Un essai très intéressant de mise en évidence d'une connexion hydraulique entre la source et le forage T19 situé à la sortie Est des gorges de Goniès, a été réalisé par le GERSAR en avril 1991 (Gersar, 1991b). Le forage T19 s'enfonce dans les calcaires du Plattenkalke jusqu'à -150 m de profondeur sous le niveau de la mer, à 8 km au sud de la source Almyros (Figures 2.20 et 2.24). Il est positionné sur une des grandes failles normales N-S qui a découpé le massif calcaire.

Le 16 avril 1991, le niveau du plan d'eau à la source a été monté à l'aide du barrage de +2,93 m par rapport à sa cote initiale, jusqu'à une hauteur d'environ 6,40 m. Le temps de montée pour atteindre le niveau stabilisé à la source est d'une heure trente. Simultanément, le niveau piézométrique est mesuré toutes les heures dans le forage T19. Avant l'essai la source est en décrue et le niveau piézométrique du forage (approximativement vers 21 m) diminue régulièrement d'environ 15 à 20 cm par jour depuis une semaine. Aucune précipitation n'a perturbé l'essai. Aucun autre forage n'existait alors dans la zone. La conductivité électrique de l'eau de la source n'a pas été suivie. Le niveau d'eau à la source est rétabli à sa valeur initiale, en quelques dizaines de minutes, 72 heures après le début de l'expérience.

Le forage T19 réagit très rapidement, une heure après le début de la montée du niveau d'eau à la source. Le niveau d'eau dans le forage, jusqu'alors à la baisse, se stabilise avec de très légères fluctuations de période journalière de quelques centimètres. Lors du retour au niveau d'eau initial à la source, la diminution du niveau piézométrique au forage est quasiment simultanée. Le niveau piézométrique "théorique" de descente dans le forage (baisse de 1,2 m par rapport au niveau initial) est retrouvé en moins de 5 jours.

Cette expérience met en évidence une relation hydraulique pratiquement directe entre la source et le forage T19. Une telle réaction n'est possible qu'en présence de conduits karstiques ou de failles ouvertes très conductrices reliant les deux points d'observation, ou tout au moins passant à proximité du T19. Cette relation est en accord avec les teneurs en ^{18}O de l'eau de la source Almyros et du forage T19 qui sont très proches. Cette expérience confirme qu'un ou des conduits karstiques existent en profondeur au delà de la zone reconnue directement par plongée à partir de la source Almyros en direction du sud.

3.2. Un système aquifère compartimenté

L'étude comparée de l'évolution de la température, de la salinité et de la teneur en oxygène 18 de l'eau des points d'observation met en évidence des différences de comportement frappantes entre la source et les forages de Kéri et Tilissos. Ces différences avaient déjà été notées par Breznik (1988) et Bezes (1994). Nous proposons un schéma de fonctionnement général du système karstique basé sur l'existence de compartiments aquifères juxtaposés et superposés pouvant être indépendants les uns des autres. Le système karstique est globalement divisé en deux sous-systèmes, un aquifère principal au sud et un aquifère supérieur dans la région de Kéri-Tilissos (Figure 3.25).

3.2.1. L'aquifère principal

L'aquifère principal alimente la source Almyros d'Héraklion en stockant l'eau fraîche rechargée en altitude. Il est constitué par les calcaires du Plattenkalke recouverts sur le massif du Psiloritis par les calcaires de Tripolitza. Les calcaires du Plattenkalke s'étendent également localement sous les formations néogènes de la bordure Ouest du bassin d'Héraklion.

La température de l'eau dans cet aquifère dépend principalement de la température de l'eau des précipitations, directement corrélée avec l'altitude. Le gradient géothermique est nul en comparaison avec la valeur moyenne généralement prise pour les roches cristallines de l'ordre de 30°C par 1000 m de roches (Maréchal, 1998), comme l'atteste par exemple la température de 9°C mesurée dans la rivière Tafkoura à 700 m sous la surface du sol (Tableau 3.15). Les forages d'Agios Mironas, de Kroussonas et de la sortie des gorges de Goniès (T19, T22) pompent l'eau à teneur en ^{18}O très négative de cet aquifère, de l'ordre de -8‰ soit une altitude moyenne de recharge proche de 1370 m (Tableau 3.16). L'eau de précipitation se met thermiquement et chimiquement en équilibre avec la roche lors de sa lente circulation à travers la puissante zone non saturée et pendant son stockage dans la zone saturée. Les variations de température et de teneur en ^{18}O entre les forages indiquent une alimentation locale par de l'eau plus chaude et moins négative précipitée à plus basse altitude. La limite en surface de cet aquifère se situe au sud de Tilissos. L'eau douce stockée dans la partie sud du bassin versant de l'Almyros (Figure 3.25) parcourt ensuite plusieurs kilomètres jusqu'à la source en conservant une caractéristique de son stockage dans cet aquifère, à savoir une température faible toujours inférieure à 16°C. Elle ne subit aucun réchauffement et n'atteint pas les valeurs de 19°C comme observé dans les forages de la partie nord du massif calcaire vers Kéri-Tilissos. Pour cela, elle circule forcément rapidement à travers un ou plusieurs conduits karstiques de gros diamètre, ou une zone fracturée très perméable (Benderitter, Roy et Tabbagh, 1993) ; la relation hydraulique mise en évidence entre le forage T19 et la source le confirme. L'eau conserve également une teneur en oxygène 18 très négative (Tableau 3.16) qui implique que l'écoulement se fasse

en profondeur, avec peu d'échange avec l'eau de l'aquifère supérieur de Tilissos qui est marquée par une teneur en oxygène 18 beaucoup moins négative et une température beaucoup plus élevée (19-20°C). Cet aquifère principal de la source Almyros réagit très vite à l'impulsion des précipitations sur la bordure Est du massif calcaire et les terrains néogènes. De fortes crues sont immédiatement enregistrées à la source Almyros, marquées par une augmentation de la concentration en nitrates issue du lessivage passé des terres agricoles. L'eau douce de cet aquifère est polluée par l'eau de mer lors de son transit en profondeur avant de rejoindre la source.

En remontant du sud vers le nord le long de la bordure Est du massif calcaire, les calcaires du Plattenkalke affleurent vers Kroussonas, puis sont recoupés plus au nord par le forage T19 vers la cote +30 m et s'enfoncent ensuite sous Tilissos à plus de 200 m de profondeur sous le niveau de la mer. Ils sont séparés des calcaires de Tripolitza qui les chevauchent par l'unité des phyllades-quartzites qui joue le rôle d'écran imperméable ou semi-imperméable. La nappe d'eau des calcaires du Plattenkalke se retrouve au contact du biseau salé qui pénètre naturellement dans cet aquifère en profondeur sous les calcaires de Tripolitza (Figure 3.26). Le ou les conduits karstiques s'enfoncent probablement sous l'aquifère supérieur de Tilissos dans les calcaires du Plattenkalke à 500 mètres de profondeur (voir les résultats de la modélisation numérique dans le chapitre 4). Ils traversent la zone de l'aquifère envahie par l'eau de mer, et l'eau douce acquiert sa salinité par l'intrusion de l'eau de mer dans le conduit. Cette intrusion est possible grâce à la pression plus forte de l'eau salée en profondeur du fait de sa densité plus élevée que celle de l'eau douce.

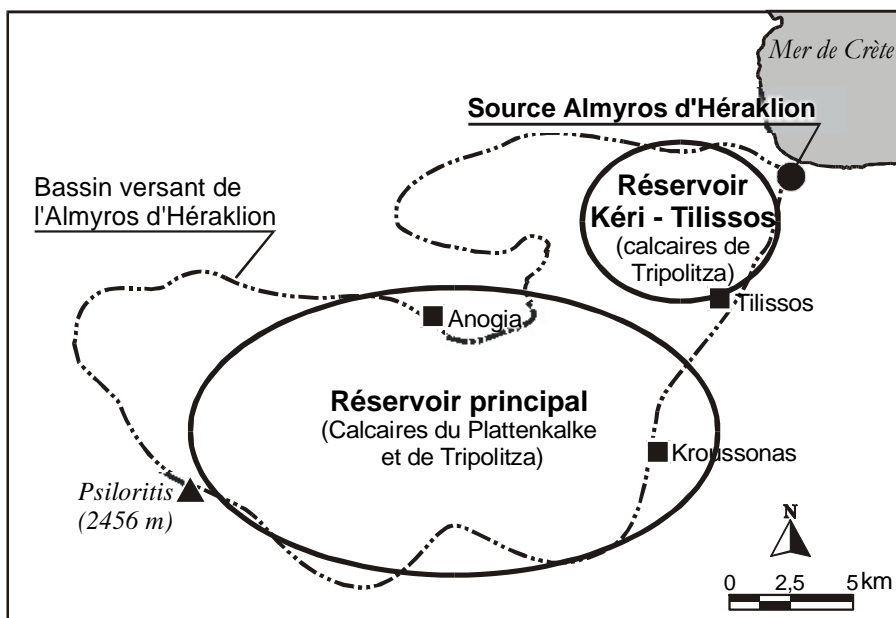


Figure 3.25 : Schéma hydrogéologique général de l'Almyros d'Héraklion

3.2.2. Le sous-aquifère supérieur de Kéri-Tilissos

Le sous-aquifère supérieur de Kéri-Tilissos se trouve immédiatement au sud de la source Almyros (Figure 3.25). L'eau des forages de Kéri et Tilissos s'individualise nettement de la source Almyros : (1) la salinité de l'eau ne subit pas de variation saisonnière et n'est pas affectée par les variations de salinité de la source (Figure 3.24), (2) la température est stable supérieure de 4 à 6°C à celle de la source (Tableau 3.15), et (3) l'altitude moyenne de recharge déduite des teneurs en oxygène 18 (Tableau 3.16, Figures 3.17, 3.19) est beaucoup plus basse que celle de la source, variable de 600 à 900 m. Ce sous-bassin apparaît comme indépendant de la source Almyros pourtant située à peine à quelques centaines de mètres (Figure 2.20). Il se développe dans les calcaires de Tripolitza du massif de Kéri et de Tilissos, et certainement plus à l'ouest. Son existence est liée à l'unité des Phyllades-quartzites qui constitue la base de l'aquifère et une barrière hydraulique au nord-ouest où elle affleure. Cette unité imperméable n'a jamais été recoupée par les forages des secteurs de Kéri-Tilissos (Chapitre 2 Tableau 2.10) mais affleure au nord du massif et se retrouve dans les forages des gorges de Goniès (Figure 3.26). L'augmentation de salinité de l'eau pompée dans chaque forage s'apparente à une pollution saline par intrusion d'eau de mer et upconing, comme celle classiquement observée en aquifère poreux côtier. Les pompages provoquent probablement la remontée du biseau salé présent dans la nappe sous-jacente du Plattenkalke au gré des fractures ouvertes ou des conduits karstiques reliant les deux aquifères. La distribution de la salinité prend une allure hétérogène à l'image de l'hétérogénéité des fractures plus ou moins transmissives recoupées par les forages en liaison avec des zones d'eau douce (exemple des forages T21 et T12, Chapitre 2 Figure 2.24) ou des zones salées (exemple des forages T15 et T11, Chap.2 Figure 2.24). L'exutoire de ce sous-aquifère n'est pas clairement défini et les directions générales de circulation ne sont pas connues. L'eau souterraine participe certainement à l'alimentation de l'aquifère principal et se retrouve à terme à la source Almyros.

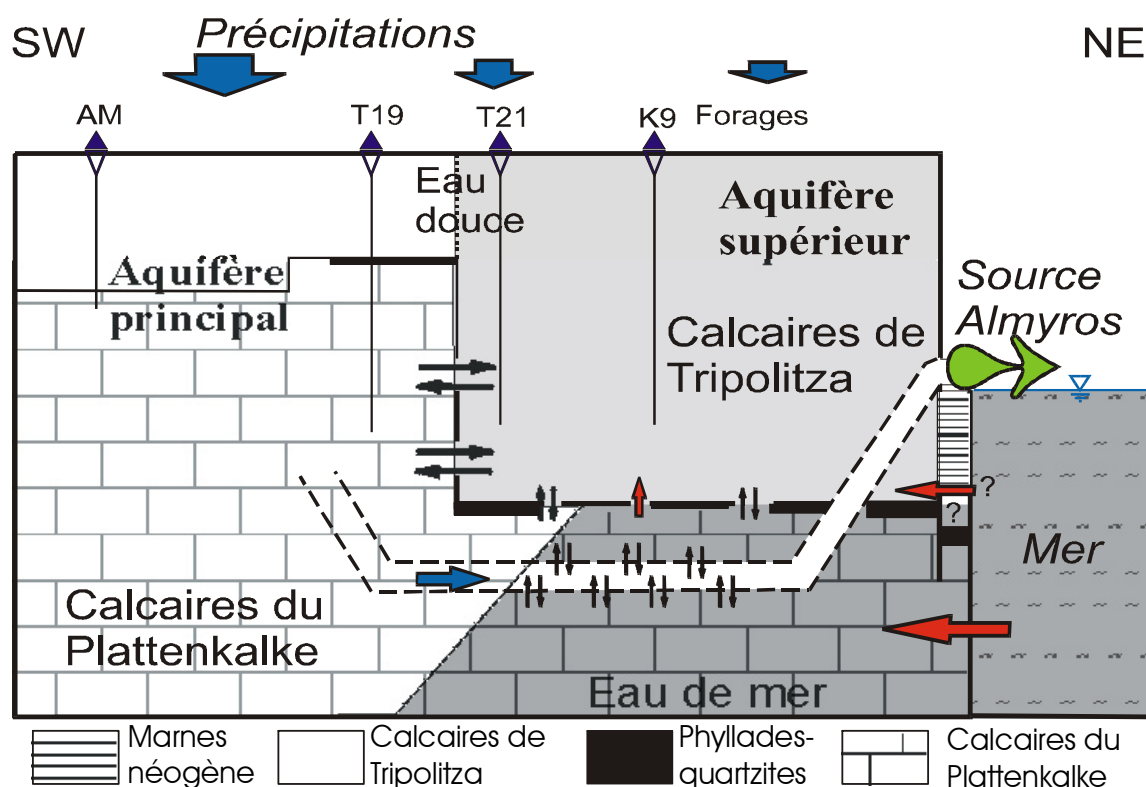


Figure 3.26 : Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement général du système karstique de l'Almyros d'Héraklion (sans échelle)

3.2.3. Considérations géologiques

Le comportement du système karstique de l'Almyros d'Héraklion est directement lié à l'histoire géologique de la région. La présence de deux sous-aquifères est rattachée au niveau imperméable de l'unité des phyllades-quartzites qui sépare en profondeur les calcaires de Tripolitza et du Plattenkalke. L'eau circule jusqu'à la source dans des conduits de gros diamètre ou dans une zone fracturée très transmissive qui sont pressentis sur l'axe nord-sud de la bordure effondrée par failles normales du massif calcaire. La source est l'exutoire direct de son aquifère principal situé sous les massifs montagneux du Psiloritis et n'est pas représentative du sous-aquifère supérieur adjacent.

4. Mécanisme de salinisation de la source Almyros

L'analyse des éléments majeurs de l'eau de la source Almyros d'Héraklion a montré que la salinité de l'eau provient d'un mélange entre l'eau douce précipitée sur le massif calcaire du Psiloritis et de l'eau de mer qui rentre naturellement dans l'aquifère en profondeur. L'étude préliminaire des enregistrements de débit, de conductivité électrique et de température de la source, couplés avec les données de précipitations dans le bassin versant, a mis en évidence la réponse à une précipitation par une crue à la source en quelques heures. Chaque augmentation de débit s'accompagne d'une diminution de la salinité de l'eau avec un déphasage temporel corrélé avec le débit moyen calculé entre le début de l'augmentation du débit et le début de la chute de conductivité (Figure 3.12). Ces premiers résultats sont complétés dans cette partie par l'étude des crues qui permettent d'expliquer les phénomènes naturels qui provoquent les variations de salinité. Le mécanisme qui génère et régule la salinisation de l'eau douce est explicité et les outils qui permettent de le mettre en évidence sur la base de l'analyse des crues sont donnés avec l'exemple de la source Almyros.

4.1. Conditions de la diminution de salinité à la source Almyros en crue

La variation de la salinité à la source Almyros est étudiée par comparaison deux à deux des données caractéristiques de chaque crue, telles que les valeurs initiales, moyennes, minimales et maximales de la conductivité et du débit, et les précipitations.

4.1.1. Etude des variations du débit

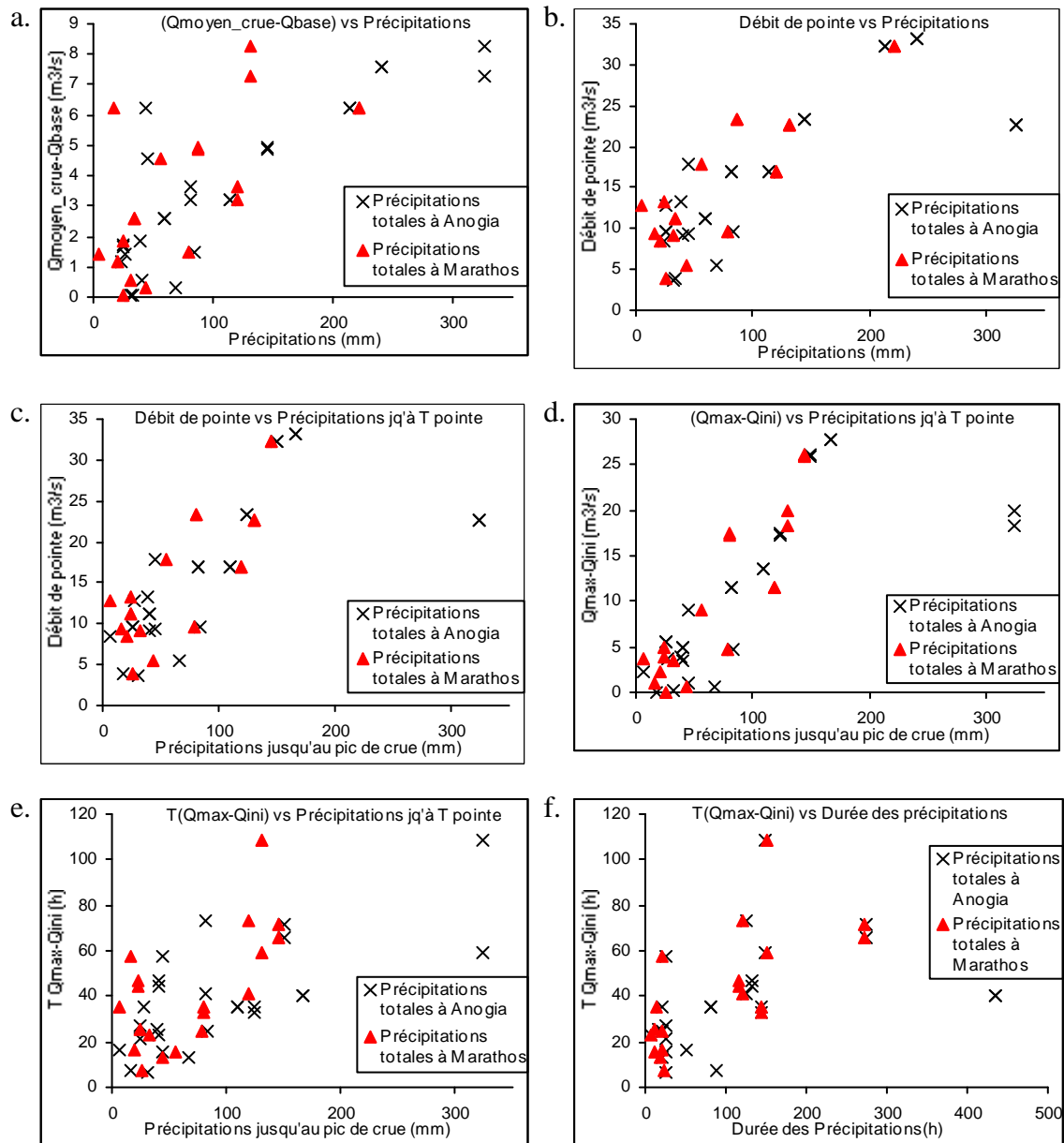
Les variations du débit engendrant des variations de salinité à la source, il est essentiel de connaître quels sont les facteurs météorologiques, géographiques ou hydrogéologiques qui vont modifier le débit au cours du cycle hydrologique.

4.1.1.1. Relation pluie-débit

Une particularité du climat méditerranéen réside dans la répartition temporelle des précipitations. Elles tombent généralement durant un temps très limité (de quelques heures à quelques jours) et s'individualisent clairement sous forme d'événements pluvieux entrecoupés de périodes sèches. Les précipitations sont quantifiées pour chacune des dix-huit crues étudiées. Les valeurs sont comprises entre 23 et 320 mm, leur détail est donné dans les annexes 1.1 et 1.2. Les figures 3.27a, b, c, d illustrent les relations entre les précipitations dans le bassin versant à Anogia et Marathos, et les débits. Les précipitations

efficaces à Anogia n'ont pas été représentées sur ces graphiques car leur relation avec le débit a la même allure qu'avec les précipitations totales. Sur les six graphiques de la figure 3.27, les corrélations entre les précipitations et le débit ne sont pas nettes. Une tendance semble apparaître avec les précipitations à Anogia sur le graphique a, l'augmentation des précipitations sur la période de la crue engendre une augmentation du débit moyen à la source supérieur au débit de base ($Q_{moyen} - Q_{base}$). Les graphiques b, c et d montrent une large gamme de valeurs du débit de pointe (débit maximum en crue) et de la montée de crue (différence entre le débit maximal et le débit initial de la crue) pour les événements pluvieux inférieurs à 50 mm. Le temps de la montée de crue est indépendant de la lame d'eau précipitée jusqu'au pic de crue (Figure 3.27e) et indépendant de la durée totale des précipitations (Figure 3.27f).

De l'analyse de ces graphiques ne ressort aucune relation clairement établie entre les précipitations sur le bassin versant et le débit. L'impulsion provoquée par les événements pluvieux se répercute rapidement sur le débit de la source mais sans relation apparente avec l'état initial du système karstique.



Abréviations : vs : versus, Q_{moyen_crue} : Débit moyen pendant la crue, Q_{ini} : Débit initial avant l'augmentation de débit, Q_{max} : Débit de pointe, Q_{base} : Débit de base = $(Q_{initial} + Q_{final})/2$, $Q_{max} - Q_{ini}$: Différence de débit lors de la montée de crue, T : Durée

Figure 3.27 : Relations entre les débits et les précipitations lors des 18 crues de la source Almyros d'Héraklion observées entre septembre 1999 et mai 2001

4.1.1.2. Influence des précipitations à Marathos ou Anogia

Les graphiques de la figure 3.27 ne permettent pas de déterminer laquelle de la pluie tombée à Anogia ou à Marathos a le plus d'influence sur les variations du débit de la source. Sur les deux cycles hydrologiques étudiés, les précipitations n'ayant pas engendré de crue ainsi que les précipitations très disproportionnées entre Anogia et Marathos ont été recherchées et comparées.

L'épisode de précipitations le plus remarquable qui n'a pas engendré de crue est celui très localisé du 11 avril 2000 à la station d'Anogia. Il apparaît clairement sur la figure 3.9a, avec 96,4 mm de pluie à Anogia et 0,4 mm à Marathos. Il correspond à un "accident" météorologique court, limité à 8 heures, et accompagné de vents tourbillonnants soufflants soudainement à plus de 100 km.h⁻¹. La source ne réagit pas.

Les épisodes pluvieux du 6 mars 2000 et du 2 avril 2001 sont les deux autres épisodes remarquables relevés sur la période d'étude, n'ayant pas engendré de crue. La figure 3.28 illustre la stabilité du débit et de la conductivité électrique lors de l'événement du 6 mars 2000 alors qu'en cette période hivernale toutes les autres précipitations sur le bassin versant provoquent des crues. Les précipitations du 2 avril 2001 illustrées sur la figure 3.29 ne modifient pas le régime de la source alors que les précipitations du même ordre tombant quatre jours après provoquent une crue "normale".

Sur la figure 3.30, la crue du 19 février 2000 est observée à la source Almyros après des précipitations enregistrées à la station d'Anogia mais avec de très faibles précipitations à Marathos.

Ces types d'événements pluvieux sont exceptionnels et seulement quatre ont été trouvés. Les précipitations enregistrées à Anogia et Marathos engendrent toujours des crues, à de rares exceptions près, et ne permettent pas de définir une zone plus influente étant donné la répartition spatiale assez homogène entre ces deux stations.

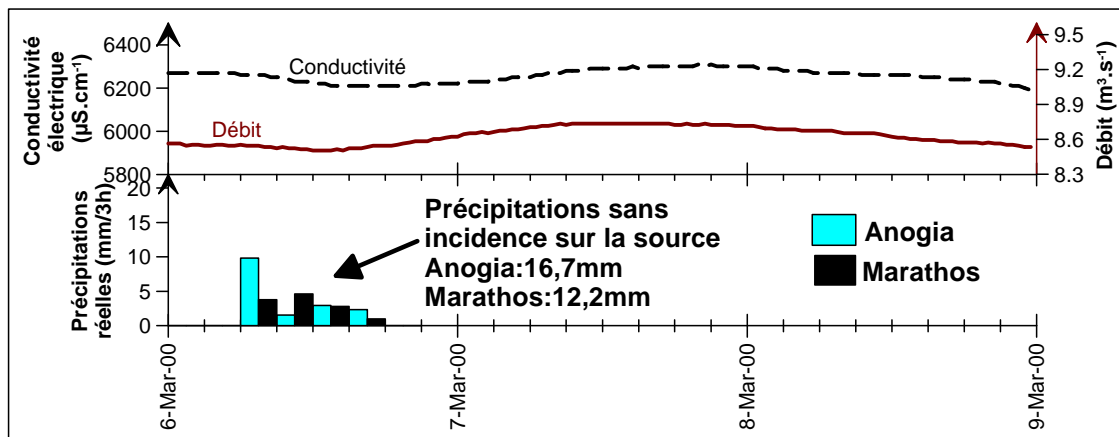


Figure 3.28 : Précipitations du 6 mars 2000 sans variation de débit à la source Almyros d'Héraklion

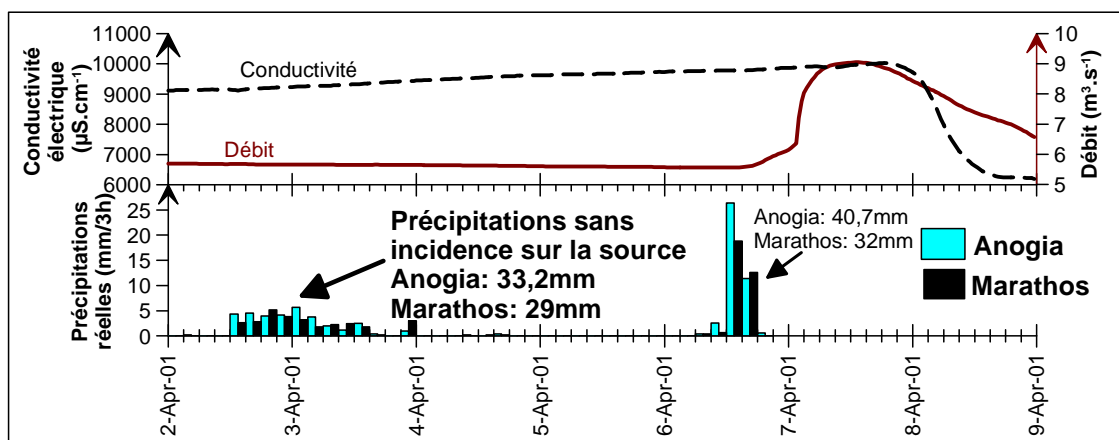


Figure 3.29 : Précipitations du 2 et 3 avril 2001 sans variation de débit à la source Almyros d'Héraklion, puis du 6 avril 2001 avec variation

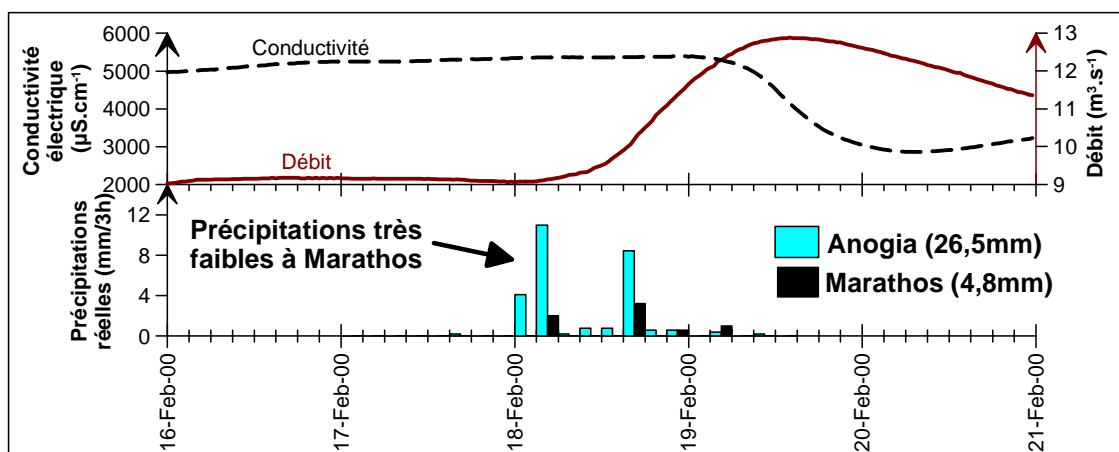


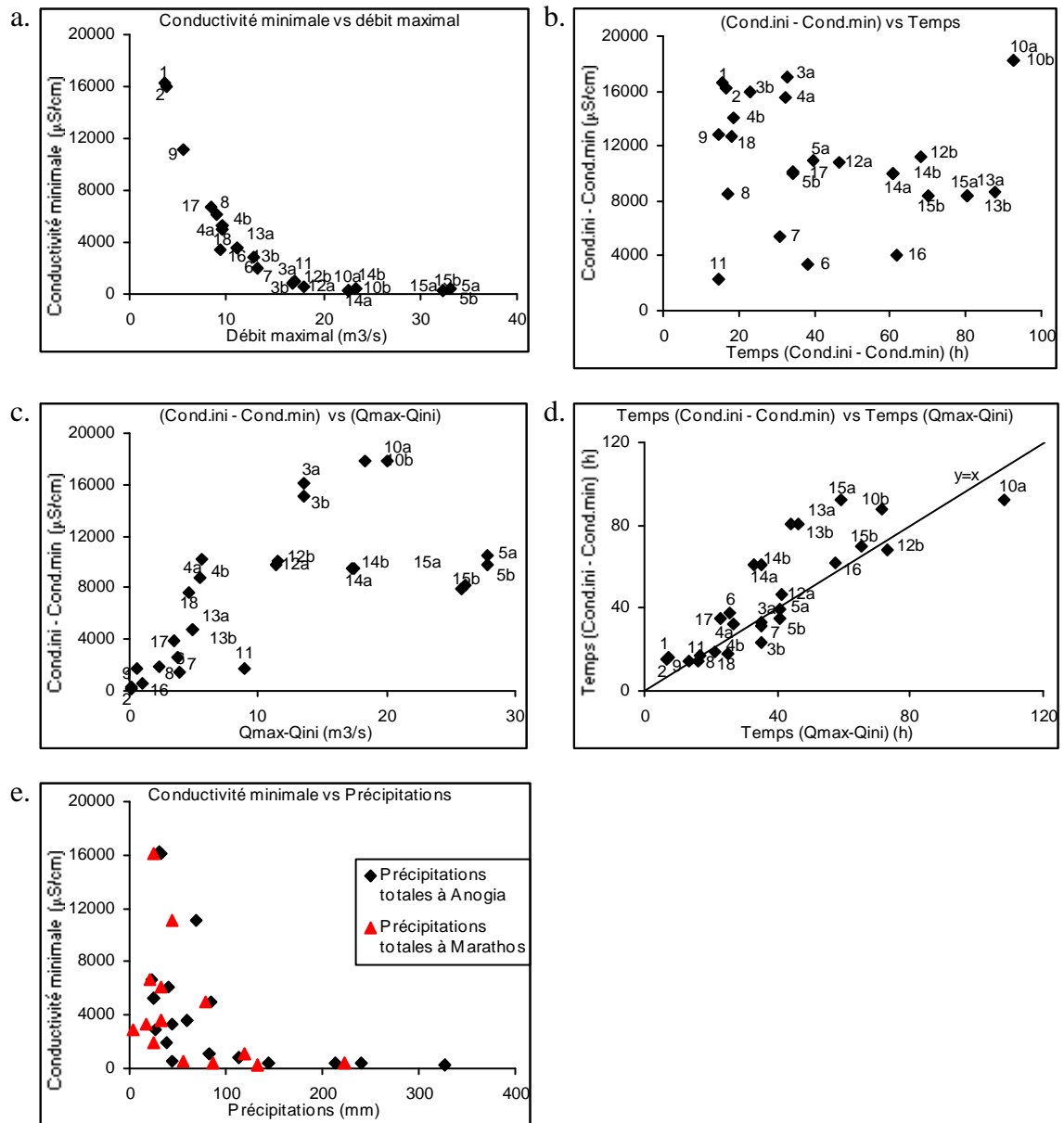
Figure 3.30 : Crue à la source Almyros d'Héraklion suite aux précipitations du 18 février 2000 enregistrées à Anogia mais non visibles à Marathos

4.1.2. Etude de la diminution de la salinité en crue

Le graphique a sur la figure 3.31, déjà donné en figure 3.10, montre une relation nette entre la conductivité minimale et le débit maximal. Il confirme la dépendance entre le débit et la salinité qui sera développée dans la partie 4.3, après l'étude des déphasages en partie 4.2 .

La présente partie s'intéresse à mettre évidence l'existence ou non de facteurs régulant la chute de salinité observée en crue, voire favorisant l'obtention d'eau douce à la source. Les résultats utilisés dans les graphiques de la figure 3.31 sont donnés en annexe 1.1. Les graphiques b, c (Figure 3.31) montrent une forte dispersion des crues dans un nuage de points et ne font pas apparaître de relation nette entre la variation de salinité lors d'une crue (différence entre la salinité initiale et la salinité minimale) et les paramètres comparés. La variation de salinité à la source Almyros ne se trouve pas régie par la durée de la chute de salinité (Figure 3.31b), ni par la variation de débit entre le débit initial avant la crue et le débit de pointe (Figure 3.31c). La durée de la variation de salinité augmente avec le temps de montée de crue (Figure 3.31d) et se trouve généralement supérieure à celui-ci. Sur le graphique e (Figure 3.31), la relation liant la conductivité minimale lors de chaque crue et les précipitations ayant engendré la crue n'est pas claire. Les résultats du graphique a pour les forts débits se retrouvent dans le graphique e pour les fortes précipitations (Figure 3.31) car les fortes précipitations provoquent de fortes crues caractérisées par de l'eau à faible salinité minimale.

Les cinq graphiques de la figure 3.31 montrent que la chute de salinité et la valeur minimale atteinte sur toutes les crues étudiées sont indépendantes du débit initial, du temps pour atteindre le débit de pointe, de la salinité initiale ou des précipitations.



Abréviations : vs : versus, Cond.min : Conductivité électrique minimale atteinte pendant la crue, Cond.ini : Conductivité initiale avant le début de la chute de salinité, Qmax : Débit maximal atteint pendant la crue, Qini : Débit initial avant l'augmentation de débit, T : Durée

Figure 3.31 : Relations entre les conductivités, les débits et les précipitations pendant les 18 crues de la source Almyros d'Héraklion sur les cycles 1999-2001

4.2. Observation des déphasages entre les variations de salinité et de débit en crue

Lors des crues, l'augmentation du débit à la source Almyros est toujours suivie d'une diminution de la salinité avec un déphasage de durée variable. La quantification du déphasage entre l'augmentation de débit et la diminution de salinité en crue apporte des informations essentielles sur le fonctionnement de l'aquifère, le mode d'écoulement de l'eau et l'éloignement de la zone de mélange entre l'eau douce et l'eau salée.

4.2.1. Méthode et résultats

Au cours des 18 crues étudiées, que ce soit en début ou fin d'étiage ou en période de hautes-eaux, l'augmentation de débit est toujours suivie d'une diminution de salinité après un temps variable. Ce déphasage temporel est quantifié par intégration du débit sur un intervalle de temps T , qui permet de spécifier l'évolution du volume d'eau débité à la source Almyros pendant l'intervalle de temps T à chaque crue.

4.2.1.1. Choix des bornes d'intégration

Pour chaque crue, l'augmentation de débit est considérée responsable de la diminution de salinité. Les bornes d'intégration, c'est à dire le temps initial et final de l'intervalle de temps T , sont choisies de manière à caractériser la relation entre la variation de débit et de salinité par le volume d'eau débité à la source Almyros pendant le déphasage T . Plusieurs bornes d'intégration ont été testées en fonction des hypothèses de fonctionnement avancées. L'intervalle de temps retenu débute à la première valeur du débit amorçant la montée de crue (première valeur supérieure à la précédente après le début de la pluie) et se termine au début de la chute de la salinité de l'eau à la source (Figures 3.32 et 3.33). Il implique une relation directe entre le débit et la salinité en considérant les deux hypothèses de fonctionnement suivantes :

- La dispersion hydrodynamique lors de l'écoulement en conduit karstique jusqu'à la source Almyros est négligeable.
- Le passage graduel de la salinité initiale à la salinité minimale est dû à l'augmentation progressive du débit qui provoque la diminution de la salinité.

Deux autres périodes d'intégration ont également été testées mais s'avèrent inadaptées en raison des hypothèses incertaines ou fausses qu'elles impliquent. Elles sont basées (1) sur la relation entre les valeurs maximales de débit et minimales de salinité, et (2) sur une conception de la variation de salinité comparable à celle observées lors de la restitution d'un traceur suite à un traçage artificiel.

1- La première période qui n'a pas donné de résultats probants utilisait les bornes d'intégration comprises entre le débit de pointe (débit maximum) et la salinité minimale. L'hypothèse initiale était que la salinité minimale est obtenue pour un débit maximum. Cette hypothèse est vraie pour le fonctionnement général du système karstique, comme cela a été montré sur la figure 3.10. Toutefois, la valeur de salinité varie d'une part en fonction de la proportion de la composante d'eau de mer participant à l'écoulement à la source, mais aussi en fonction de la variation de salinité de la composante d'eau douce au cours des crues. L'eau douce a en effet une salinité légèrement variable et il n'est pas possible de séparer l'évolution de la salinité en fonction de chacune de ces deux sources. La période d'intégration ne représente donc pas, dans ce cas, la relation entre le débit et la salinité.

2- La deuxième période qui n'est pas conforme au fonctionnement de la source Almyros est celle s'étendant du début de l'augmentation du débit à la moitié de la chute de salinité. Dans le cas d'un traçage artificiel sous forme d'une impulsion instantanée (dirac), la courbe de restitution du traceur est étalée par la dispersion. Le temps moyen d'arrivée du nuage de traceur est estimé à la moitié de la variation de concentration mesurée (Field, 1999). Cette hypothèse, valable pour le cas d'un régime permanent pendant le traçage (Werner et al. 1997), a tout de même été testée. Les volumes calculés avec ces bornes d'intégration sont très variables et ne laissent apparaître aucune relation entre le débit et la salinité, ce qui est contraire aux précédents résultats établissant une relation nette entre le débit et la salinité dans le fonctionnement général du système karstique.

4.2.1.2. Résultats

Les résultats du calcul du volume d'eau débité à la source Almyros entre le début de l'augmentation de débit et le début de la chute de salinité sont donnés dans le tableau 3.17 pour chaque crue représentée sur les figures 3.9a,b. Ce calcul est illustré sur la crue du 11 novembre 1999 (crue n°1) à la fin de l'étiage (Figure 3.32) et sur la crue du 4 février 2000 (crue n°6) en période de hautes-eaux hivernales (Figure 3.33). Les échelles horizontales sont les mêmes sur les deux figures, représentant six jours et demi, mais les échelles verticales de conductivité et de débit sont très différentes. A l'étiage sur la crue de novembre 1999, le débit varie d'une centaine de litres par seconde et la conductivité électrique chute d'environ $150 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (Figure 3.32), tandis qu'en février 2000 le débit augmente de près de $3 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et la conductivité électrique chute d'environ $1500 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Dans ces exemples, le déphasage temporel entre la variation de débit et de salinité est très inégal, égal à 58 heures (2,4 jours) lors de la crue du mois de novembre 1999 et égal à 19 heures au mois de février 2000. Le volume d'eau débité pendant cette période est sensiblement équivalent, entre 770 000 et 790 000 m^3 . Cette eau débitée conserve une salinité peu variable équivalente à celle précédant la précipitation.

Le volume d'eau est calculé pour l'ensemble des dix-huit crues étudiées, en différenciant les crues "franches" ayant une chute franche de la salinité (Figures 3.13, 3.32, 3.33), et les crues ayant une légère chute de salinité précoce (crues n°3a, 4a, 5a, 15a) avant la chute franche (Figure 3.14). La période d'intégration du débit pour certaines crues franches est plus difficilement identifiable. Le calcul du volume est alors donné pour deux périodes dans le cas des crues 10a,b, 12a,b, 13a,b, 14a,b (le détail est donné en annexe 1.1).

La chute franche de la salinité débute entre 13 heures et 58 heures après le début de l'augmentation de débit. La chute précoce de salinité a lieu après l'expulsion de 315 000 à 402 000 m³ (Tableau 3.17). L'ensemble des crues est caractérisé par l'augmentation du débit qui est pratiquement immédiate suite aux précipitations et par une chute de salinité qui est toujours précédée de l'expulsion d'un volume d'eau saumâtre à salinité inchangée très peu variable, compris entre 650 000 m³ et 850 000 m³. Les trois quarts des volumes calculés sont compris entre 740 000 et 810 000 m³ et la **moyenne** est proche de **770 000 m³** (Tableau 3.17). Les valeurs légèrement variables de volumes sont indépendantes des conditions hydrologiques. Ce volume moyen de 770 000 m³ d'eau à salinité inchangée, débité en début de crue pendant le déphasage temporel entre les variations de débit et de salinité, est observé pour toutes les crues étudiées sur les cycles 1999-2000 et 2000-2001, quelles que soient :

- la conductivité électrique initiale, qui a varié de 2 315 à 18 240 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$;
- la conductivité minimale atteinte, qui a varié de 332 à 16 280 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$;
- le débit initial en début de crue, qui a varié de 2,65 à 9,46 m³.s⁻¹;
- le débit maximal atteint en crue, qui a varié de 3,60 à 33 m³.s⁻¹;
- la température de l'eau, qui a varié entre 13,5 et 16,1°C;
- la lame d'eau précipitée et infiltrée à Anogia (respectivement 23 à 326 mm et 0 à 294 mm), à Marathos (4,8 à 222 mm).

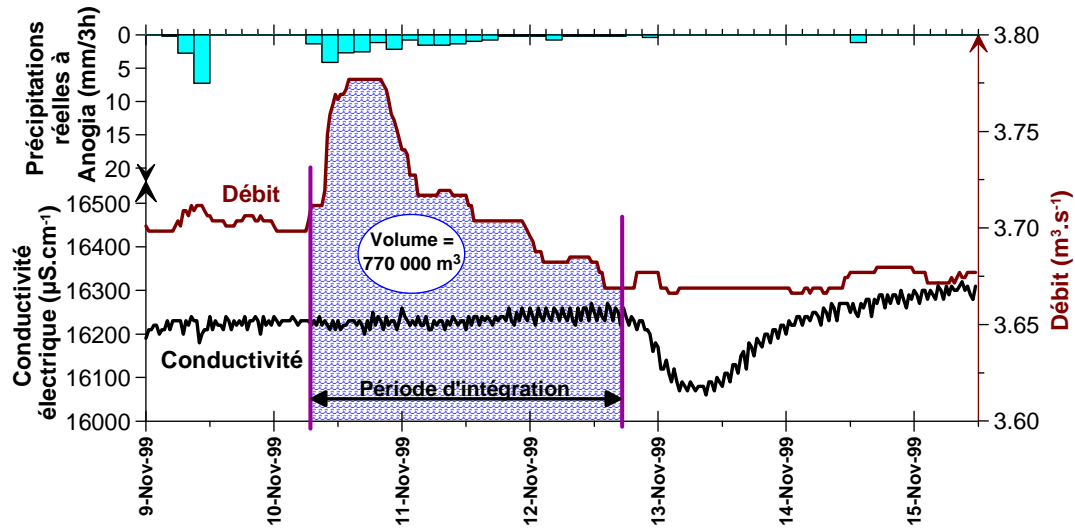


Figure 3.32 : Calcul du volume par intégration du débit entre le début de l'augmentation du débit et le début de la diminution de la salinité pendant la crue du 11 novembre 1999

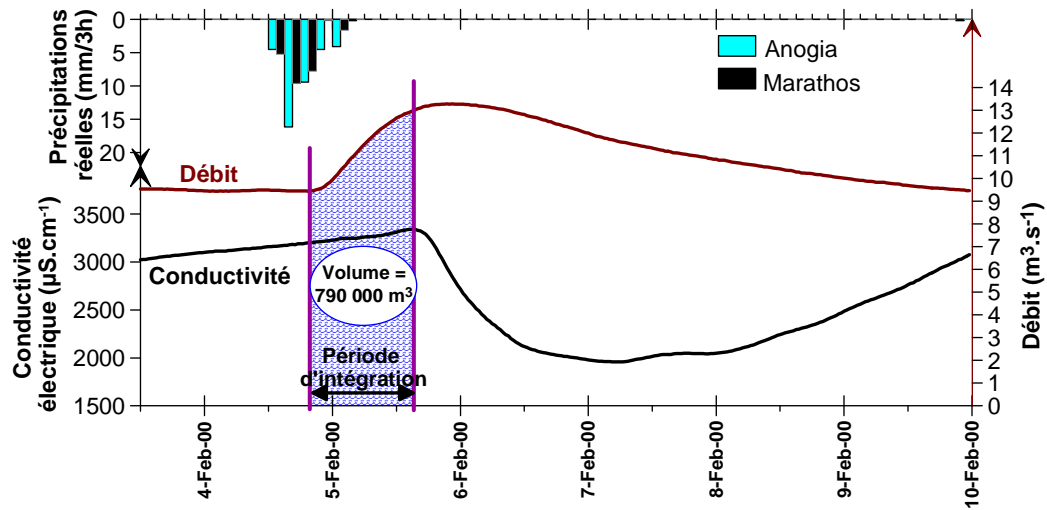


Figure 3.33 : Calcul du volume par intégration du débit entre le début de l'augmentation du débit et le début de la diminution de la salinité pendant la crue du 4 février 2000

Crue n°	Période	Entre le début de la montée de Débit & le début de la chute de Conductivité			Vitesse moyenne de transit d'une molécule d'eau partant de la zone d'intrusion de l'eau salée, pour une section de :						Distance à la source (m) de la zone d'entrée de l'eau salée dans une galerie unique de section :		
		Temps (heure)	Débit moyen (m³/s)	Volume d'eau saumâtre débité (m³)	100 m²		175 m²		315 m²		100 m²	175 m²	315 m²
					(m/s)	(km/j)	(m/s)	(km/j)	(m/s)	(km/j)			
1	9/11/99 : 15/11/99	58,00	3,710	774 648	0,037	3,2	0,021	1,8	0,012	1,0	7 746	4 427	2 459
2	7/12/99 : 14/12/99	57,50	3,519	728 433	0,035	3,0	0,020	1,7	0,011	1,0	7 284	4 162	2 312
3a	22/12/99 : 27/12/99	17,00	6,132	375 278	0,061	5,3	0,035	3,0	0,019	1,7	3 753	2 144	1 191
3b	22/12/99 : 27/12/99	27,00	7,975	775 170	0,080	6,9	0,046	3,9	0,025	2,2	7 752	4 430	2 461
4a	2/1/00 : 8/1/00	21,50	5,199	402 403	0,052	4,5	0,030	2,6	0,017	1,4	4 024	2 299	1 277
4b	2/1/00 : 8/1/00	29,50	7,360	781 632	0,074	6,4	0,042	3,6	0,023	2,0	7 816	4 466	2 481
5a	14/1/00 : 20/1/00	14,50	7,510	392 022	0,075	6,5	0,043	3,7	0,024	2,1	3 920	2 240	1 245
5b	14/1/00 : 20/1/00	19,50	10,620	745 524	0,106	9,2	0,061	5,2	0,034	2,9	7 455	4 260	2 367
6	4/2/00 : 9/2/00	19,50	11,310	793 962	0,113	9,8	0,065	5,6	0,036	3,1	7 940	4 537	2 521
7	16/2/00 : 22/2/00	21,50	10,020	775 548	0,100	8,7	0,057	4,9	0,032	2,7	7 755	4 432	2 462
8	16/3/00 : 27/3/00	26,00	7,910	740 376	0,079	6,8	0,045	3,9	0,025	2,2	7 404	4 231	2 350
9	3/5/00 : 9/5/00	38,50	5,414	750 380	0,054	4,7	0,031	2,7	0,017	1,5	7 888	4 288	2 382
10a	25/11/00 : 4/12/00	58,50	3,608	759 845	0,036	3,1	0,021	1,8	0,011	1,0	7 598	4 342	2 412
10b	25/11/00 : 4/12/00	25,50	8,646	793 703	0,086	7,5	0,049	4,3	0,027	2,4	7 937	4 535	2 520
11	7/12/00 : 12/12/00	14,50	14,974	781 643	0,150	12,9	0,086	7,4	0,048	4,1	7 816	4 467	2 481
12a	18/12/00 : 26/12/00	30,00	7,188	776 304	0,072	6,2	0,041	3,5	0,023	2,0	7 763	4 436	2 464
12b	18/12/00 : 26/12/00	40,00	5,609	807 696	0,056	4,8	0,032	2,8	0,018	1,5	8 077	4 615	2 564
13a	31/12/00 : 05/01/01	28,00	8,373	843 998	0,084	7,2	0,048	4,1	0,027	2,3	8 440	4 823	2 679
13b	31/12/00 : 05/01/01	25,50	8,579	787 552	0,086	7,4	0,049	4,2	0,027	2,4	7 876	4 500	2 500
14a	15/01/01 : 20/01/01	16,50	11,756	698 306	0,118	10,2	0,067	5,8	0,037	3,2	6 983	3 990	2 217
14b	15/01/01 : 20/01/01	14,50	12,532	654 170	0,125	10,8	0,072	6,2	0,040	3,4	6 542	3 738	2 077
15a	11/02/01 : 15/02/01	13,00	6,750	315900	0,068	5,8	0,039	3,3	0,021	1,9	3159	1 805	1 003
15b	11/02/01 : 15/02/01	24,50	8,200	723240	0,082	7,1	0,047	4,0	0,026	2,2	7232	4 133	2 296
16	08/03/01 : 13/03/01	24,50	8,750	771750	0,088	7,6	0,050	4,3	0,028	2,4	7718	4 410	2 450
17	06/04/01 : 10/04/01	29,50	7,610	808182	0,076	6,6	0,043	3,8	0,024	2,1	8082	4 618	2 566
18	12/05/01 : 15/05/01	30,00	7,139	771012	0,071	6,2	0,041	3,5	0,023	2,0	7710	4 406	2 448

Tableau 3.17 : Résultats des calculs de volume débité à la source Almyros d'Héraklion entre le début de l'augmentation de débit et le début de la chute de salinité pour chacune des 18 crues étudiées entre septembre 1999 et mai 2001. Valeurs correspondantes de la vitesse d'écoulement et de la distance au point d'entrée de l'eau de mer, en fonction de la section estimée de la galerie.

4.2.2. Interprétation

4.2.2.1. Fonctionnement

L'analyse du fonctionnement général du système karstique a mis en évidence des circulations souterraines rapides, à travers un ou des conduits karstiques dont l'exutoire direct est la source Almyros. Le déphasage temporel quasiment constant observé entre les variations de débit et de salinité (chute franche) à la source provient d'un événement initial unique ayant lieu en amont de la source dans le conduit, qui se déplace ensuite jusqu'à la source où il est observé. Ce déphasage résulte de la différence entre l'onde de pression qui se déplace pratiquement instantanément dans le conduit karstique, engendrant une augmentation immédiate de débit sous l'action de l'eau précipitée, et le déplacement des molécules d'eau (transfert de matière) qui arrivent avec un temps de retard proportionnel à la longueur du trajet effectué. En ne considérant que les crues sans chute précoce de la salinité (80% des crues sur les deux cycles étudiés), le volume constant de 770 000 m³

d'eau expulsé correspond à de l'eau contenue dans le conduit alimentant la source, ayant déjà acquis sa salinité, et sur lequel l'augmentation de débit n'a aucun effet sur sa salinité. Ces observations sont synthétisées sur le schéma du haut de la figure 3.34. L'eau douce et l'eau salée se mélangent très en amont de la source, à une distance équivalente à $770\,000\text{ m}^3$ de conduit karstique. L'eau saumâtre circule ensuite jusqu'à la source avec une salinité inchangée très bien visible sur les graphiques des figures 3.32 et 3.33, caractéristiques d'un écoulement dans le conduit sans échange avec le milieu continu équivalent l'entourant. Dans cette dernière portion du conduit, l'échange à travers les parois du conduit est en effet nul ou très réduit. Aucune entrée d'eau de mer n'est relevée étant donné le volume quasiment constant pendant le déphasage entre l'augmentation du débit et la diminution de salinité. Seules de très faibles entrées d'eau douce ont lieu dans cette portion, lors des crues marquées par une chute précoce de la salinité, du fait de la légère dilution de l'eau saumâtre.

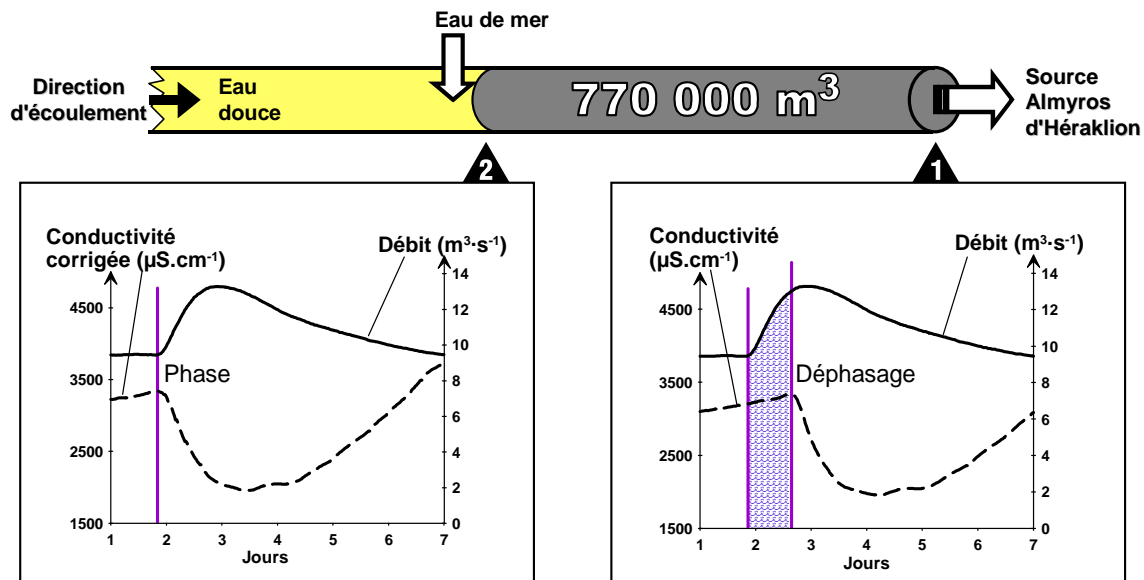


Figure 3.34 : Schéma de fonctionnement de la dernière portion du conduit alimentant la source Almyros, et illustration du principe de correction des données déphasées

4.2.2.2. Eloignement de la zone d'intrusion saline

La variation de salinité avec le débit joue le rôle d'un traceur renseignant directement sur l'éloignement de la zone d'entrée de l'eau de mer dans le conduit par rapport à l'exutoire. Le développement du conduit pressenti se situe sur l'axe des failles normales majeures nord-sud de la bordure Est du massif calcaire, à partir de la source et en direction du sud dans les terres. L'éloignement de la zone d'intrusion saline dans le conduit est calculé en faisant l'hypothèse simplificatrice d'un conduit karstique unique circulaire alimentant la source. La distance est ensuite déduite du volume d'eau débité pendant le déphasage entre l'augmentation de débit et la variation de salinité, en fonction de la section du conduit. La vitesse moyenne d'écoulement de l'eau est également calculée pour la section de conduit

donnée, à partir de la valeur moyenne du débit pendant le temps du déphasage. Les résultats pour chaque crue étudiée sont donnés dans le tableau 3.17 pour une section variant de 100 à 315 m² (diamètre de 11,3 à 20 m). Ces sections "équivalentes" sont supérieures à celle du conduit exploré par les plongeurs spéléologues à partir de la source (20 m²). Toutefois, étant donné le volume énorme de 770 000 m³ qu'il faut donner à ce conduit, et les forts débits observés en crue, de telles sections équivalentes paraissent pertinentes.

La vitesse d'écoulement dans le conduit varie suivant les crues de **3,0 à 12,9 km par jour** pour une section de **100 m²**, et de **1,0 à 4,1 km par jour** dans le cas d'une section de **315 m²** (Tableau 3.17). Ces vitesses paraissent raisonnables par rapport à d'autres valeurs données dans la littérature pour d'autres karsts. Par exemple, les vitesses de circulation de l'eau calculées par des expériences de traçage artificiel varient entre 300 et 5000 mètres par jour sur le bassin versant de la Fontaine de Vaucluse avec des distances linéaires de parcours de 22 à 46 km (Blavoux et al., 1992). Sur le Larzac, Plagnes (1997) donne une moyenne entre 1000 à 2400 m par jour pour une dizaine de traçages, et un maximum de 5000 m/jour pour un traçage sorti à la source de Durzon à 7200 m linéaires du point d'injection.

La **distance linéaire** calculée entre la fin de la zone d'entrée d'eau de mer dans le conduit et la source varie de **7500 m à 8000 m** pour une section de **100 m²**, avec arrivée d'eau douce supplémentaire entre 3000 et 4000 m, et pour une section de **315 m²** la distance linéaire est de l'ordre de **2500 m**, avec une arrivée vers 1000 m.

4.2.2.3. Correction des mesures

Nous recherchons quelles sont les conditions de charge sur le lieu de l'intrusion d'eau de mer dans le conduit karstique, à plusieurs kilomètres de la source, et comment le débit (représentatif de la charge) influence la salinité. Les mesures de débit à la source reflètent ces conditions (déplacement quasi-instantané de l'onde de pression) mais la salinité correspondante n'est observée qu'après l'expulsion de 770 000 m³ à la source. Le volume débité entre le débit et la salinité enregistrés à la source étant constant, il est possible de corriger la valeur de la salinité, pour un débit à un temps donné, en prenant la valeur de salinité que l'on mesure après l'expulsion de 770 000 m³ d'eau à la source. Ceci revient à transformer la sortie du système pour que les ondes de pression et de transfert de matière corrigé soient en phase (graphiques 1 et 2 Figure 3.34). La conductivité électrique corrigée est une approximation de la conductivité à l'entrée de la dernière portion de la galerie karstique (point 2 sur la figure 3.34) avec les trois hypothèses suivantes : (1) aucun échange majeur n'a lieu à travers les parois du conduit karstique terminal de volume 770 000 m³, (2) la dispersion hydrodynamique est négligeable et (3) l'écoulement n'est pas forcé par les différences de densité de l'eau dans le conduit.

4.3. Mise en évidence du mécanisme de salinisation

Par l'observation d'un déphasage entre les variations de débit et de salinité et le calcul d'un volume constant expulsé au début de chaque crue, il a été montré que l'eau douce acquiert sa salinité à plusieurs kilomètres de la source puis que l'eau saumâtre circule dans un conduit pratiquement étanche jusqu'à la source. En utilisant les valeurs de débit à la source et de salinité corrigée (conductivité corrigée ou concentration en chlorures corrigée), nous allons montrer comment la salinité est liée au débit et quel est le mécanisme qui engendre la salinité naturelle variable de la source Almyros d'Héraklion.

4.3.1. Le flux de sel

Il est nécessaire de quantifier la salinité de la source en terme de flux de sel de manière à s'affranchir des variations de concentration en sel dues à la dilution lors des variations du débit. La salinité de l'eau et le débit étant a priori dépendants, il est également nécessaire de calculer le flux après avoir corrigé la salinité de façon à ce que le débit et la salinité soient en phase, c'est à dire qu'ils correspondent aux valeurs qui seraient observées immédiatement après la zone d'intrusion saline. Le flux de chlorures est calculé en multipliant le débit par la salinité corrigée (égale à celle mesurée après l'expulsion de 770 000 m³ à la source). Il renseigne ainsi directement sur le débit d'eau de mer participant au débit total.

L'évolution du flux de chlorures corrigé est représentée sur la figure 3.35 parallèlement au débit total à la source et à la conductivité électrique corrigée. Ce flux est très variable au cours du temps. Il présente une allure proche de celle de la courbe de conductivité et inverse de celle de la courbe du débit (Figure 3.35). D'une manière générale, il est marqué par une valeur relativement stable entre 15 et 20 kg.s⁻¹ de chlorures à l'étiage et par de brusques chutes très prononcées pendant les crues. Les variations de salinité à la source Almyros ne sont donc pas dues à un simple phénomène de dilution, sinon le flux aurait été constant. **Le débit d'eau de mer participant au débit total évolue au cours du temps et diminue fortement lors de l'augmentation du débit en crue.**

Deux autres phénomènes apparaissent sur la figure 3.35 :

1- Avant certaines crues, le flux calculé produit un pic supérieur à la valeur obtenue à l'étiage pendant 2 à 6 heures. Ces pics sont des artéfacts du calcul et des hypothèses initiales : le calcul de la salinité corrigée est effectué à partir d'un volume moyen de 770 000 m³ qui dans la réalité varie autour de cette valeur; de plus une certaine dispersion hydrodynamique existe probablement dans le conduit étanche et disperse légèrement l'arrivée du sel à la source.

2- A l'étiage, le flux évolue suivant deux tendances. Dès la fin de la période de hautes-eaux, à partir du mois de mai sur l'étiage 2001, le flux de chlorures atteint une valeur constante de l'ordre de 20 kg.s^{-1} . L'augmentation de la salinité à la source est parfaitement compensée par la diminution du débit, ce qui traduit une dilution d'un débit constant d'eau de mer par plus ou moins d'eau douce. Soudainement, le flux diminue progressivement jusqu'aux hautes-eaux du cycle suivant (Figure 3.35). Cette diminution du flux paraît anormale car les conditions hydrologiques restent stables à la source et dans le bassin versant. Deux hypothèses sont avancées pour expliquer ce phénomène, certainement toutes deux impliquées. Tout d'abord, une erreur de l'estimation des débits à la source n'est pas exclue mais suggère que les trois mesures réalisées au moulinet entre le 25 juillet 2000 et le 28 août 2000 aient été systématiquement sous-évaluées et que l'estimation des débits minimums au mois de novembre 2000 soient sous-estimée de 25%. Cette diminution du flux pourrait également être liée à un phénomène physique de modification des conditions d'écoulement dans le conduit. A l'étiage, la diminution de la vitesse de circulation de l'eau et la proportion élevée d'eau de mer participant à l'écoulement peut éventuellement engendrer la formation d'un gradient de densité dans le conduit. L'eau douce et l'eau de mer ne se mélangent plus uniformément dans le conduit et un écoulement stratifié se met en place (Tritton, 1988), limitant l'entrée d'eau de mer dans le conduit. Cette deuxième hypothèse est développée dans le chapitre traitant de la modélisation numérique.

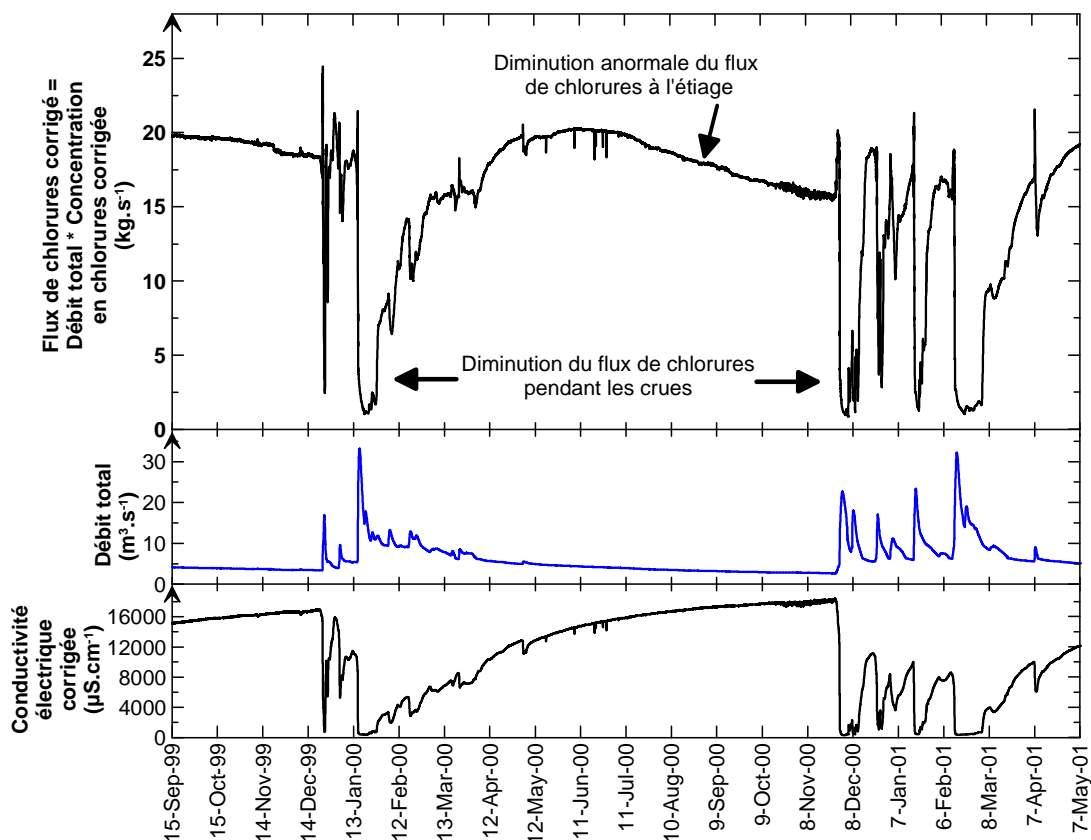


Figure 3.35 : Evolution du flux de chlorures corrigé (pour un volume constant égal à $770\,000\text{ m}^3$ entre les variations de débit et de salinité en crue) entre le 15 sept. 1999 et le 7 mai 2001

4.3.2. Relation entre le flux de sel et le débit

La figure 3.35 a mis en évidence une variation du flux de sel corrigé qui semble corrélée avec la variation du débit de la source Almyros. Le flux de chlorures est maintenant représenté en fonction du débit de la source pour faire apparaître la relation qui relie ces paramètres l'un à l'autre. Le flux de chlorures calculé avec les données brutes de concentration en chlorures (produit du débit et de la concentration en chlorures mesurés à la source Almyros) est une estimation biaisée du flux réel d'eau salée entrant au niveau de la zone d'intrusion saline dans le conduit car il ne prend pas en compte le déphasage précédemment mis en évidence. L'évolution du flux de chlorures en fonction du débit total est illustrée sur la figure 3.36 qui montre des valeurs de flux augmentant avec le débit au départ de chaque crue.

Le flux de chlorures corrigé (produit du débit et de la concentration en chlorures corrigée) est donné sur la figure 3.37 en fonction du débit mesuré à la source Almyros. Les points sont relativement dispersés et ne forment pas une courbe nette. Seule une tendance générale se dessine, le flux de chlorures corrigé diminue globalement avec l'augmentation du débit et est toujours très faible pour les débits supérieurs à $18\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Les périodes de décrue des crues ayant donné de l'eau douce à la source (crues n°3, 5, 10, 14, 15)

s'individualisent par un flux de chlorures très faible (inférieur à $2 \text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$) pour des débits très inférieurs à ceux de montée de crue. Ces valeurs basses du flux traduisent une variation de la salinité de l'eau entrant : le débit d'eau entrant dans le conduit depuis la matrice après une période d'eau douce ne varie probablement pas, mais la salinité de l'eau de la matrice est beaucoup plus faible. Ces périodes seront revues et expliquées lors de l'analyse de la relation entre la salinité de l'eau et le débit. Le flux corrigé dans la gamme des débits inférieurs à $5 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ montre de nouveau l'évolution anormale vue sur la figure 3.35, le flux diminue avec la diminution du débit total à la fin de l'étiage.

L'allure relativement désordonnée de la figure 3.37 est probablement liée à la difficulté d'estimer précisément le flux de chlorures corrigé. En effet, la correction de la salinité s'effectue sur la base d'un volume moyen de $770\,000 \text{ m}^3$ séparant l'observation du débit et l'arrivée de l'eau à la source. Ce volume est en réalité légèrement variable, et l'utilisation incontournable d'une unique valeur moyenne peut entraîner de fortes variations du flux corrigé, dans les périodes de crues où le débit et la salinité passent d'une valeur minimale à maximale en quelques heures. L'analyse du flux de chlorures en fonction de la salinité et l'analyse de la salinité en fonction du débit apporteront les éléments supplémentaires nécessaires à confirmer que le flux salé varie avec les variations de débit total.

4.3.3. Relation entre le flux de sel et la salinité

Le flux de chlorures corrigé est représenté sur la figure 3.38 en fonction de la concentration en chlorures corrigée. Les valeurs "corrigées" sont utilisées car l'on cherche toujours à mettre en évidence le ou les facteurs qui régulent l'entrée d'eau de mer dans le conduit karstique à plusieurs kilomètres de la source. La salinité (ou la concentration en chlorures) est supposée être apportée exclusivement par l'eau de mer. Sur la figure 3.38, une relation nette apparaît, qui permet de connaître le flux de chlorures entrant en fonction de la salinité de l'eau de la source. Cette relation peut être divisée en plusieurs domaines :

De 0 à $4000 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ de concentration en chlorures, la salinité de l'eau de la source augmente avec l'augmentation du flux de chlorures. Le débit d'eau de mer participant à l'écoulement augmente de manière rapide jusqu'à $2500 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, puis l'augmentation continue de façon beaucoup plus atténuée.

Entre 4000 et $5000 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ de concentration en chlorures, le flux se stabilise et la salinité varie par dilution d'un débit constant d'eau de mer. Cette période correspond au début de l'étiage observé sur la figure 3.35. La concentration en chlorures augmente du fait de la diminution du débit d'eau douce à la source.

Au-dessus de $5000 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, le flux de sel diminue mais la diminution du débit d'eau douce est plus forte et la salinité continue à augmenter.

La salinité de l'eau de la source est donc régulée par le flux d'eau de mer variable et la dilution par l'eau douce. Cette relation est constante sur les deux cycles étudiés, que la source soit en hautes-eaux ou à l'étiage. L'augmentation de la salinité est représentative de

l'augmentation du flux de sel tant que la concentration en chlorures corrigée reste inférieure à 4000 mg.l^{-1} (équivalent à une conductivité électrique inférieure à $12850 \mu\text{S.cm}^{-1}$). Au-dessus de cette dernière valeur, la concentration représente principalement l'effet de la dilution.

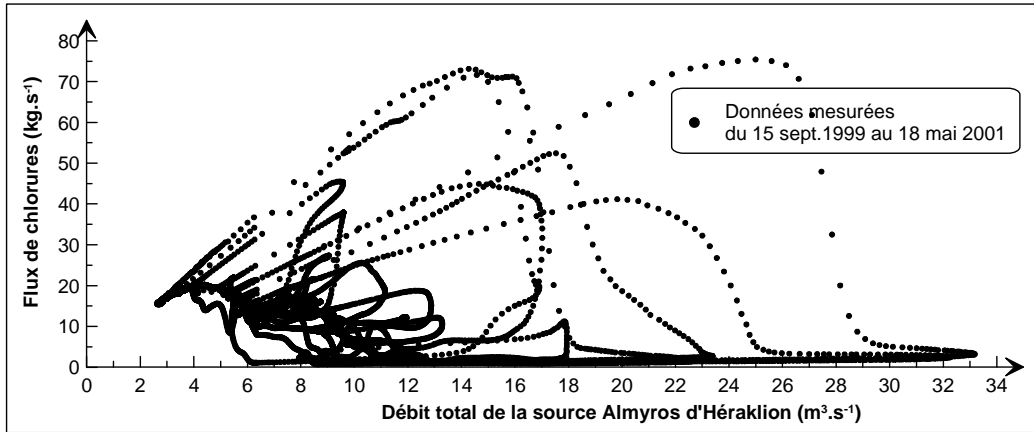


Figure 3.36 : Évolution du flux de chlorures en fonction du débit total de la source Almyros d'Héraklion

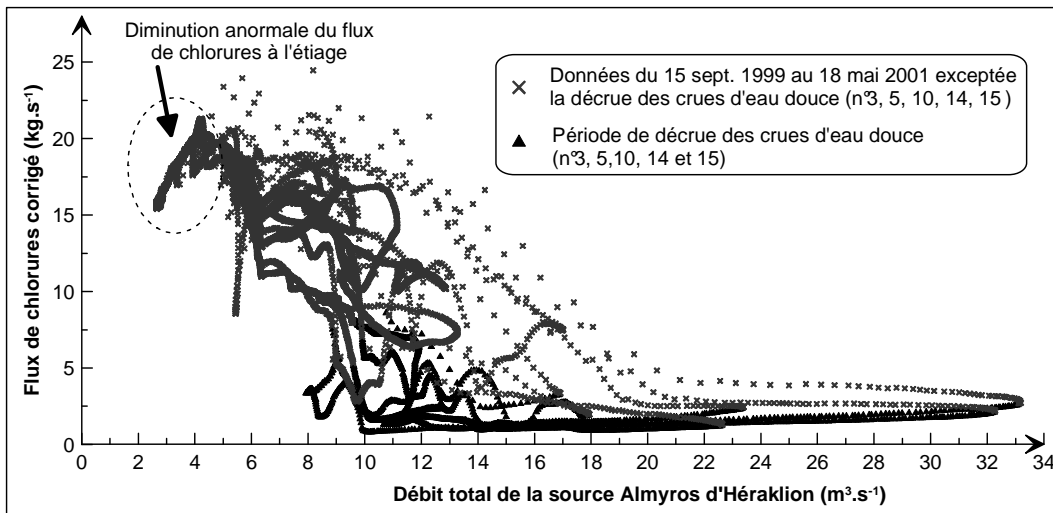


Figure 3.37 : Evolution du flux de chlorure corrigé en fonction du débit total de la source Almyros d'Héraklion

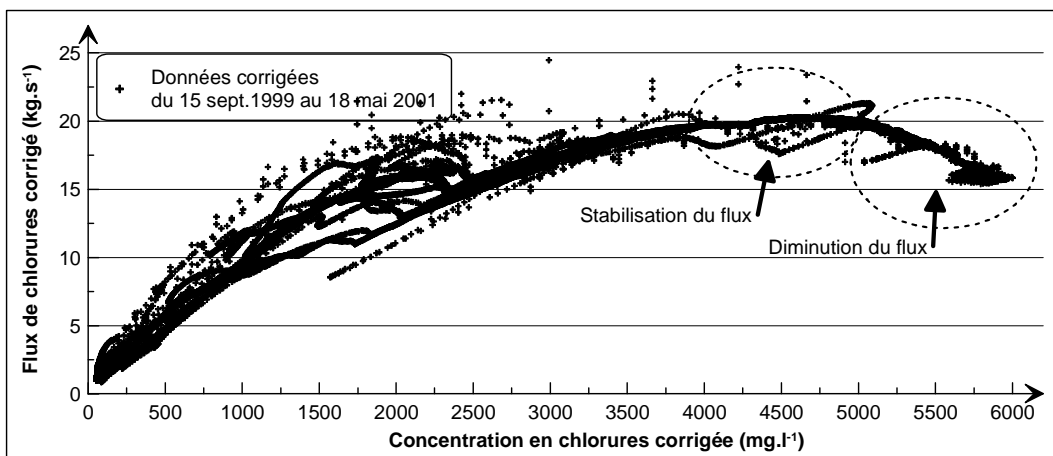


Figure 3.38 : Relations entre le flux de chlorures corrigé et la concentration en chlorures corrigée de l'Almyros d'Héraklion

4.3.4. Relation entre la salinité et le débit

La relation entre la salinité et le débit reflète, sans les dissocier, les variations des débits d'eau de mer et d'eau douce participant à l'écoulement, qui engendrent des variations de flux de sel et de la dilution. En toute rigueur, le flux de sel entrant doit être étudié simplement par la relation qui le relie au débit total ; toutefois, l'analyse précédente de la relation entre la salinité et le flux de sel a montré que la concentration en chlorure et le flux de chlorures corrigé évoluent dans le même sens pour des valeurs inférieures à 4000 mg.l^{-1} (conductivité= $12850 \mu\text{S.cm}^{-1}$), et dans le sens inverse au-dessus de 5000 mg.l^{-1} (conductivité= $15700 \mu\text{S.cm}^{-1}$).

Les données brutes de salinité et de débit mesurées à la source Almyros d'Héraklion du 15 septembre 1999 au 18 mai 2001 sont tracées sur la figure 3.39a. Les points se dispersent dans le graphique au gré des crues qui engendrent une augmentation du débit suivie par une chute de salinité après le déphasage précédemment étudié, formant de longues traînées de points. Le déphasage entre la salinité et le débit perturbe la représentation et l'interprétation de la relation entre ces deux paramètres, comme pour la représentation du flux de chlorures sur la figure 3.36. La salinité corrigée (prise après l'expulsion de $770\,000 \text{ m}^3$) est représentée sur les figures 3.39 b,c en fonction du débit. Cette correction permet de s'affranchir du déphasage créé par la dernière portion du conduit étanche et de mettre en évidence la relation existante entre la salinité et le débit dans la portion du conduit où a lieu l'entrée d'eau de mer.

Sur la figure 3.39b les données sont distinguées suivant deux périodes choisies arbitrairement : la première allant du 15 septembre 1999 au 15 septembre 2000 englobe la fin de l'étiage 1999, les crues hivernales 1999-2000 et le début de l'étiage 2000 ; la seconde période du 15 septembre 2000 au 18 mai 2001 comprend la fin de l'étiage 2000 et les crues hivernales 2000-2001. Les données de décrue des crues caractérisées par de l'eau douce à la source Almyros (crues n°3, 5, 10, 14, 15) ont été retirées. Une relation apparaît nettement sur le graphique. Cette relation reste globalement constante au cours des deux périodes représentées.

- La relation débit-salinité pour les débits inférieurs à $6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (c'est à dire en période d'étiage sans crue) est quasiment parfaite, montrant la reproductibilité exacte des phénomènes d'une année sur l'autre. La stabilisation puis la diminution du flux de sel observées sur la figure 3.38 au-dessus de 4000 mg.l^{-1} de chlorures n'apparaît pas sur la figure 3.39b (au-dessus de $12850 \mu\text{S.cm}^{-1}$).

- Entre 6 et $14 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, la relation est constituée de plusieurs relations parallèles correspondant à chacune des crues enregistrées. Cette dispersion est certainement due à la correction de la salinité avec une valeur moyenne du volume fixée à $770\,000 \text{ m}^3$, alors que ce volume est légèrement variable d'une crue à l'autre. L'allure d'une relation générale apparaît tout de même. De plus la salinité en montée et en descente de crue s'aligne sur la

même relation, montrant la reproductibilité des phénomènes quels que soient le régime de la source et l'année considérée, dans cette gamme de débit.

- Au-dessus de $14 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, cinq crues (n°3, 5, 10, 14, 15) ont été enregistrées et ont une évolution différente en montée de débit et lors de la décrue. Seules les montées de crue sont représentées sur la figure 3.39b. Entre 14 et $18 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, la salinité n'est pas ajustée nettement sur une relation unique. Cette dispersion provient de nouveau de la correction de la valeur de la salinité par un déphasage de volume moyen approché. Au-dessus de $18 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ l'eau est toujours douce.

Sur la figure 3.39c, la totalité des données est représentée. Les données de la figure 3.39b ont été regroupées et les données des périodes de décrue des crues d'eau douce sont individualisées. Après une crue d'eau douce, la salinité de l'eau de la source ne suit pas la même évolution qu'en montée de crue. L'eau reste douce jusqu'à des valeurs de débit variables comprises entre 10 et $14 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, très inférieures à celles de l'ordre de 14 à $18 \text{ m}^3/\text{s}$ qui avaient déclenchées l'obtention d'eau douce en montée de crue. Cette très faible salinité, associée aux valeurs de flux de sel anormalement basse observées sur la figure 3.37, implique que la salinité de l'eau de la matrice normalement remplie d'eau salée ne reste pas constante. Lors des fortes crues donnant de l'eau douce à la source, il est possible que le conduit karstique principal perde une partie de son eau douce en profondeur vers l'aquifère calcaire fissuré l'entourant. L'eau est expulsée du conduit dans l'aquifère sous l'effet de la forte surcharge provoquée par la crue, de la même manière que l'eau de mer peut entrer dans le conduit lorsque la charge dans le conduit est faible. Un "manchon" d'eau douce stockée dans l'aquifère autour du conduit repousse l'eau salée temporairement. A la fin de la crue, lorsque la charge dans le conduit diminue avec le débit, l'écoulement reprend de l'aquifère fissuré (équivalent à un milieu continu) vers le conduit karstique principal alimentant la source Almyros. L'eau douce stockée temporairement se retrouve finalement dans le conduit à la place de l'eau de mer qui rentre après un temps variable fonction du débit de la source et de la quantité d'eau douce qui avait été stockée.

Sur la figure 3.39c ont également été placés les points de la valeur du débit maximal et de la conductivité minimale de chaque crue (points déjà présentés en figure 3.10). Ces points s'ajustent très bien sur la relation globale qui apparaît entre la salinité corrigée et le débit.

En définitive, la salinité de l'eau de la source Almyros est régulée par le débit total de la source suivant une relation générale passant par les points extrêmes du débit maximal et de la salinité minimale pour chaque crue. Cette relation s'applique indifféremment sur les deux années étudiées en période de crue ou d'étiage, hormis sur les périodes de décrue des crues d'eau douce. La courbe de salinité "corrigée" en fonction du débit (Figures 3.39 b, c) a la même allure que celle beaucoup moins évidente du flux de sel "corrigé" en fonction du débit (Figure 3.37).

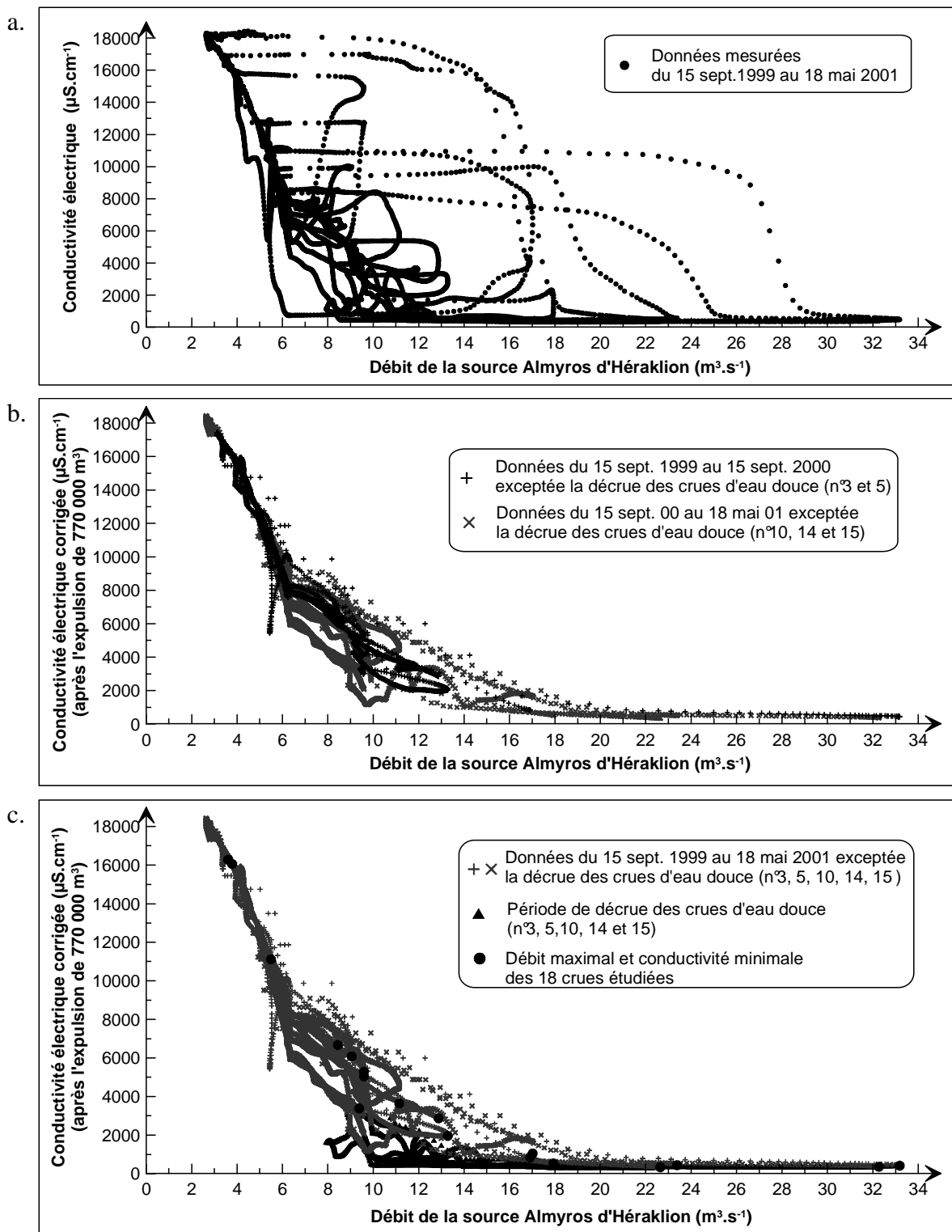


Figure 3.39 a, b, c : Relations entre le débit et la conductivité électrique (période du 15 sept. 1999 au 18 mai 2001). a : Données brutes, b et c : Conductivité corrigée tenant compte du décalage de $770\,000\text{ m}^3$ entre les variations de débit et de salinité à la source Almyros d'Héraklion

4.3.5. Variations de salinité indépendantes du débit total

D'une manière générale, la salinité varie en fonction du débit. Toutefois, lorsque la source est en décrue, des variations de salinité sont observées sur certaines crues sans variation conséquente de débit à la source.

4.3.5.1. Conditions d'observation

Ces variations de salinité sont remarquables principalement après les fortes crues ayant donné de l'eau douce ou très peu salée à la source. Les crues du 24 décembre 1999 et du 8 décembre 2000 (respectivement crues n°3 et n°11) sont prises comme exemples et illustrent le phénomène observé dans les figures 3.40 et 3.41. La relation débit-conductivité corrigée (en phase avec le débit) permet de distinguer immédiatement les variations de salinité induites par des variations du débit et les variations de salinité "anormales". Le 25 décembre 1999 (Figure 3.40), la source est en décrue et la salinité augmente normalement. Le 26 décembre 1999, alors que le débit diminue toujours progressivement, la salinité chute de plus $5000\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ puis retrouve sa valeur normale 40 heures plus tard. Un phénomène d'une telle amplitude n'a été observé que lors de cette crue. Les autres fortes crues montrent des oscillations de la salinité lorsque la salinité est encore basse, sous l'influence d'un débit fort, comme sur la figure 3.41. Dans le cas de la crue du 8 décembre 2000, la source sort d'une période où elle a été douce pendant plusieurs jours. La salinité reste alors beaucoup plus faible que celle prévisible suivant la relation mise en évidence précédemment, mais elle ne reste pas stable et oscille de $500\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Ces deux crues ont été replacées dans la figure 3.42 sur le graphique de l'évolution de la salinité corrigée en fonction du débit. La crue du 25 décembre 1999 s'individualise très bien et confirme le caractère exceptionnel de cet événement. La crue du 8 décembre 2000 semble représentative du groupe de points individualisé sur la figure 3.39c, lors des périodes de décrue des crues d'eau douce.

4.3.5.2. Essai d'interprétation

Trois hypothèses sont proposées pour expliquer ces variations de salinité.

1- La diminution de salinité en décrue pourrait être comparable à celle observée lors de la chute précoce de la salinité (c'est à dire avant l'expulsion totale du volume moyen de $770\,000\text{ m}^3$) sur les crues 3a, 4a, 5a et 15a. L'interprétation proposée est que dans certaines conditions de l'eau douce probablement stockée dans l'aquifère supérieur de Kéri-Tilissos peut entrer dans le conduit alimentant la source et diluer l'eau saumâtre qui y circule. Ce débit n'étant pas constant, des variations de salinité apparaissent.

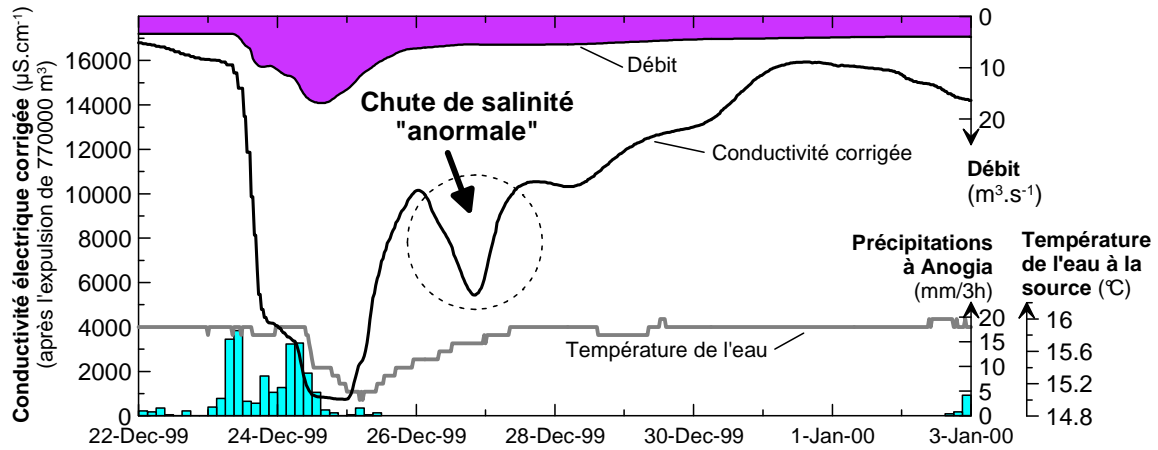


Figure 3.40 : Chute de salinité anormale du 26 au 28 décembre 1999 sans relation apparente avec le débit

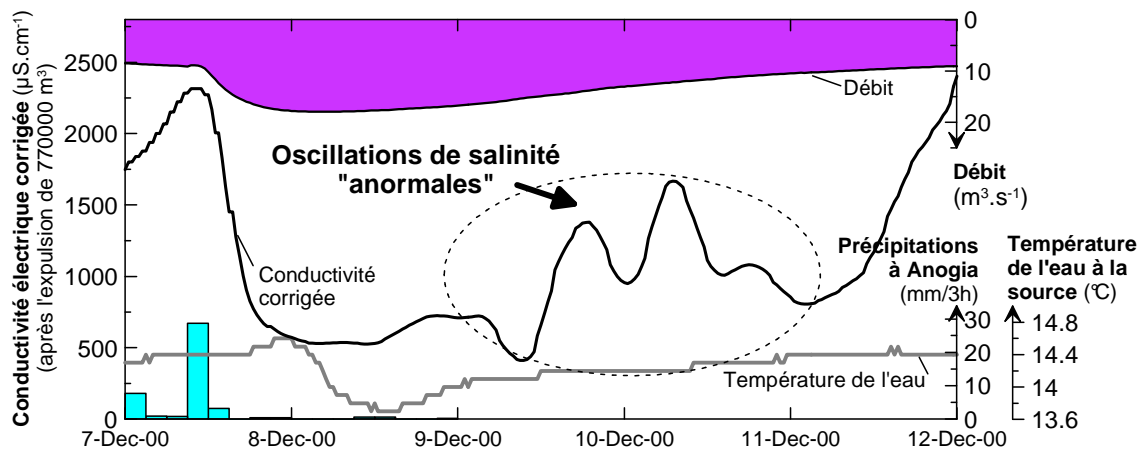


Figure 3.41 : Oscillations de salinité anormales du 8 au 12 décembre 2000 sans relation apparente avec le débit

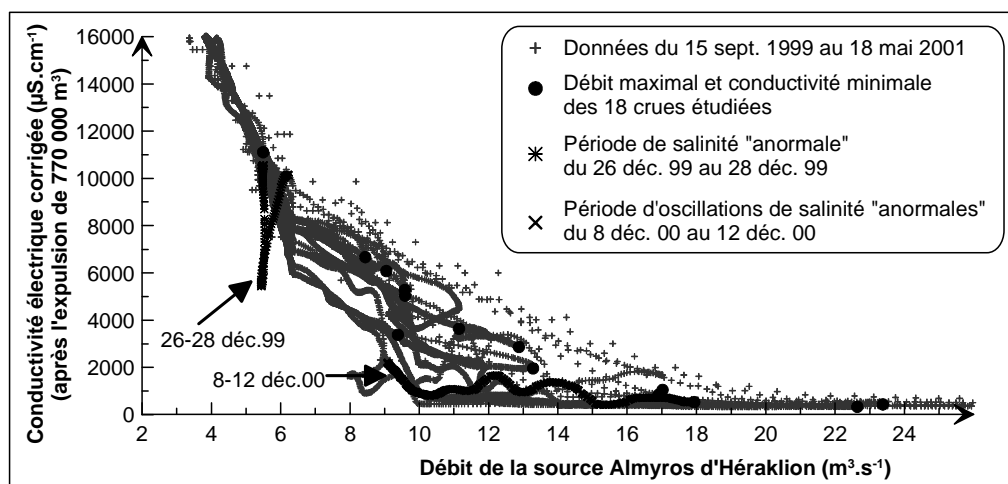


Figure 3.42 : Position des périodes d'oscillations de salinité "anormales" des figures 3.40 et 3.41 dans la relation entre la conductivité électrique corrigée et le débit de la source

2- Après les fortes crues donnant de l'eau douce à la source, il est possible que de l'eau douce stockée temporairement dans la matrice calcaire se retrouve finalement dans le conduit à la place de l'eau de mer, comme expliqué dans la partie précédente lors de l'étude de la relation entre la salinité et le débit.

3- La phase d'initialisation du modèle numérique développé dans le chapitre suivant permettra de mettre en évidence des phénomènes d'oscillation de la salinité de l'eau par l'effet des variations de charge dans le conduit karstique engendrées lors du déplacement de "paquets" d'eau de masse volumique très différente dans une portion verticale du conduit.

De ces trois hypothèses, l'hypothèse 2 d'un "manchon" d'eau douce autour du conduit dans la zone naturellement envahie par l'eau de mer semble la plus appropriée pour expliquer l'obtention d'eau douce lorsque la source est en décrue avec un débit inférieur à 14 à 18 m³.s⁻¹ (débit limite donnant de l'eau douce en montée de crue). L'hypothèse 1 de l'arrivée d'eau en provenance de Kéri-Tilissos est probablement possible mais les conditions restent indéterminées. L'hypothèse 3 sera présentée dans le chapitre 4 mais elle est certainement combinée avec l'hypothèse 2 et il est difficile de les distinguer par l'utilisation du modèle.

4.4. Discussion sur le fonctionnement hydrodynamique du système karstique côtier de l'Almyros d'Héraklion

L'étude des mécanismes de salinisation de l'eau de la source Almyros a mis en évidence plusieurs éléments nouveaux sur le fonctionnement hydrodynamique du système karstique et sur son développement spatial :

- Un volume d'eau d'environ 770 000 m³ débité entre le début de l'augmentation du débit et le début de la chute de salinité en crue indique un mélange entre l'eau douce et l'eau salée à plusieurs kilomètres de la source puis une circulation plus ou moins rapide de l'eau saumâtre dans un conduit en fonction du débit. Ce volume débité est constant sur les deux années étudiées, quelles que soient les conditions de débit et de salinité initiales et finales, et quelles que soient les précipitations ayant engendré la crue. D'après ce volume, la zone de mélange se situe toujours à plus de 2,5 kilomètres linéaires de la source en considérant un conduit circulaire de section moyenne égale à 315 m², ou à 8 km pour une section de 100 m².
- Le flux de sel est variable, diminuant globalement avec l'augmentation du débit. La salinité est directement liée au débit mais l'observation à la source est brouillée par le déphasage entre l'arrivée quasi-instantanée de l'onde de pression (variation du débit) et l'arrivée de l'eau de salinité différente à la source (déphasage équivalent à un volume débité de 770 000 m³). L'augmentation de la salinité est due à une augmentation du flux d'eau de mer participant à l'écoulement, inversement proportionnelle au débit de la source, et combinée avec l'effet variable de dilution par l'eau douce. La relation passant par les points de débit maximum et de salinité minimale pour chaque crue est équivalente à celle liant le débit et la salinité corrigée de l'eau de la source (prise après l'expulsion de 770000m³). La salinité corrigée s'ajuste sur cette relation et est également corrélée avec le flux de sel corrigé, aussi bien pendant l'étiage estival que pendant les hautes-eaux hivernales. Le mécanisme de salinisation de l'eau n'évolue pas au cours du cycle, hormis lors des périodes de décrue à la suite des crues ayant donné de l'eau douce à la source Almyros.

La salinisation de l'eau de la source Almyros est un phénomène stable et reproductible au cours du temps pour un débit donné. La salinité des deux fluides du mélange, l'eau douce et l'eau salée, reste constante excepté durant la décrue des crues d'eau douce.

Différents schémas de fonctionnement ont été envisagés dans la littérature. Par exemple, dans le cas d'une nappe d'eau saumâtre contenue dans l'aquifère des calcaires et issue de l'existence d'une très large zone de transition entre l'eau douce et l'eau salée, la source serait alors l'exutoire de cette immense nappe d'eau saumâtre plus ou moins diluée par les précipitations hivernales. Ce fonctionnement est réfuté dans le système karstique côtier de

l'Almyros d'Héraklion car dans ces conditions la reproductibilité des phénomènes ne serait pas assurée.

La source Almyros est en fait l'exutoire d'une immense nappe d'eau douce. L'eau douce qui se trouve polluée par l'intrusion d'eau de mer lors de son écoulement dans un conduit karstique principal. L'entrée d'eau de mer dans le conduit principal est régulée par le débit dans ce conduit. En terme de charge hydraulique, l'écoulement à travers les parois du conduit dépend de la différence de charge entre l'intérieur du conduit (initialement rempli d'eau douce) et l'extérieur. Cette différence peut être positive ou négative, impliquant des échanges de l'intérieur vers l'extérieur du conduit et inversement. L'arrivée de l'eau de mer a certainement lieu par une intrusion saline généralisée dans le milieu continu équivalent entourant le conduit principal mais une arrivée par un autre conduit annexe est également discutée :

Dans le cas de la connexion d'un conduit karstique annexe en relation directe avec la mer, des oscillations de salinité et de débit en corrélation avec la marée devraient être observées à la source. Aucune oscillation de ce type n'a été mise en évidence. Lors des crues d'eau douce à la source, de l'eau douce est expulsée en profondeur, du conduit karstique principal véhiculant l'eau douce vers la zone d'eau salée. Cette eau douce stockée temporairement retourne dans le conduit principal après la crue. L'eau de la source reste alors anormalement douce puis la salinité augmente progressivement, quelquefois avec des variations abruptes (Figure 3.41). Cette augmentation de la salinité serait beaucoup plus rapide dans le cas de la connexion d'un conduit annexe qui se viderait de l'eau douce stockée temporairement. L'intrusion d'eau de mer par l'intermédiaire des formations carbonatées entourant le conduit principal, équivalentes à un milieu continu, est l'hypothèse privilégiée. L'eau de mer pénètre dans l'aquifère en profondeur puis entre dans le conduit lorsque celui-ci traverse, sur une distance limitée, cette zone naturellement envahie par l'eau salée. Ce schéma est du type de celui présenté en figure 3.26 en conclusion de la partie 3 de ce chapitre.

5. Conclusions

L'analyse du fonctionnement du système karstique côtier de l'Almyros d'Héraklion est faite en deux temps, en fonction du pas de temps d'enregistrement des données physico-chimiques. Le suivi mensuel des forages de la bordure Est du bassin versant permet d'individualiser deux zones : (1) immédiatement au sud de la source jusqu'à Tilissos l'aquifère supérieur local de Kéri-Tilissos apparaît comme indépendant de la source, (2) les montagnes du Psiloritis et leur bordure Est constituent le réservoir principal qui alimente la source Almyros, caractérisé par une eau douce de température fraîche et rechargée à une altitude moyenne de l'ordre de 1285 m. Le mécanisme de salinisation de l'eau de la source est mis en évidence par le suivi physico-chimique en continu de la source Almyros d'Héraklion. L'eau douce stockée dans le réservoir principal est polluée lors de son transit en profondeur jusqu'à la source par l'intermédiaire d'un conduit karstique qui traverse une zone de l'aquifère naturellement envahie par de l'eau de mer. La différence de charge entre le conduit initialement rempli d'eau douce et le milieu continu équivalent qui l'entoure (matrice) en relation avec la mer, régule les échanges conduit-matrice et matrice-conduit. L'eau saumâtre issue du mélange de l'eau douce avec l'eau de mer entrant dans le conduit est rapidement transportée loin de la zone d'intrusion saline jusqu'à la source Almyros située à plusieurs kilomètres (2,5 km pour un conduit circulaire de section de 315 m² ou 8 km pour un conduit de section 100 m²). La source devient le lieu d'observation des échanges du réseau de conduits dont elle est l'exutoire direct mais elle n'est pas représentative de la zone qui l'entoure immédiatement. Ces résultats reposent sur l'analyse des déphasages temporels entre la salinité et le débit mesurés à la source Almyros, afin d'établir les conditions de variation de la salinité en fonction du débit.

Le schéma de fonctionnement établi permet de conceptualiser le système karstique de l'Almyros d'Héraklion comme un réservoir alimentant un conduit unique en relation avec la source Almyros. Ce conduit est entouré d'un milieu continu équivalent (aquifère fissuré du calcaire) rempli d'eau de mer en profondeur. L'échange entre le conduit et la matrice l'entourant a lieu sur une longueur limitée en fonction des différences de charge entre les deux milieux. Ce schéma conceptuel a été testé par une modélisation physique à l'aide d'une maquette construite au Laboratoire d'Hydraulique de l'Université de Thessalonique et par une modélisation numérique grâce au développement du programme SWIKAC (SaltWater Intrusion in Karst Conduit) décrit dans le chapitre suivant.

Chapitre 4

Modèle numérique

Cette partie présente le modèle SWIKAC (Salt-Water Intrusion in KARst Conduits), de type cellules de mélange suivant un schéma de calcul aux différences finies explicites avec décentrage amont, développé pour la simulation du transport dans le système de l'Almyros d'Héraklion. Les résultats du calage du modèle et de l'analyse de sensibilité à ses paramètres sont donnés, le modèle conceptuel établi précédemment est ainsi validé. La profondeur de l'entrée d'eau de mer dans le conduit principal alimentant la source Almyros est déterminée en utilisant les données récoltées lors de l'essai de 1987 de mise en charge de la source par remontée du niveau d'eau par barrage. Les limites du modèle sont aussi abordées.

1. Introduction

Les modèles numériques (ou modèles mathématiques) sont la transcription d'un modèle conceptuel sous sa forme mathématique, c'est à dire que chaque objet, force ou événement et leurs relations de cause à effet sont quantifiés par des équations mathématiques. La combinaison de ces équations amène en général à l'écriture d'équations aux dérivées partielles qui sont résolues par des méthodes numériques, ou lorsque les modèles sont plus simples, ils utilisent directement des solutions analytiques. La zone d'étude est discrétisée en de nombreuses mailles (ou cellules) pour chacune desquelles l'équation fondamentale de l'écoulement est résolue, donnant la distribution de la charge hydraulique sur l'ensemble de l'aquifère (Konikow, 1996; Kresic, 1997).

Lors de la conception d'un modèle numérique, la première phase est la plus importante. Elle consiste d'abord à comprendre comment le système aquifère fonctionne (Kresic, 1997; Bear et al., 1999). Ensuite, le type de modèle le mieux adapté pour représenter le milieu doit être choisi.

Pour un aquifère poreux côtier, il s'agit de choisir un modèle proposant une méthode de résolution des équations par différences finies ou éléments finis, avec un maillage de taille et de forme adaptées, et utilisant l'approche des fluides immiscibles ou miscibles.

Pour les aquifères karstiques, le problème est plus compliqué car il n'existe pas aujourd'hui de modèle qui puisse représenter l'ensemble du système sans faire de nombreuses simplifications (Groves et al., 1999). Le choix d'un modèle sera donc différent suivant les objectifs à atteindre et la structure du système karstique étudié. Le système karstique sera représenté par un milieu continu équivalent dans le cas où l'écoulement dans la matrice calcaire est dominant, par un réseau de fractures ou par un réseau de conduits lorsque ceux-ci ont pu être individualisés, ou par une combinaison de ces trois propriétés physiques (Dassargues, 1997a; Halihan et al., 2000; Worthington et al., 2000). La modélisation, tout comme l'écoulement, va donc être dirigée et perturbée par les hétérogénéités du karst. Pour l'étude des karsts côtiers, le modélisateur se heurte de nouveau au problème de son degré limité de connaissance du fonctionnement des aquifères et de la distribution spatiale très hétérogène de l'eau douce et de l'eau salée au sein de l'aquifère. Les deux fluides de densité

différente ont la faculté de se répartir de manière totalement hétérogène dans l'aquifère au gré des fractures et des conduits karstiques (Moore et al., 1992; Calvache et Pulido-Bosch, 1994; Howards et Mullings, 1996; Arfib et al., 2000). Les exemples de modélisation d'un aquifère karstique côtier sont rares. Les modèles simplifiés utilisés sont similaires à ceux des karsts continentaux, ils se répartissent en cinq grandes catégories :

- 1- Le cas le plus commun est de considérer le système karstique comme un milieu poreux équivalent, en représentant les conduits karstiques par des zones à perméabilité plus forte (Wicks et Herman, 1995; Angelini et Dragoni, 1997; Quinn & Tomasko, 2000). Cette représentation est généralement trop loin de la réalité pour être appliquée et peu d'auteurs l'ont adoptée (Sasowsky, 2000).
- 2- Les modèles de type boîte-noire n'utilisent pas une discrétisation spatiale de l'aquifère en mailles, mais utilisent des boîtes-réservoirs pour représenter les relations entre une entrée et une sortie du système, sans pour autant expliquer les phénomènes physiques existants (Bezes, 1976; Perrin, 2000). Généralement, ce sont les pluies et le débit qui sont ainsi mis en relation, mais cette méthode a peu d'applications dans l'étude des mécanismes de pollution saline dans les systèmes karstiques côtiers.
- 3- Le système karstique peut également être représenté et modélisé par un réseau de conduits (Jeannin, 2001). Ce réseau de conduits au sein duquel un écoulement non-darcien est calculé est le résultat de l'élargissement de fractures pré-existantes dans la matrice. Ce modèle ne prend pas en compte l'échange avec la matrice environnant le réseau de conduits, ce qui limite fortement son utilisation pour la modélisation d'un aquifère côtier dans lequel l'intrusion saline serait diffuse. Par contre, il permet de prendre en compte l'entrée ponctuelle d'un soluté par un conduit se raccordant au réseau.
- 4- La modélisation de l'écoulement au sein d'un réseau de fractures discrètes (DFN) constitue une solution applicable aux karsts et particulièrement aux karsts côtiers (Delle Rose et al., 2000). L'aquifère est dans ce cas assimilé à un aquifère fracturé et les équations d'écoulement et de transport peuvent être résolues numériquement. Cette méthode reste encore peu utilisée car elle est nécessite une information très précise et la plus exhaustive possible sur les grandes familles de fractures de l'encaissant. Elle demande également de longs temps de calcul, mais l'augmentation de la puissance des ordinateurs et le développement de nouvelles techniques (Cravero & Fidelibus, 1999; Dershowitz & Fidelibus, 1999) devraient augmenter considérablement l'intérêt de cette méthode.
- 5- Les modèles aujourd'hui les plus appropriés pour décrire le fonctionnement du système karstique sont sûrement les modèles combinant un réseau de conduits au sein d'une matrice fissurée équivalente à un milieu poreux continu. Ce type de modèle a été utilisé dans le cas de karsts non côtiers, pour simuler le développement des conduits karstiques (Clemens et al., 1996, 1998; Liedl et Sauter M., 1998), pour simuler l'écoulement et le transport (Mohrlok et Sauter, 1997; Kiraly, 1998; Annable et Sudicky, 1999) ou encore pour simuler l'écoulement et la karstification autour de structures artificielles limitant

l'écoulement (Bauer et al., 2000). Le logiciel CAVE (Carbonate Aquifer Void Evolution) développé par Clemens et al. (1996) est basé sur ce concept. Pour CAVE, l'écoulement est composé de deux modules : (a) le logiciel MODFLOW (McDonald & Harbaugh, 1988; Harbaugh & McDonald, 1996) qui calcule l'écoulement en milieu poreux continu, (b) un module pour l'écoulement en conduits discrets. Des modules de transport le complètent, pour la simulation de la genèse et du développement des conduits karstiques à long terme, le passage de soluté et le transport de chaleur en milieu carbonaté ou gypseux (Birk et al., 1999).

Le modèle conceptuel de l'Almyros d'Héraklion précédemment établi sera traduit sous sa forme numérique dans un modèle simplifié du dernier type, considérant l'écoulement de façon discrétisée dans un conduit unique où circule de l'eau douce puis saumâtre au fur et à mesure de l'entrée d'eau salée contenue dans la matrice continue qui l'entoure, avec un calcul analytique de l'écoulement d'eau salée dans le milieu continu équivalent (matrice). Le modèle numérique SWIKAC (Salt-Water Intrusion in Karst Conduits) développé pour cette étude nécessite peu de paramètres de calage et permet de tester le modèle conceptuel proposé. L'ordre de grandeur des paramètres physiques utilisés est tout d'abord déterminé, puis le modèle est utilisé pour prédire l'effet de variations du niveau d'eau à la source Almyros sur la salinité de l'eau.

2. Equations fondamentales

Le terme "équations fondamentales" rassemble toutes les équations mathématiques régissant l'écoulement et le transport dans les aquifères poreux et fissurés mais aussi dans le cas plus particulier de l'écoulement de fluides en conduite dans les aquifères karstiques.

2.1. Ecoulement

Le premier chapitre de ce mémoire a rappelé la dualité de l'écoulement dans les aquifères karstiques, où la matrice calcaire plus ou moins finement fissurée joue le rôle d'un aquifère poreux assez peu perméable traversé par des conduits karstiques perméables en grands. Dans cette partie, l'écoulement sera donc défini pour chacun des deux milieux, et les échanges seront ensuite approchés.

2.1.1. Ecoulement en aquifère poreux

L'écoulement au sein de la matrice calcaire finement fissurée peut être réduit, dans la plupart des cas, à un écoulement laminaire Darcien en milieu poreux. Dans le modèle SWIKAC, l'écoulement au sein de la matrice calcaire est calculé analytiquement en régime supposé permanent, et l'échange matrice-conduit est calculé en se basant sur la valeur de la charge hydraulique appliquée à la paroi du conduit sur la matrice, en relation avec la mer à niveau constant à ses limites.

La Loi fondamentale qui gouverne l'écoulement en milieu poreux est la Loi de Darcy qui définit le débit comme proportionnel au gradient hydraulique suivant un coefficient de perméabilité caractérisant le milieu poreux étudié. Cette première équation élémentaire combinée avec l'équation de continuité qui décrit la conservation de la masse d'un fluide lors de son écoulement à travers un volume représentatif de milieu poreux résulte en l'équation aux dérivées partielles de l'écoulement, plus communément appelée **équation de la diffusivité** (par exemple dans de Marsily, 1986) :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(T_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} + W \quad [4.1]$$

où x , y et z sont les coordonnées Cartésiennes (m), T est la transmissivité du milieu poreux c'est à dire le produit du coefficient de perméabilité par l'épaisseur de la nappe ($m^2.s^{-1}$), h est la charge hydraulique (m), S le coefficient d'emménagement (-), et W un terme source volumique ($m^3.s^{-1}.m^{-2}$) (W est positif pour une sortie et négatif pour une entrée dans le milieu poreux).

2.1.2. Ecoulement dans un conduit

Lorsque le réseau de galeries karstiques peut être représenté par un écoulement au sein de conduits, les lois de l'hydraulique en conduite s'appliquent. L'écoulement, qui peut être laminaire ou turbulent en fonction de sa vitesse, est différencié par le **nombre de Reynolds** :

$$Re = \frac{\rho \cdot v \cdot d_h}{\mu} \quad [4.2]$$

où ρ est la masse volumique du fluide ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$), μ est la viscosité du fluide ($\text{N} \cdot \text{s} \cdot \text{m}^{-2}$), v est la vitesse d'écoulement dans le conduit ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) et d_h est le diamètre hydraulique du conduit (m).

La viscosité cinématique du fluide est donnée par $\nu = \mu / \rho$ ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). Le diamètre hydraulique du conduit est donné par $d_h = 4 \cdot \frac{\text{section d'écoulement}}{\text{périmètre mouillé}}$, ou $d_h = d$ le diamètre du conduit dans le cas d'une conduite circulaire en charge.

L'écoulement est défini comme laminaire pour Re inférieur à 2000 et turbulent pour Re supérieur à 4000 (Chadwick et Morfett, 1998).

2.1.2.1. Ecoulement laminaire

En écoulement laminaire, la perte de charge est linéaire, proportionnelle à la vitesse. Elle est décrite par l'équation de **Hagen-Poiseuille** :

$$h_f = \frac{32\mu v L}{\rho g d_h^2} \quad [4.3]$$

où ρ , μ , v , d_h ont été donnés précédemment, L est la longueur de la conduite (m) et g est l'accélération due à la pesanteur ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$).

2.1.2.2. Ecoulement turbulent

En écoulement turbulent, la perte de charge est quadratique, dépendant du carré de la vitesse. Elle s'exprime par l'équation de **Darcy-Weisbach** :

$$h_f = \frac{\lambda L v^2}{2g d_h} \quad [4.4]$$

où L , v , g et d_h ont été définis précédemment et λ est le coefficient de frottement (sans dimension).

2.1.2.3. Coefficient de frottement λ

Le passage d'un écoulement laminaire à turbulent n'est pas clairement défini par le nombre de Reynolds. **Nikuradse** a montré par des expériences sur des conduits rendus artificiellement rugueux, que l'écoulement turbulent est lié au nombre de Reynolds et à la rugosité du conduit (Chadwick et Morfett, 1998). Il définit ainsi plusieurs types de turbulence (Figure 4.1).

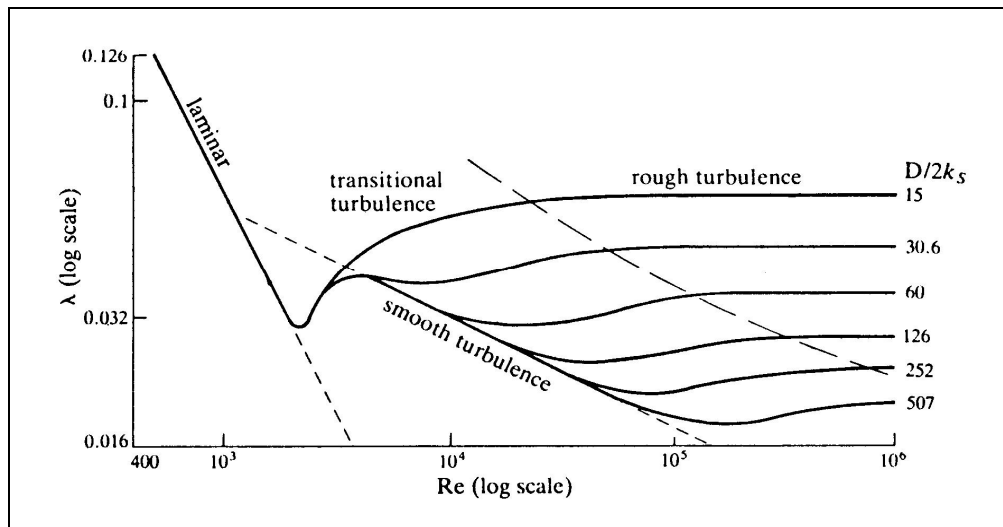


Figure 4.1 : Résultats des expériences de Nikuradse (extrait de Chadwick et Morfett, 1998). λ : coefficient de frottement, Re : nombre de Reynolds, D : diamètre, k_s : rugosité du conduit = hauteur moyenne des aspérités ($k_s = k = \epsilon$)

Pour chaque type de turbulence, des formules de calcul du coefficient de frottement λ ont été établies. Ce coefficient λ est utilisé pour le calcul de la perte de charge par la formule de Darcy-Weisbach.

- Lorsque l'écoulement est **laminaire**, le schéma de Nikuradse donne :

$$\lambda = \frac{64}{Re} \quad [4.5]$$

ce qui, introduit dans la formule de Darcy-Weisbach, redonne la formule de Hagen-Poiseuille

- Pour la zone de turbulence transitoire (transitional turbulence), une formule classique est celle de **Colebrook-White** :

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2 \log \left(\frac{k_s}{3.7 d_h} + \frac{2.51}{Re \sqrt{\lambda}} \right) \quad [4.6]$$

où d_h et Re ont été précédemment définis et k_s ($=k=\epsilon$) est la rugosité du conduit c'est à dire la hauteur moyenne des aspérités (m). La rugosité relative est définie par $k_r = k_s / d_h$.

La formule de Colebrook-White est utilisée dans le logiciel CAVE pour le calcul du coefficient de frottement dans le calcul des pertes de charges turbulentes (Clemens et al.

1996). Son domaine d'application est la turbulence transitoire, limitée à de faibles valeurs de rugosité et des nombres de Reynolds élevés. Son éventuel atout est la prise en compte de la viscosité du fluide (dans le nombre de Reynolds), mais les variations de viscosité entre l'eau douce et l'eau de mer n'engendrent aucun changement dans la valeur du coefficient de rugosité final.

- En conduit karstique, la vitesse d'écoulement dépasse $0,01 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ et peut atteindre 1 m/s dans des conduits de section décimétrique à décamétrique très rugueux. Jeannin (2001) propose un coefficient de rugosité relative sur le système karstique de la grotte d'Hölloch (Suisse) de l'ordre de $k_r = 0,25$. Dans ces conditions, la formule de Colebrook-White n'est pas applicable et Jeannin et Maréchal (1995) proposent l'utilisation de la formule de **Louis** (1968) pour l'écoulement non parallèle turbulent rugueux (Figure 4.2) :

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2 \log \left(\frac{k_s}{1,9 d_h} \right) \quad [4.7]$$

L'équation de Darcy-Weisbach avec la formule de Louis sera utilisée pour le calcul des pertes de charges dans le logiciel SWIKAC. Les phénomènes de séparation densitaire dans le conduit seront négligés, et l'eau du conduit sera en permanence supposée mélangée.

L'ensemble des résultats expérimentaux obtenus par Louis (1968) est repris dans la figure 4.2 :

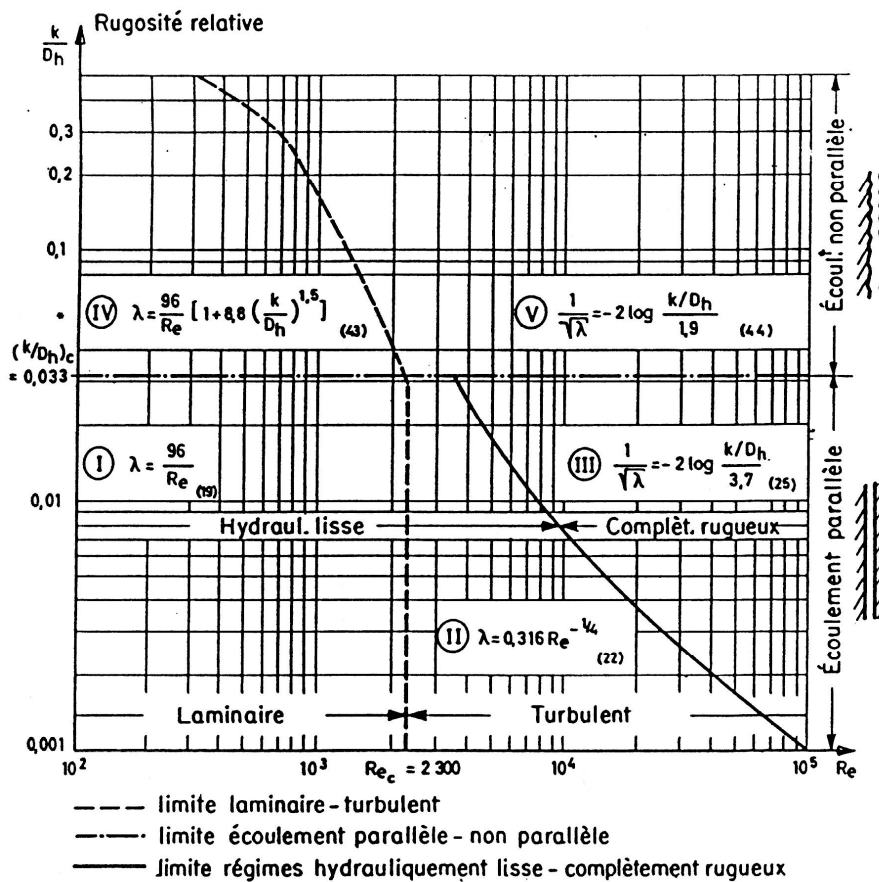


Figure 4.2 : Lois d'écoulement de Louis dans les fractures et les conduits ($k=k_s$, $D_h=d_h$) (extrait de Jeannin et Maréchal, 1995)

2.1.3. Écoulement entre la matrice et le conduit

Une estimation de l'échange entre une matrice poreuse et une fracture discrète a été proposée par Barrenblatt et al. (1960) comme celui donné par un écoulement en régime permanent proportionnel à la différence de charge entre les deux systèmes. Le débit d'échange de la fracture (Q_e) est déterminé par la différence de charge entre la matrice et la fracture (Δh), le coefficient de perméabilité de la matrice (K), la surface d'échange entre la fracture et la matrice (A) et un facteur (α) qui dépend de la géométrie de la fracture (par exemple son ouverture) :

$$Q_e = \alpha \cdot A \cdot K \cdot \Delta h$$

Ce schéma est repris dans SWIKAC pour déterminer l'écoulement entre une matrice poreuse équivalente et un conduit karstique en milieu côtier. Le conduit est assimilé à un forage horizontal au sein d'un aquifère continu, dans lequel un débit d'échange Q_e entre le conduit et la matrice est pompé (ou injecté suivant le signe de Q_e).

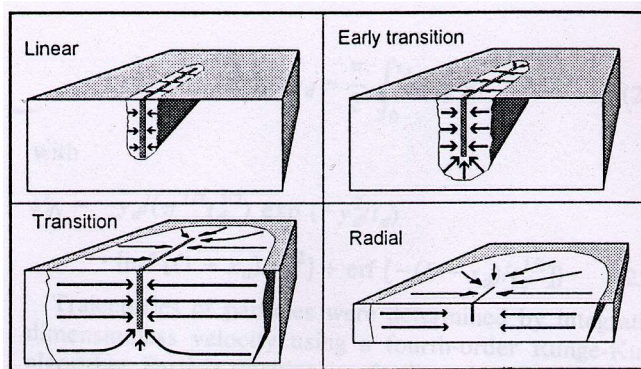
Les travaux sur l'écoulement autour d'un puits de pompage horizontal dans un aquifère captif (Lara, 1994; Zhan et Cao, 2000; Zhan et al., 2001) et dans une tranchée verticale captant un aquifère libre (Murdoch, 1994) montrent différentes périodes d'écoulement au cours d'un pompage. Lors de la mise en route du pompage, l'écoulement est linéaire autour d'une tranchée verticale (Figure 4.3a) et radial vertical autour d'un puits horizontal (Figure 4.3b). Après une courte période intermédiaire de transition, et à partir du temps t_d , l'écoulement devient radial (ou pseudoradial) horizontal (Figures 4.3a & 4.3b).

t_d est le temps sans dimension, défini par Daviau et al., 1988 (cité par Lara, 1994; Zhan et al., 2001) :

$$t_d = \frac{K}{S_s \left(\frac{L}{2}\right)^2} \cdot t \quad [4.8]$$

avec t le temps depuis le début du pompage (jour), K le coefficient de perméabilité (m/j), S_s le coefficient d'emmagasinement spécifique (m^{-1}), L la longueur du puits horizontal de pompage (m).

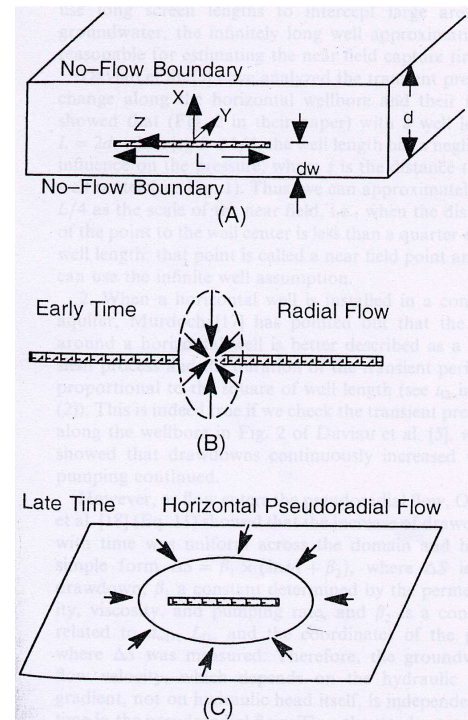
$S_s = S / e$ avec S le coefficient d'emmagasinement (-) et e l'épaisseur de la formation aquifère (m).



a- (extrait de Murdoch, 1994)

Figure 4.3a : Modèles conceptuels de l'écoulement vers une tranchée, tout d'abord linéaire, puis finalement radial horizontal

Figure 4.3b : Périodes d'écoulement radial vertical puis radial horizontal lors de l'écoulement vers un puits horizontal pompant dans un aquifère captif



b- (extrait de Zhan et Cao, 2000)

Lara (1994) synthétise différentes valeurs de t_d trouvées dans la littérature :

- l'écoulement radial vertical se termine vers $t_d = 2 \cdot 10^{-4}$

- l'écoulement radial horizontal débute généralement pour $t_d = 1,3$ à 3 .

Dans le cas de l'Almyros d'Héraklion, le temps t maximal est calculé suivant l'équation 4.8 avec $t_d=3$, $K=10^{-4}$ m/s=8,64m/j, $S=10^{-3}$, $e=500$ m, $L=2000$ m. Dans ces conditions, l'hypothèse d'un écoulement radial horizontal est vérifiée après moins de 17 heures ($t=0,694$ jours). L'écoulement dans la matrice (milieu continu équivalent) autour du conduit sera donc considéré radial horizontal en tout temps de la modélisation.

Les charges s'expriment en colonne équivalente d'eau douce. La charge dans la matrice est supposée constante à la limite "mer" de la matrice continue, c'est à dire là où cette matrice communique avec la mer (Figures 4.3c & 4.3d). Elle est égale à la hauteur d'eau de mer, ce qui correspond à la profondeur du conduit, corrigée par sa masse volumique. La perte de charge entre la limite "mer" et le conduit karstique est calculée en régime supposé permanent à tout instant par une solution analytique de l'équation de la diffusivité en écoulement radial convergent horizontal, la solution de Dupuit, associée au principe des images pour représenter la limite "mer", supposée rectiligne (Figure 4.3d). Connaissant la valeur de la charge dans le conduit, le débit Q_e échangé résulte donc de la formule de Dupuit, en considérant le conduit comme une série de puits verticaux incomplets de diamètre d et de longueur z , avec une distance d_i à la limite mer.

Dans le cas de l'Almyros d'Héraklion, le conduit est supposé s'être développé en profondeur dans les calcaires du Plattenkalke et se trouverait ainsi hydrauliquement déconnecté de la nappe supérieure de Tripolitza. L'axe du conduit supposé horizontal est pris perpendiculaire au front de mer, dans l'alignement des grands accidents néotectoniques de direction Sud-Nord. Pour les calculs, le conduit a été discrétisé en cellules de taille identique. La distance à la limite mer (d_i) dépend de la cellule de calcul considérée (i) et est déterminée par la relation suivante illustrée sur la figure 4.3c :

$$d_i = d_a + (i-1) \cdot z$$

où d_i est la distance à la mer de la cellule i , d_a est la distance entre la mer et la première cellule de calcul de l'échange matrice-conduit, z est la longueur d'une cellule de calcul et i est le numéro de la cellule de calcul.

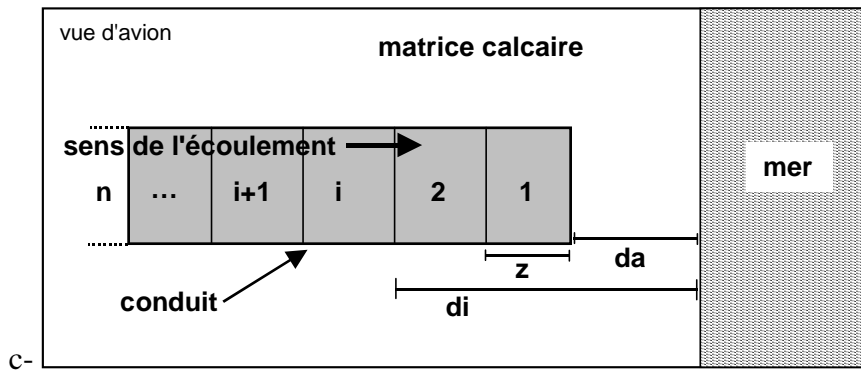


Figure 4.3c : Représentation schématique du calcul de la distance à la limite (la mer)

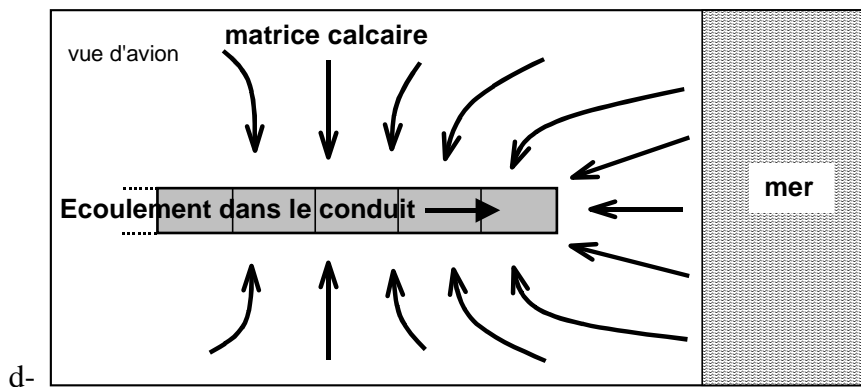


Figure 4.3d : Représentation schématique de l'écoulement dans la matrice et le conduit

Le logiciel SWIKAC, développé pour modéliser le système de la source Almyros, calcule le débit dq_i entrant dans le conduit sur la longueur z de chaque maille cylindrique i à l'aide de la solution de Dupuit avec une limite à potentiel imposé à la mer :

$$dq_i = \frac{2 \cdot \pi \cdot K \cdot z \cdot (h_{sw} - h_i)}{\ln\left(\frac{4 \cdot d_i}{d}\right)} \quad [4.9]$$

où dq_i est le débit d'échange entre la matrice de coefficient de perméabilité K ($m \cdot s^{-1}$) et le conduit sur la maille i de longueur z (m) et de diamètre d (m), d_i est la distance à la limite (m), h_i est la charge dans le conduit en colonne d'eau douce (m) et h_{sw} est la colonne d'eau douce équivalente à la profondeur du conduit sous le niveau de la mer (m) :

$$h_{sw} = P \cdot \frac{\rho_{sw}}{\rho_{fw}} \quad [4.10]$$

où P est la profondeur du conduit sous le niveau de la mer, ρ_{sw} est la masse volumique de l'eau de mer et ρ_{fw} est la masse volumique de l'eau douce (rappelons que pour une température de $15^\circ C$, $\rho_{fw} = 999,1 \text{ kg} \cdot m^{-3}$ et en mer de Crète $\rho_{sw} = 1029,1 \text{ kg} \cdot m^{-3}$).

Dans la littérature, la résolution du problème d'un tunnel traversant et drainant un aquifère se base sur le même raisonnement (Freeze & Cherry, 1979; Lei, 1999). Toutefois, dans le

cas du tunnel, la nappe est considérée comme sans variation de niveau, de développement infini et la limite de réalimentation à potentiel imposé est située à la surface de la nappe (forage image injectant de l'eau).

2.2. Transport

Le transport de solutés dans les aquifères est dérivé du principe de conservation de la masse, tout comme l'est l'équation générale de l'écoulement en milieu poreux. Considérant un volume élémentaire représentatif, l'entrée et la sortie de soluté dans ce volume sont contrôlées par deux mécanismes principaux de migration : l'advection et la dispersion hydrodynamique, réunies dans l'équation de l'advection-dispersion (appelé aussi quelque fois équation de la dispersion). Celle-ci permet de déterminer la distribution spatiale de la concentration d'un soluté à un temps donné. En aquifère karstique, le réseau de conduits et la matrice que nous avons dissociés précédemment, sont chacun le lieu de ces mécanismes et obéissent aux mêmes équations. Par souci de simplification, dans le logiciel SWIKAC, nous nous intéresserons simplement au transport de solutés dans le conduit suite à l'entrée d'une solution de concentration constante de la matrice vers le conduit. Nous supposerons donc que la salinité de la matrice est constante, et égale à celle de la mer.

Les pertes ou gains de masse de soluté dans le volume élémentaire, résultat de réactions chimiques ou biochimiques ou de décroissance radioactive, et le transport de chaleur ne sont pas considérés dans le modèle SWIKAC, et seul le transport de masse est étudié dans ce chapitre.

2.2.1. Advection

L'advection est le mécanisme de mouvement du soluté dû au transport par l'écoulement de l'eau souterraine. Ce mécanisme est prépondérant dans les conduits karstiques. La vitesse de transport est égale à la vitesse moyenne d'écoulement de l'eau souterraine, donnée par :

$$* \text{ dans les aquifères poreux : } \bar{v} = \frac{q}{\omega} \quad [4.11]$$

avec \bar{v} la vitesse moyenne (m.s^{-1}), q le débit spécifique (m.s^{-1}) et ω la porosité cinématique.

$$* \text{ dans les conduits : } \bar{v} = \frac{Q}{A} \quad [4.12]$$

avec Q le débit ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) et A la section du conduit (m^2).

L'équation à une dimension de l'advection dans un conduit est dérivée du principe de conservation de la masse :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\bar{v} \frac{\partial C}{\partial z} \quad [4.13]$$

où C est la concentration de la solution (mg.l^{-1}), t est le temps (s) et z est la coordonnée spatiale le long du conduit (m).

2.2.2. Dispersion et diffusion

En complément de l'advection, la dispersion hydrodynamique et la diffusion agissent sur le soluté comme un phénomène diluant. La figure 4.4 illustre les phénomènes qui engendrent de la dispersion (ou la diffusion) tels que l'agitation moléculaire (A), les gradients de vitesse et l'écoulement non parallèle dans un conduit (B), la traversée de zones non homogènes (C) ou encore la rugosité des parois d'un conduit (D).

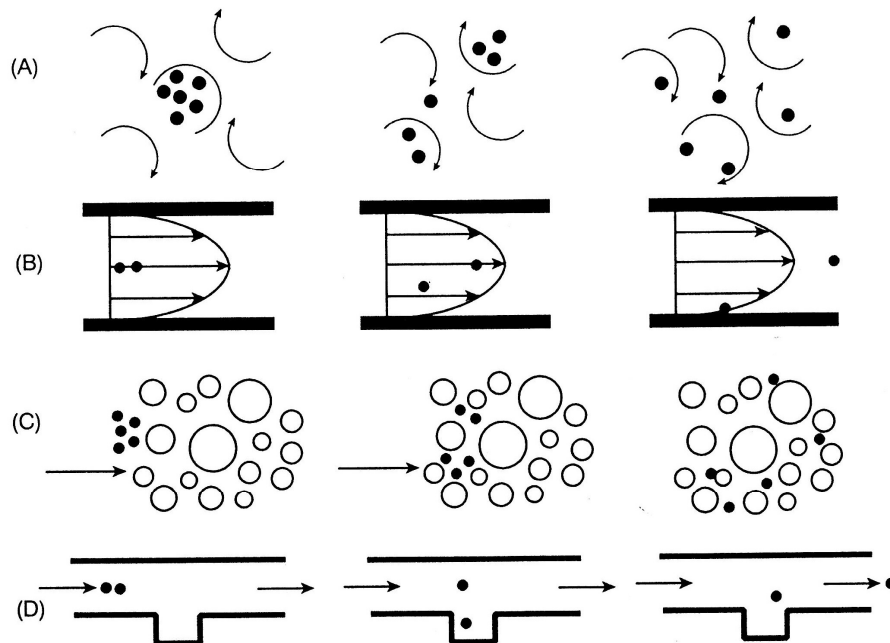


Figure 4.4 : Exemple de phénomènes engendrant de la dispersion (commentaires dans le texte) (extrait de Logan, 1999)

La forme uni-dimensionnelle de l'équation de l'advection-dispersion, valable pour les écoulements laminaires et turbulents, s'écrit :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\bar{v} \frac{\partial C}{\partial z} + D_h \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \quad [4.14]$$

où C , t , z et \bar{v} ont été définis précédemment, et D_h est le coefficient de dispersion hydrodynamique dans la direction longitudinale (c'est à dire le long du conduit) ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$).

Le coefficient de dispersion hydrodynamique (D_h) inclut l'effet de la diffusion moléculaire et de la dispersion mécanique (ou convective ou cinématique). Il est généralement exprimé en fonction de la dispersivité en mètres (α), de la vitesse moyenne de transport du soluté (\bar{v}), et de la diffusion moléculaire (D_m) :

$$D_h = \alpha \cdot \bar{v} + D_m \quad [4.15]$$

Dans le karst, il dépend principalement des conditions d'écoulement (vitesse, diamètre du conduit). Les propriétés du soluté n'interviennent que dans le terme de diffusion moléculaire qui est négligeable devant le terme de vitesse. Certaines relations font apparaître un exposant proche mais différent de un au terme de vitesse.

En aquifère karstique, l'équation de la dispersion ne simule pas toujours correctement la concentration observée à une source suite à un traçage naturel ou artificiel. Cet écart entre le modèle et la réalité est interprété par certains auteurs comme le signe de phénomènes différents inhérents au karst. Par exemple, Hauns et al. (2001) montrent l'effet de bassin (élargissement du conduit) et de cascades lors d'un écoulement libre en conduit, Seiler et al. (1989) expliquent certaines courbes bi-modales de restitution de traceur par des chemins d'écoulement multiples, ou encore Labat et al. (1999) décrivent les systèmes karstiques comme non linéaires.

2.2.3. Hypothèse de mélange parfait

Comme dit précédemment, nous supposons qu'à tout instant dans le conduit, l'eau douce et l'eau de mer sont instantanément mélangées, et ne se séparent pas par effet densitaire. Nous reviendrons ultérieurement sur cette hypothèse.

2.3. Relations salinité-masse volumique

Les calculs du transport, de la charge et de la salinité en tout point dans le modèle SWIKAC utilisent la valeur de la concentration en chlorures et la masse volumique de l'eau dans chaque cellule. Sur le terrain, à la source Almyros, seule la conductivité électrique est enregistrée en continu. Des relations entre la conductivité électrique mesurée et la concentration en chlorures, et entre la concentration en chlorures et la masse volumique de l'eau ont été établies. La première a déjà été donnée au chapitre 3. La seconde est donnée ci-dessous et détaillée en Annexe 2.

2.3.1. Relation conductivité-concentration en chlorures

La conductivité électrique mesurée à la source Almyros par la station d'acquisition OTT Hydrosens et la concentration en chlorures hebdomadaire analysée à l'Université d'Héraklion ont permis d'établir la relation suivante, utilisée pour obtenir une chronique de concentration en chlorures à la source Almyros :

$$Cl = 2,4096 \cdot 10^{-6} \cdot (\text{CondHydrosens})^2 + 0,28346 \cdot \text{CondHydrosens} - 41,3824$$

avec Cl la concentration en chlorures en mg.l^{-1} et CondHydrosens la conductivité électrique en $\mu\text{S.cm}^{-1}$ mesurée avec la station d'enregistrement de la source Almyros.

2.3.2. Relation concentration en chlorures-masse volumique

La relation entre la concentration en chlorures et la masse volumique de l'eau a été établie par des expériences de dilution d'eau de mer prélevée en mer Egée (Halkidiki, Grèce) dans le cadre de cette étude. La formule expérimentale obtenue est :

$$\rho_{(T,Cl)} = \rho_{\text{doux}(T)} \cdot [-9,44541 \cdot 10^{-12} \cdot (Cl)^2 + 1,399918 \cdot 10^{-6} \cdot Cl + 1,000677]$$

où $\rho_{\text{doux}(T)} = 1000 \cdot \left[1 - \left(\frac{(T - 3,98)^2}{503570} \cdot \frac{T + 283}{T + 67,26} \right) \right]$ est la formule liant la masse volumique

d'une eau douce à sa température, établie par Thiesen et al. en 1900 (in Schoeller, 1962).

avec $\rho_{(T,Cl)}$ la masse volumique en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ de l'eau à température T et de concentration en chlorures Cl, T la température en degrés Celsius, Cl la concentration en chlorures en $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ tirée de la conductivité électrique mesurée à la station d'acquisition Hydrosens, et $\rho_{\text{doux}(T)}$ la masse volumique de l'eau douce de même température T.

3. Le modèle du type "Cellule de mélange"

Les modèles du type cellule de mélange (ou mixing cell) ont été développés et appliqués avec succès pour la simulation numérique du transport dans les aquifères poreux et karstiques (Van Ommen, 1985; Bajracharya & Barry, 1994; Liedl & Sauter, 1998; Tezcan, 1998; Bauer et al., 1999; Birk et al., 1999; Harrington et al., 1999). Cette méthode a été choisie pour le modèle SWIKAC. Le principe de calcul est présenté, puis la méthode est testée par comparaison avec la solution analytique de Ogata et Banks, 1961 (Bear, 1988).

3.1. Principe

La méthode de calcul est exposée en détail dans la synthèse de Bajracharya et Barry (1994) et les articles de Van Ommen (1985), Bajracharya et Barry (1992, 1993). Les conditions de stabilité numérique du schéma de calcul en différences finies explicites avec décentrage amont des variations spatiales de concentration proposé sont développés dans Noorishad et al. (1992) et Perrochet et Bérode (1993). Le modèle cellule de mélange représente une colonne à une dimension composée d'un nombre discret de cellules de même longueur z traversées par un débit Q . Il suppose un mélange immédiat et une concentration homogène dans chacune des cellules. Le modèle respecte la conservation de la masse. Les calculs sont faits à chaque pas de temps Δt noté par un indice j . Le calcul de la concentration dans une cellule d'indice i au temps j est illustré par la figure 4.5 et est donné par :

$$C_{(i,j)} = \frac{1}{V_{\text{cell}}} \left(C_{(i,j-1)} \cdot (V_{\text{cell}} - V_{\text{out}(j)}) + C_{(i-1,j-1)} \cdot V_{\text{in}(j)} \right) \quad [4.16]$$

avec $V_{\text{cell}} = z \cdot (\pi \cdot r^2)$: le volume d'une cellule de rayon r , $V_{\text{out}(j)} = Q_{\text{out}(j)} \cdot \Delta t$: le volume d'eau sortie du système au temps j dans l'intervalle de temps Δt , $V_{\text{in}(j)} = V_{\text{out}(j)}$: le volume d'eau entrée dans la cellule, et $C_{(i,j)}$ la concentration de la cellule i au temps j .

On suppose également que le volume $V_{\text{in}(j)}$ d'entrée d'eau dans la maille au temps j est identique à $V_{\text{out}(j)}$, c'est à dire que, le régime d'équilibre hydraulique est instantanément atteint même si le débit Q dans le conduit varie.

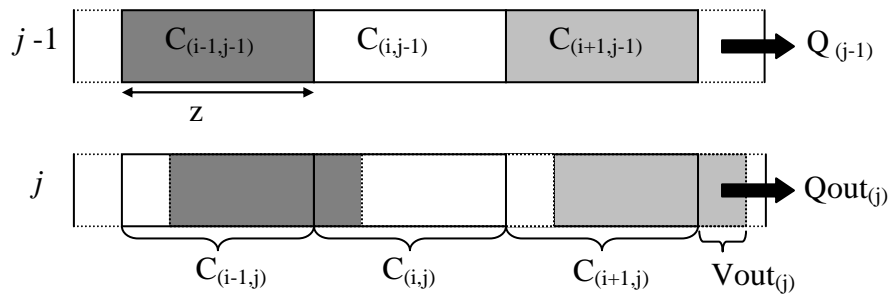


Figure 4.5 : Schéma du modèle de type cellule de mélange

En remplaçant $V_{out(j)} = Q_{out(j)} \cdot \Delta t$ et $V_{cell} = z \cdot (\pi \cdot r^2)$, l'équation 4.16 devient :

$$C_{(i,j)} = C_{(i,j-1)} + \frac{\bar{v} \Delta t}{z} (C_{(i-1,j-1)} - C_{(i,j-1)}) \quad [4.17]$$

où z et Δt ont été définis précédemment, $C_{(i,j)}$ est la concentration de la cellule i au temps j , \bar{v} est la vitesse moyenne de l'eau au temps j .

L'équation 4.17 peut également s'écrire :

$$\frac{\Delta C_{(i,j\Delta t)}}{\Delta t} = -\bar{v} \frac{(C_{(i,j-1)} - C_{(i-1,j-1)})}{z} \quad [4.18]$$

où $\Delta C_{(i,j\Delta t)} = C_{(i,j)} - C_{(i,j-1)}$ est la différence de concentration de la cellule i dans l'intervalle de temps Δt .

L'équation 4.18 est similaire à une discrétisation par différences finies de l'équation d'advection [4.13]. Le modèle cellule de mélange calcule donc une solution de l'équation du transport de soluté par advection de manière explicite et avec décentrage amont des variations spatiales de concentration.

Ce calcul est stable à condition que le terme $\frac{\bar{v} \Delta t}{z}$ dans l'équation 4.17 soit positif et inférieur à 1. Ce terme représente le rapport entre la quantité d'eau entrant et sortant et la quantité d'eau présente dans la cellule. Il est nommé "nombre de Courant" ou "critère de Courant" :

$$N_{Co} = \left| \frac{\bar{v} \Delta t}{z} \right| \leq 1 \quad [4.19]$$

où z et Δt sont le pas d'espace et de temps, et \bar{v} est la vitesse moyenne dans la cellule.

La dispersion hydrodynamique (D_h) n'est pas explicitement prise en compte dans l'équation 4.18 du modèle cellule de mélange. Toutefois, le modèle génère de la dispersion numérique (D_n), qui a les mêmes propriétés que la dispersion hydrodynamique dans l'équation 4.14.

Le schéma explicite (domaine de discrétisation temporel) donne de la dispersion :

$$D_n = \frac{v \cdot z}{2} \quad [4.20a]$$

et le décentrage amont (domaine de discrétisation spatial) donne de la dispersion :

$$D_n = -\frac{v^2 \cdot \Delta t}{2} \quad [4.20b]$$

Le schéma est de type explicite avec décentrage amont, ce qui engendre une dispersion numérique (additionnelle) totale (équations 4.20a + 4.20b) :

$$D_n = \frac{v \cdot z}{2} - \frac{v^2 \cdot \Delta t}{2} = \frac{v \cdot z}{2} \cdot (1 - N_{Co}) \quad [4.21]$$

3.2. Application

Un modèle cellule de mélange a été écrit sous le logiciel Matlab® (distribué par The MathWorks Company) pour la simulation de l'avancée d'un front de concentration dans une colonne semi-infinie lors d'une injection à débit constant. Les résultats du modèle sont comparés à la solution analytique de Ogata et Banks, 1961 (Bear, 1988) afin d'observer la précision et la stabilité du modèle cellule de mélange en fonction de la longueur de la colonne considérée, de la longueur des cellules, de la concentration injectée et du pas de temps de calcul.

3.2.1. Solution analytique de l'équation de l'advection-dispersion

La formule d'Ogata et Banks (1961, in Bear 1988) donne la concentration relative en traceur ($C(x,t)/C_0$) à une distance x (m) du point d'injection après un temps t (s) depuis le début de l'injection, la colonne ne contenant initialement pas de traceur :

$$\frac{C(x,t)}{C_0} = \frac{1}{2} \left(\operatorname{erfc} \left(\frac{x - vt}{\sqrt{4D_h t}} \right) + \exp \left(\frac{x v}{D_h} \right) \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{x + vt}{\sqrt{4D_h t}} \right) \right) \quad [4.22]$$

avec C_0 : la concentration du traceur injecté (mg.l^{-1}), v : la vitesse moyenne de circulation de l'eau (m.s^{-1}) et D_h : le coefficient de dispersion ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$).

Pour une distance x donnée, le second terme de l'équation 4.22 devient négligeable devant le premier au bout d'un certain temps (de Marsily, 1986). L'équation 4.22 s'écrit alors :

$$\frac{C(x,t)}{C_0} = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left(\frac{x - vt}{\sqrt{4D_h t}} \right) \quad [4.23]$$

3.2.2. Résultats et discussion

Les graphiques de la figure 4.6 illustrent les résultats. Ils sont composés de la courbe obtenue par la formule de Ogata et Banks pour le coefficient de dispersion donné, et de

points représentant le modèle cellule de mélange pour les paramètres z (longueur des cellules), x (distance au point d'injection), dt (pas de temps de calcul), N_{Co} (Nombre de Courant), Pe (Nombre de Peclet) indiqués sur chaque figure.

Les paramètres complémentaires sont résumés dans le tableau 4.1. La concentration avant l'injection est prise égale à zéro, et la concentration du soluté injecté est $Co=500$ (unité arbitraire). Le **débit** est égal à $10 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et le **diamètre** égal à 10 m sauf indications contraire sur la figure.

Les graphiques de la figure 4.6 montrent les résultats obtenus pour différentes valeurs de la concentration (figure 4.6-d), différents pas de temps (figures 4.6-a & b), différents diamètres du conduit (figure 4.6-e), différents débits (figure 4.6-f). Le modèle cellule de mélange simule correctement le déplacement d'un polluant dans une colonne en prenant pour valeur du coefficient de dispersion hydrodynamique dans la solution analytique la valeur obtenue par l'équation 4.21 de dispersion numérique. Les nombres de Courant étant relativement faibles, seul le pas d'espace z , c'est à dire la longueur des cellules, influence les résultats.

Le tableau 4.1 donne le temps de calcul pour chaque figure 4.6. En prenant une condition de nombre de Courant faible, le calcul est d'autant plus rapide que le pas de temps est grand pour un pas d'espace donné.

Figure	z (m)	dt (s)	Diamètre de la colonne cylindrique (m)	Débit ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)	Période d'observation à la distance $x=1000\text{m}$ (s)	Temps de calcul Matlab (s)	Nombre de valeurs de la matrice créée
4.6-a	10	10	10	10	12050	3,95	120 500
4.6-b	10	1	10	10	12050	31,97	1 205 000
4.6-c	1	1	10	10	12050	456,37	12 050 000
4.6-d	10	10	10	10	12050	7,03	120 500
4.6-e	1	1	5	10	5000	132,10	5 000 000
4.6-f	10	10	10	3	50000	14,61	500 000

Tableau 4.1: Valeurs des paramètres utilisés pour les simulations avec le modèle cellule de mélange et la solution analytique de Ogata et Banks

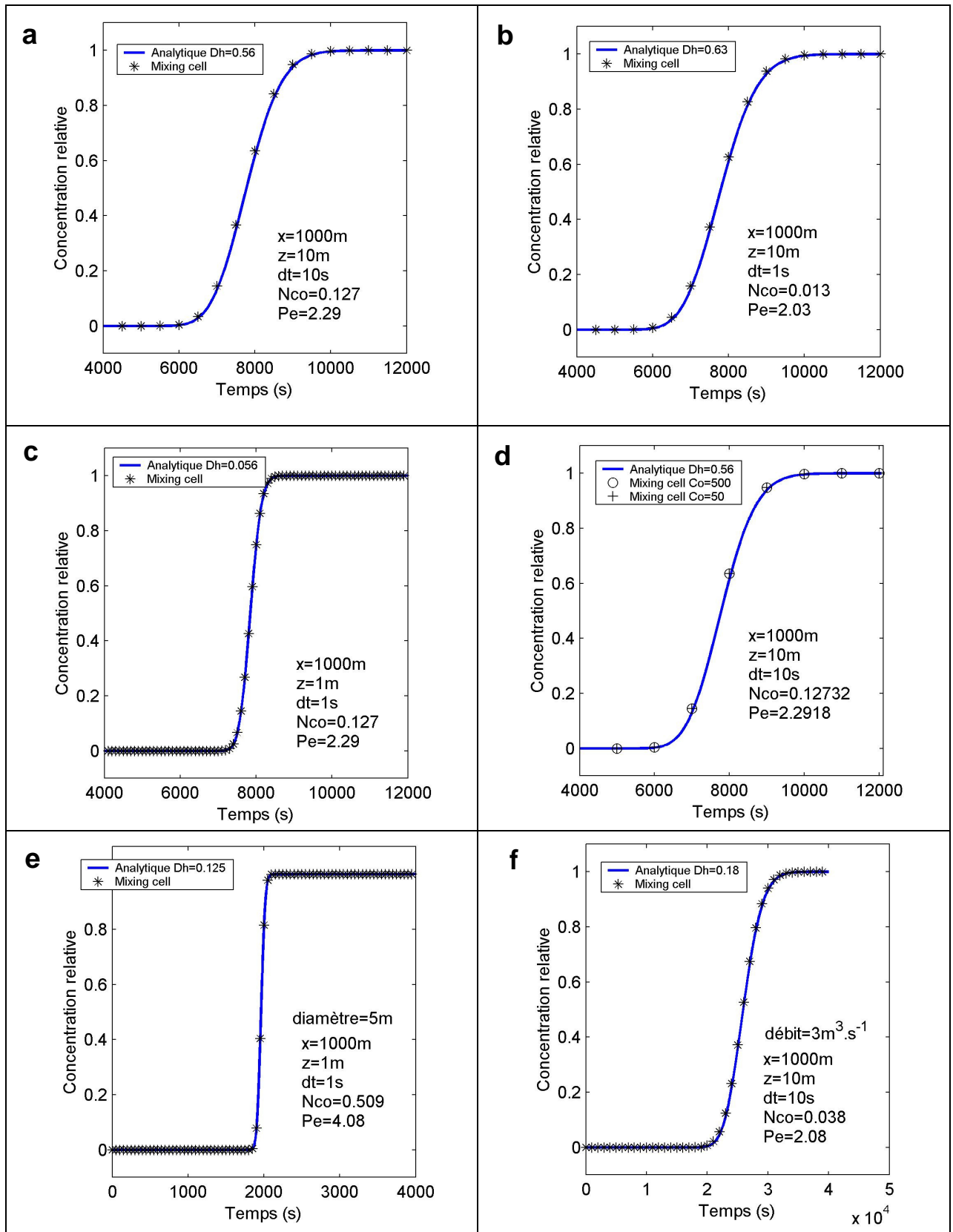


Figure 4.6 : Simulation du passage d'un front de polluant par le modèle cellule de mélange et comparaison avec la solution analytique de Ogata et Banks

Le temps de calcul Matlab donné dans le tableau 4.1 comprend le calcul proprement dit puis la mise en forme graphique automatique sous Matlab 6 (release 12). Il varie de moins de 4 secondes à 456 s pour les six simulations présentées réalisées sur un PC avec processeur Pentium 3 650 MHz 128MO RAM. Le temps de calcul est proportionnel à la taille de la matrice de calcul créée dans Matlab (nombre de valeurs) (Figure 4.7), c'est à dire au nombre de cellules de calcul simulées et au pas de temps (nombre de valeurs = $(x \cdot \text{Période d'observation}) / (z \cdot dt)$).

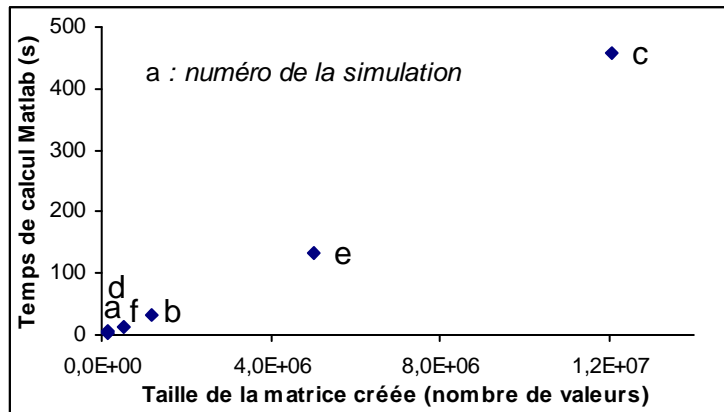


Figure 4.7 : Temps de calcul Matlab en fonction de la taille de la matrice créée pour les six simulations présentées.

4. Le modèle SWIKAC (Salt-Water Intrusion in KArst Conduits)

4.1. Présentation, objectifs et limites

Le modèle développé pour cette étude se nomme SWIKAC, abréviation de Salt-Water Intrusion in KArst Conduits (Intrusion saline en conduits karstiques). Il est écrit en langage Matlab 6 (release 12, distribué par The MathWorks Company) et peut être converti en langage C automatiquement sous le logiciel Matlab grâce à l'extension "Tool Matlac C Compiler Suite".

Le modèle SWIKAC est un modèle de type cellule de mélange qui résout l'équation du transport par advection par la méthode des différences finies explicites (voir partie précédente). Il a été conçu pour :

- simuler les conditions de charge dans le conduit alimentant la source Almyros d'Héraklion,
- en déduire, sur une longueur limitée (longueur L sur la figure 4.8), le flux entrant d'eau salée de la matrice saturée en eau salée vers le conduit alimenté en eau douce par une extrémité (point E sur la figure 4.8),
- puis calculer le transport de l'eau saumâtre résultant du mélange jusqu'à l'autre extrémité du conduit représentant la source (point A sur la figure 4.8).

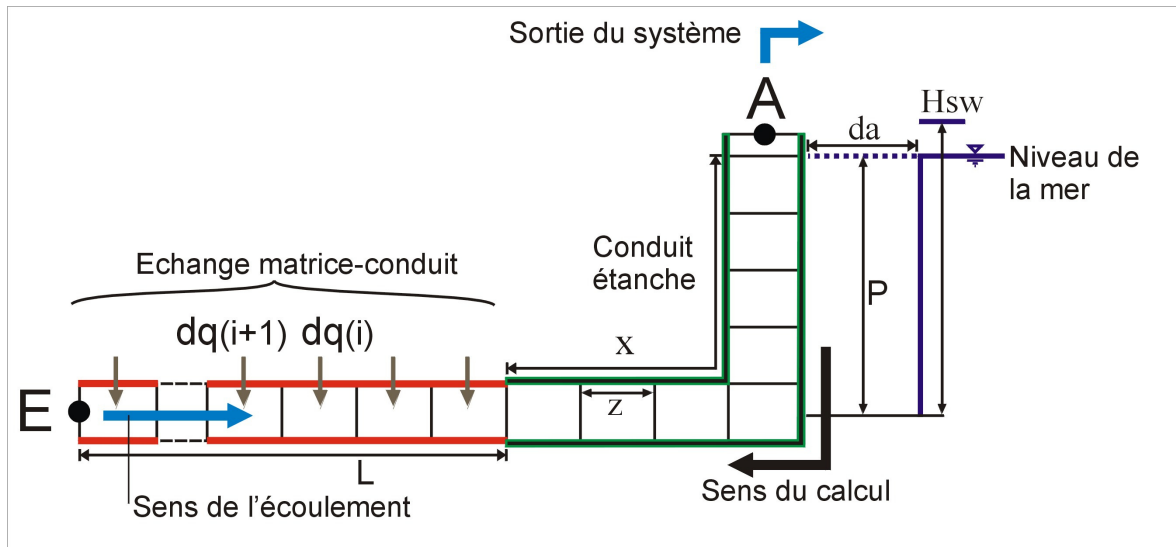


Figure 4.8 : Schéma conceptuel utilisé pour le développement du modèle SWIKAC

L'utilisateur fournit un fichier de données d'entrée composé du débit et de la charge (hauteur d'eau) à la source (point A) enregistrés au même pas de temps sans lacune, et donne la valeur de sept paramètres physiques :

- la profondeur (P) sous le niveau de la mer de la portion du conduit où a lieu l'échange de la matrice vers le conduit,
- la longueur (L) sur laquelle l'eau de la matrice peut pénétrer dans le conduit,
- le volume moyen d'eau à salinité constante expulsé au début de chaque crue jusqu'à la chute de salinité (V_{olexp}),
- le coefficient de perméabilité moyen (K) de la matrice entourant le conduit sur la longueur L ,
- le coefficient de rugosité relative (kr) du conduit,
- le diamètre (d) du conduit,
- la distance (da) de l'extrémité du conduit (la source) à la mer.

Le modèle délivre, à chaque pas de temps du fichier d'entrée, la charge, la salinité (concentration en chlorures) et le débit dans chacune des cellules composant le conduit et à la source Almyros. Le calage se fait par "essai-erreur" manuellement par l'utilisateur en modifiant la longueur (L) et le coefficient de rugosité relative (kr) du conduit pour P , V_{olexp} , K , d , da fixés.

Le modèle répond aux hypothèses suivantes :

- le conduit est cylindrique, constamment en charge et la compressibilité de l'eau est négligeable,
- il y a conservation de la masse, le flux entrant est égal au flux sortant,

- l'écoulement dans le conduit est turbulent,
- la salinité dans chaque cellule est uniforme et le mélange est immédiat, il n'y a pas de stratification,
- l'écoulement et le transport sont découplés, il n'y a pas d'écoulement engendré par les différences de densité des fluides.

4.2. Structure du modèle

4.2.1. Algorithme

Le modèle SWIKAC travaille en trois étapes successives résumées dans la figure 4.9, après que l'utilisateur ait introduit les valeurs des paramètres nécessaires (dans ce paragraphe le mot matrice doit être pris au sens mathématique du terme) :

1- La phase "Entrées"

Durant cette première étape, les données sont récupérées directement à partir d'un fichier Excel ou à partir d'un fichier au format ASCII (texte). Les paramètres définis par l'utilisateur sont lus et leur validité vérifiée (nombre de Courant respecté, nombre de cellules cohérent). Ces paramètres permettent de définir la taille des matrices vides que Matlab crée pour y faire des calculs ou stocker les résultats.

2- La phase "Calculs"

Tout d'abord, l'initialisation consiste à déterminer, par une exécution du modèle sur une durée donnée par l'utilisateur, des valeurs stabilisées de la concentration en chlorures et de la charge initialement inconnues en tout point du conduit.

La phase simulation débute ensuite, le modèle calcule en boucle les valeurs simulées de la concentration en chlorures, de la charge et du débit d'eau de mer entrant dans chaque cellule avec un pas de temps très court.

3- Les calculs terminés, les résultats stockés sont exportés vers un fichier au format ASCII, et/ou représentés dans un graphique sous Matlab.

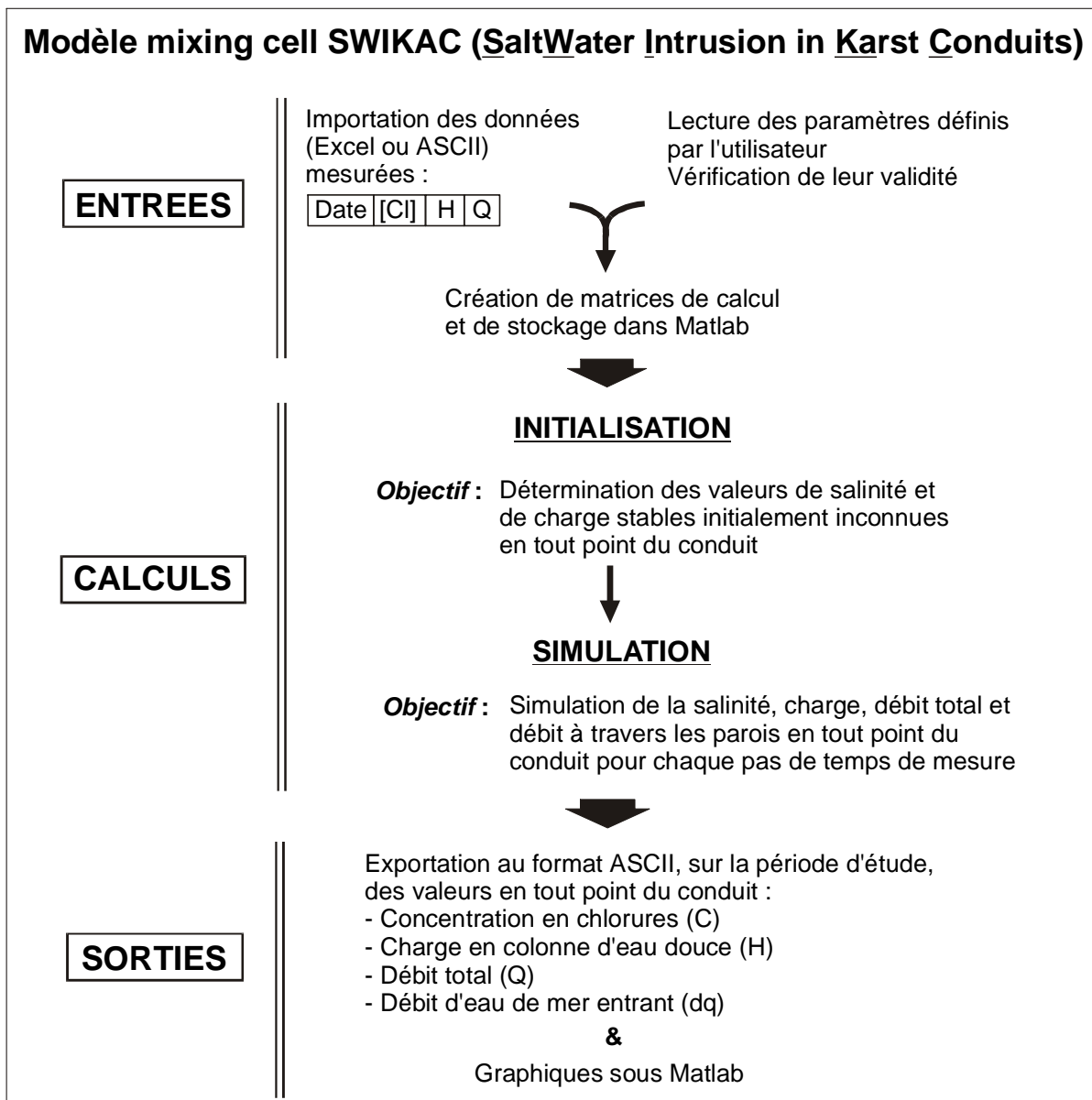


Figure 4.9 : Algorithme simplifié de fonctionnement du modèle type cellule de mélange SWIKAC

4.2.2. Variables

De nombreuses variables sont utilisées dans le modèle SWIKAC. Elles se répartissent en plusieurs catégories : les **variables d'entrée** qui sont celles entrées par l'utilisateur à chaque nouvelle simulation, les **variables constantes** qui caractérisent de façon permanente le milieu simulé, les **variables temporaires** qui sont utilisées pour le calcul ou le stockage mais dont l'utilisateur n'a pas connaissance, et les **variables de sortie** qui stockent le résultat des simulations.

- Les variables d'entrées (Figure 4.10)

- k_r , sans dimension : le coefficient de rugosité relative doit être rentré directement dans le fichier "Headloss.m". Ce coefficient "équivalent" constant sur tout le conduit intègre les pertes de charge moyennes dues au frottement et les pertes de charge ponctuelles telles que des changements de diamètre du conduit ou d'éventuels chaos de blocs.

Les autres variables sont toutes dans le fichier "SWIKAC.m" :

- Le nom du fichier de données d'entrée est donné ainsi que son chemin d'accès si celui-ci ne se trouve pas dans le même répertoire que les fichiers du modèle.

- P , en mètre : la profondeur de la portion du conduit horizontale sous le niveau de la mer.

- K , en $m.s^{-1}$: le coefficient de perméabilité de la matrice calcaire équivalente à un milieu poreux entourant le conduit karstique.

- d , en mètre : le diamètre du conduit karstique est constant sur tout le conduit sauf sur la dernière partie qui correspond à la zone qui a été reconnue par plongée et où le diamètre est égal à d_1 .

- L , en mètre : la longueur maximale de la portion du conduit dans laquelle l'eau salée peut pénétrer.

- z , en mètre : la longueur de chaque cellule (= pas d'espace).

- dt , en seconde : le pas de temps de calcul qui doit être choisi selon la valeur de z pour respecter le nombre de Courant.

- ta , en seconde : le pas de temps des mesures qui est fixe.

- tb , en seconde : le pas de temps de stockage dans la matrice B des valeurs calculées en chaque cellule du conduit.

- $tini$, en seconde : le pas de temps de stockage des valeurs de l'initialisation.

- $tloopini$, en heure : le temps pendant lequel a lieu la phase d'initialisation.

```

1 %SWIKAC SaltWater Intrusion in KARst Conduits - Mixing Cell Transport
2 % Modèle de base pour la simulation de la concentration en chlorures de la source d'Almyros à partir
3 % d'un fichier txt ou xls contenant les données en colonne : (1):date, (2):conductivité, (3): hauteur, (4):debit
4
5 clear
6 tic
7
8 %% Commandes pour ouvrir un fichier ASCII
9 fid=fopen('AlmDCHQ.txt');
10 E=fscanf(fid,'%f',[4 inf]);
11 fclose(fid);
12 E = E';
13 %[E]=xlsread('C:\MatlabWork\ModeleAlmyros\AlmDCHQ.xls'); % pour ouvrir un fichier Excel
14
15 %----- Variables d'entrée : start -----
16 P = 500; %profondeur du conduit horizontal sous le niveau de la mer (m)
17 K = 0.001; % coefficient de perméabilité de la matrice calcaire (m/s)
18 d = 15; % diamètre du conduit karstique circulaire (m) (d=10 S=78.5, d=15 S=176.7, d=20 S=314.2)
19 L = 130; % longueur de conduit où échange matrice-conduit (m)
20 z = 10; % largeur d'une cellule (m) (=pas de temps d'espace)
21 dt = 40; % pas de temps de calcul (s)
22 ta = 1800; % pas de temps des mesures (s) = temps matrices AA pour interpolation = temps matrice C
23 tb = 1800; % (s) pas de temps de stockage des valeurs dans chaque cellule du conduit dans ...
24 % la matrice B. ATTENTION tb>=ta
25 tini = 86400; % pas de temps de stockage des valeurs de l'initialisation (s)
26 tloopini = 300; %en heure, temps d'initialisation avec la première valeur
27
28 %----- Variables constantes -----
29 Volexp = 770000; % volume d'eau expulsé par chaque crue avant une variation de salinité (m3)
30 ro_sw = 1029.1; %densité de l'eau de mer (kg/m3)
31 Clfw = 30; %concentration en chlorures de l'eau douce (mg/l)
32 Clsw = 26000; %concentration en chlorures de l'eau de mer (mg/l)
33 da = 1000; %distance de la source à la mer utilisée pour le calcul de dq1 (m)
34 p1 = 100; %hauteur de la partie du conduit reconnue par plongée à partir de la source d'Almyros (tronçon1) (m)
35 p2 = P-p1; %hauteur de la deuxième partie verticale du conduit (m)
36 l1 = 200; %(m) longueur du tronçon 1 avec p1=100 et angle 30° par rapport à l'horizontale (l1=p1/sin(30°))
37 d1 = 5; %(m) diamètre du conduit dans le tronçon 1
38 S1 = 20; %(m2) section du conduit dans le tronçon 1
39 ncp = round(p2/z); %nombre de cellules du tronçon 2 vertical
40 l2 = z * ncp % l2 doit être égal à p2
41
42 %----- Variables calculées -----

```

Figure 4.10 : Visualisation des variables à compléter dans le fichier SWIKAC.m

- Variables constantes

Ces variables ont été définies pour le cas d'étude de l'Almyros d'Héraklion. Elles doivent être modifiées pour l'étude d'un autre système karstique.

- Volexp, en mètre cube : le volume constant d'eau expulsé à chaque crue entre le début de l'augmentation de débit et le début de la chute de salinité.

- ro_sw, en kg.m^{-3} : la masse volumique de l'eau de mer. La mer de Crète est une mer très dense, de masse volumique égale à $1029,1 \text{ kg.m}^{-3}$ à 15°C .

- Clfw, en mg.l^{-1} : la concentration en chlorures de l'eau douce, égale à 30 mg.l^{-1} à la source Almyros.

- Clsw, en mg.l^{-1} : la concentration en chlorures de l'eau de mer, égale à 26000 mg.l^{-1} en mer de Crète.

- da, en mètre : la distance de la source à la mer (utilisée pour le calcul du débit d'eau de mer entrant dans le conduit).

- p1, en mètre : la profondeur maximum sous le niveau de la mer de la partie du conduit reconnue par plongée à partir de la source Almyros (appelé aussi tronçon 1).

- d1, en mètre : le diamètre du tronçon 1.

- S1, en m² : la section du tronçon 1.

- Quelques variables calculées

- x : la longueur du conduit étanche caractérisée par le volume Volexp.

- ncx : le nombre de cellules de calcul sur la longueur x, c'est à dire sur la partie du conduit où il n'y a pas d'échange avec l'eau salée (figure 4.8).

- ncl : le nombre de cellules de calcul sur la longueur L, c'est à dire sur la partie du conduit où l'eau de mer peut rentrer dans le conduit (figure 4.8).

- Variables de sortie

Les résultats des calculs sont stockés dans les matrices nommées "I" pour l'initialisation au pas de temps "tini", nommées "B" pour les simulations au pas de temps "tb" et nommées "C" pour la concentration calculée à la source Almyros au même pas de temps que les mesures "ta".

Chaque nom des matrices I, B est complété par une deuxième lettre qui caractérise le paramètre stocké dans la matrice :

- H, en mètre : la charge en équivalent eau douce dans le conduit à l'entrée de la cellule i c'est à dire sur la face de la cellule rencontrée en premier dans le sens de l'écoulement. C'est la hauteur d'une colonne d'eau douce qui provoque la même charge que la colonne d'eau saumâtre contenue dans la partie verticale du conduit moins les pertes de charge. Pour transformer la charge en équivalent eau douce en hauteur réelle, il faut multiplier cette charge H par le rapport des masses volumiques de l'eau douce sur l'eau saumâtre :

$$h_{réelle} = H \cdot \frac{\rho_{fw}}{\rho_{bw}}$$

avec ρ_{fw} la masse volumique de l'eau douce (999,1 kg.m⁻³ à 15°C) et ρ_{bw} la

masse volumique moyenne de l'eau saumâtre dans la partie verticale du conduit.

- C, en mg.l⁻¹ : la concentration en chlorures uniforme dans toute la cellule i.

- Q, en m³.s⁻¹ : le débit total sortant de la cellule i.

- dq, en m³.s⁻¹ : le débit d'eau de mer entrant sur toute la longueur de la cellule (z).

La matrice C (différente des matrices IC et BC) ne contient que les dates, les valeurs de la concentration en chlorures simulée à la source Almyros et une troisième colonne où l'utilisateur choisi de stocker la valeur de la longueur variable (L) sur laquelle se fait l'entrée d'eau de mer ou la valeur de la somme du débit d'eau de mer rentrant dans le conduit par pas de temps.

Lors de l'exportation des données, la date doit être en valeur numérique (en chiffre) à partir du premier janvier 1900, avec 8 chiffres après la virgule pour obtenir des dates justes.

4.2.3. Principe de calculs

Les calculs dans le modèle SWIKAC sont effectués pour chaque cellule d'indice i et de longueur z constante. Les résultats donnés pour une cellule i correspondent à une valeur constante sur toute la longueur z , entre la distance $(i.z)$ et $((i-1).z)$ (Figure 4.11).

Sur la partie verticale du conduit, la charge dans une cellule i est calculée à la distance $(i.z)$.

Sur la partie horizontale du conduit où rentre de l'eau de mer (longueur L), pour une cellule i :

- Le débit total (Q) est celui sortant de la cellule i à la distance $((i-1).z)$.
- La charge (H) est calculée à la distance $(i.z)$, c'est à dire à l'entrée de la cellule dans le sens de l'écoulement.
- Le débit d'eau de mer entrant sur z (dq) est calculé pour la charge à la distance $(i.z)$.
- La concentration en chlorures (C) est uniforme sur toute la longueur z de la cellule.

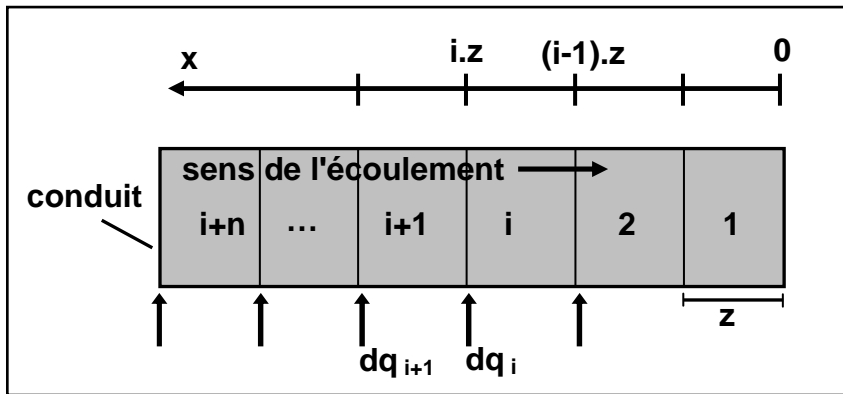


Figure 4.11 : Illustration de la zone d'application des calculs

La concentration dans une cellule d'indice i au temps j est donnée par (attention, contrairement à l'équation 4.17, les indices i sont ici croissants dans le sens inverse de l'écoulement) :

$$C_{(i,j)} = \frac{1}{V_{cell}} \left[C_{(i,j-1)} \cdot (V_{cell} - V_{out(j)}) + C_{(i+1,j-1)} \cdot (V_{out(j)} - dq_{(i,j)} \cdot dt) + Cl_{sw} \cdot dq_{(i,j)} \cdot dt \right] \quad [4.24]$$

avec $V_{cell} = z \cdot (\pi \cdot r^2)$: le volume d'une cellule cylindrique de rayon r ,
 $V_{out(j)} = Q_{out(j)} \cdot \Delta t$: le volume d'eau sortie de la maille i au temps j dans l'intervalle de temps Δt , $C_{(i,j)}$: la concentration en chlorures de la cellule i au temps j , $dq_{(i,j)}$: le débit d'eau de mer entrant dans la cellule i au temps j et Cl_{sw} : la concentration en chlorures de l'eau de mer.

4.3. Influence des paramètres de calage du modèle : L et k_r

Le calage du modèle nécessite l'ajustement de cinq paramètres physiques : la profondeur (P), le coefficient de perméabilité de la matrice calcaire entourant le conduit (K), le diamètre du conduit (d), la longueur de la zone d'entrée d'eau de mer (L) et le coefficient de rugosité relative du conduit (k_r). Deux autres paramètres propres au modèle, le pas de temps (dt) et le pas d'espace (z) doivent également être ajustés pour respecter le nombre de Courant. Lors du calage, les paramètres P, K et d sont dans un premier temps fixés, puis L et k_r sont ajustés. Les choix des valeurs des paramètres sont fait en fonction des observations générales suivantes, plus de détail sur les paramètres P, K, d seront donnés ultérieurement lors de la simulation de la salinité de la source Almyros avec le modèle SWIKAC :

- La profondeur doit être assez grande pour permettre une charge équivalente d'eau de mer dans la matrice poreuse suffisamment élevée et observer ainsi l'entrée d'eau de mer dans le conduit.
- Les variations de perméabilité et de diamètre sont compensées directement par la longueur L. Un faible coefficient de perméabilité ou un faible diamètre engendrent une longueur L très grande, et inversement une forte perméabilité ou un fort diamètre donnent une longueur L très courte. Les courbes correctement calées ont toutes la même allure.
- Ce sont les paramètres L et k_r qui influencent réellement le calage. La longueur L règle la quantité d'eau de mer entrant dans le conduit durant les périodes de faibles débits (à l'étiage), tandis que le coefficient de rugosité relative k_r règle la valeur minimale de la concentration lors des forts débits (crues).

La figure 4.12a montre l'effet de la longueur L sur la concentration en chlorures simulée lorsque le débit à la source passe de 4 à 20 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, puis revient à 4 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Plus la longueur L est grande, plus la concentration en chlorures est forte lorsque le débit est égal à 4 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Mais lorsque le débit est égal à 20 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, les variations de longueur L n'ont aucun effet sur la concentration en chlorures simulée.

La figure 4.12b montre l'effet du coefficient de rugosité relative (coefficient équivalent) sur la concentration en chlorures simulée lorsque le débit à la source passe de 4 à 20 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, puis revient à 4 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. La courbe en pointillé dans les deux graphiques 4.12a & b est la même. Le faible coefficient de rugosité relative engendre une concentration simulée qui n'atteint pas zéro lorsque le débit est fort, contrairement au fort coefficient de rugosité relative qui allonge la période pendant laquelle l'eau est douce. Le fort coefficient ($k_r=1,5$ dans cet exemple) diminue également la salinité initiale de l'eau à l'étiage.

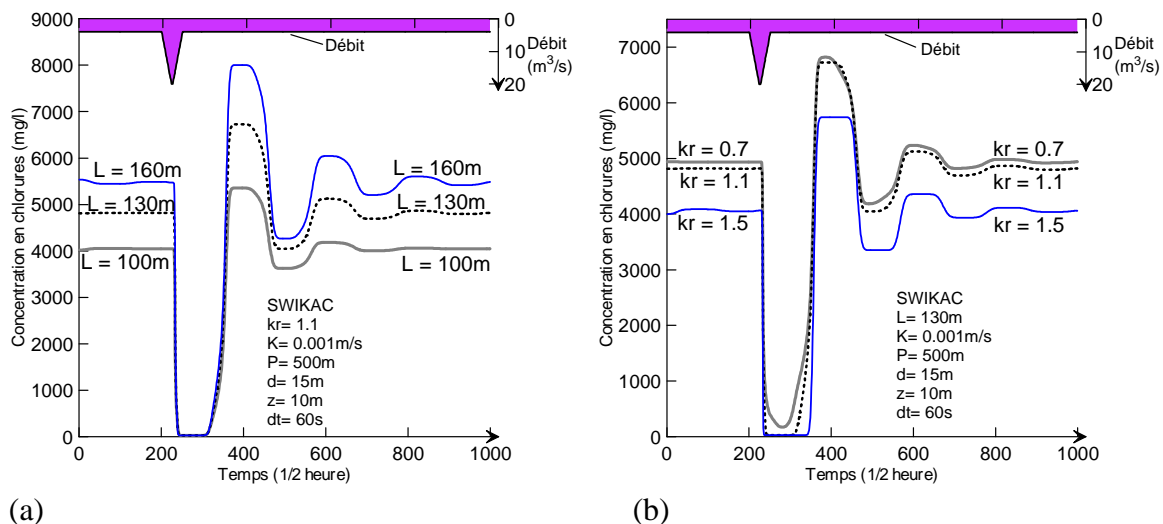


Figure 4.12 : Concentrations en chlorures simulées à la source Almyros lorsque le débit passe de 4 à $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, puis revient à $4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Cas (a) : influence de la longueur L , cas (b) : influence du coefficient de rugosité relative kr .

4.4. Initialisation

La phase d'initialisation consiste à calculer la valeur de la concentration en chlorures en tout point du conduit à partir de la première valeur mesurée à la source Almyros. Le modèle SWIKAC doit être initialisé pendant une période d'étiage où les variations de débit et de salinité à la source sont faibles afin de minimiser les écarts entre la salinité réelle inconnue dans le conduit et la salinité simulée issue de la valeur initiale enregistrée à la source Almyros.

Cette phase est importante car la disposition du conduit en un tronçon horizontal où l'eau de mer rentre et un tronçon vertical engendre des oscillations de salinité. En effet, l'entrée massive d'eau de mer dans le conduit due à un mauvais choix de la longueur d'entrée d'eau de mer L , va engendrer avec un décalage dans le temps une augmentation de charge par l'augmentation de la densité de l'eau lorsque celle-ci va atteindre la partie verticale du conduit. La charge augmentant, l'entrée d'eau de mer va diminuer et lorsque cette eau moins dense va à son tour traverser la partie verticale du conduit, un nouveau cycle d'oscillations commence avec une nouvelle entrée massive d'eau de mer. Ces oscillations s'observent également lorsque le débit varie fortement, comme par exemple sur les simulations des figures 4.12 lorsque le débit chute brutalement de 20 à $4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ après le temps 400 demi-heures.

Ces oscillations ne sont pas numériques, mais ont une réalité physique liée au passage des "paquets" d'eau de masse volumique très contrastée dans la partie verticale du conduit. Elles s'amortissent avec le temps. La phase d'initialisation a donc pour objectif d'atteindre cet état stable et de commencer les simulations à ce moment là. Le temps d'initialisation est laissé à l'appréciation de l'utilisateur. Un temps compris entre 300 et 500 heures est généralement suffisant.

Toutefois, lorsque le débit varie très peu en période d'étiage, un bon calage de la longueur L n'engendre pas (ou peu) d'oscillations. La figure 4.13 montre que pour l'exemple pris, la longueur L doit être proche de 130 m car elle n'engendre pas d'oscillations et la valeur stable finale est proche de la valeur initiale autour de 5000 mg.l⁻¹ de chlorures. Une plus forte valeur telle que $L = 200$ m engendre des oscillations de forte amplitude, et la concentration met environ 400 heures à se stabiliser autour de 6000 mg.l⁻¹, soit 1000 mg.l⁻¹ de trop. Cet exemple illustre de nouveau l'effet de L sur la concentration simulée à l'étiage expliqué dans la partie précédente.

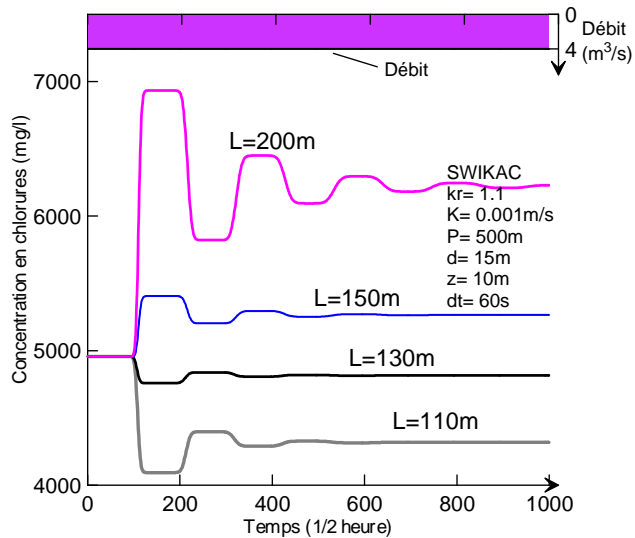


Figure 4.13 : Oscillations de la concentration en chlorures simulée pour différentes longueurs L , lors de l'initialisation

4.5. Les différentes versions de SWIKAC

La forme du conduit souterrain n'est pas connue et peut être imaginée de nombreuses façons. Le modèle SWIKAC a donc été décliné en plusieurs versions. Chaque version diffère simplement des autres par l'agencement spatial des parties horizontales et verticales de la zone du conduit à travers les parois duquel il n'y a aucun échange avec la matrice (représentant un volume de 770 000 m³). L'utilisation du modèle requière les deux fichiers "Density.m" et "Headloss.m" précédemment définis et le fichier "SWIKAC_x.m" correspondant à la version "x" choisie.

4.5.1. Les différentes versions

Les différentes versions du modèle SWIKAC sont représentées schématiquement sur la figure 4.14. La partie du conduit étanche a été découpée en plusieurs tronçons dont les numéros sont repris dans les fichiers SWIKAC_x.m.

- SWIKAC

C'est le modèle de base présenté jusqu'à maintenant. Il est constitué par un conduit horizontal à la profondeur P, puis un conduit vertical découpé en deux tronçons pour prendre en compte la partie reconnue par plongée à partir de la source (tronçon 1).

- SWIKAC_ssp

Dans cette version, le conduit vertical a un diamètre unique jusqu'à la source.

- SWIKAC_H

C'est le modèle pour simuler un relèvement du niveau de la source, par exemple par un barrage. Deux cas sont possibles : (a) le niveau d'eau est fixé à une valeur constante "h_{cst}", ou (b) le niveau d'eau est variable, égal à la valeur mesurée additionnée d'une hauteur constante "h_{sup}".

- SWIKAC_n

Le conduit a la forme d'un "n". L'eau remonte puis redescend d'une hauteur "p_u" dans le conduit de diamètre constant (d). L'utilisateur donne la valeur de p_u et des volumes des tronçons 6 et 7.

- SWIKAC_u

Le conduit à la forme d'un "u" ou d'un siphon. L'eau descend puis remonte d'une hauteur "p_u" dans le conduit de diamètre constant (d). L'utilisateur donne la valeur de p_u et du volume du tronçon 6.

- SWIKAC_t

Le tronçon 2 du conduit n'est plus vertical mais à une pente définie par la différence entre le volume total du conduit étanche et le volume du tronçon 3. L'utilisateur donne simplement la valeur du volume 3.

- SWIKAC_tv

Le conduit vertical n'est pas à l'aplomb du tronçon 1. L'utilisateur donne la valeur du volume du tronçon 4 horizontal situé après le conduit où l'eau de mer peut rentrer.

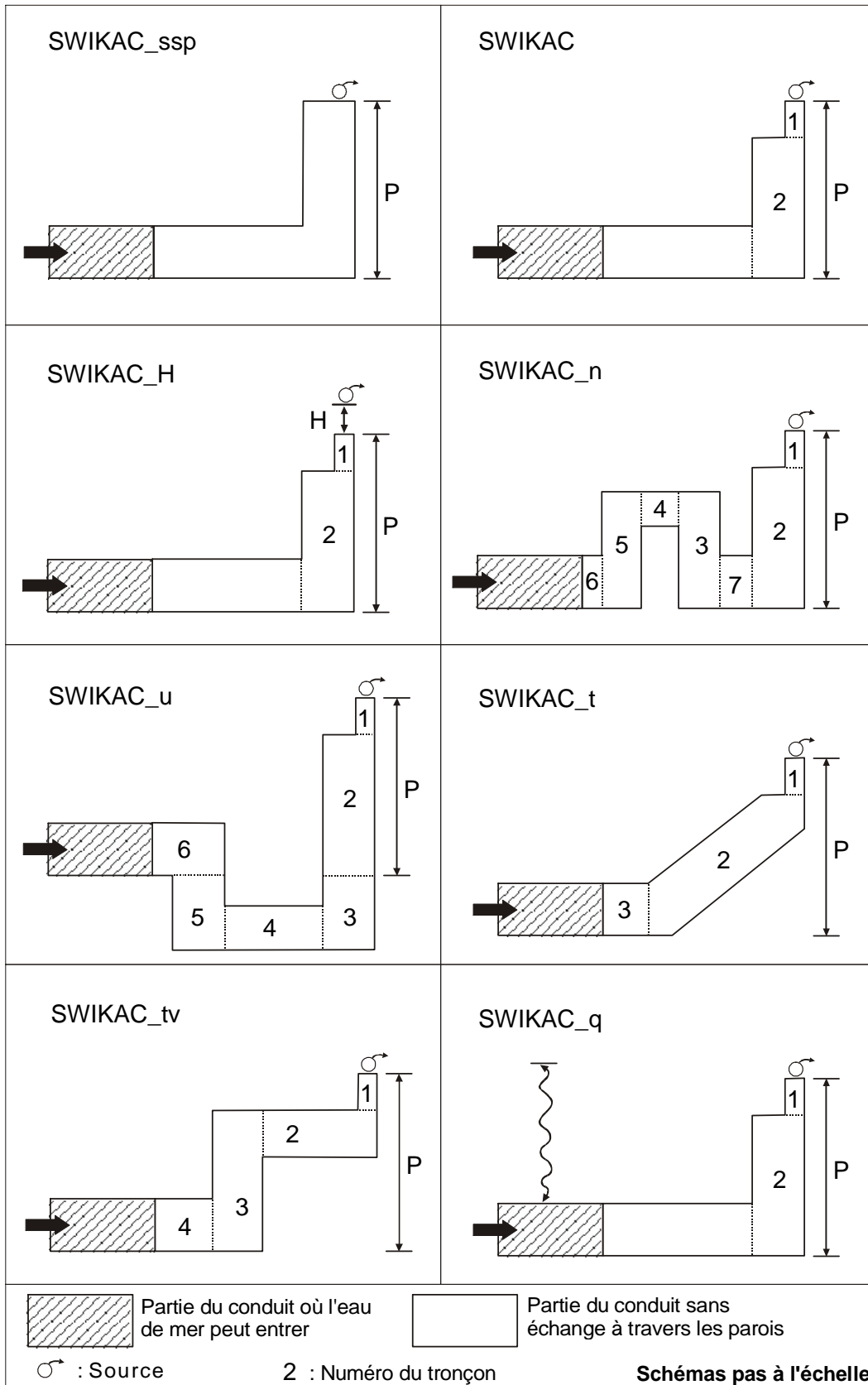


Figure 4.14 : Schémas du conduit dans les différentes versions des modèles SWIKAC

- SWIKAC_q

Le conduit est exactement le même que celui du modèle SWIKAC de base. Dans cette version, c'est le mode de calcul du débit d'eau de mer entrant dans le conduit (dq) qui change. Le débit dq est toujours calculé suivant l'équation 4.9 mais la définition de la distance à la limite " d_i " utilisée est celle de Freeze & Cherry (1979) pour un tunnel, c'est à dire $d_i = P$ (la profondeur).

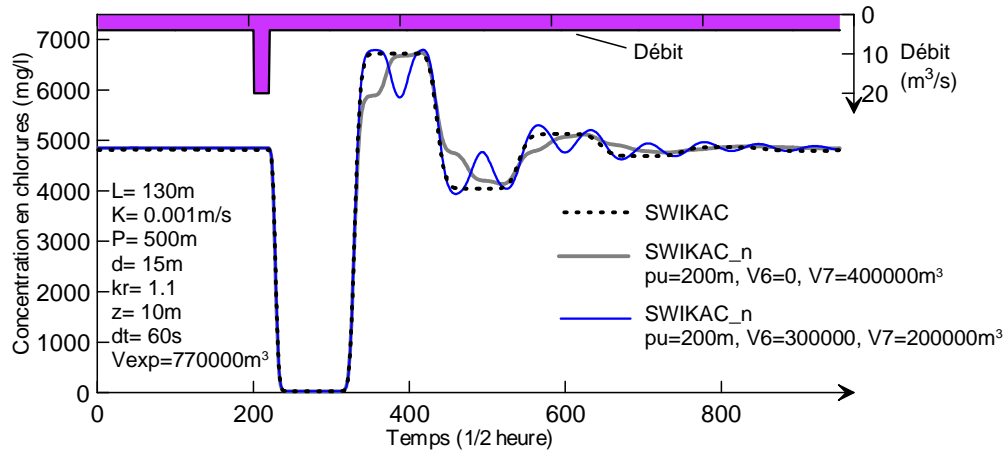
4.5.2. Effet des différentes versions

Les différentes versions de SWIKAC ont été testées pour un débit égal à $4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ passant instantanément à $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ au bout de 100 heures, puis redescendant à la valeur initiale de $4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 10 heures après. Le volume total de la partie du conduit sans échange à travers les parois est $V_{\text{exp}} = 770000 \text{ m}^3$. La concentration en chlorures simulée pour chaque version n , u , t et tv est comparée avec la version SWIKAC de base. Les résultats des simulations sont donnés dans les figures 4.15 a,b,c,d où la courbe en pointillé du modèle SWIKAC de base est la même dans chaque figure.

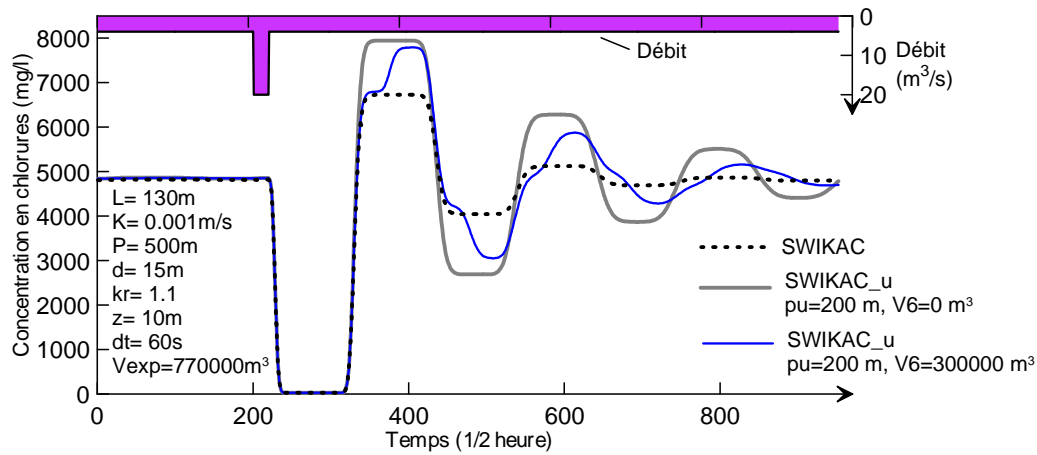
La forme du conduit influence la forme des oscillations de salinité observées à la source. Ces oscillations ont été mises en évidence et expliquées dans la partie "initialisation" mais elles s'observent également naturellement à la suite d'une crue. Elles sont dues aux variations de densités des masses d'eau circulant dans les parties verticales du conduit. Dans le cas le plus simple du modèle de base SWIKAC, le volume $V_{\text{exp}} = 770000 \text{ m}^3$ est expulsé pendant la demi-période des oscillations de salinité.

Le conduit en forme de "n" (SWIKAC_n) engendre une double oscillation lorsque le tronçon 6 existe (figures 4.14 & 4.15a). Le conduit en forme de "u" sous l'horizontale (SWIKAC_u) augmente l'amplitude des oscillations (figures 4.14 & 4.15b). Le conduit en pente (SWIKAC_t) modifie la forme des oscillations et atténue leurs amplitudes (figures 4.14 & 4.15c). Le conduit vertical plus proche de la zone d'intrusion de l'eau de mer (SWIKAC_tv) diminue la période et l'amplitude des oscillations, voire même annule quasiment les oscillations lorsque le tronçon 4 n'existe pas (figures 4.14 & 4.15d).

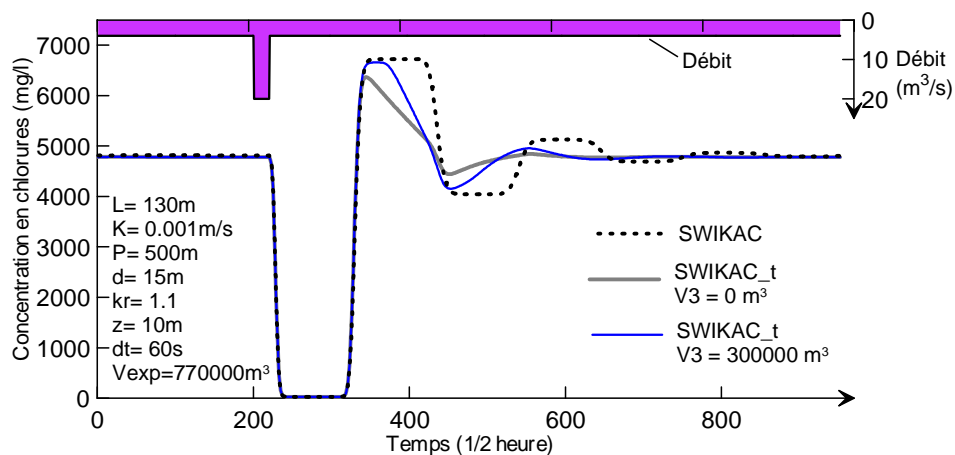
Une multitude de variantes possibles pourrait être imaginée, mais les tester toutes serait sans intérêt tant que la géométrie réelle du conduit est inconnue.



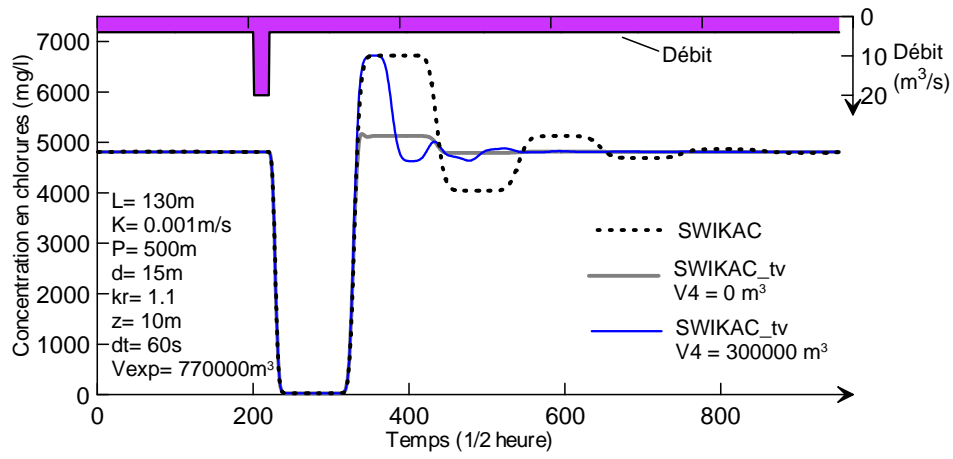
Figures 4.15 a : Simulation de la concentration en chlorures avec le modèle SWIKAC comparée avec celle de la version SWIKAC_n



Figures 4.15 b : Simulation de la concentration en chlorures avec le modèle SWIKAC comparée avec celle de la version SWIKAC_u



Figures 4.15 c : Simulation de la concentration en chlorures avec le modèle SWIKAC comparée avec celle de la version SWIKAC_t



Figures 4.15 d : Simulation de la concentration en chlorures avec le modèle SWIKAC comparée avec celle de la version SWIKAC_tv

5. Simulation de la salinité de l'eau de la source Almyros avec le modèle SWIKAC

La concentration en chlorures enregistrée en continu à la source de l'Almyros d'Héraklion du 15 septembre 1999 au 18 mai 2001 est simulée à l'aide du modèle SWIKAC et de ses différentes versions.

5.1. Ordre de grandeur des paramètres P, K, d, da et sensibilité à z et dt

Le calage du modèle sur les valeurs mesurées de concentrations en chlorures se fait en ajustant les paramètres L (longueur de la zone d'entrée d'eau de mer dans le conduit) et k_r (coefficient équivalent de rugosité relative) pour une combinaison donnée des paramètres P (profondeur), K (coefficient de perméabilité), d (diamètre du conduit) et d_a (distance de la source à la limite mer). Le choix de la gamme de variations de P, K, d, z et dt est expliqué dans cette partie :

- La profondeur (P) de la zone d'entrée de l'eau de mer dans le conduit a varié de 300 à 800 mètres. La simulation de la concentration en chlorures à l'Almyros n'est pas possible pour une valeur inférieure à 300 mètres. Dans ce cas, l'eau n'est pas assez salée quels que soient L et k_r . De bonnes simulations ont été obtenues pour P supérieur à 400 m. Au-delà de 800 mètres de profondeur, les simulations sont possibles mais relèvent du pur jeu de la modélisation car il est très improbable qu'un écoulement tel que nous le décrivons ait lieu à de telles profondeurs.
- La détermination du coefficient de perméabilité en milieu calcaire karstique peut varier fortement d'un point à l'autre, au gré des structures hétérogènes présentes. Sur le bassin versant de l'Almyros, plus de 40 forages ont été réalisés et testés hydrauliquement dans les calcaires (Monopolis et al., 1996). Les valeurs du coefficient de perméabilité sont variables d'un forage à l'autre et également suivant la méthode d'interprétation choisie, allant de $K = 10^{-2} \text{ m.s}^{-1}$ à 10^{-7} m.s^{-1} . La majorité des forages productifs ont un coefficient de perméabilité de l'ordre de $K = 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ et c'est cette valeur moyenne que nous garderons. Une perméabilité plus faible ($K = 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$) engendre une longueur (L) de la zone d'entrée de l'eau de mer dans le conduit très grande, supérieure à 3000 m, et a donc été rejetée. Une valeur plus forte ($K = 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$) a également été testée car le calcaire fracturé au niveau de la zone d'intrusion peut être localement plus perméable. Au dessus de $K = 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$, la salinité peut être simulée mais la longueur L paraît trop faible ($L < 50 \text{ m}$).
- Le diamètre a été testé pour des valeurs entre 10 et 20 mètres. En dessous de 10 m de diamètre, les simulations donnent un résultat médiocre et impliquent une distance de la zone d'intrusion de l'eau de mer très éloignée de la source. La limite supérieure a été fixée

arbitrairement à 20 mètres car il est peu probable que cette valeur moyenne soit dépassée dans la réalité.

- La valeur de d_a , la distance de la source à la mer, est de 1000 m. La valeur de d_a est utilisée dans le calcul de la distance entre la mer et la maille de calcul i (d_i), pour l'estimation du débit d'eau de mer entrant dans le conduit. Une valeur plus grande de d_a a été testée jusqu'à 2000 m, sans influence notable sur les résultats. L'influence de d_a est relativement faible en comparaison à d_i qui est généralement supérieure à 4000 m.
- Dans la présentation générale des modèles de type cellule de mélange, il a été montré que le pas de temps dt n'a que peu d'effet sur les résultats. Le pas de temps dt modifie le temps de calcul, et doit être choisi pour respecter le nombre de Courant qui doit s'approcher de la valeur 1 pour minimiser les temps de calcul. Dans cette étude de l'Almyros, dt a varié entre 10 et 60 secondes.
- Des essais de simulation pour un pas d'espace z variant entre 5 et 100 mètres sur la chronique de mesures 1999-2001 de l'Almyros d'Héraklion donnent des résultats similaires. Le pas d'espace z a varié entre 5 et 20 m pour les résultats présentés dans la suite de cette étude.

5.2. Résultats et discussions

Le modèle SWIKAC et ses différentes versions permettent de simuler correctement la concentration en chlorures à la source Almyros et de définir ainsi la valeur des paramètres physiques de calage caractérisant l'aquifère. Toutefois, certaines périodes moins bien calées font ressortir la simplicité du modèle et mettent en évidence certains phénomènes non considérés dans SWIKAC.

5.2.1. Les résultats des simulations de la salinité

Pour chaque combinaison des paramètres P , K et d , une bonne simulation de la concentration en chlorures à la source Almyros a été obtenue. Les résultats sont indépendants de la version du modèle utilisée. Les courbes simulées sont toutes identiques pour tous les jeux de paramètres de calage P , K , d , L et kr . Les résultats sont synthétisés dans le tableau 4.2 ci-dessous et donnent tous un coefficient de détermination (R^2), entre les valeurs de salinité observées et simulées, supérieur à 0,97. Un exemple de simulation de septembre 1999 à mai 2001 est donné dans les figures 4.16 a & b avec le modèle SWIKAC. Le temps de simulation a varié entre 1 heure et 12 heures en fonction du nombre de cellules de calcul (dépendant de L et z) et du pas de temps (dt) pour simuler les 620 jours de mesure au pas d'enregistrement de 30 minutes avec une station de travail Linux Pentium 3 - 850 MHz – 512 MO RAM et Matlab C compiler Suite (Matlab 6 Release 12.1 et Compiler 2.1).

Profondeur P (m)	Diamètre d (m)	Coefficient de perméabilité K (m.s ⁻¹)	Longueur d'intrusion L (m)	Coefficient Rugosité relative kr	Pas d'espace z (m)
400	10	10 ⁻²	20	0,8	5
		10 ⁻³	230	0,55	10
400	10	10 ⁻⁴	2280	0,6	20
		10 ⁻³	190	0,9	10
	15	10 ⁻⁴	2020	0,9	20
		10 ⁻³	170	0,9	10
450	15	10 ⁻⁴	1780	0,9	20
		10 ⁻³	150	1,05	10
500	10	10 ⁻³	160	0,85	10
		10 ⁻⁴	1540	0,85	20
	15	10 ⁻³	130	1,1	10
		10 ⁻⁴	1320	1,1	20
600	20	10 ⁻³	120	1,1	10
		10 ⁻⁴	1200	1,1	20
600	10	10 ⁻³	120	1,0	10
		10 ⁻⁴	1180	1,0	20
	15	10 ⁻³	100	1,25	10
		10 ⁻⁴	1080	1,3	20
800	20	10 ⁻³	90	1,25	10
		10 ⁻⁴	930	1,25	20
800	10	10 ⁻³	80	1,2	10
		10 ⁻⁴	820	1,2	20
	20	10 ⁻³	60	1,4	10
		10 ⁻⁴	640	1,4	10

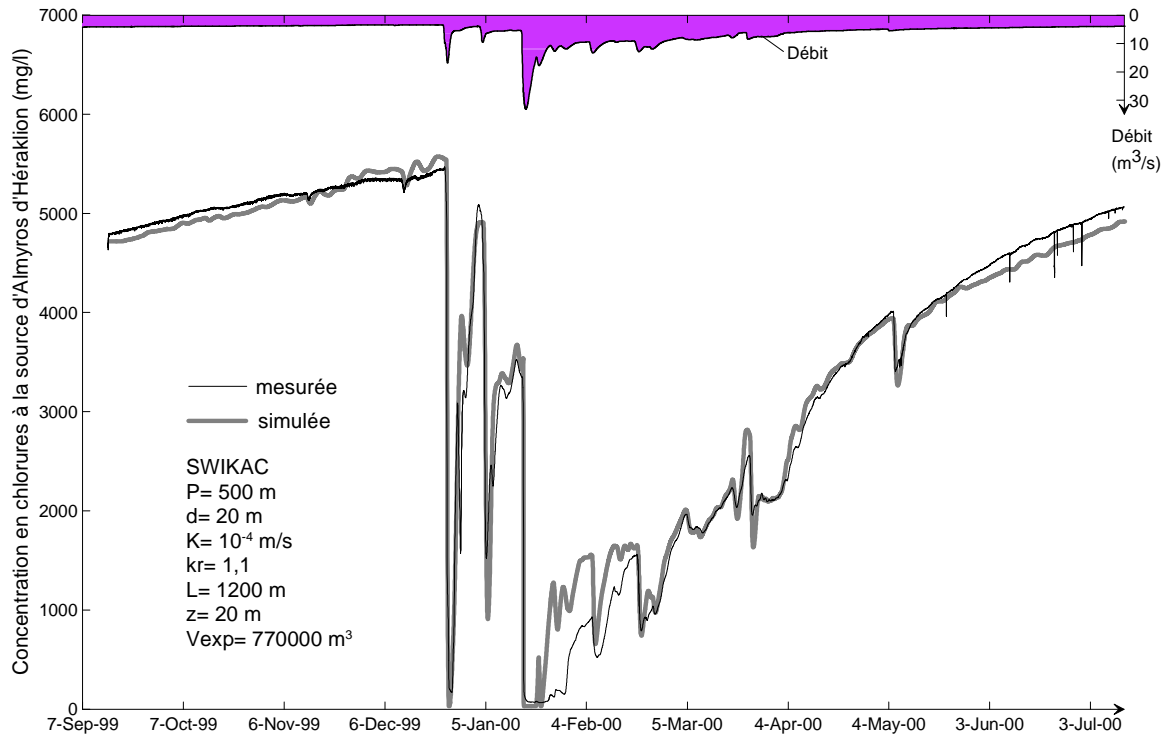
Tableau 4.2 : Résultats des simulations avec SWIKAC, donnant toutes un coefficient de détermination (R^2) supérieur à 0,97

Il apparaît clairement que l'évolution de chacun des paramètres est liée à celle des autres. Lorsque la profondeur augmente, la longueur de la zone où l'eau de mer entre dans le conduit diminue pour compenser l'augmentation de la charge de l'eau de mer dans la matrice à l'extérieur du conduit. Le coefficient de rugosité relative augmente alors pour compenser la diminution des pertes de charge dues à la diminution de la longueur L. L'augmentation de diamètre implique une augmentation de la circonférence du conduit et donc de la surface d'entrée de l'eau de mer dans le conduit. La longueur d'intrusion diminue donc avec l'augmentation du diamètre d. Pour les diamètres importants, entre 15 et 20 mètres, le coefficient de rugosité relative reste constant, tandis qu'il est plus faible pour les diamètres plus faibles (d=10 m). Les simulations avec une variation du coefficient de perméabilité d'un facteur 10 sont strictement équivalentes aux simulations avec une variation inverse de la longueur L d'un facteur 10.

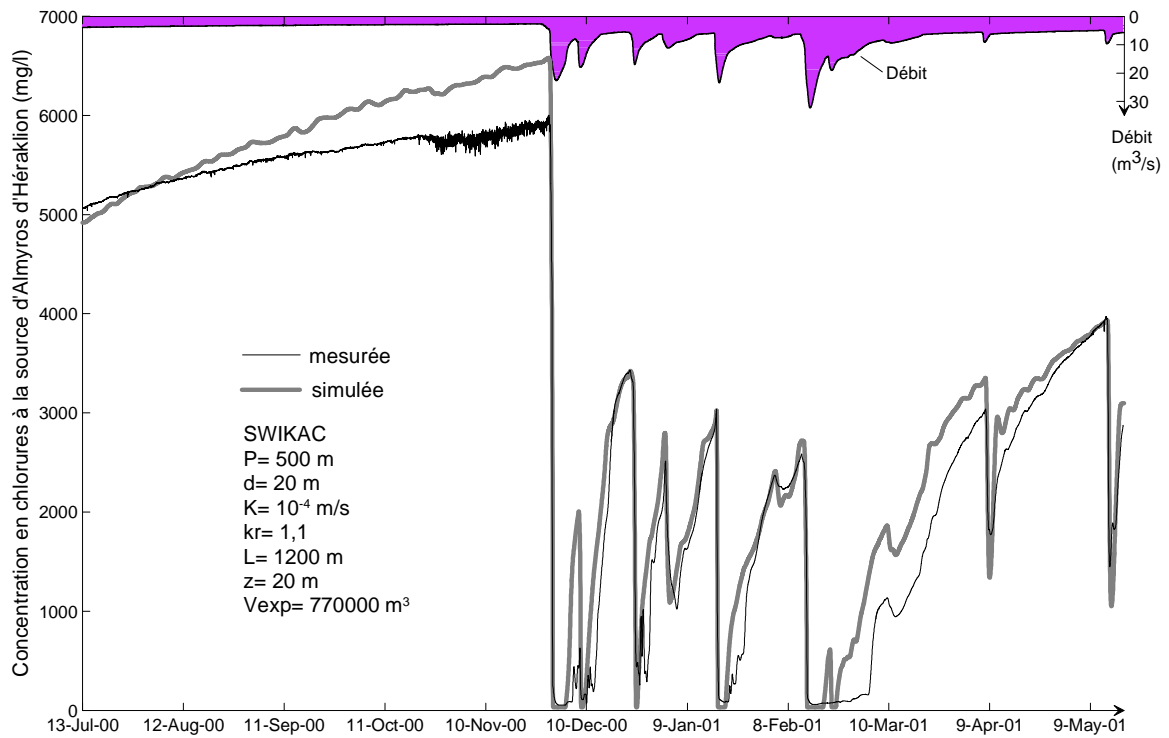
Pour les combinaisons des paramètres P, d, K choisies, la longueur de la zone d'entrée de l'eau de mer dans le conduit est comprise entre 60 et 2280 mètres (excepté la simulation avec $K=10^{-2}$ m.s⁻¹). De telles longueurs sont tout à fait envisageables dans le système karstique de l'Almyros d'Héraklion. Dans le cas des petites longueurs, la forte perméabilité de la matrice implique une relation plus ou moins directe avec la mer à travers des conduits ou des fractures ouvertes. Cette relation "directe" avec la mer n'a pas pu être mise en évidence par l'analyse des données et des longueurs supérieures à plusieurs centaines de

mètres paraissent préférables. Dans le cas des grandes longueurs, l'eau de mer est présente dans toute la matrice calcaire entourant le conduit.

L'ensemble des simulations nécessite un coefficient équivalent de rugosité relative supérieur à 0,5 et atteignant 1,4. Peu de valeurs du coefficient de rugosité relative en conduit karstique sont données dans la littérature, mais les valeurs obtenues par les simulations de l'Almyros d'Héraklion paraissent très fortes en comparaison avec la valeur de $k_r = 0,25$ donnée par Jeannin (2001). Ces fortes valeurs peuvent être interprétées comme un effet "intégrateur" du coefficient de rugosité relative qui exprime la rugosité des parois du conduit mais aussi les pertes de charge singulières dues à des élargissements ou rétrécissements du conduit ou à des passages de chaos de blocs.



(a) Période septembre 1999 – juillet 2000



(b) Période juillet 2000 – mai 2001

Figures 4.16 a, b : Concentration en chlorures mesurée et simulée avec le modèle SWIKAC de septembre 1999 à mai 2001 (les résultats sont donnés sur deux graphiques par commodité de représentation)

5.2.2. Les différentes versions de SWIKAC

Il a été montré précédemment que les différentes versions du modèle SWIKAC jouent sur l'amplitude et la période des oscillations de salinité observées, engendrées par le passage de "paquets" d'eau à fort contraste de densité dans la partie verticale du conduit alimentant la source Almyros. Lors de la simulation de la concentration en chlorures à la source, l'effet des différentes versions du modèle est beaucoup moins marqué. Les chutes de débit et les variations de salinité correspondantes sont progressives, limitant ainsi les oscillations. La modélisation avec les différentes versions de SWIKAC donne finalement le même résultat, hormis quelques variations amplifiées sur les rares crues extrêmes. La figure 4.17 montre les faibles différences entre les modèles SWIKAC et SWIKAC_tv (avec un volume du tronçon $V4=0$, Figure 4.14) alors que les différences étaient les plus fortes dans la comparaison de toutes les versions sur les figures 4.15.

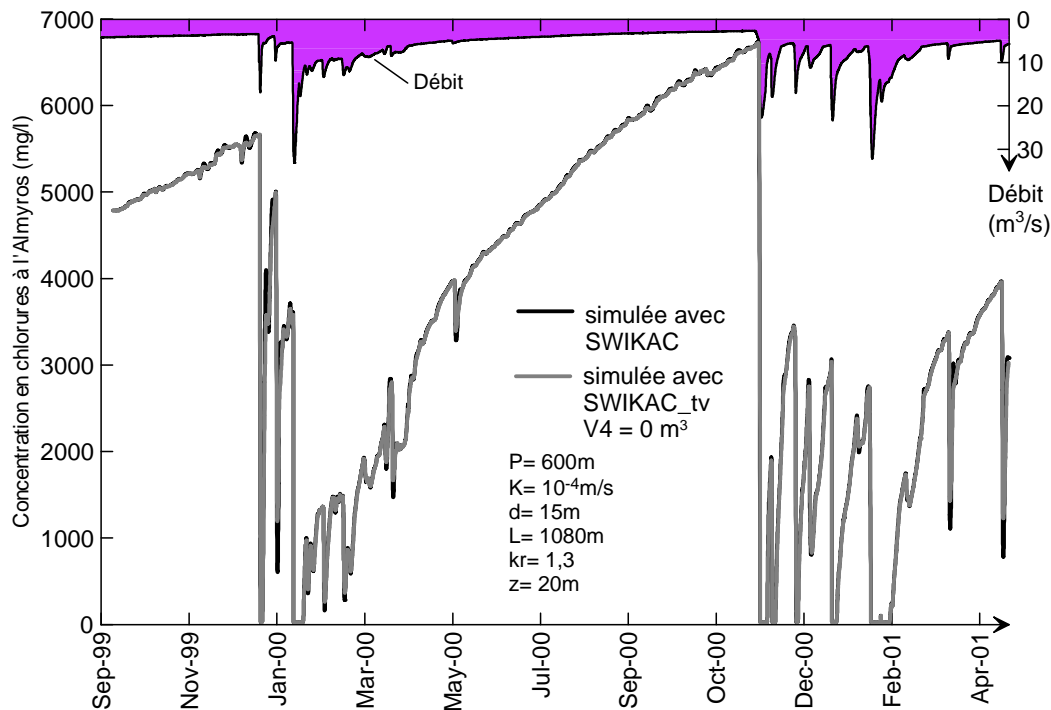


Figure 4.17 : Simulations de la concentration en chlorures par les modèles SWIKAC et SWIKAC_tv

5.2.3. Discussions

Les deux figures 4.16 a et 4.16 b montrent l'évolution de la concentration en chlorures à la source Almyros d'Héraklion au cours des deux cycles hydrologiques 1999-2000 et 2000-2001. Le modèle reproduit bien l'allure générale de la concentration en chlorures. La chute de salinité faisant suite aux pics de crue est toujours parfaitement simulée quelle que soit la période du cycle considérée (Figure 4.16 b : nombreux exemples entre novembre 2000 et

mai 2001), montrant la constance des phénomènes qui engendrent ces variations et en particulier l'expulsion du volume constant ($V_{exp} = V_{olexp}$) de 770000 m³ entre le début de l'augmentation de débit et le début de la chute de salinité à la source. La pente de remontée de la salinité et la valeur maximale à la suite des crues sont très bien simulées, de même que les variations entre les crues (Figure 4.16 a : exemples au mois de janvier 2000 et de mars à juin 2000).

La simulation, bien que globalement bonne, n'est pourtant pas parfaite. Trois périodes sont systématiquement mal simulées, et peuvent vraisemblablement être expliquées par des phénomènes physiques, qui n'ont délibérément pas été pris en compte dans les versions actuelles du modèle SWIKAC de manière à ce qu'il reste simple de conception et d'utilisation. Ce sont (1) la diminution précoce de la salinité réelle au départ de certaines crues et pendant la décrue, (2) la sur-estimation de la salinité par le modèle durant l'étiage estival, et (3) la remontée précoce de la concentration simulée à la suite d'une crue ayant donné de l'eau douce à la source. Ces éléments sont discutés dans les quatre parties suivantes.

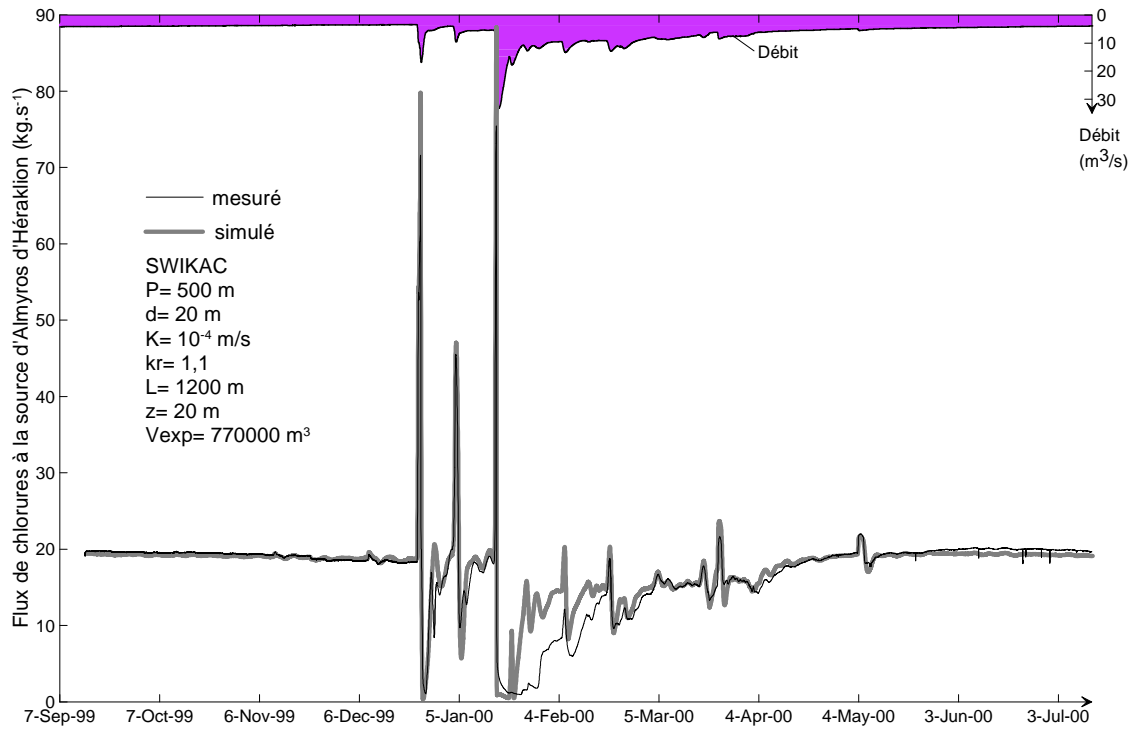
5.2.4. Flux de chlorures simulé à la source Almyros

Les résultats de la simulation de la concentration en chlorures avec le modèle SWIKAC peuvent être représentés en flux de chlorures à la source Almyros d'Héraklion, défini comme étant le produit de la concentration en chlorures mesurée ou simulée par le débit mesuré à la source. Tout comme la concentration, le flux de chlorures est globalement bien simulé (Figures 4.18 a, b), avec les mêmes périodes systématiquement surestimées. Toutefois, la représentation du flux à l'étiage apporte un élément complémentaire sur le mécanisme d'intrusion saline dans le conduit alimentant la source Almyros d'Héraklion. La diminution du flux de chlorures à l'étiage, observée à la source à partir du mois de juillet 2000, est également observée sur les valeurs simulées avec le modèle SWIKAC (Figure 4.18 b), mais avec une diminution plus faible, ce qui se traduit par une salinité simulée trop élevée sur la figure 4.16 b. La diminution de la salinité à l'étiage semble être la résultante de deux phénomènes physiques :

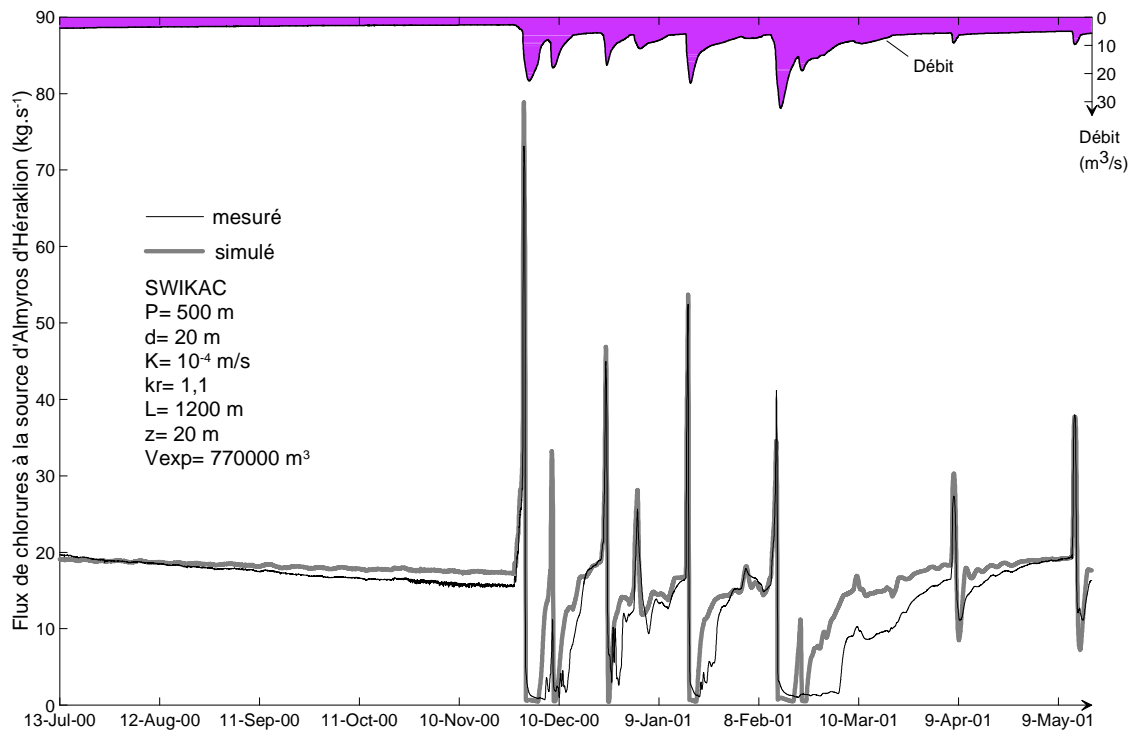
1- Un phénomène possible de stratification densitaire dans le conduit, qui sera développé dans la partie 5.2.6.

2- Un deuxième phénomène révélé par la simulation par SWIKAC d'un flux à la baisse. Le flux décroissant observé à la source aurait pu être interprété comme une limitation de l'entrée d'eau de mer dans le conduit due à "l'épuisement" d'un stock limité d'eau de mer l'entourant. Cette hypothèse peut être rejetée car le modèle SWIKAC simule une diminution du flux alors que l'apport d'eau de mer est numériquement représenté par une limite à charge imposée, ce qui correspond à un stock d'eau de mer infini. Le phénomène est expliqué par l'augmentation de la salinité de l'eau dans le conduit karstique, qui engendre une augmentation de la masse volumique de l'eau, et donc une diminution de la différence de pression entre l'eau saumâtre à l'intérieur du conduit et de l'eau de mer à

l'extérieur. La différence de pression entre l'eau de mer et l'eau saumâtre diminue proportionnellement à l'augmentation de la salinité de l'eau saumâtre, ce qui se traduit par une stabilisation du flux en mai 2000 (Figure 4.18 a) puis une diminution jusqu'aux hautes-eaux suivantes. Ce phénomène naturel produit un effet équivalent à celui attendu en cas de remontée artificielle du niveau d'eau à la source.



(a) Période septembre 1999 – juillet 2000



(b) Période juillet 2000 – mai 2001

Figures 4.18 a, b : Flux de chlorures mesuré et simulé avec le modèle SWIKAC de septembre 1999 à mai 2001 (les résultats sont donnés sur deux graphiques par commodité de représentation)

5.2.5. Diminution précoce de la salinité mesurée : apport d'un aquifère supérieur?

A la suite de certaines crues, la salinité mesurée à la source Almyros oscille de façon imprévue. Le cas le plus exemplaire est celui de la décrue du 28 décembre 1999 (Figure 4.19 flèche b) au cours de laquelle la concentration en chlorures chute de 1500 mg.l^{-1} alors qu'il n'y a aucune variation de débit notable. Le modèle SWIKAC manque complètement cette oscillation précoce et simule à l'inverse une augmentation de la salinité comme dans les cas théoriques développés sur les figures 4.15. Dans le chapitre 3, la variation de la salinité non consécutive à une variation du débit total a été discutée. Les résultats du modèle confirment que la chute de salinité est certainement liée à l'apport d'eau douce diluant l'eau saumâtre, soit en provenance de l'aquifère supérieur de Kéri-Tilissos, soit suite à l'expulsion d'eau douce dans la matrice autour du conduit lors de la crue d'eau douce.

Au départ de certaines crues, la salinité peut aussi diminuer légèrement avant l'expulsion du volume de 770000 m^3 et l'arrivée de l'eau douce qui crée la chute brutale de la salinité. Cette légère chute précoce de salinité n'est pas expliquée par le modèle qui simule toujours une chute franche, comme lors de la crue du 24 décembre 1999 (Figure 4.19 flèche a). Cette chute de salinité précoce peut être expliquée aujourd'hui par deux solutions différentes : (1) la forme et la position de la portion du conduit où rentre l'eau de mer ont été mal conceptualisées mais cela paraît peu probable car la simulation est globalement bonne sur le reste du cycle, (2) de l'eau douce arrive exceptionnellement d'un aquifère supérieur dans le conduit dit "étanche" c'est à dire en un point plus proche de la source que la zone d'intrusion de l'eau de mer positionnée après un volume de 770000 m^3 , et dilue ainsi l'eau saumâtre comme cela a été proposé dans le chapitre 3. Cette deuxième solution est plus probable et permet d'expliquer les chutes de salinité non simulées observées sur quelques crues (crues n°3a, 4a, 5a, 15a).

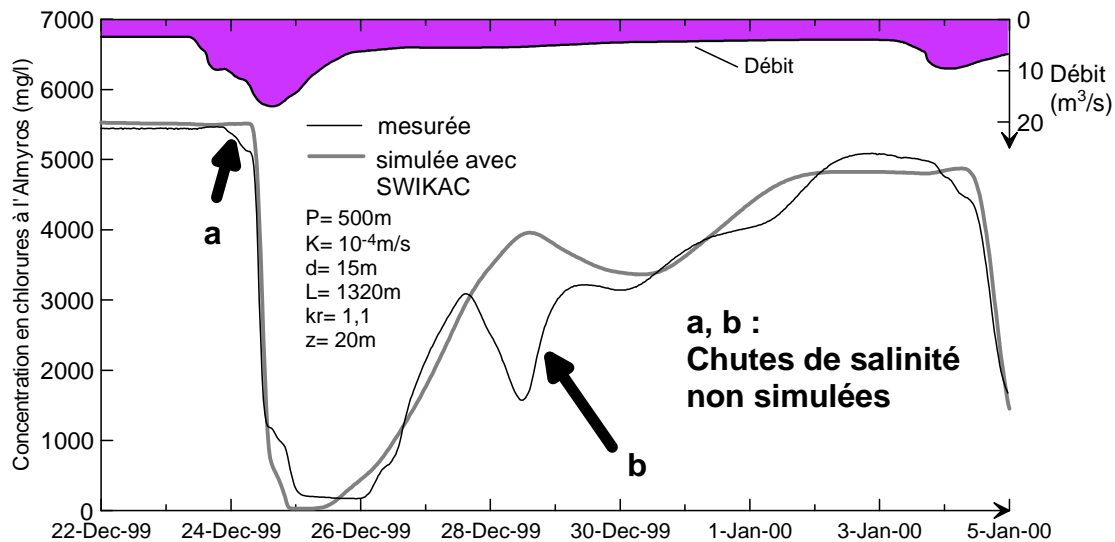


Figure 4.19 : Chutes de salinité non simulées lors de la crue du 24 au 28 décembre 1999

5.2.6. Surestimation de la salinité à l'étiage : stratification de l'écoulement?

La deuxième période mal simulée par le modèle SWIKAC est l'étiage estival durant lequel la salinité de l'eau mesurée à la source Almyros est nettement inférieure à celle simulée par le modèle (Figure 4.20). La première explication de ce phénomène pourrait être une sous-estimation du débit à l'étiage qui engendre une salinité simulée trop forte. Cette erreur dans l'estimation du débit, bien que possible, est difficilement vérifiable car plusieurs mesures de terrain effectuées au moulinet durant l'été 2000 sont cohérentes avec les valeurs estimées sur cette période.

L'écart entre le modèle et la salinité mesurée semble montrer qu'un phénomène supplémentaire intervient lorsque le débit est faible, qui n'a pas été pris en compte dans le modèle conceptuel utilisé pour le développement de SWIKAC. Le débit d'eau de mer entrant dans le conduit est plus faible que celui attendu. Cette diminution du flux salé peut éventuellement être expliquée par un phénomène de stratification densitaire de l'écoulement dans le conduit souterrain. Les micro-variations de salinité très bien visibles sur la courbe de salinité mesurée dans la figure 4.20 ont été étudiées au chapitre 3 (partie 2.2.2), et sont dues à un bruit parasite sans oscillation périodique provenant certainement de la hauteur de recouvrement d'eau trop faible au-dessus de la sonde à l'étiage.

Une explication possible de la sur-estimation de la salinité par le modèle SWIKAC est proposée. Durant l'étiage estival, le débit est faible, engendrant une diminution de la vitesse d'écoulement dans le conduit. Un gradient de densité peut se former, diminuant vers le haut du conduit, ce qui diminue encore plus la turbulence et provoque la formation d'un écoulement stratifié (Tritton, 1988). Un écoulement à deux vitesses se met en place, avec de l'eau douce ou saumâtre circulant dans le haut du conduit, et de l'eau de mer peu mobile dans le bas du conduit. Cette stratification agit comme un facteur limitant la section

d'écoulement de l'eau (Figure 4.21 a) et son effet augmente au cours du temps. L'eau de mer peu mobile est en équilibre avec l'eau à l'extérieur du conduit et se trouve légèrement "arrachée" par l'eau douce de la partie supérieure au niveau de leur surface de contact (ou zone de transition). L'eau de mer de la matrice continue à entrer préférentiellement par la partie supérieure du conduit en fonction des différences de charge entre les deux milieux. Cette stratification agit comme un réducteur du diamètre d'entrée de l'eau salée dans le conduit. Ce nouveau "diamètre équivalent" peut être estimé à l'aide du modèle SWIKAC de manière à quantifier grossièrement l'ampleur du phénomène et vérifier ainsi si cette hypothèse est plausible.

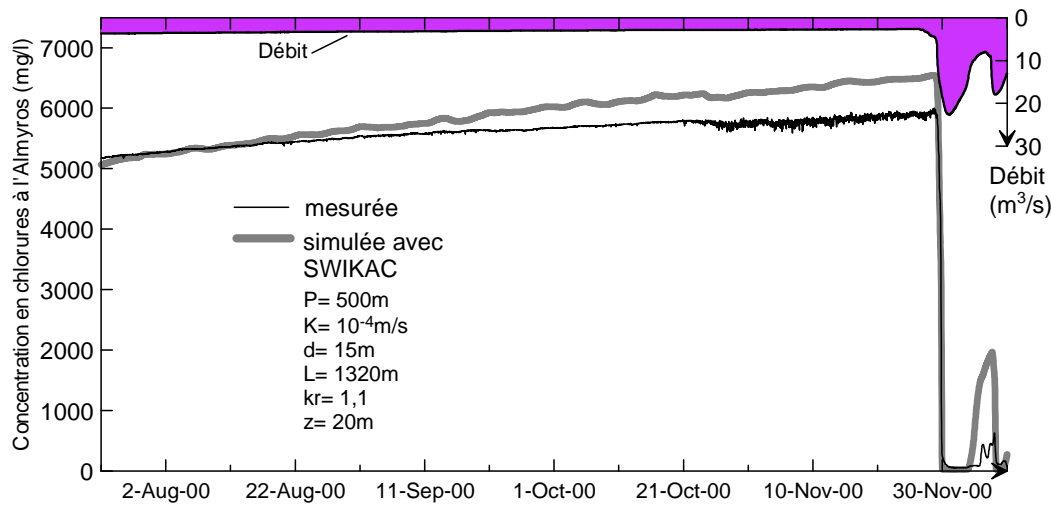


Figure 4.20 : Ecart entre la concentration en chlorures mesurée et simulée lors de l'étiage de l'été 2000

L'étiage 2000 représenté sur la figure 4.20 est analysé avec le modèle SWIKAC. Sur une courte période à l'étiage, la salinité à la source et dans le volume de 770000 m^3 est considérée comme constante. Pour P , K , L et kr donnés, on cherche le diamètre d de manière à simuler la concentration en chlorures mesurée à la source à un temps t donné, avec le débit et la charge constants égaux à leur valeur au temps t . Ce calcul revient à effectuer simplement la phase d'initialisation de la modélisation et à faire plusieurs simulations par essai-erreur en modifiant la valeur de d . L'effet de la stratification au cours de l'étiage 2000 apparaît vers le 2 août 2000 en considérant une simulation faite avec les paramètres $P=500\text{m}$, $K=10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, $L=1320\text{m}$, $kr=1,1$ et $d=15\text{m}$ (Figure 4.20). Le débit est alors de $Q=3,56 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, le niveau à la source $H=3,69 \text{ m}$ et la concentration en chlorures $C=5285 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Le 3 septembre 2000 le débit et le niveau d'eau sont descendus à $Q=3,22 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et $H=3,58 \text{ m}$, le diamètre équivalent calculé de la section d'écoulement (obtenu par simulation dans SWIKAC) est passé de 15 m à $13,5 \text{ m}$, soit une épaisseur maximale de la lame d'eau salée au fond du conduit de $e=37 \text{ cm}$ (Figure 4.21 b & Tableau 4.3). Le 4 novembre 2000 le débit et le niveau d'eau ont chutés à $Q=2,78 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et $H=3,44 \text{ m}$, le diamètre équivalent calculé de la section d'écoulement a diminué à 10 m , soit

une épaisseur maximale de la lame d'eau salée au fond du conduit $e=3,75$ m (Tableau 4.3) (ce qui correspond à un quart de la hauteur totale du conduit).

Ces valeurs calculées corroborent l'hypothèse d'une stratification densitaire de l'écoulement dans le conduit de l'Almyros lors des faibles débits. Cette hypothèse nécessite encore d'être approfondie, et en particulier, les conditions théoriques de stratification doivent être étudiées. En effet, les conditions de stratification de l'écoulement peuvent être définies par le nombre de Richardson (Tritton 1988), comme l'inverse du nombre de Froude au carré (Fr) :

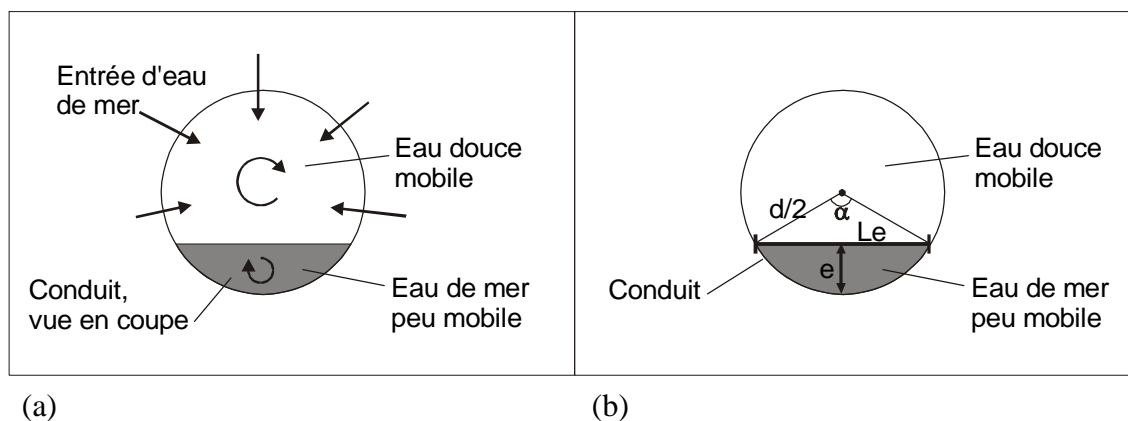
$$Ri = \frac{1}{(Fr)^2} \quad [4.25]$$

$$Ri = \frac{g \Delta\rho d}{\rho v^2} \quad [4.26]$$

où Ri est le nombre de Richardson, Fr est le nombre de Froude, g est l'accélération due à la pesanteur ($m.s^{-2}$), $\Delta\rho/\rho$ est la masse volumique relative c'est à dire la différence entre la masse volumique du fluide entrant dans le conduit et celle du fluide circulant initialement sur la masse volumique du fluide initial, d est la hauteur de la section d'écoulement (le diamètre dans notre cas) et v est la vitesse moyenne de l'écoulement.

Fischer et al. (1979) et Tritton (1988) montrent que l'écoulement devient stratifié lorsque le nombre de Richardson est positif, et la turbulence laisse place à un écoulement laminaire pour un Ri très fort.

Les calculs sur le conduit de l'Almyros d'Héraklion sont très ambigus car le signe de la masse volumique relative détermine le signe du nombre de Richardson mais le gradient de densité ne peut pas être mesuré. En considérant un gradient de densité augmentant du haut vers le bas du conduit (l'eau salée est sous l'eau douce), le nombre de Richardson est toujours positif quelle que soit la période et dépasse 1000 à 40000 à l'étiage (suivant le diamètre du conduit respectivement de 10 ou 20 mètres). Ces fortes valeurs qui signifient un écoulement laminaire sont en contradiction avec les forts nombre de Reynolds toujours supérieurs à 10^5 qui indiquent un écoulement totalement turbulent. L'écoulement peut être stratifié à la base du conduit et turbulent dans la zone supérieure où circule l'eau saumâtre à l'étiage. Les conditions de passage d'un écoulement turbulent non stratifié en période de hautes eaux à un écoulement turbulent stratifié à l'étiage restent pour l'instant indéfinies. Inversement, l'écoulement redevient totalement turbulent et uniforme sur toute la section du conduit dès les premières crues hivernales.



Figures 4.21 a, b : Section schématique du conduit lors de la stratification de l'écoulement

Date	Débit ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	Niveau du lac (m)	[Cl] ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$)	Diamètre équivalent (m)	angle [α] (degrés)	lame d'eau [e] (m)	Largeur [Le] (m)
24 juil 2000	3,56	3,69	5285	15	Pas de stratification		
3 sept 2000	3,22	3,58	5547	13,5	36	0,37	4,64
4 nov 2000	2,78	3,44	5701	10	120	3,75	13,0

Tableau 4.3 : Sections d'écoulement équivalentes lors de stratification supposée au cours de l'étiage 2000

5.2.7. Remontée précoce de la salinité simulée lors des crues d'eau douce : expulsion d'eau douce à l'extérieur du conduit?

L'eau de la source de l'Almyros d'Héraklion devient douce lorsque les crues sont supérieures à une valeur autour de $15\text{-}16 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Le modèle simule très bien la chute de salinité et prévoit une remontée de la salinité dès que le débit diminue en dessous de cette valeur. Cette simulation est correcte lorsque la crue est courte, comme par exemple la crue du 24 décembre 1999 (Figure 4.19) mais d'autres crues sont mal simulées. Dans la réalité, les longues et fortes crues se démarquent car l'eau reste douce pendant la décrue beaucoup plus longtemps que les prévisions du modèle (Figure 4.22 & 4.23) alors que le débit varie entre $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ce phénomène s'observe très bien sur les crues du 15 janvier 2000 et du 12 février 2001 (Figure 4.22 & 4.23). Cet écart entre la valeur mesurée et la valeur simulée s'explique aisément en considérant que l'écoulement matrice-conduit peut se faire autant de la matrice vers le conduit que du conduit vers la matrice en fonction des différences de charge entre les deux milieux. Cet échange bi-directionnel a été simplifié dans le modèle SWIKAC pour ne considérer qu'un écoulement unidirectionnel avec l'entrée d'eau de mer de la matrice calcaire remplie d'eau salée vers le conduit karstique, en supposant que l'éventuelle perte d'eau douce vers la matrice serait sans effet vue l'étendue de cette matrice. Dans la réalité, l'expulsion d'eau douce du conduit vers la matrice peut créer localement un "manchon" d'eau douce stockée dans la matrice autour du conduit repoussant l'eau salée en raison de la surcharge liée à la crue dans le conduit. Lors de la

décru, l'eau douce stockée dans la matrice rentre de nouveau dans le conduit à la place de l'eau salée jusqu'à épuisement de ce stock et prolonge ainsi la durée d'obtention d'eau douce à la source. Ce phénomène implique une dissymétrie de la concentration à la source en fonction du débit en montée ou en descente de crue d'eau douce qui n'est donc pas due à un changement de fonctionnement du système karstique mais qui viendrait de la variation de la salinité du fluide dans la matrice entourant le conduit. Le stock d'eau douce épuisé, la salinité dans le conduit revient à sa valeur normale.

La version actuelle du modèle SWIKAC ne tient pas compte de ces variations. Lorsque les crues sont courtes, peu d'eau douce est expulsée et les courbes de salinité mesurée et simulée sont proches. Lorsque les crues sont plus longues et que le débit est fort, le volume d'eau douce expulsée à l'extérieur du conduit est élevé et le modèle ne simule plus correctement la salinité jusqu'au retour au fonctionnement normal, par exemple vers le 19 février 2000 lors de la crue du 15 janvier (figure 4.22), ou vers le premier mai 2001 lors de la crue du 12 février 2001 (figure 4.23).

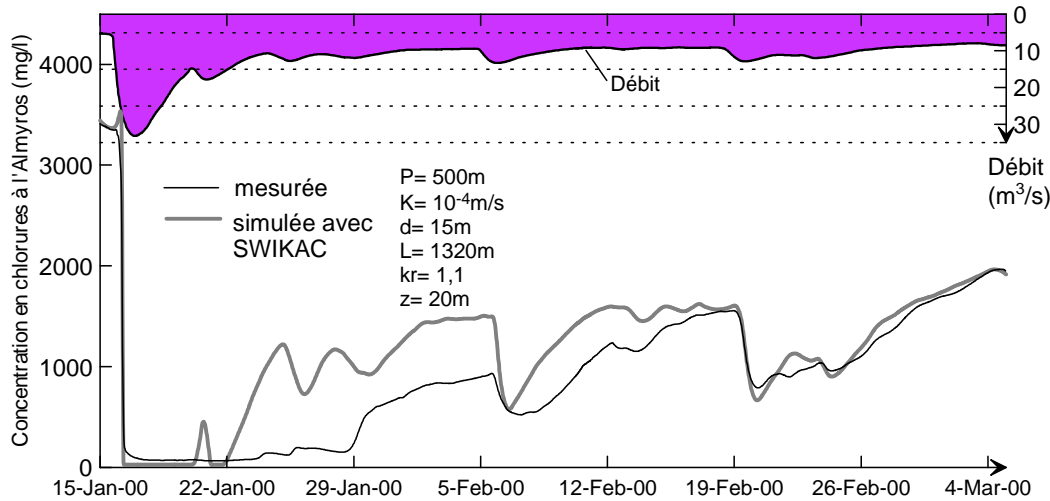


Figure 4.22 : Concentration en chlorures mesurée et simulée lors de la crue du 15 janvier 2000

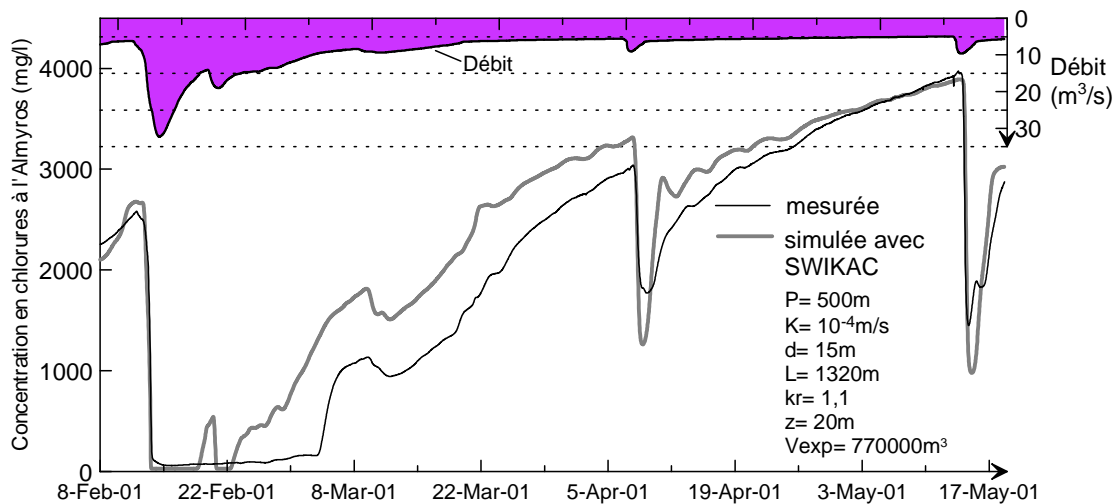


Figure 4.23 : Concentration en chlorures mesurée et simulée lors de la crue du 12 février 2001

Le volume théorique d'eau douce expulsée du conduit vers la matrice au cours d'une crue peut être calculé pour une période donnée à l'aide du programme Matlab "calculSumNeg.m", qui est une version modifiée du modèle SWIKAC calculant le débit sortant du conduit mais ne simulant pas le déplacement de l'eau plus ou moins saumâtre dans le conduit. Les calculs de volume confirment les observations faites. Lors de la crue du 15 janvier 2000, $420\,000\text{ m}^3$ d'eau douce ont été expulsés entre le 15 et le 21 janvier 2000, puis $230\,000\text{ m}^3$ sont retournés de la matrice vers le conduit jusqu'au 28 janvier 2000 (Figure 4.22). Le volume d'eau restant est plus difficile à quantifier et doit certainement être redistribué au conduit jusqu'au 19 février 2000. Lors de la crue du 12 février 2001, $480\,000\text{ m}^3$ d'eau douce ont été expulsés vers la matrice entre le 13 et le 21 février 2001, puis $260\,000\text{ m}^3$ sont retournés vers le conduit jusqu'au 2 mars 2001. Le volume restant est certainement redistribué jusqu'au 5 avril 2001 (Figure 4.23). L'ordre de grandeur des

volumes expulsés et revenus est tout à fait en adéquation avec l'hypothèse d'un stockage temporaire d'eau douce dans la matrice autour du conduit.

5.2.8. Conclusion

Le modèle SWIKAC est très bien adapté pour simuler les variations de salinité à la source Almyros. A ce stade de développement, il est très simple et ne peut pas simuler l'ensemble des phénomènes mis en évidence. Toutefois, par sa simplicité de conception et d'utilisation, il apporte une solution rapide pour la simulation du transport de sel dans un conduit karstique traversant une matrice calcaire remplie d'eau salée. Il permet de quantifier la profondeur et la longueur de la zone d'intrusion de l'eau de mer dans le conduit pour un diamètre de conduit et un coefficient de perméabilité de la matrice donnés. Il met également en évidence les différences de fonctionnement éventuels.

5.3. Effet du relèvement du niveau d'eau à la source

Les données recueillies durant les cycles hydrologiques 1999-2001 ont permis d'établir le schéma conceptuel puis un modèle numérique du fonctionnement de la source Almyros et de son aquifère. Ces données ne suffisant pas pour trouver la profondeur à laquelle a lieu l'intrusion saline dans le conduit puisque nous avons montré que plusieurs profondeurs comprises entre 400 et 800 m conduisent à des calages équivalents. Nous avons donc décidé d'utiliser d'anciennes données acquises en continu en 1987 lors d'une étude sur l'effet du relèvement du niveau d'eau à la source (Breznik, 1998). Ces données n'ont jamais été publiées et nous ont été fournies par le Service Environnement de la Ville d'Héraklion, mais leur qualité s'avère très mauvaise et les conclusions seront donc prudentes.

5.3.1. Les données de 1987

Le cycle 1986-87 (de septembre à août) est du point de vue climatique une année moyenne, avec une pluviométrie légèrement supérieure à la moyenne, avec 1368 mm de pluie à Anogia (à 740 m dans le bassin versant) et 621 mm de pluie à Héraklion.

Entre le 23 mars et le 30 septembre 1987, la conductivité électrique et le débit à la source Almyros ont été enregistrés au pas de temps d'une heure (avec des lacunes). Le 23 mars 1987 vers 9 heures le matin, le niveau du lac alors à une hauteur de 6,8 m a été artificiellement monté autour de 9,5-10 mètres de hauteur grâce au barrage et maintenu à ce niveau constant jusqu'au 14 septembre 1987 vers 10 heures. En complément, 3074 valeurs de la concentration en chlorures sont données à un pas de temps variable (entre 1 heure et 2 heures). L'ensemble des données est représenté sur la figure 4.24. Le débit a varié de 3,8 à 34 m³.s⁻¹, la conductivité électrique de 315 à 8860 μS.cm⁻¹ et la concentration en chlorures de 20 à 4011 mg.l⁻¹. L'incertitude sur ces valeurs est inconnue. Sur le cycle 1999-2000, nous avons mis en évidence que la valeur du débit mesuré par les

techniciens du ministère de l'Agriculture a été systématiquement surestimée due à une mauvaise méthode de mesure. Le débit en 1987 a certainement pu être surestimé également jusqu'à $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. La conductivité électrique montre de nombreuses chutes inexplicables aux mois de juillet et août 1987 probablement dues à l'appareil de mesure. La courbe de la concentration en chlorures a une forme discontinue anormale qui révèle probablement une surestimation des mesures à partir du 15 juin 1987. Cette anomalie est développée dans la partie suivante.

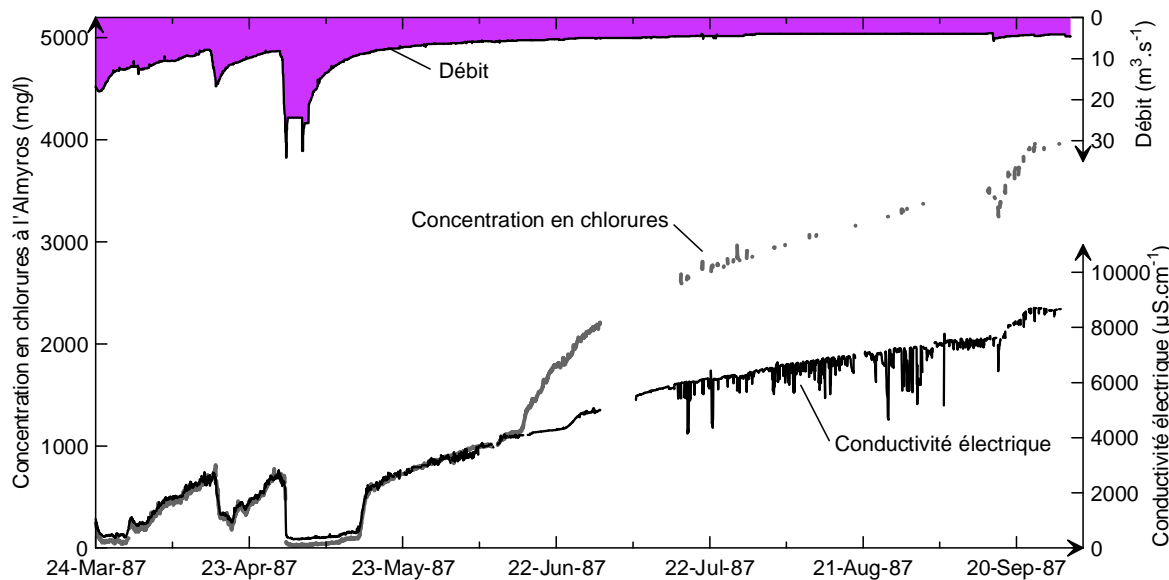


Figure 4.24 : Données enregistrées à la source Almyros d'Héraklion entre le 24 mars 1987 et le 30 septembre 1987

5.3.2. Validité des mesures de concentration en chlorures en 1987

Les mesures de concentration en chlorures sont comparées aux mesures de conductivité électrique sur la même période d'enregistrement, du 23 mars au 30 septembre 1987 (Figure 4.25). La relation établie entre ces deux variables au cours du cycle 1999-2000 avec un coefficient de corrélation de 1 est rajoutée sur la figure 4.25. Elle permet de distinguer deux tendances très différentes dans les valeurs de la concentration en chlorures mesurée en 1987 :

- 1- La période du 23 mars au 15 juin 1987 où la concentration en chlorures et la conductivité électrique sont corrélées suivant la relation établie lors du cycle 1999-2000.
- 2- La période du 15 juin au 30 septembre 1987 pendant laquelle la concentration en chlorures est largement surestimée par rapport à la conductivité électrique. Durant cette période, les valeurs mesurées de la concentration en chlorures sont certainement fausses et ne seront pas utilisées pour le calage du modèle SWIKAC.

Les valeurs de la concentration en chlorures utilisées seront des valeurs calculées issues de la conductivité électrique enregistrée en continu, calculées par la formule établie sur le

cycle 1999-2000, et vérifiée sur la période du 23 mars au 15 juin 1987. On nommera concentration en chlorures "mesurée" les valeurs réellement mesurées et "calculée" les valeurs de 1987 obtenues par la relation Conductivité/Chlorures du cycle 1999-2000.

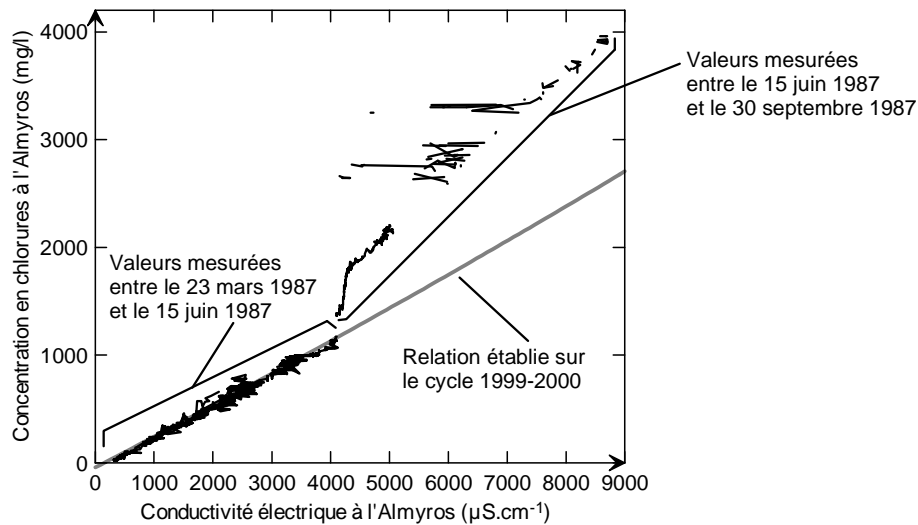


Figure 4.25 : Relation entre la concentration en chlorures et la conductivité électrique mesurées en 1987 et sur le cycle 1999-2000

5.3.3. Ajustement du modèle SWIKAC

Le modèle SWIKAC est utilisé pour simuler la salinité de la source Almyros pendant la période du relèvement du niveau de l'eau à la source Almyros de mars à septembre 1987 avec les paramètres de calage obtenus sur la période 1999-2000 et donnés dans le Tableau 4.2. Les données de 1987 sont représentatives d'un état du système différent de celui étudié pendant les cycles 1999-2001 (niveau constant de la source) et un seul jeu final de paramètres de calage est attendu.

Comme pour les cycles 1999-2001, les différentes versions du modèle SWIKAC donnent des résultats comparables avec les données 1987. Pour une profondeur donnée, les différentes combinaisons obtenues sur les cycles 1999-2001 des paramètres d (diamètre), K (coefficient de perméabilité), kr (coefficient de rugosité relative) et L (longueur de la zone d'intrusion d'eau salée), donnent toutes le même résultat. En définitive, seule la profondeur (P) modifie la forme de la courbe de l'évolution de la concentration en chlorures sur la période 1987. Les résultats pour différentes profondeurs avec $d=15\text{m}$ et $K=10^{-4}\text{ m.s}^{-1}$ sont donnés dans la figure 4.26. Pour chaque profondeur, la concentration en chlorures est bien simulée sur les cycles 1999-2001, mais ce n'est pas le cas pour la période 1987. Plus la profondeur est grande, plus la salinité simulée est forte.

- La profondeur $P=400\text{m}$ prédit une concentration beaucoup trop basse pour 1987.
- La profondeur $P=500\text{m}$ simule globalement bien la concentration en chlorures calculée. Les crues de printemps et l'étiage sont bien reproduites, mais le début de l'étiage est surestimé. Certaines erreurs de simulation peuvent venir d'erreurs dans la mesure du débit.

L'effet de l'expulsion d'eau douce à l'extérieur du conduit lors des fortes crues est également observé sur la crue du mois de mai 1987 avec une remontée précoce de la salinité simulée.

- La profondeur $P=800\text{m}$ simulerait bien la concentration en chlorures à l'étiage si les valeurs mesurées étaient justes. Par contre, la simulation surestime fortement la concentration en chlorures lors des crues et à l'étiage jusqu'à la fin du mois de juillet.

Ces simulations et la préférence donnée aux concentrations en chlorures calculées à partir de la conductivité électrique permettent de fixer avec une certaine prudence, mais aussi avec confiance, l'ordre de grandeur de la profondeur à laquelle l'eau de mer rentre dans le conduit vers 500 mètres.

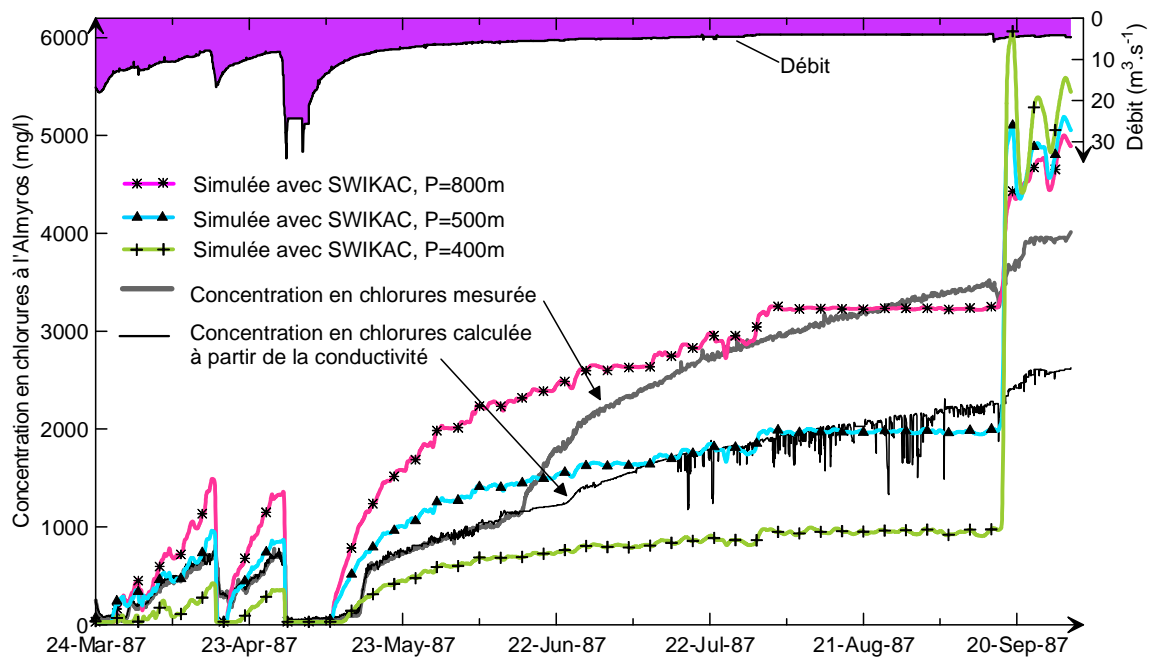


Figure 4.26 : Concentration en chlorures simulée avec le modèle SWIKAC lors du relèvement du niveau d'eau de mars à septembre 1987

Etant donné que le débit est susceptible d'avoir été surestimé d'environ $1\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, l'effet de la variation de la profondeur sur la concentration en chlorures simulée est représenté sur la figure 4.27 avec le débit diminué de $1\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. La profondeur nécessaire pour simuler la salinité à la source Almyros est plus basse qu'avec le débit mesuré. Une relativement bonne simulation de la concentration en chlorures calculée est obtenue pour $P=450\text{m}$.

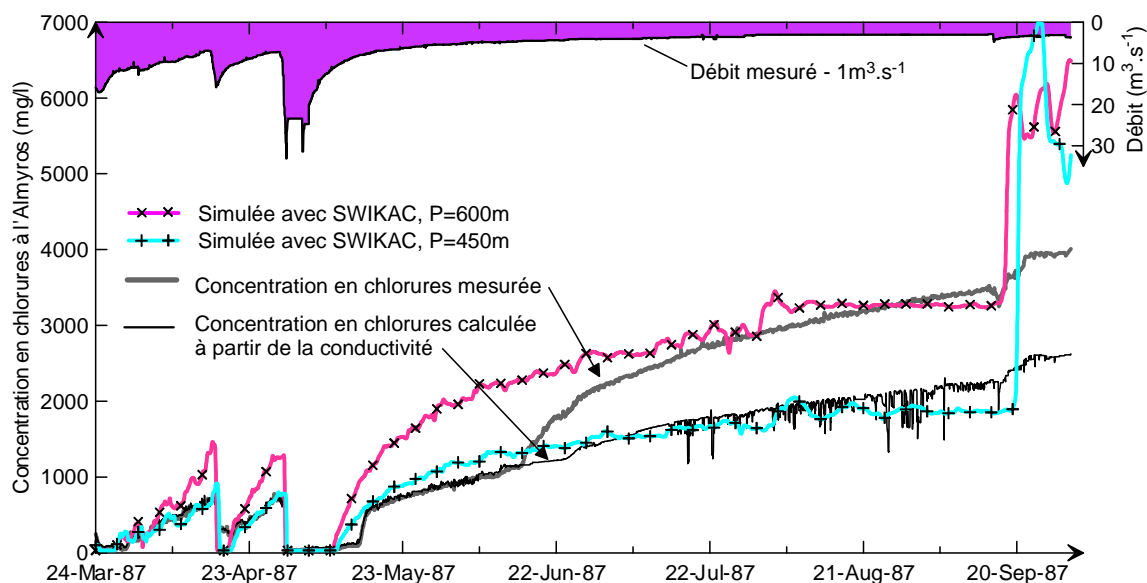


Figure 4.27 : Concentration en chlorures simulée pour le débit diminué de $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ lors du relèvement du niveau d'eau en 1987

5.3.4. Discussion et conclusions

Le relèvement du niveau de la source Almyros d'Héraklion a un effet sur la salinité de l'eau à la source. Le niveau du lac, si le barrage n'avait pas été fermé en 1987, peut être reconstitué à partir de la relation entre le débit et la hauteur du lac établie pour les cycles 1999-2001. Les débits enregistrés en 1987 ont été transformés en niveau du lac non relevé, puis la salinité de l'eau a été simulée avec le modèle SWIKAC. La figure 4.28 montre la concentration en chlorures simulée pour le niveau du lac relevé (niveau réellement mesuré en 1987) et non relevé (niveau estimé). La concentration en chlorures en 1987 dans le cas du lac non relevé est de l'ordre de celle observée sur les cycles 1999-2001, proche de 5000 mg.l^{-1} à l'étiage. Avec le niveau du lac constant à 10 m, la concentration en chlorures reste faible, proche de 2000 mg.l^{-1} à l'étiage.

Ces valeurs de la concentration en chlorures dans des conditions de pression différentes à la sortie du système permettent de caler un paramètre supplémentaire du modèle : la profondeur de la zone d'entrée de l'eau de mer dans le conduit (P). D'après les valeurs de 1987, l'entrée de l'eau de mer prendrait donc place à une profondeur de l'ordre de 450 à 500 m. Toutefois il apparaît clairement que des erreurs entachent les mesures de débit, de conductivité électrique et de concentration en chlorures, dont l'ordre de grandeur est difficilement quantifiable mais dont l'effet est sûrement important. Il est nécessaire de mener de nouveaux tests de remontée du niveau du lac pour confirmer cette profondeur, mais aussi pour mettre en évidence un éventuel changement dans le fonctionnement du système karstique. En effet, l'allure de la courbe de conductivité mesurée en 1987 n'est pas commune, et si les valeurs de concentration en chlorures sont réellement justes (ce qui paraît très improbable) la cassure de cette courbe le 15 juin 1987 pourrait provenir d'une perte soudaine de l'eau douce vers un autre système.

Les données de 1987 incluent également le retour au niveau "normal" du lac à 3,3 m de hauteur le 15 septembre 1987, par l'ouverture des vannes du barrage. Les mesures sont faites pendant les 10 jours suivants et semblent de très mauvaise qualité, en particulier le débit qui n'a pas pu être estimé précisément. Avec ces mesures, le modèle simule un retour très rapide à une forte concentration en chlorures de l'ordre de celle obtenue si le niveau du barrage n'avait pas été relevé (20-Sept-87, figure 4.28). Les valeurs de concentration calculées restent faibles, à peine plus fortes que lorsque le niveau de l'eau était haut. Cette différence entre la concentration calculée et simulée peut résulter de deux erreurs :

(1) Le débit mesuré après l'ouverture des vannes du barrage est largement sous-estimé, ce qui implique une simulation de la concentration en chlorures par le modèle SWIKAC beaucoup trop forte.

(2) Lors de la chute du niveau de la source (abaissement de 6,5 m), le fonctionnement du système est perturbé par le déstockage d'une grande quantité d'eau douce de l'aquifère. Cette eau douce déstockée augmente le débit et limite donc l'entrée d'eau de mer dans le conduit. Une partie de la matrice contenant normalement de l'eau salée a également pu être remplie par de l'eau douce lorsque le niveau à la source était haut ; elle participe maintenant à l'écoulement et a un effet de dilution. La dernière portion théoriquement "étanche" du conduit peut aussi laisser entrer de l'eau douce sous l'effet des fortes différences de charge entre la matrice capacitive et le conduit.

Il aurait été intéressant d'obtenir les résultats du suivi de la salinité de l'eau pendant plusieurs semaines (ou des mois si nécessaire) afin de retrouver la salinité normale attendue et de quantifier l'effet d'emmagasinement de l'aquifère.

Malgré tout, rappelons que ces données ont permis de mettre en évidence que des variations artificielles du niveau de la source pouvaient être simulées par le modèle SWIKAC et permettent ainsi de trouver la profondeur P de la zone d'entrée de l'eau de mer dans le conduit alimentant la source Almyros.

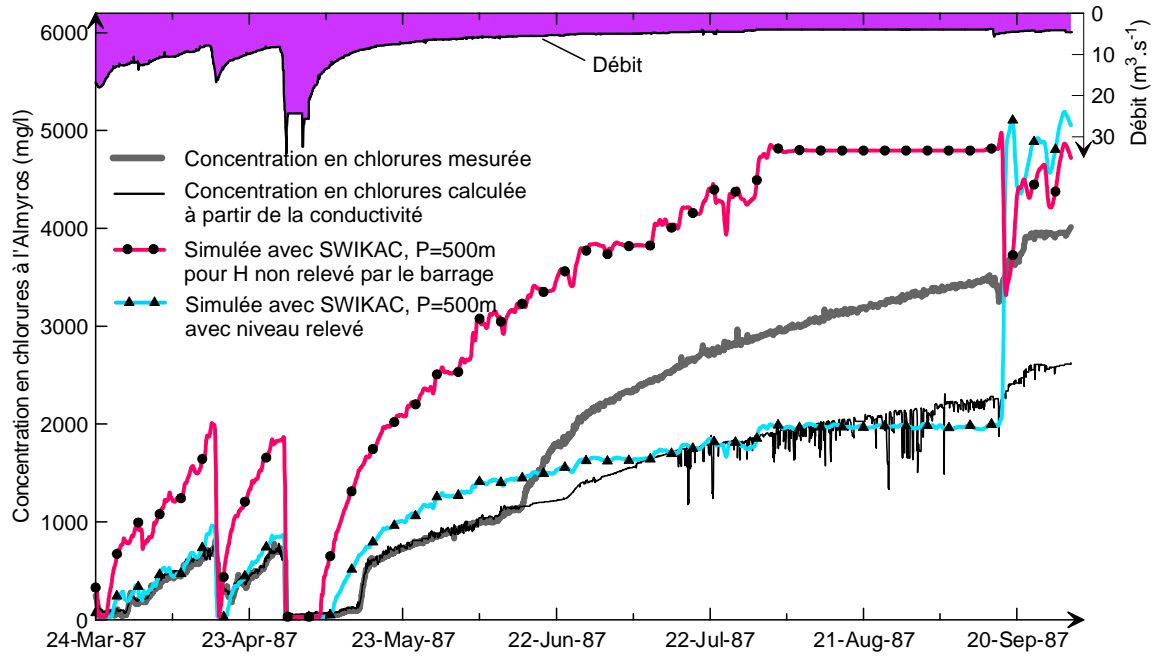


Figure 4.28 : Concentration en chlorures simulée de mars à septembre 1987 pour le niveau de la source Almyros artificiellement relevé et le niveau non relevé

5.4. Diminution de la salinité à la source Almyros par relèvement du plan d'eau

Nous avons montré dans la partie précédente que le relèvement du niveau du plan d'eau à la source Almyros a un effet sur la salinité de l'eau et peut être simulé par le modèle SWIKAC pour une profondeur $P=500$ m. Nous étudions maintenant quel devrait être le niveau de la source Almyros pour que l'eau soit naturellement douce tout ou une partie de l'année en supposant que le fonctionnement du système reste inchangé lors de l'augmentation permanente de la charge à la source, c'est à dire en particulier qu'il n'y a pas de débouillage de fissures ou de conduits par l'augmentation de pression.

5.4.1. Méthode

La simulation est réalisée avec le modèle version SWIKAC_H option 1 (niveau du lac à une hauteur constante "hcst"), pour $P=500$ m. Le modèle SWIKAC_H utilise alors la valeur constante hcst à la place des valeurs de hauteur d'eau à la source mesurées du fichier de données. Chercher la valeur hcst pour avoir de l'eau douce durant une période donnée revient à chercher hcst quand le débit est égal au débit minimum sur la période considérée. La hauteur hcst est trouvée par essai-erreur en utilisant un fichier de données "test" relativement court qui permet ainsi d'effectuer une simulation en quelques minutes. Ensuite, hcst étant déterminé, la simulation est faite sur le fichier de données de la période de mesure. Le fichier "test" a toujours la même structure que tous les fichiers d'entrée mais il contient une valeur constante du débit égale à la valeur minimale de la période étudiée et les valeurs mesurées du niveau du lac et de la concentration en chlorures.

5.4.2. Résultats

Les simulations permettent de déterminer la hauteur du plan d'eau pour obtenir de l'eau douce pendant une période de l'année dans des conditions de fonctionnement du système inchangées. Ces simulations ne prennent pas en compte l'éventuelle diminution de débit engendrée par la montée du plan d'eau. Cette éventuelle variation de débit ne peut d'ailleurs pas être approchée avec le modèle SWIKAC. Une diminution de débit est pourtant à prévoir si l'on se base sur le mécanisme d'expulsion d'eau douce dans la matrice salée que nous avons décrit, mais aussi par l'exemple des tests menés dans l'aquifère côtier des basaltes de l'île de la Réunion à la source du moulin (Combes et Ledoux, 1990). Le chapitre 5 apportera des éléments de discussion complémentaires.

- De l'eau douce toute l'année

Pour obtenir de l'eau douce toute l'année, le niveau du plan d'eau à la source Almyros doit être maintenu à une hauteur minimale de 14,5 mètres.

- De l'eau douce quand le débit est supérieur à $4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

Le cycle 2000-2001 n'a pas été enregistré entièrement et ne sera pas pris en compte. Sur le cycle 1999-2000, le débit a été supérieur à $4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ du 23 décembre 1999 au 1^{er} janvier 2000 puis du 3 janvier au 4 juillet 2000, soit pendant 53% de l'année. La hauteur nécessaire pour obtenir de l'eau douce quand le débit est supérieur à $4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ne change pas de la valeur obtenue quel que soit le débit, elle est égale à 14,5 mètres.

- De l'eau douce quand le débit est supérieur à $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

Sur le cycle 1999-2000, le débit a été supérieur à $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ du 23 au 29 décembre 1999 puis du 3 janvier au 30 avril 2000, soit 34% de l'année. La hauteur nécessaire pour obtenir de l'eau douce quand le débit est supérieur à $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ est égale à 14 mètres.

D'après le modèle SWIKAC, un niveau d'eau à la source supérieur à 14,5 mètres permet donc d'obtenir de l'eau douce à la source Almyros toute l'année. Toutefois, une variation du niveau entre 14,5 et 14 mètres diminue par trois la période de l'année pendant laquelle l'eau sera totalement douce à l'Almyros, avec une concentration maximum atteignant $323 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (Figure 4.29).

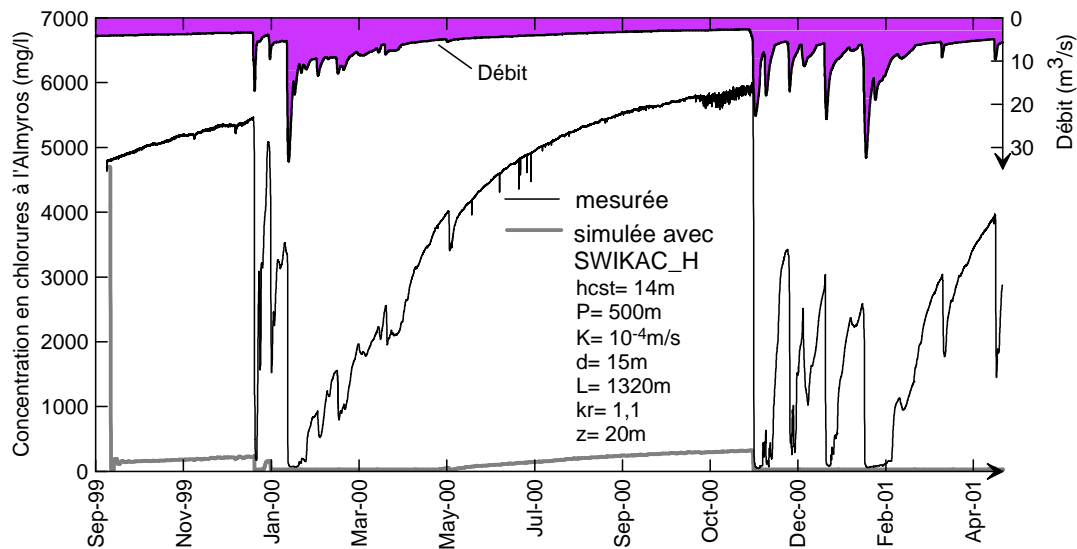


Figure 4.29 : Simulation de la concentration en chlorures à la source Almyros lors d'un relèvement artificiel du niveau du plan d'eau à $hcst= 14 \text{ m}$ durant les cycles 1999-2001

6. Conclusions

Le modèle SWIKAC (Salt-Water Intrusion in Karst Conduits) développé dans le cadre de l'étude des mécanismes de pollution saline de la source de l'Almyros d'Héraklion simule de manière remarquable la concentration en chlorures en fonction des variations de débit et de niveau de la source. Le schéma conceptuel établi à partir des variations spatio-temporelles des paramètres physico-chimiques observés dans le bassin versant et à la source a été ainsi vérifié et affiné. La salinité de l'eau est acquise lors de son écoulement dans les terres dans un conduit karstique à 500 mètres de profondeur sous le niveau de la mer. L'eau de mer, présente naturellement dans la matrice calcaire fissurée entourant le conduit, entre par le jeu des différences de charge entre les deux milieux sur une longueur de conduit limitée, variable entre 120 et 1540 mètres suivant le coefficient de perméabilité de la matrice (10^{-4} à 10^{-3} m.s⁻¹) et le diamètre du conduit (10 à 20 m). Le conduit est caractérisé par un coefficient de rugosité très élevé, allant de 0,85 à 1,1, représentatif d'un conduit au diamètre variable et engendrant de fortes pertes de charge. Le modèle met également en évidence certains phénomènes non pris en compte, telle que l'expulsion d'eau douce à l'extérieur du conduit lors des fortes crues d'eau douce, de débit supérieur à 15 m³.s⁻¹ sur plusieurs jours. L'acquisition de nouvelles séries de données avec un niveau d'eau à la source élevé artificiellement à l'aide du barrage permettrait de confirmer la profondeur de l'entrée d'eau de mer et le fonctionnement inchangé ou non du système karstique lors d'une forte charge permanente à la sortie. Dans le cas d'un fonctionnement inchangé, le modèle permet de prédire la charge nécessaire pour obtenir naturellement de l'eau douce tout au long de l'année à la source Almyros, qui est évaluée, dans l'état actuel des connaissances à 14,5 m.

Le modèle confirme le caractère stable et reproductible des conditions de pression dans l'aquifère en simulant correctement la salinité à la source quelle que soit la période considérée, hormis durant la fin de l'étiage estival. Les différentes versions du modèle n'ont pas permis de discerner les variations de profondeur de la partie "étanche" terminale du conduit karstique. Toutefois, les tests réalisés montrent que d'un point de vue théorique, la période et l'amplitude des oscillations de salinité à la source à la suite d'une crue apportent une information sur le développement spatial du conduit (Figures 4.14 et 4.15).

Chapitre 5

Discussions

Introduction

Le chapitre 5 est une discussion générale sur l'origine du développement du système karstique de l'Almyros d'Héraklion et sur les possibilités d'exploitation d'eau douce à la source Almyros. Les résultats quantitatifs des chapitres 3 et 4 sont rappelés et replacés dans le contexte géologique local de l'île de Crète en Méditerranée. L'effet des variations du niveau d'eau de la source ou de la mer sur le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère est examiné. Puis des propositions d'études complémentaires sont faites pour déterminer la faisabilité d'une exploitation de grandes quantités d'eau douce ou peu saumâtre à la source ou dans le bassin versant.

1. Le développement spatial du conduit karstique

Le conduit karstique qui alimente la source Almyros est un drain majeur noyé, en charge, du système karstique côtier de l'Almyros d'Héraklion. Il a été exploré par plongée spéléologique à partir de la source sur plusieurs centaines de mètres dans la direction du sud et jusqu'à 90 m de profondeur sous le niveau de la mer (Chapitre 2). Sa section dans la zone terminale explorée est de l'ordre de 20 m² (diamètre = 5 m). Les données interprétées précédemment laissent supposer que l'axe de développement du conduit karstique principal dans le bassin versant, est orienté en direction du sud ; il suit la direction générale N-S des failles normales séparant le bassin d'effondrement néogène d'Héraklion et le massif calcaire de l'Ida (également nommé massif du Psiloritis). Plusieurs éléments confirment cette position : (1) la relation hydraulique directe existant entre la source et le forage T19 plus au sud situé à la sortie Est des gorges de Goniès, (2) la réaction de la source par de fortes crues, aux précipitations, en moins de 24 heures, (3) l'augmentation du flux de nitrates en crue liée à la participation à l'écoulement des terres cultivées de la bordure Ouest du bassin néogène entre Tilissos et Agios Mironas (Chapitre 3). De plus, la subsidence du bassin d'Héraklion en contexte extensif favorise généralement l'ouverture des failles et la circulation de fluide dans ces fractures ouvertes.

L'intrusion d'eau de mer dans le conduit a lieu à plusieurs kilomètres de la source. L'évaluation de la distance à laquelle a lieu l'intrusion est fonction de la section du conduit. Un intermédiaire permettant d'obtenir une section et une longueur du conduit plausibles amène à proposer une section de conduit variant entre 175 et 315 m², soit un diamètre variant de 15 à 20 m. La longueur du conduit jusqu'à la zone d'intrusion de l'eau salée varie entre 4500 et 2500 m avec respectivement les diamètres de 15 et 20 m (Chapitre 3). L'eau de mer est naturellement présente en profondeur dans l'aquifère côtier micro-fracturé des calcaires, considéré équivalent à un milieu continu (matrice) de coefficient de perméabilité de l'ordre de 10⁻⁴ à 10⁻³ m.s⁻¹. L'augmentation de la différence de charge entre l'eau de mer et l'eau douce avec la profondeur, du fait de la densité plus élevée de l'eau de mer, entraîne un écoulement de la matrice remplie d'eau salée vers le conduit en charge où circule initialement de l'eau douce. La profondeur de l'intrusion saline dans le conduit est calculée

avec le modèle SWIKAC et estimée entre 450 et 500 m (Chapitre 4). L'eau de mer entre dans le conduit sur une longueur inversement proportionnelle à la perméabilité de la matrice entourant le conduit, variable de 120 à 150 m pour un coefficient de perméabilité de 10^{-3} m.s^{-1} et de 1200 à 1500 m pour un coefficient de perméabilité de 10^{-4} m.s^{-1} .

La source Almyros étant située à environ 1 km de la mer, l'intrusion d'eau de mer dans l'aquifère s'étend du littoral jusqu'à environ 4000 ou 6000 mètres au minimum dans les terres, à une profondeur de 450-500 m sous le niveau de la mer. Cette intrusion d'eau de mer très en avant dans les terres n'a pas de relation avec les pompages qui n'ont été installés qu'au début des années 90 alors que la salinité de la source est du même ordre de grandeur depuis les premiers enregistrements des années 60. La forte intrusion saline mise en évidence à plusieurs kilomètres du littoral est très certainement liée à la présence du conduit karstique de l'Almyros d'Héraklion. Le conduit joue le rôle d'un drain favorisant l'écoulement préférentiel rapide de l'eau douce vers la source au détriment du stockage dans la matrice micro-fracturée de l'aquifère en relation avec la mer (Chapitre 1). Le conduit karstique provoque naturellement la remontée et l'avancée dans les terres du biseau salé d'une manière similaire à l'avancée artificielle de l'intrusion saline sous l'effet d'un pompage excessif d'eau douce dans un aquifère côtier poreux (Chapitre 2).

Le développement d'un conduit karstique en profondeur est lié à un abaissement du niveau de base généralement consécutif à un abaissement du niveau de la mer (Chapitre 1 et 2). La régression Flandrienne en méditerranée n'a pas dépassé 150 à 200 mètres et ne permet donc pas d'expliquer les profondeurs de 500 m observées. La régression Messinienne est une phase d'assèchement de la Méditerranée de plus de 1000 m, suivie de fortes précipitations marquée par des surfaces d'érosion en Crète. Ces conditions sont favorables à la karstification de conduits de gros diamètre tels que celui de l'Almyros d'Héraklion dans sa partie profonde. Il a pu se développer en profondeur au Messinien dans les accidents normaux ayant affecté tout le bâti calcaire. Les dépôts argileux et marneux pliocènes recouvrent maintenant les formations calcaires sous le niveau de la mer et ont pu colmater les exutoires anciens du karst. L'eau sous pression a certainement tardivement adopté son passage actuel qui est de dimension beaucoup plus restreinte dans sa dernière partie connue par plongée depuis la source Almyros d'Héraklion. L'hypothèse du déplacement vertical remontant des blocs karstifiés suite à leur karstification n'a pas pu être étudiée étant donné le peu d'informations disponibles relatives aux mouvements tectoniques fini-pliocènes et quaternaires.

La différence de comportement entre la source Almyros et le sous-aquifère supérieur de Kéri-Tilissos est expliquée par la présence d'un niveau de quartzites et phyllades imperméable entre les calcaires de Tripolitza et du Plattenkalke en profondeur. Ce niveau imperméable crée une barrière hydraulique entre les deux formations calcaires, séparant la nappe libre d'eau douce des calcaires de Tripolitza de Kéri-Tilissos et la nappe captive des calcaires du Plattenkalke sous-jacente où a lieu l'intrusion naturelle d'eau de mer. Ce niveau imperméable n'est certainement pas continu. Des remontées d'eau salée dans la

nappe de Kéri-Tilissos ont lieu et sont accentuées par les pompages. Le conduit alimentant la source Almyros s'enfonce dans les calcaires du Plattenkalke en profondeur, traverse la zone d'intrusion de l'eau de mer dans cet aquifère, puis remonte ensuite certainement à travers la nappe de Tripolitza. La charge dans le conduit reste généralement supérieure à celle de l'aquifère libre de Tripolitza, ce qui limite l'entrée d'eau dans la dernière portion du conduit dont le volume est égal à environ 770 000 m³.

2. Les risques de modification du fonctionnement du système karstique en cas d'exploitation par remontée du niveau d'eau à la source Almyros d'Héraklion

La remontée du niveau d'eau à la source Almyros d'Héraklion a été proposée depuis les années 1970 pour réduire la salinité de l'eau de la source par l'effet d'une surcharge artificielle dans le conduit. La hauteur nécessaire est calculée avec le modèle SWIKAC en supposant que le fonctionnement du système karstique n'est pas modifié lors de la mise en charge du conduit, et en particulier, que le débit n'évolue pas avec l'augmentation du niveau d'eau à la source. Toutefois cette hypothèse est trop simplificatrice et un changement du fonctionnement du système karstique doit être attendu.

L'étude de la décrue des crues d'eau douce montre que, lorsque le débit est fort, de l'eau douce est expulsée en profondeur à l'extérieur du conduit karstique vers la matrice calcaire continue équivalente qui entoure le conduit. La surcharge induite par la remontée du niveau d'eau à la source pour obtenir de l'eau douce est par définition équivalente à celle obtenue naturellement lors des forts débits des crues d'eau douce. La remontée du niveau de la source provoquera donc une perte d'eau douce vers l'extérieur du conduit. Cette perte pourrait être totale et la source pourrait tarir si la matrice calcaire est suffisamment perméable pour permettre l'écoulement de l'eau en surcharge. La perte sera plus certainement partielle et entraînera une diminution du débit dans le conduit. Il est possible que toute la longueur de la zone d'intrusion saline dans le conduit ne soit pas en surcharge, ce qui entraînerait alors une intrusion plus forte d'eau salée dans le conduit du fait de la diminution du débit d'eau douce. Le niveau d'eau de la source nécessaire, calculé par SWIKAC, sera dans ce dernier cas sous-estimé. Cette solution d'exploitation sera donc intéressante si la diminution de la salinité par l'augmentation de la charge à la sortie compense l'augmentation de la salinité suite à la diminution du débit dans le conduit.

Un deuxième phénomène pourrait modifier le fonctionnement du système karstique. Actuellement, le débit d'eau de mer entrant dans le conduit varie de 0 à 25% du débit total. Cette eau de mer limite l'écoulement de l'eau douce et en quelque sorte "réduit" la section de la conduite disponible pour l'eau douce (même si l'eau douce et l'eau salée sont mélangées). Lorsque le niveau d'eau aura été remonté à la source, un nouvel équilibre se mettra en place entre la nappe d'eau douce et son exutoire à la source Almyros. Si l'eau de mer ne participe plus à l'écoulement dans le conduit, l'eau douce de l'aquifère aura tendance à être drainée plus rapidement. L'eau stockée dans l'aquifère rejoindra plus facilement la source. Le stockage dans la zone noyée se réduira certainement et le débit à l'étiage sera plus faible car l'eau se sera déjà écoulée en période de hautes-eaux.

La remontée du niveau d'eau à la source aura également pour conséquence de faire remonter le niveau d'eau de la zone noyée dans l'ensemble de l'aquifère. Cette remontée pourrait remettre en fonctionnement d'anciennes galeries karstiques situées actuellement au-dessus du niveau de la nappe. La remontée du niveau d'eau engendrera une surcharge qui pourrait aussi décolmater d'anciens exutoires sous-marins. La perte d'eau vers un réseau de conduits différent de celui de la source Almyros ou par un nouvel exutoire est donc possible.

Il s'avère indispensable de réaliser des tests préalables de réaction de la source Almyros à l'aide du barrage existant avant de proposer la surélévation du niveau de la source à 14,5 m comme obtenu par modélisation avec SWIKAC. Des propositions d'études complémentaires à la source et dans le bassin versant allant dans ce sens sont données dans la suite de ce chapitre.

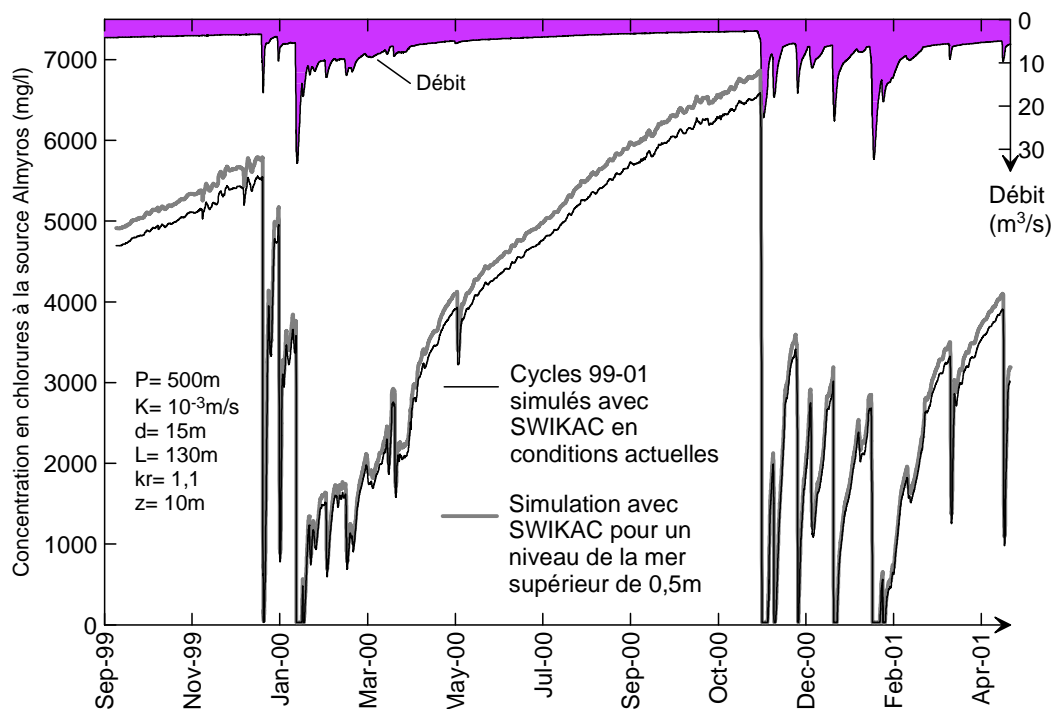


Figure 5.1 : Concentration en chlorures simulée de sept.1999 à avril 2001 avec le modèle SWIKAC en conditions actuelles et avec un niveau de la mer supérieur de 0,5 m

3. L'effet de la montée du niveau de la mer

Les preuves d'un réchauffement climatique de la planète restent encore très controversées. D'après le rapport de synthèse 2001 de l'IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) approuvé lors des 18^{ème} rencontres de l'IPCC du 24 au 29 septembre 2001 à Wembley, UK, (IPCC 2001), une augmentation moyenne du niveau de la mer est attendue, de 0,09 à 0,88 m entre les années 1990 et 2100. Le scénario d'une augmentation du niveau de la mer de 0,5 m a été simulé avec le modèle SWIKAC. L'hypothèse est faite d'un comportement du système karstique identique à celui actuel.

La figure 5.1 (page précédente) donne le résultat de la simulation avec SWIKAC pour une profondeur du conduit karstique de 500 m et un diamètre de 15 m, dans le cas d'une remontée du niveau de la mer de 0,5 m en comparaison avec une simulation dans les conditions actuelles. La différence d'altitude de la mer influence peu la salinité durant les périodes de hautes-eaux. Les courbes de salinité simulées sont proches en hiver. A l'étiage, la salinité calculée pour un niveau marin plus élevé est supérieure à celle calculée dans les conditions actuelles, la différence augmentant au cours de l'étiage jusqu'à l'arrivée des crues hivernales du cycle suivant. La différence entre la salinité actuelle et celle pour un niveau de la mer plus élevé de 0,5 m n'excède pas 960 mg.l⁻¹, soit un enrichissement au maximum de 16% par rapport à la concentration actuelle. Cette augmentation de la salinité compliquera le problème de l'exploitation d'eau douce à la source Almyros d'Héraklion. Elle pourrait cependant être combattue par une remontée quasi-équivalente du niveau de la source.

4. Propositions d'études complémentaires pour l'exploitation d'eau douce

Outre l'objectif scientifique de compréhension et de modélisation des écoulements dans un karst côtier, cette thèse de doctorat vise un second objectif plus appliqué, d'ordre économique et social. La région d'Héraklion (Crète) manque d'eau potable et recherche une nouvelle ressource d'eau douce exploitable à proximité du périmètre urbain. La source Almyros d'Héraklion constituerait la solution si elle n'était pas polluée par l'eau de mer en profondeur, étant donné le volume d'eau annuel débité à la source dépassant plus de dix fois la demande de la région. L'exploitation du système karstique a déjà lieu par pompage sur la bordure Est du bassin versant d'alimentation mais la compartimentation de ce système et la proximité de la mer limitent les quantités d'eau douce exploitables, sans commune mesure avec le débit de la source Almyros.

Au cours de ce travail, le fonctionnement du système karstique a été décrit, le mécanisme de salinisation de l'eau expliqué et le développement spatial du conduit alimentant la source Almyros quantifié. Des études complémentaires seront nécessaires pour :

- situer plus précisément la position du conduit principal alimentant la source Almyros d'Héraklion dans le bassin versant ;
- vérifier l'effet de la remontée du niveau de la source par un barrage sur la salinité de l'eau et le débit de la source ;
- déterminer les risques de pollution accidentelle de l'aquifère karstique vulnérable.

4.1. Variations contrôlées du niveau de la source Almyros

Le barrage existant à la source Almyros d'Héraklion permettrait de réaliser des expériences de variations du niveau de la source et d'observer leurs répercussions sur la source et sur les forages du bassin versant. Le barrage a été conçu pour faire varier le niveau d'eau de 3 à 10 m au-dessus du niveau de la mer. Des périodes d'une semaine à dix jours à différents niveaux constants, par paliers montants ou descendants, sont proposées. Chaque période se termine par un retour à l'état initial. Les expériences seront menées préférentiellement à la fin de la période de hautes eaux lorsque la source est en décrue vers le mois d'avril, et à la fin de l'étiage au mois de novembre. Les variations du niveau d'eau seront associées à un suivi en continu des paramètres suivants à la source et dans des forages.

- Le suivi précis du débit de la source durant toute l'expérience renseignera sur la capacité d'emmagasinement et le déstockage de l'eau de l'aquifère. Des pertes de débit pourront éventuellement être mises en évidence.

- Le suivi de la salinité et de la température à un pas de temps de 5 à 15 minutes, à l'aide des appareils de mesure actuellement en place, permettra de détecter précisément l'influence de l'augmentation du niveau d'eau à la source sur la valeur de la salinité et de la température de l'eau. Chaque variation du niveau de la source étant comparable à une crue, le volume d'eau écoulé entre le début de la montée du niveau de la source et le début de la diminution de salinité devrait être de l'ordre de $770\,000\text{ m}^3$. Ce même volume devrait également être observé lors de la chute du niveau d'eau. Les résultats pourront être simulés avec le modèle SWIKAC et la profondeur de l'intrusion saline dans le conduit sera affinée. Le stockage puis le déstockage d'eau douce à l'extérieur du conduit dans la matrice calcaire remplie d'eau salée sera quantifié à l'aide du modèle SWIKAC.
- Le niveau piézométrique de plusieurs forages sera simultanément enregistré en continu, ou mesuré manuellement à intervalles de temps courts inférieurs à l'heure. Les forages devront être au repos (non exploités) depuis un temps suffisamment long pour qu'un niveau statique stable ait été atteint. Trois forages seront suivis en priorité : le forage d'eau douce T19 à la sortie Est des gorges de Goniès, le forage d'eau douce T21 sur le plateau de Tilissos et le forage d'eau salée T15 à proximité du T21. D'autres forages sur le massif de Kéri et à Kroussonas pourront également être suivis. Une relation hydraulique éventuelle avec la source Almyros sera ainsi mise en évidence. Le temps d'arrivée de l'onde de pression aux forages et l'amortissement de la variation de hauteur d'eau depuis la source donnera les caractéristiques hydrodynamiques des formations traversées. La position éventuelle du conduit de la source Almyros d'Héraklion à proximité d'un des forages sera immédiatement détectée.

4.2. Variations naturelles de niveau d'eau

Le suivi piézométrique des forages T19, T15 et T21 (non exploités) simultanément avec le suivi du niveau d'eau de la source Almyros en conditions naturelles (sans expérience avec le barrage) et en période de hautes-eaux donnera une image de la propagation des ondes de crues. Le fonctionnement hydrodynamique du système karstique pourra être étudié plus finement sur la base de ces données.

4.3. Traçages artificiels

De nouveaux traçages artificiels sont proposés pour préciser les limites du bassin versant d'alimentation et calculer des temps de transfert de matière à partir de différents points, avec un suivi à la source Almyros :

- les limites Nord pourront être confirmées par un nouveau traçage à Xonos ;
- des injections dans les forages T19, T21 ou T15 compléteront les données acquises par les observations comparées des variations de niveau à la source et dans les forages.

4.4. Géophysique

L'utilisation des méthodes géophysiques électriques, électromagnétiques, gravimétriques ou radar est limitée à la détection de structures conductrices à faibles profondeurs, comprises entre quelques mètres et une centaine de mètres de profondeur suivant les méthodes utilisées. Le conduit karstique majeur de l'Almyros d'Héraklion constituerait une structure remarquable par le contraste de conductivité qui existe entre ce conduit rempli d'eau douce et la matrice calcaire qui l'entoure remplie d'eau de mer. Cependant, sa position envisagée vers 500 m sous le niveau de la mer (soit 700 m sous la surface du sol vers Tilissos qui est à l'altitude 200 m) est trop profonde pour pouvoir le détecter par les méthodes classiques. Des techniques alternatives ou nouvelles pourraient être testées ou développées sur le système karstique de l'Almyros riche en points d'eau d'observation grâce aux nombreux forages existants, telle que la mise à la masse en faisant circuler un courant électrique entre la source et un forage en relation hydraulique directe comme le forage T19.

Conclusion

Conclusion

L'approvisionnement en eau potable de nombreuses régions du pourtour méditerranéen nécessite l'exploitation des aquifères carbonatés karstiques côtiers. La ressource en eau de ce type d'aquifère est très vulnérable aux pollutions anthropiques en surface, mais également à la pollution saline naturelle par l'intrusion d'eau de mer dans l'aquifère en profondeur. Les karsts côtiers, comme tous les aquifères karstiques, sont caractérisés par des écoulements hétérogènes qui influencent d'une part le débit aux exutoires et d'autre part le phénomène d'intrusion saline. Cette thèse de doctorat montre comment identifier et quantifier l'avancée naturelle de l'intrusion saline en profondeur par l'étude d'une source saumâtre aérienne, et présente les mécanismes de salinisation du système karstique côtier de l'Almyros d'Héraklion, en Crète. La salinisation de l'eau douce de l'Almyros d'Héraklion a lieu lors de son écoulement dans un conduit karstique en-dessous du niveau de la mer traversant la matrice fracturée des calcaires saturée en eau de mer.

La matrice fracturée des calcaires est le lieu d'une intrusion saline diffuse, aux faibles variations temporelles de salinité, comparables à celles d'un milieu continu. Cette salinité peut être localement très hétérogène au niveau de zones de conduits karstiques majeurs quand ils permettent l'écoulement d'eau douce à fort contraste de densité avec l'eau salée de la matrice traversée. La différence de charge entre les conduits et la matrice en relation avec la mer régule les échanges du conduit vers la matrice et de la matrice vers le conduit.

Dans le système karstique de l'Almyros d'Héraklion, le réservoir principal situé au sud de Tilissos stocke l'eau douce précipitée sur les montagnes de l'Ida qui est ensuite polluée en sel lors de son transit vers la source le long d'un conduit karstique majeur. L'eau saumâtre issue du mélange de l'eau douce avec l'eau de mer entrant dans le conduit est ensuite rapidement transportée loin de la zone d'intrusion saline jusqu'à la source. La source devient alors le lieu d'observation privilégié des échanges du réseau de conduits dont elle est l'exutoire direct, mais n'est pas représentative des processus se déroulant dans la zone située dans son périmètre immédiat, puisque la salinisation se produit loin à l'intérieur des terres.

Pour pouvoir étudier ces mécanismes de salinisation, nous avons développé un modèle numérique original d'écoulements turbulent au sein d'un conduit karstique, dans lequel des échanges de fluides doux ou salés ont lieu avec la matrice calcaire qui l'entoure. Ce modèle s'est inspiré de modèles plus simples ne considérant qu'un seul fluide, et nécessite le calage de peu de paramètres, qui ont tous une réalité physique en relation avec les propriétés hydrogéologiques de l'aquifère étudié. Ce modèle numérique, dénommé SWIKAC, permet de caractériser la zone d'intrusion de l'eau de mer dans le conduit : elle est située à environ 500 m de profondeur sous le niveau de la mer, longue de 120 à 150 m si le coefficient de perméabilité de la matrice entourant le conduit est de 10^{-3} m.s^{-1} , ou d'une longueur de 1200 à 1500 m pour une matrice de perméabilité égale à 10^{-4} m.s^{-1} . Cette intrusion dans le conduit a lieu au sud de la source, à plus de 4500 m de la source si l'on considère un conduit de diamètre moyen égal à 15 m, et à 2500 m pour un conduit de

diamètre moyen égal à 20 m. La zone d'intrusion saline dans l'aquifère continu du calcaire (matrice) s'étend, à 500 m de profondeur, à plus de 4 à 6 kilomètres de la côte. Seuls le développement et le calage d'un tel modèle ont permis d'obtenir des renseignements aussi précis sur les caractéristiques de la source Almyros, que l'observation simple des débits et salinités n'aurait pas permis de mettre en évidence.

Outre la connaissance du site étudié, c'est aussi une méthode d'étude des sources salées karstiques qui est proposée dans ce travail, et illustrée par l'exemple de l'Almyros d'Héraklion. L'étude est divisée en deux phases regroupant six étapes successives.

Phase d'interprétation des variations spatio-temporelles de salinité dans l'aquifère karstique côtier et à la source saumâtre :

- 1- Le système karstique côtier est différencié suivant les variations globales de la salinité de la source saumâtre en fonction du débit, qui peuvent être, selon la littérature, soit : (a) proportionnelles au débit (effet Venturi), ou (b) inversement proportionnelles au débit (cas de la source Almyros d'Héraklion).
- 2- L'origine de l'eau douce et de la salinité est établie ; un schéma de fonctionnement général du système karstique côtier est proposé.
- 3- Les déphasages temporels entre les variations de débit et de salinité sont étudiés pour chacune des crues à la source. Ils renseignent sur l'éloignement de la zone d'intrusion saline à la source et sur l'arrivée intermédiaire d'eau venant diluer l'arrivée principale.
- 4- Le flux de sel est étudié en tenant compte des déphasages entre la salinité et le débit. Il rend compte des phénomènes de dilution et permet d'individualiser les phénomènes particuliers des tendances générales.

Ce sont par exemple, à la source Almyros d'Héraklion : (1) l'expulsion d'eau douce à l'extérieur du conduit dans la matrice remplie d'eau salée lors des fortes crues, (2) des oscillations de salinité à la source en décrue, retrouvées partiellement par les différentes versions du modèle SWIKAC, et expliquées comme pouvant être liées au développement spatial du conduit karstique ou à l'arrivée d'eau supplémentaire venant diluer, et (3) la diminution du flux de sel en fin d'étiage.

Modélisation numérique et prévisions :

- 5- Les hypothèses de fonctionnement sont validées et l'estimation quantitative des paramètres physiques décrivant le conduit karstique et la matrice est réalisée à l'aide du modèle numérique.
- 6- Simulations de scénarios :

Le modèle SWIKAC permet de calculer par exemple la charge qu'il faudrait maintenir à la source, par remontée du niveau du plan d'eau par un barrage, pour obtenir naturellement de l'eau douce, sous l'effet de cette augmentation de charge dans des conditions théoriques de fonctionnement du système karstique supposées non modifiées.

Conclusion

Ce travail a permis d'établir le fonctionnement hydrodynamique du système karstique côtier de l'Almyros d'Héraklion et de proposer une explication du mécanisme de salinisation de l'eau de la source. Des études complémentaires seront cependant nécessaires pour préciser la position du conduit principal alimentant la source Almyros d'Héraklion dans le bassin versant afin d'envisager une méthode d'exploitation par pompage direct dans le conduit. L'effet d'une remontée du niveau du plan d'eau de la source pourra également être testé à l'aide du barrage existant pour vérifier et affiner les résultats obtenus avec le modèle SWIKAC. Ces résultats futurs permettront d'adopter une méthode optimale d'exploitation à la source ou dans le bassin versant assurant une gestion adaptée de la qualité et de la quantité. Le contre-exemple de l'augmentation rapide, hétérogène et irréversible de la salinité de l'eau, dans les forages situés entre la source Almyros et jusqu'à 5 km dans les terres, montre la nécessité d'une exploitation précautionneuse et réfléchie des aquifères côtiers.

Conclusion

Références bibliographiques

- [1] Angelier J. (1979) Néotectonique de l'Arc Egéen. Soc. Geol. du Nord. Publication No 3, 417p.
- [2] Angelier J., Lymberis N., Le Pichon X., Barrier E., Huchon P. (1982) The tectonic development of the Hellenic arc and sea of Crete: A synthesis. *Tectonophysics*, 86, pp.159-196
- [3] Angelini P. & Dragoni W. (1997) The problem of modeling limestone springs : the case of Bagnara (north apennines, Italy). *Ground water*, vol.35, n°4, p.612-618
- [4] Annable W.K., Sudicky E.A. (1999) On predicting contaminant transport in carbonate terrains: behavior and prediction. In *Karst Modeling*, Karst Waters Institute Special Publication 5, Proc. Symp. Feb. 24-27 1999 Virginia, Palmer A.N., Palmer M.V., Sasowsky I.D eds. pp.133-145
- [5] Arfib B., de Marsily G., Ganoulis J. (2000) Freshwater-saltwater motion in a coastal karstic aquifer - The case of the Almyros of Heraklio, Crete, Greece. *Proceedings of the first int. Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers (SWICA M3)*, 23-25 apr. 2001, Essaouira- Maroc, Theme Case Study, 5 p.
- [6] Arfib B., de Marsily G., Ganoulis J. (2000) Pollution by seawater intrusion into a karst system: New research in the case of the Almyros source (Heraklio, Crete, Greece). *Acta Carsologica*, Vol.29, No1,1, pp.15-31
- [7] Bajracharya K. and Barry D.A. (1992) Mixing cell models for nonlinear nonequilibrium single species adsorption and transport. *Water Resources Research*, Vol.29, NO.5, pp.1405-1413
- [8] Bajracharya K. and Barry D.A. (1993) Mixing cell models for nonlinear equilibrium single species adsorption and transport. *Journal of Contaminant Hydrology*, 12, pp.227-243
- [9] Bajracharya K., Barry D.A. (1994) Note on common mixing cell models. *Journal of Hydrology*, 153, pp.189-214
- [10] Bakalowicz M. (1979) Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles, Université P. & M. Curie, 269p.
- [11] Bakalowicz M. (1980) Un précieux informateur hydrogéologique : le système chimique CO₂ - H₂O - Carbonate. Cristallisation, déformation, dissolution des Carbonates - Colloque Soc. Géol. Fr., Bordeaux nov. 1980, pp.11-23
- [12] Bakalowicz M. (1994) Water Geochemistry : Water quality and Dynamics. In *Groundwater Ecology*, pp.97-127
- [13] Bakalowicz M. (1998) Gestion et analyse des données hydrochimiques, Montpellier, oct.98, 20p.
- [14] Barbaud R. (1996) L'Almyros d'Heraklion, Crète, Grèce, Utilisation des analyses corrélatrices et spectrales. Maîtrise de Sciences de la Terre – Univ. Paris 6, Lab. Sout. CNRS Moulis, 50p.
- [15] Bauer S., Birk S., Liedl R., Sauter M. (1999) Solutionally enhanced leakage rates of dams in karst regions. In *Karst Modeling*, Karst Waters Institute Special Publication 5, Proc. Symp. Feb. 24-27 1999 Virginia, Palmer A.N., Palmer M.V., Sasowsky I.D eds. pp.158-162
- [16] Bauer S., Liedl R. and Sauter M. (2000) Modelling of karst development considering conduit-matrix exchange flow. *ModelCARE 99 Int. Conf. on Calibration and Reliability in groundwater modelling*. pp.29-34
- [17] Bear J. (1988) *Dynamics of fluids in porous media*. Dover pub. 764p.
- [18] Bear J. and Dagan G. (1964a) Some exact solutions of interface problems by means of the hydrograph method. *J. Geophys. Res.*, 69(8), pp.1563-1572
- [19] Bear J. and Dagan G. (1964b) Moving interface in coastal aquifers. *J.Hydraul. Div., Proc. ASCE*, 90 (HY4), pp.193-216
- [20] Bear J., Cheng A. H-D., Sorek S., Herrera I. and Ouazar D. Eds (1999) *Seawater intrusion in coastal aquifers*. Pub Kluwer Academic Publishers
- [21] Bear J., Tsang C-F., Marsily de Gh. (1993) *Flow and contaminant transport in fractured rock*. Academic press, 560p.
- [22] Benderitter Y., Roy B., Tabbagh A. (1993) Flow characterization through heat transfer evidence in a carbonate fractured medium: First approach. *Water resources research*, Vol. 29. No.11, pp.3741-3747
- [23] Bezes C. (1994) Nouvelles données sur le mécanisme de salinisation de la source karstique de l'Almyros d'Heraklion. 2ème congrès d'hydrogéologie grec, Patras. Tome A, pp.155-171 (en grec)
- [24] Bezes C., Joseph C. (1983) Explication de la relation débit/niveau de la mer, d'une émergence karstique littorale par corrélation multiple avec la surface piézométrique, source d'Almyros Agios Nikolaos (Crète, Grèce). *Karstologia*, 2, pp.41-44
- [25] Bezes Ch. (1976) Contribution à la modélisation des systèmes aquifères karstiques; Etablissement du modèle BEMER, son application à quatre systèmes karstiques du midi de la France. Thèse de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier 2. CERGA, tome X, Fasc. I-II, 135p. + annexes

Références bibliographiques

- [26] Birk S., Liedl R., Sauter M. (1999): Characterization of gypsum aquifers using a coupled continuum-pipe flow model.- Proc. Int. Conf. on Calibration and Reliability in Groundwater Modelling - ModelCARE99, Vol. I, 95-100.
- [27] Blavoux B., Mudry J., Puig J.M. (1992) Bilan, fonctionnement et protection du système karstique de la Fontaine de Vaucluse (sud-est de la France). *Geodinamica Acta*, 1991/1992, 5, 3, pp.153-172
- [28] Bobba A.G. (1993a) Field validation of 'Sutra' groundwater flow model to Lambton County, Ontario, Canada. *Water Resources Management*, 7, pp.289-310
- [29] Bobba A.G. (1993b) Mathematical models for Saltwater Intrusion in Coastal Aquifers. *Water resources Management*, 7, pp.3-37
- [30] Bonacci O., Bonacci T.R. (1997) Seawater intrusion in coastal karst springs: example of Blaz Spring (Croatia). *Hydrological Sciences Journal*, 42(1), pp.89-100
- [31] Bonneau M. (1976) Esquisse structurale de la Crète alpine. *Bull. Soc. géol. France*, 7(2), t.XVIII, pp.351-353
- [32] Bonneau M., Angelier J., Epting M., Auboin J. (1977) Réunion de la Société géologique de France en Crète. *Bull. Soc. Géol. France*, 7(1), t.XIX, pp.87-102
- [33] Breznik M. & Ré R. (1968) Les problèmes des sources d'Almyros - Iraklion. Note technique n°2 FAO, document provisoire, 114p.
- [34] Breznik M. (1973) The origin of the brackish karstic springs and their development. *Geologija, Razprave in poročila*, 16.knjiga, Ljubljana, 183p.
- [35] Breznik M. (1978) Mechanism and development of the brackish karstic spring Almyros Irakliou. *Annales géologiques des pays helléniques*, 29, pp.29-46
- [36] Breznik M. (1988) Development of Brackish karstic spring Almyros in Greece. *Geologija*, 31-32, pp.555-576
- [37] Breznik M. (1998) Storage Reservoir and Deep Wells in Karst Regions. A. A. Balkema/Rotterdam/Brookfield, 251p.
- [38] Buckley, S.E. and Leverett, M.C. (1942) Mechanisms of Fluid Displacement in Sands. *Transactions American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, 146, pp.107-116.
- [39] Calvache M. L., Pulido-Bosch A. (1994) Modeling the effects of salt-water intrusion dynamics for a coastal karstified block connected to a detrital aquifer. *Groundwater*, Vol.32, No5, pp.767-777
- [40] Chadwick A., Morfett J. (1998) *Hydraulics in civil and environmental engineering*. 3rd ed., E & FN SPON ed., 600p.
- [41] Charmonman S. (1965) A solution of pattern of fresh water flow in an unconfined coastal aquifer. *J. Geophys. Res.* 70, pp.2813-2819
- [42] Cheng A., Halhal D., Naji A., Ouazar D. (2000) Pumping optimization in saltwater-intruded coastal aquifers. *WWR*, Vol.36, NO.8, pp.2155-2165
- [43] Clauzon G., Suc J-P., Gautier F., Berger A., Loutre M-F. (1996) Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved?. *Geology*, v.24 no.4, pp.363-366
- [44] Clemens T., Hückinghaus D., Sauter M., Liedl R., Teutsch G. (1996) A combined continuum and discrete network reactive transport model for the simulation of karst development. *ModelCare 96, Calibration and Reliability in Groundwater Modelling*, Kovar K. & Van der Heijde P. eds. IAHS pub. no.237, pp.309-318
- [45] Clemens T., Hückinghaus D., Sauter M., Liedl R., Teutsch G. (1998) Simulation of the evolution of maze caves. In *Modelling in karst systems*. *Bulletin d'Hydrogéologie du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel*, no 16, pp.201-209
- [46] Combes P., Ledoux E. (1990) Hydrogéologie de l'étang de St Paul – Expérience de mise en charge de la source du Moulin. *Rapport ARMINE*. 19p.
- [47] Cooper H.H. (1959) A hypothesis concerning the dynamic balance of freshwater and saltwater in a coastal aquifer. *J. Geophys. Res.*, 64, pp.461-467
- [48] Cotecchia V., Fidelibus M.D., Tulipano L. (1986) Phenomenologies connected with the variation of equilibria between fresh and salt water in the coastal karst carbonate aquifer of the Salento Peninsula (Southern Italy). *Proc. of 9th Salt water intrusion meeting, Delf (The Nederland)*, pp.19-27
- [49] Cravero M., Fidelibus C. (1999) A code for scaled flow simulations on generated fracture networks. *Short note. Computers and Geosciences*, 25, pp.191-195
- [50] Creutzburg N., Papastamatiou J., Sannemann W., Seidel E., Tataris A. (1977) General geological map of Greece, Crete island, scale 1:200.000. IGMR publication.
- [51] Crochet Ph., Marsaud B. (1996) Approches conceptuelles de l'aquifère karstique – Problèmes méthodologiques et d'exploitation. *Séminaire National "pour une gestion active des ressources en eau d'origine karstique, Montpellier*, pp.122-146

Références bibliographiques

- [52] Dagan G. and Bear J. (1968) Solving the problem of local interface upconing in a coastal aquifer by the method of small perturbations. *J. Hydraul. Res.*, 6(1), pp.15-44
- [53] Dansgaard W. (1964) Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16, pp.436-468
- [54] Dassargues A. & Brouyère S. (1997a) Are deterministic models helpful to delineate groundwater protection zones in karstic aquifers?. in *Karst water & environmental impacts*, Günay & Johnson eds, Balkema, pp.109-117
- [55] Daum J.R (1996) Methodes et moyens de controle des biseaux salés dans les aquifères littoraux. Rap. BRGM R38847, with the collaboration of Bakalowicz M., Chery L. & Longin G., 77p.
- [56] Davis S.N., Whittemore D.O., Fabryka-Martin J. (1998) Uses of chloride/bromide ratios in studies of potable water. *Ground water*, 36(2), pp.338-350
- [57] Delle Rose M., Federico A., Fidelibus C. (2000) A computer simulation of groundwater salinization risk in Salento peninsula (Italy). *Proc. Risk analysis 2000*, Bologna, Italy. 10p.
- [58] Delrieu B., Rouchy J.M., Foucault A. (1993) La surface d'érosion finimessinienne en Crète centrale (Grèce) et sur le pourtour méditerranéen : rapports avec la crise de salinité méditerranéenne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.316, Série II, pp.527-533
- [59] Dermissis V. (1993) On the arrested saline and thermal wedges. *Proc. Int. Conference on Hydroscience and Engineering*, Washington DC, pp.281-289
- [60] Dershowitz W. S., Fidelibus C. (1999) Derivation of equivalent pipe network analogues for three-dimensional discrete fracture networks by the boundary element method. *Water Resources Research*, Vol. 35, No.39, pp.2685-2691
- [61] Diersch H.J. (1988) Finite Element Modeling of Recirculating Density - Driven Saltwater Intrusion Processes in Groundwater. *Advances in Water Resources*, 11, pp.25-43
- [62] Dietrich G. & Ré R. (1972a) Study of the Almyros spring of Iraklion, Technical report n°3, UNDP – FAO – GRE/31
- [63] Drogue C. (1969) Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques d'après l'exemple de quelques karsts périméditerranéens. Thèse de Doctorat en Sciences Naturelles, Univ. Montpellier, 482 p.
- [64] Dubois J.D. (1991) Typologie des aquifères du cristallin : exemple des massifs des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc (France, Italie, Suisse). Thèse de 3ème cycle, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 324p.
- [65] Dzikowski M., Nicoud G., Arfib B., Paillet A. & Rovera G. (1996) Un aquifère gypseux de haute montagne : Mesures physico-chimiques et traçage dans la vallée de Gébroulaz (Vanoise). *Karstologia* n°28, pp 19-24
- [66] FAO (1972) Etude de la source d'Almyros d'Heraklion - Données techniques pour la construction du barrage. AGL:SF/GRE 31. ElectroWatt Engineering Services LTD Zurich. (In greek)
- [67] Fassoulas C. (1999) The structural evolution of the central Crete: insight into the tectonic evolution of the south Aegean (Greece). *Journal of Geodynamics* 27, pp.23-43
- [68] Fassoulas C. (2001) The tectonic development of a Neogene basin at the leading edge of the active European margin: the Heraklion basin, Crete, Greece. *Journal of Geodynamics*. Vol.31, no1, pp.49-70
- [69] Fassoulas C. G. (1995) Kinematics and deformation of the nappes in central Crete, Greece. Ph.D. thesis, Aristotle Univ. Thessaloniki, 259p. (in Greek)
- [70] Fassoulas C. G. (2000) Field guide to the geology of Crete. Natural History Museum of Crete, Publ., 104p.
- [71] 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). IAH, Hydrogeology of saltwater intrusion, a selection of SWIM papers, vol.11, pp.317-327
- [72] Field M. (1999) Quantitative analysis of tracer breakthrough curves from tracing tests in karst aquifers. In *Karst Modeling*, Karst Waters Institute Special Publication 5, Proc. Symp. Feb. 24-27 1999 Virginia, Palmer A.N., Palmer M.V., Sasowsky I.D eds. pp.163-171
- [73] Field M. (1999) The QTRACER Program for Tracer-Breakthrough curve analysis for karst and fractured-rock aquifer. U.S. Environmental Protection Agency/600/R-98/156a, 137p.
- [74] Fielitz K. (1982) Results of temperature logging and other borehole measurements in karst aquifers of Greece. Project: Groundwater Technology. IGME/BGR Hannover, no 10811/83, 20p
- [75] Fischer H.B., List E.J., Robert C.Y.K., Imberger J., Norman H.B. (1979) *Mixing in inland and coastal waters*. Academic Press. 483p.
- [76] Freeze R. A., Cherry J. A. (1979) *Groundwater*. Prentice Hall, 604p.
- [77] Frind E.O. (1982a) Simulation of long-term transient density-dependent transport in groundwater. *Adv. Water Resour.*, 5, pp.73-88

Références bibliographiques

- [78] Frind E.O. (1982b) Seawater intrusion in continuous coastal aquifer aquitard system. *Adv. Water Resour.*, 5, pp.89-97
- [79] Gaillard O. (2001) Caractérisation in situ des réservoirs en roches massives fracturées : écoulement, transport et acidification des eaux – Site expérimental de Gandouin (Morbihan, France). Thèse de doctorat de l'Université de Poitiers. 203p.
- [80] Galeati G., Gambolati G., Neuman S.P. (1992) Coupled and partially coupled Eulerian-Lagrangian model of freshwater-saltwater mixing. *Water Resources Research*, 28(1), pp.149-165
- [81] Georgopoulos D., Chronis G., Zervakis V., Lykousis V., Poulos S., Iona A. (2000) Hydrology and circulation in the southern Cretan Sea during the CINS experiment (May 1994 - September 1995). *Progress in oceanography*, special issue Pelagic Benthic coupling in the cretan sea, A, Tselepidis and T. Palychronaki (eds).
- [82] Gersar/O.CAN (1991d) Reconnaissance dans le karst alimentant l'Almyros d'Heraklion. *Compte rendu de mission Oct. 1991*
- [83] Gersar/Scp - Barbier J.L., Therond R. (1989) Source d'Almyros d'Heraklion Crete - Reconnaissances par plongées. *Rapport général 1989*, 44p.
- [84] Gersar/Scp - Barbier J.L. (1988) Surélévation du barrage et mise en valeur des sources d'Almyros à Heraklion Crete. *Rapport hydrogéologique d'avant projet 1988*, 29p.
- [85] Gersar/Scp - Barbier J.L. (1992b) L'Almyros d'Heraklion. *Rapport général de synthèse*, 65p.
- [86] Gersar/Scp - R. Therond (1991b) Recherches sur le système karstique qui alimente la source de l'Almyros d'Heraklion - Mission complémentaire du 13 au 27/04/91 par R. Therond assisté par H. Paloc. *Compte rendu de mission 1991*, 33p.
- [87] Gersar/Scp - Therond R. (1991a) Recherches sur le système karstique qui alimente la source de l'Almyros d'Heraklion - Mission du 27/10/90 au 21/11/90 par R. Therond assisté par Mme Besson et H. Paloc. *Compte rendu de mission 1991*, 41p.
- [88] Ghyben B.W. (1889) Nota in verband met de voorgenomen put boring nabij Amsterdam (Note on the probable results of the proposed well drilling near Amsterdam). *K. Inst. Ing. Tijdschr.*, The Hague, 21
- [89] Gilli E. (1999) Détection de 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) pp.109-116
- [90] Glover R.E. (1959) The pattern of fresh-water flow in a coastal aquifer. *J. Geophys. Res.* 64, pp.457-459
- [91] Groves C, Meiman J., Howard A.D. (1999) Bridging the gap between real and mathematically simulated karst aquifers. In *Karst Modeling*, Karst Waters Institute Special Publication 5, Proc. Symp. Feb. 24-27 1999 Virginia, Palmer A.N., Palmer M.V., Sasowsky I.D eds. pp.197-202
- [92] Gutierrez A. (1994) Evaluation des ressources en eau souterraine de l'île de Malte. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris 6, 324p.
- [93] Halihan T., Mace R. E. & Sharp J. M.jr (2000) Flow in the San Antonio segment of the Edwards aquifer: matrix, fractures or conduits? In *Groundwater flow and contaminant transport in carbonate aquifers*, Sasowsky et Wicks ed., Balkema, pp.129-146
- [94] Hantush M.S. (1968) Unsteady movement of fresh water in thick unconfined saline aquifer. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, 13, pp.40-60
- [95] Harbaugh, A.W., McDonald M.G. (1996) User's documentation for MODFLOW-96, an update to the U.S. Geological Survey modular finite-difference ground-water flow model: U.S. Geological Survey Open-File Report 96-485, 56 p.
- [96] Hargreaves G. H. and Samani Z. A. (1985) Reference crop evapotranspiration from temperature. *Appl. Eng. Agric.*, Vol.1 No.2, pp.96-99
- [97] Harrington G.A., Walker G.R., Love A.J., Narayan K.A. (1999) A compartmental mixing-cell approach for the quantitative assessment of groundwater dynamics in the Otway Basin, South Australia. *Journal of Hydrology*, no214(1-4), pp.49-63
- [98] Hauns M., Jeannin P.-Y., Atteia O. (2001) Dispersion, retardation and scale effect in tracer breakthrough curves in karst conduits. *Journal of Hydrology*, no241, pp.177-193
- [99] Henry H.R.(1964) Effects on dispersion on salt encroachment in coastal aquifers. In *Sea water in coastal aquifers*. U.S.G.S., Water Supply pap. 1613-C., pp.70-84
- [100] Herzberg A. (1901) Die wasserversorgung einiger Nordsee Bäder. *J. Gasbeleucht. Verw. Beleuchtungsarten Wasserversog*, 44, pp.815-819, 842-844
- [101] Holzbecher E. O. (1998) *Modeling density-driven flow in porous media: principles, numerics, software*. Springer, 286p.
- [102] Howard K.W.F., Mullings E. (1996) Hydrochemical analysis of groundwater flow and saline incursion in the Clarendon basin, Jamaica. *Groundwater*, Vol.34, No.5, pp.801-810

Références bibliographiques

- [103] Hubbert M.K. (1940) The theory of groundwater motion. *J. Geol.* 48, pp.785-944
- [104] Huyakorn P.S., Anderson P.F., Mercer J.W., White H.O. (1987) Saltwater intrusion in aquifers : development and testing of a three dimensional finite element model. *Water Resources Research*, 23(2), pp.293-312
- [105] Huyakorn P.S., Taylor C. (1976) Finite element models for coupled groundwater and convective dispersion. *Proc. 1st Int. Conf. Finite Elements in Water Resources*, 1.131-1.151, Pentech Press. London
- [106] IPCC (2001) Summary for policymakers to climate change 2001: Synthesis report of the IPCC third assessment report. XVIII session of the IPCC, Wembley, UK, 24-29th Sept. 2001. IPCC publication, 26p.
- [107] Jeannin P-Y. & Marechal J-C. (1995) Lois de perte de charge dans les conduits karstiques : base théorique et observations. *Bull. d'Hydrogéologie* n°14, Num. Spécial Action Européenne COST 65 – rapport suisse, pp.149-176
- [108] Jeannin P-Y. (2001) Modeling flow in phreatic and epiphreatic karst conduits in the Hölloch cave (Muotatal, Switzerland). *WRR*, 37, No2, pp.191-200
- [109] Jensen M.E., Burman R.D., Allen R.G. eds (1990) ASCE, Evaporation and Irrigation Water Requirements. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No.70.
- [110] Jolivet L., Goffé B., Monié P., Truffert-Luxey C., Patriat M., Bonneau M. (1996) Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, Vol.15, No.6, pp.1129-1153
- [111] Kiraly L (1975) Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. In A. B. & L. D. Eds, *Hydrogeology of karstic terrains*. IAH Paris, pp.53-67
- [112] Kiraly L. (1998) Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. In *Modelling in karst systems*. Bulletin d'Hydrogeologie du Centre d'Hydrogeologie de l'Université de Neuchatel, no 16, pp.77-98
- [113] Kobayashi D. (1985) Separation of the snowmelt hydrograph by stream temperatures. *Journal of Hydrology*, 76, pp.155-162
- [114] Kobayashi D. (1986) Separation of a snowmelt hydrograph by stream conductance. *Journal of Hydrology*, 84, pp.157-165
- [115] Konikow L.F. (1996) Numerical models of groundwater flow and transport. *Manual on mathematical models in isotope hydrogeology*. IAEA-TECDOC-910. pp.59-112
- [116] Kresic N. (1997) *Quantitative solutions in hydrogeology and groundwater modeling*. ed. Lewis Publishers, 461p.
- [117] Labat D., Ababou R., Mangin A. (1999) Nonlinearity and nonstationarity in rainfall-runoff relations for karstic springs. *IAHR, XXVIII Biennial Congress*, Grass, Austria.
- [118] Langevin C.D., Stewart M.T., Beaudoin C.M. (1998) Effects of sea water canals on fresh water resources : an example from big pine key, Florida. *Ground water*, 36(3), pp.503-513
- [119] Lara A.Q. (1994) Nouvelle approche d'essais de puits en puits horizontaux – vers une meilleure caractérisation des réservoirs pétroliers. Thèse de doctorat de l'Université Paris 6, 232p.
- [120] Le Pichon X., Angelier J. (1979) The Hellenic arc and Trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, pp.1-42
- [121] Le Pichon X., Chamot-Rooke N., Huchon P., Luxey P. (1993) Implications des nouvelles mesures de géodésie spatiale en Grèce et en Turquie sur l'extrusion latérale de l'Anatolie et de l'Egée. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316, pp.983-990
- [122] Lee C.-H., Cheng R.T. (1974) On saltwater encroachment in coastal aquifers. *Water Resources Research*, 10, pp.1039-1043
- [123] Lei S. (1999) An analytical solution for steady flow into a tunnel. *Groundwater* Vol.37, no1, pp.23-26
- [124] Liedl R., Sauter M. (1998) Modelling of aquifer genesis and heat transport in karst systems. *Bull. d'Hydrogéologie* No16, pp.185-200
- [125] Logan B.E. (1999) *Environmental transport processes*. J. Wiley & sons. 654p.
- [126] Lorenz Cl. (1980) *Géologie des Pays Européens : Espagne, Grèce, Italie, Portugal, Yougoslavie*. Dunod ed., 393p.
- [127] Louis C. (1968) Etude des écoulements d'eau dans les roches fissurées et de leurs influences sur la stabilité des massifs rocheux. EDF, *Bull. de la Direction des études et recherches, série A, nucléaire, hydraulique, thermique*, 3, pp.5-132
- [128] Maire R. (1990) La haute Montagne Calcaire, Karsts, Cavités, Remplissages, Quaternaire, Paléoclimats. Doctorat ès Lettres, Université de Nice, *Géographie*, in *Karstologia Mémoire*, n°3, 731p.
- [129] Mangin A. (1975) Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de Docteur ès Sciences, Université de Dijon (ann. Spéléol. 1974, 29, 3, pp.283-332 ; 1974, 29, 4, pp.495-601 ; 1975, 30, 1, pp.21-124)

Références bibliographiques

- [130] Mangin A. (1984b) Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *Journal of Hydrology*, 67, pp.25-43
- [131] Mangin A., Bakalowicz M., D'Hulst, Andrieux C., Knithakis M., Papadopoulos C. (1996) Hydrogéologie des aquifères carbonatés de la région d'Agios Nikolaos (Crète, Grèce). Rapport d'une recherche en coopération IGME / CNRS, 50p.
- [132] Marechal J.C. (1998) Les circulations d'eau dans les massifs cristallins alpins et leurs relations avec les ouvrages souterrains. Thèse de Doctorat n°1769(1998), l'Ecole Polytechnique fédérale de Lausanne, 296p.
- [133] Marsaud B. (1997) Structure et Fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. Thèse de 3ème cycle Univ. Orsay Paris Sud, Document BRGM 268, 305p.
- [134] Marsily Gh. de (1986) Quantitative hydrogeology. Academic Press NY, 440p.
- [135] McDonald M.G., Harbaugh, A.W. (1988) A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model: U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations, book 6, chap. A1, 586 p.
- [136] Meulenkamp J.E., Van des Zwaan G.J., Van Wamel W.A. (1994) On late Miocene to recent vertical motions in the Cretan segment of the Hellenic arc. *Tectonophysics*, 234, pp.53-72
- [137] Meulenkamp J.E., Wortel M.J.R., Van Wamel W.A., Spakman W., Hoogerduyn Strating E. (1988) On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. *Tectonophysics*, 146, pp.203-215
- [138] Mijatovic B. (1967) Mécanisme hydraulique des nappes karstiques dans les bas collecteurs littoraux. *Bull. Inst. Rech. Géol. Géophys.*, Thèse de Doctorat Belgrade, t. VII, série B, pp.5-114
- [139] Mijatovic B.F. (1986) Problemes de captage en regions karstiques littorales. *Bull Centre d'Hydrogéologie de l'Univ. De Neuchatel*, 7, pp.65-106
- [140] Mohrlök U. and Sauter M. (1997) Modelling groundwater flow in a karst terrane using discrete and double-continuum approaches - Importance of spatial and temporal distribution of recharge. *Proc. 6th Conference on limestone hydrology and fissured media, La Chaux-de-Fonds, Université de Franche-Comté*, pp.167-170
- [141] Monopolis D., Sofiou P., Papamastorakis D., Steiakakis E., Kleidopoulou M., Vavadakis D. (1995a) Study of the Hydrogeological parameters of the Almyros spring (Crete - Greece) under natural flow conditions. 3rd Hellenic Hydrogeological Congress, Iraklio, Crete, pp.105-123 (In Greek)
- [142] Monopolis D., Sofiou P., Steiakakis E., Kadianakis M., Vavadakis D., Kleidopoulou M. (1998) Almyros Spring in Iraklio (Crete) : Days of "fresh water". *Congrès scientifique de géotechnique*, pp.36-45 (In Greek)
- [143] Monopolis D., Sofiou P., Steiakakis E., Kadianakis M., Kleidopoulou M., Vavadakis D. (1996) Bassin versant de l'Almyros, Essais de pompage dans les forages de Keri, Tilissos et Krousouas. *Rapport DEYAH - Université de Chania, Crète*.
- [144] Monopolis D., Sofiou P., Steiakakis E., Kleidopoulou M., Vavadakis D. (1995b) Study of the Hydrogeological Parameters of the Almyros Spring (Crete - Greece) under artificial flow conditions. 3rd Hellenic Hydrogeological Congress, Iraklio, Crete, pp.132-149 (In Greek)
- [145] Monopolis D., Steiakakis E., Kleidopoulou M., Vavadakis D. (1997b) Gestion de la ressource en eau de la source d'Almyros : Galerie de captage Keri-Tylissos. (in Greek)
- [146] Moore Y.H., Stoessell R.K., Easley D.H. (1992) Freshwater/seawater relationship within a groundwater flow system, Northeastern coast of the Yucatan Peninsula. *Groundwater*, Vol.30, No.3, pp.343-350
- [147] Morell I, Gimenez E., Fagundo R., Pulido-bosch A., Lopez-Chicano M., Calvache M.L. & Rodriguez-Rubio J.E. (1997) Hydrochemistry and karstification in the Cienaga de Zapata aquifer (Matanzas, Cuba). in *Karst water & environmental impacts*, Günay & Jonhson eds, Balkema, pp.191-198
- [148] Motz L.H. (1992) Saltwater upconing in an aquifer overlain by a leaky confining bed. *J. Ground Water*. 30(2), pp.192-198
- [149] Mualem Y. and Bear J. (1974) The shape of the interface in steady flow in a stratified aquifer. *Water Resour. Res.* 10, pp.1207-1215
- [150] Muskat M. (1937) *The flow of homogeneous fluids through porous media*. Mc Graw-Hill, New York, 763p.
- [151] Murdoch L.C. (1994) Transient analyses of an interceptor trench. *Water Resources Research*, Vol.30, NO.11, pp.3023-3031
- [152] Noorishad J., Tsang C.F., Perrochet P., Musy A. (1992) A perspective on the numerical solution of convection-dominated transport problems: a price to pay for the easy way out. *Water Resources Research*, Vol.28, No2, pp.551-561
- [153] Olive Ph. (1995) Introduction à l'hydrologie isotopique. Publication CRG n°411, Thonon, Université Paris 6, 60p.

Références bibliographiques

- [154] Oppenheim A. V. and Schafer R. W. (1989) *Discrete-Time Signal Processing*, Prentice-Hall, 619p.
- [155] Paloc H., Potié L. (1974) Etat des connaissances sur les sources littorales et sous-marines. Rapport BRGM – SEM, 65p.
- [156] Pavlin B. (1973) Establishment of subsurface dams and utilisation of natural subsurface barriers for realisation of underground storages in the coastal karst spring zones and their protection against sea-water intrusion. Commission Internationale des Grands Barrages, 11ème congrès, pp.487-501
- [157] Penman H.L. (1948) Natural Evaporation from Open Water, Bare soil and Grass. Proc. R. Soc. London, vol.A193, pp.120-145
- [158] Perrin Ch. (2000) Vers une amélioration d'un modèle pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de doctorat de l'INPG, Cemagref. 530p.
- [159] Person M., Taylor J.Z., Dingman S.L. (1998) Sharp interface models of salt water intrusion and wellhead delineation on Nantucket island, Massachusetts. *Ground Water*, 36(5), pp.731-742
- [160] Petalas C. P., Diamantis I. B. (1999) Origin and distribution of saline groundwaters in the upper Miocene aquifer system, coastal Rhodope area, northeastern Greece. *Hydrogeology journal*, Vol.7, pp.305-316
- [161] Peters J.M. (1985) Neogene and Quaternary vertical tectonics in the south hellenic arc and their effect on concurrent sedimentation processes. *Gua papers of Geology, Series 1, No 23*, 247p.
- [162] Perrochet P., BéroD D. (1993) Stability of the standard Crank-Nicolson-Galerkin scheme applied to the diffusion-convection equation: some new insights. *Water Resources Research*, Vol.29, No9, pp.3291-3297
- [163] Pinder G.F. and Cooper H.H. (1970) A numerical technique for calculating the transient position of the saltwater front. *Water Resour. Res.*, 6, pp.875-882
- [164] Plagnes V. (1997a) Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la géochimie des eaux. Thèse de 3ème cycle, Univ. Montpellier II. 372p.
- [165] Plagnes V. (1997b) Le transport de matière dans les aquifères karstiques. Proc. 6th Conference on limestone hydrology and fissured media, La Chaux-de-Fonds, Université de Franche-Comté, pp.179-181
- [166] Platakis E.K. (1973) Grottes et autres formes karstiques de Crète. Tome A. Héraklion. 414p. (en grec)
- [167] Potié L. & Ricour J. (1974) Etudes et captage de ressurgences d'eau douce sous-marines. *Ressources en eau* pp.5-26
- [168] Probst M., Zojer H. (1990) Second report on karst water ressources and their utilization in the Talea and Psiloritis mountains, Central Crete. Rapport IGH, Graz. 108p.
- [169] Pulido-Bosch A., Pulido-Leboeuf P., Vallejos A., Gisbert J, Andreu J.M. (2001) Quelques considérations sur les aquifères karstiques côtiers. Actes du 7ème colloque d'hydrologie en pays calcaire et milieu fissuré. Mémoire hors-série Univ. Franche-Comté n°13, pp.301-304
- [170] Quinn J & Tomasko D. (2000) A numerical approach to simulating mixed flow in karst aquifers. In *Groundwater flow and contaminant transport in carbonate aquifers*, Sasowsky et Wicks ed., Balkema, pp.147-156
- [171] Reilly T.E. and Goodman A.S. (1987) Analysis of saltwater upconing beneath a pumping well. *J. Hydrol.*, 89, pp.169-204
- [172] Reilly T.E., Goodman A.S. (1985) Quantitative analysis of saltwater-freshwater relationships in groundwater systems - A historical perspective. *Journal of Hydrology*, 80, pp.125-160
- [173] Réménieras G. (1986) *L'hydrologie de l'ingénieur*. 2ème ed. 1976, EDF & Eyrolles ed., Paris, 456p.
- [174] Rosenthal E. (1987) Chemical composition of rainfall and groundwater in recharge areas of the Bet Shean-Harold multiple aquifer system, Israel. *Journal of Hydrology* 89(3/4), pp.329-352
- [175] Rouchy J.M., Saint Martin J.P. (1992) Late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate-evaporite relations. *Geology*, v.20, pp.629-632
- [176] Sasowsky I.D. (2000) Carbonate aquifers: a review of thoughts and methods. In *Groundwater flow and contaminant transport in carbonate aquifers*, Sasowsky et Wicks ed., Balkema, pp.1-14
- [177] Schoeller H. (1962) *Les eaux souterraines*. Masson ed. 642p.
- [178] Ségol G., Pinder G.F. (1976) Transient simulation of saltwater intrusion in south eastern Florida. *Water Resources Research*, 12, pp.65-70
- [179] Ségol G., Pinder G.F., Gray W.G. (1975) A Galernik finite element technique for calculating the transient position of the saltwater front. *Water Resources Research*, 11(2), pp.343-347
- [180] Seiler K.-P., Maloszewski P., Behrens H. (1989) Hydrodynamic dispersion in karstified limestones and dolomites in the upper jurassic of the Franconian Alb, F.R.G. *Journal of Hydrology*, no108, pp.235-247
- [181] Shuttleworth W.J. (1993) Evaporation. In *Handbook of Hydrology*, Maidment D.R. ed., pp.4.1-4.53

Références bibliographiques

- [182] Smith M.-FAO (1992) Report on the expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements. With contributions from Allen R., Monteith J.L., Perrier A., Santos Pereira L., Segeren A. Rome, 28-31 may, FAO/AGL. 60p.
- [183] Soulios G. (1984) Infiltration efficace dans le karst hellénique. *Journal of Hydrology*, 75, pp.343-356
- [184] Soulios G. (1986) Système karstique aquifère d'Almyros, Iraklio, Crète (Grèce) : un cas intéressant de fonctionnement de système littoral. *Bulletin du centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel*, 7, pp.168-191
- [185] 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
- [186] Stuyfzand P.J. (1989) An accurate relative simple calculation of the saturation index of calcite for fresh to salt water. *Journal of Hydrology*, Vol.105, pp.95-107
- [187] Tadolini T. & Tulipano L. (1981) The evolution of fresh-water/salt-water equilibrium in connection with withdrawals from the coastal carbonate and karstic aquifer of the Salentine Peninsula (Southern Italy). Hannover, pp.69-85
- [188] Ten Veen J.H., Meijer P.Th. (1998) Late Miocene to recent tectonic evolution of Crete (Greece): geological observations and model analysis. *Tectonophysics*, 298, pp.191-208
- [189] Tezcan L. (1998) Distributed modeling of flow and transport dynamics in large scale karst aquifer system by environmental isotopes. IAEA Internal document, 23p.
- [190] Thomas R. (1977) Captage des eaux douces de la source Almyros d'Iraklion Grèce, Conclusions et recommandations du projet, UNDP – FAO – DP/GRE/72002
- [191] Trippler K. (1983) Experiments with a model of a brackish water spring. Project "Groundwater technology", BGR, n°95 185, 19p.
- [192] Tritton D.J. (1988) *Physical fluid dynamics*. Second edition. Oxford Science Publications. 519p.
- [193] Tselepides A., Zervaki V., Polychronaki T., Danovaro R., Chronis G. (2000) Distribution of nutrients and particulate organic matter in relation to the prevailing hydrographic features of the south aegean sea (NE mediterranean). *Progress in oceanography*, special issue Pelagic Benthic coupling in the cretan sea, A, Tselepides and T. Polychronaki (eds).
- [194] Tulipano L. (1988) Temperature logs interpretation for the identification of preferential flow pathways in the coastal carbonatic and karstic aquifer of the Salento Peninsula (Southern Italy). Proc. of the IAH 21st congress, Guilin China, Vol. XXI, part 2, pp.956-961
- [195] Turc L. (1961) Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formule climatique simplifiée et mise à jour. *Ann. Agron.*, Vol.12, pp.13-49
- [196] Van Ommen H.C. (1985) The "mixing-cell" concept applied to transport of non-reactive and reactive components in soils and groundwater. *Journal of Hydrology*, 78, pp.201-213
- [197] Vengosh A., Rosenthal E. (1994) Saline groundwater in Israel: its bearing on the water crisis in the country. *Journal of Hydrology*, 156, pp.389-430
- [198] Volker R.E. & Rushton K.R. (1982) An assessment of the importance of some parameters for seawater intrusion in aquifers and a comparison of dispersive and sharp-interface modelling approaches. *Journal of Hydrology*, 56, pp.239-250
- [199] Voss C, Souza W. (1987) Variable density flow and solute transport simulation of regional aquifers containing a narrow freshwater-saltwater transition zone. *WRR*, 23-10, pp.1851-1866
- [200] Werner A., Hötzl H., Maloszewski P., Käss W. (1997) Interpretation of tracer test in karst systems with unsteady flow conditions. in *Karst Hydrology*, IAHS publ. No 247, pp.15-26
- [201] Wicks C., Herman J.S. (1995) The effect of zones of high porosity and permeability on the configuration of the saline-freshwater mixing zone. *Groundwater*, Vol.33, No.5, pp.733-744
- [202] Williams P.W. (1977) Hydrology of the Waikoropupu springs : a major tidal karst resurgence in the Northwest Nelson (New Zealand). *Journal of Hydrology*, 35, pp.73-92
- [203] Worthington S. R.H., Davies G. J. & Ford D. C. (2000) Matrix, fracture and channel components of storage and flow in a Paleozoic limestone aquifer. In *Groundwater flow and contaminant transport in carbonate aquifers*, Sasowsky et Wicks ed., Balkema, pp.113-128
- [204] Zhan H., Cao J. (2000) Analytical and semi-analytical solutions of horizontal well capture times under no-flow and constant head boundaries. *Advances in Water Resources* 23, pp.835-848
- [205] Zhan H., Wang L.V., Park E. (2001) On the horizontal-well pumping tests in anisotropic confined aquifers. *Journal of Hydrology* 252, pp.37-50

ANNEXE 1 :
Résultats complémentaires sur
l'analyse des crues à la source
Almyros d'Héraklion de
septembre 1999 à mai 2001

Annexe 1.1 : Données caractéristiques des crues observées à la source Almyros d'Héraklion (8 pages)

Annexe 1.2 : Détail des calculs de la proportion d'eau précipitée sur le bassin versant de l'Almyros restituée à la source lors des crues (1 page)

n°	1	2	3a	3b	4a	4b	5a
Période	08/11/1999 : 15/11/1999	07/12/1999 : 14/12/1999	22/12/1999 : 27/12/1999	22/12/1999 : 27/12/1999	21/10/00 : 01/11/00	21/10/00 : 01/11/00	14/10/00 : 20/10/00
	08/11/1999 05:30	07/12/1999 15:30	22/12/1999 02:30	22/12/1999 02:30	02/01/2000 17:00	02/01/2000 17:00	14/01/2000 21:00
Dates	12/11/1999 21:30	08/12/1999 17:00	25/12/1999 11:00	25/12/1999 11:00	03/01/2000 18:30	03/01/2000 18:30	02/02/2000 00:30
	03 j 16:00	01 j 01:30	03 j 08:30	03 j 08:30	01 j 01:30	01 j 01:30	18 j 03:30
Précipitations à Anogia	86.0 h	25.5 h	80.5 h	80.5 h	25.5 h	25.5 h	435.5 h
	33.47	31.4	113.39	113.39	25.22	25.22	240.25
Lame d'eau infiltrée (ETR) Jour Hargreaves & Samani 1985 - Rmax=20mm)		8.7	85.79	85.79	1.25	1.25	222.49
Précipitations à Marathos	08/11/1999 10:30						
	10/11/1999 09:00						
Précipitations à Preispika	00 j 22:30						
	22.5 h						
Précipitations à Heraklio	25.5						
Température moyenne à Anogia	11.53	10.08	5.59	5.59	2.50	2.50	4.95
Débit	10/11/1999 06:30	08/12/1999 15:00	25/12/1999 04:00	23/12/1999 04:00	02/01/2000 22:30	03/01/2000 04:30	15/01/2000 07:00
	3.700	3.482	3.364	3.364	3.939	4.059	5.343
Pic de crue	08/11/1999 14:00	08/12/1999 21:30	24/12/1999 15:00	24/12/1999 15:00	04/01/2000 01:30	04/01/2000 01:30	15/01/2000 23:30
	3.750	3.604	16.908	16.908	9.583	9.583	33.185
Montée	00 j 07:30	00 j 06:30	01 j 11:00	01 j 11:00	01 j 03:00	00 j 21:00	01 j 16:30
	7.5 h	6.5 h	35.0 h	35.0 h	27.0 h	21.0 h	40.5 h
Temps : début de la crue après le début des précipitations	01 j 01:00	00 j 23:30	01 j 05:30	01 j 05:30	00 j 05:30	00 j 11:30	00 j 10:00
Temps : début de la crue après la fin des précipitations	01 j 06:30	01 j 06:00	02 j 12:30	02 j 12:30	01 j 08:30	01 j 08:30	02 j 02:30

Annexe 1.1 : Données caractéristiques des crues observées à la source Almyros d'Héraklion (8 pages)

n°	1	2	3a	3b	4a	4b	5a
Période	9/11/99 : 15/11/99	7/12/99 : 14/12/99	22/12/99 : 27/12/99	22/12/99 : 27/12/99	21/00 : 8/1/00	21/00 : 8/1/00	14/1/00 : 20/1/00
Lame d'eau précipitée à Anogia jusqu'au pic de crue (Débit maximum)	7.04	3.14	09.34	09.34	25.22	25.22	166.79
Lame d'eau infiltrée à Anogia jusqu'au jour du pic de crue	5.23	6.7	89.34	89.34	125	125	161.7
Lame d'eau précipitée à Maratho jusqu'au pic de crue	25.8						
Lame d'eau précipitée à Prinas jusqu'au pic de crue							
Lame d'eau précipitée à Héraklion jusqu'au pic de crue							
Conductivité							
Début de la chute	12/11/1999 16:30	11/12/1999 00:30	23/12/1999 21:00	24/12/1999 07:00	03/01/2000 20:00	04/01/2000 10:00	15/01/2000 21:30
Minimum	16250	16630	16970	16010	15550	14000	10950
Conductivité	16060	16280	844	844	5280	5280	415
Milieu de la chute	13/11/1999 00:30	11/12/1999 08:30	24/12/1999 11:00		04/01/2000 16:30		16/01/2000 05:30
Conductivité	16120	16450	8130		10380		6000
Durée	00 j 16:30	00 j 15:30	01 j 09:00	00 j 23:00	01 j 08:30	00 j 18:30	01 j 15:30
Δ (μ S/cm)	16.5 h	15.5 h	33.0 h	23.0 h	32.5 h	18.5 h	39.5 h
	190	350	16126	15166	10270	8720	10535
Temps: début de la chute de conductivité après le début de la montée de crue	02 j 10:00	02 j 09:30	00 j 17:00	01 j 03:00	00 j 21:30	01 j 05:30	00 j 14:30
Temps: minimum de conductivité après le pic de crue	02 j 19:00	02 j 18:30	00 j 15:00	00 j 15:00	01 j 03:00	01 j 03:00	00 j 13:30
	Après	Après	Après	Après	Après	Après	Après
Température de l'eau							
Début de la chute	pas de changement de température	pas de changement de température	24/12/1999 09:30	24/12/1999 09:30	04/01/2000 18:30	04/01/2000 18:30	16/01/2000 17:00
Minimum	15.9	15.9	15.00	15.90	15.90	15.90	16.10
Conductivité	15.9	15.9	15.00	15.00	15.60	15.60	15.20
Durée			00 j 19:00	00 j 19:00	00 j 11:00	01 j 11:00	01 j 12:00
Δ (°C)			19.0 h	19.0 h	11.0 h	11.0 h	36.0 h
			0.90	0.90	0.30	0.30	0.90
Temps: début de chute de température après la chute de conductivité			00 j 12:30	00 j 02:30	00 j 22:30	00 j 08:30	00 j 19:30
Temps: début de chute de température après le début de la montée de crue			Après	Après	Après	Après	Après
Temps: minimum de température après le minimum de conductivité			01 j 05:30	01 j 05:30	01 j 20:00	01 j 14:00	01 j 10:00
Temps: minimum de température après le pic de crue			Après	Après	Après	Après	Après
			00 j 01:30	00 j 01:30	00 j 01:00	00 j 01:00	00 j 16:00
			Après	Après	Après	Après	Après
			00 j 13:30	00 j 13:30	01 j 04:00	01 j 04:00	01 j 05:30
			Après	Après	Après	Après	Après

Annexe 1.1 : Données caractéristiques des crues observées à la source Almyros d'Héraklion (8 pages)

n°	5b	6	7	8	9	10a	10b
Période	14/1/00 : 20/1/00	4/2/00 : 9/2/00	16/2/00 : 22/2/00	16/3/00 : 27/3/00	3/5/00 : 9/5/00	25/11/00 : 4/12/00	25/11/00 : 4/12/00
Dates	Début	04/02/2000 14:00	18/02/2000 02:00	22/03/2000 07:30	03/05/2000 12:30	25/11/2000 12:30	25/11/2000 12:30
	Fin	05/02/2000 00:30	18/02/2000 23:00	24/03/2000 11:00	04/05/2000 09:00	01/12/2000 17:00	01/12/2000 17:00
Durée	18 j 03:30	00 j 15:30	00 j 21:00	02 j 03:30	00 j 20:30	06 j 04:30	06 j 04:30
	435.5 h	15.5 h	21.0 h	51.5 h	20.5 h	148.5 h	148.5 h
Lame d'eau précipitée	240.25	38.88	26.49	23.37	68.56	326.35	326.35
	Lame d'eau infiltrée (ETR Jour Hargreaves & Samani 1985- Rmax=20mm)	18.25	17.49	0	43.7	294.64	294.64
Dates	Début	04/02/2000 14:00	18/02/2000 14:30	22/03/2000 07:30	03/05/2000 13:00	25/11/2000 12:30	25/11/2000 12:30
	Fin	05/02/2000 02:30	19/02/2000 05:30	23/03/2000 05:00	04/05/2000 07:30	01/12/2000 19:00	01/12/2000 19:00
Durée	00 j 12:30	00 j 15:00	00 j 15:00	00 j 21:30	00 j 18:30	06 j 06:30	06 j 06:30
	12.5 h	15.0 h	15.0 h	21.5 h	18.5 h	150.5 h	150.5 h
Lame d'eau précipitée	24.4	4.8	4.8	20.4	44.0	132	132
	Début					25/11/2000 06:30	25/11/2000 06:30
Dates	Fin					30/11/2000 11:30	30/11/2000 11:30
	Lame d'eau précipitée					273.6	273.6
Dates	Début					25/11/2000 13:00	25/11/2000 13:00
	Fin					30/11/2000 07:00	30/11/2000 07:00
Lame d'eau précipitée						52.01	52.01
	Température moyenne à Anogia	4.96	6.35	2.14	9.43	9.29	9.29
Début de la montée	Date	15/01/2000 07:00	04/02/2000 20:00	18/02/2000 03:00	22/03/2000 12:00	26/11/2000 12:30	28/11/2000 14:00
	Débit	5.343	9.456	9.082	6.154	4.917	2.654
Pic de crue	Niveau lac	4.746	6.533	6.497	5.899	4.37	3.397
	Date	16/01/2000 23:30	05/02/2000 21:30	19/02/2000 14:00	23/03/2000 04:30	04/05/2000 06:00	01/12/2000 01:00
Montée	Débit	33.185	13.284	12.876	8.444	5.494	22.641
	Niveau lac	8.105	6.866	6.833	6.434	4.918	7.517
Temps: début de la crue après le début des précipitations	Durée	01 j 16:30	01 j 01:30	01 j 11:00	00 j 16:30	00 j 13:30	02 j 11:00
	Δ Débit (m ³ /s)	40.5 h	25.5 h	35.0 h	16.5 h	13.5 h	108.5 h
Temps: pic de crue après le début des précipitations	Δ Débit (cm)	27.842	3.828	3.794	2.290	0.577	19.987
	Temps: début de la crue après la fin des précipitations	335.9	33.3	33.6	53.5	54.8	412.0
Temps: pic de crue après le début des précipitations	Temps: début de la crue après le début des précipitations	00 j 10:00	00 j 05:00	00 j 01:00	00 j 04:30	00 j 04:00	03 j 01:30
	Temps: début de la crue après la fin des précipitations	02 j 02:30	01 j 07:30	01 j 12:00	00 j 21:00	00 j 17:30	05 j 12:30
Temps: pic de crue après le début des précipitations	Temps: début de la crue après le début des précipitations	02 j 02:30	01 j 07:30	01 j 12:00	00 j 21:00	00 j 17:30	05 j 12:30
	Temps: début de la crue après la fin des précipitations	02 j 02:30	01 j 07:30	01 j 12:00	00 j 21:00	00 j 17:30	05 j 12:30

Annexe 1.1 : Données caractéristiques des crues observées à la source Almyros d'Héraklion (8 pages)

n°	5b	6	7	8	9	10a	10b
Période	14/11/00 : 20/11/00	4/12/00 : 9/12/00	16/12/00 : 22/12/00	16/13/00 : 27/13/00	3/15/00 : 9/15/00	25/11/00 : 4/12/00	25/11/00 : 4/12/00
Lame d'eau précipitée à Aegialtes (au pic de crue) (débit maximum)	106,79	38,88	27,07	6,21	66,81	324,61	324,61
Lame d'eau infiltrée à Aegialtes (au pic de crue)	1617	825	749	0	43,7	29464	29464
Lame d'eau précipitée à M. antinos (au pic de crue)		244	6,8	20,2	43,6	130,6	130,6
Lame d'eau précipitée à P. tinas (au pic de crue)						273,6	273,6
Lame d'eau précipitée à Héraklion (au pic de crue)						52,01	52,01
Conductivité							
Début de la chute	Date	05/02/2000 15:30	19/02/2000 00:30	23/03/2000 14:00	05/05/2000 07:00	28/11/2000 23:00	28/11/2000 23:00
	Conductivité	10150	5390	8530	12880	18240	18240
Minimum	Date	17/01/2000 13:00	20/02/2000 05:30	24/03/2000 07:30	05/05/2000 21:30	02/12/2000 19:30	02/12/2000 19:30
	Conductivité	415	1957	2865	11110	332	332
Milieu de la chute	Date	06/02/2000 01:00	19/02/2000 14:00	23/03/2000 22:00	05/05/2000 14:30		
	Conductivité	2642	4150	7590	12000		
Chute	Durée	01j 14:00	01j 07:00	00j 17:00	00j 14:30	03j 20:30	03j 20:30
		34,5 h	31,0 h	17,0 h	14,5 h	92,5 h	92,5 h
	Δ (μ S/cm)	9735	2525	1860	1780	17908	17908
Temps: début de la chute de conductivité après le début de la montée de crue		00j 19:30	00j 21:30	01j 02:00	01j 14:30	02j 10:30	00j 09:00
Temps: minimum de conductivité après le pic de crue		00j 13:30	00j 17:30	01j 02:30	01j 15:30	01j 18:30	01j 18:30
		Après	Après	Après	Après	Après	Après
Température de l'eau							
Début de la chute	Date	16/01/2000 17:00	18/02/2000 14:00	23/03/2000 15:30	05/05/2000 16:00	29/11/2000 11:00	29/11/2000 11:00
	Température	16,10	14,9	15,1	15,6	15,9	15,9
Minimum	Date	18/01/2000 05:00	22/02/2000 16:30	24/03/2000 01:00	06/05/2000 02:00	03/12/2000 05:30	03/12/2000 05:30
	Température	15,20	14,3	14,8	15,3	13,5	13,5
Chute	Durée	02j 12:00	04j 02:30	00j 09:30	00j 10:00	03j 18:30	03j 18:30
		36,0 h	98,5 h	9,5 h	10,0 h	90,5 h	90,5 h
	Δ (°C)	0,90	0,60	0,30	0,30	2,40	2,40
Temps: début de chute de température après la chute de conductivité		00j 14:30	00j 10:30	00j 01:30	00j 09:00	00j 12:00	00j 12:00
		Après	Avant	Après	Après	Après	Après
Temps: début de chute de température après le début de la montée de crue		01j 10:00	00j 11:00	01j 03:30	01j 23:30	02j 22:30	00j 21:00
		Après	Après	Après	Après	Après	Après
Temps: minimum de température après le minimum de conductivité		00j 13:00	02j 09:00	00j 06:00	00j 04:30	00j 10:00	00j 10:00
		Après	Après	Après	Après	Après	Après
Temps: minimum de température après le pic de crue		01j 05:30	03j 02:30	00j 20:30	01j 20:00	02j 04:30	02j 04:30
		Après	Après	Avant	Avant	Après	Après

Annexe 1.1 : Données caractéristiques des crues observées à la source Almyros d'Héraklion (8 pages)

n°	11	12a	12b	13a	13b	14a	14b
Période	7/12/00 : 12/12/00	18/12/00 : 26/12/00	18/12/00 : 26/12/00	31/12/00 : 05/01/01	31/12/00 : 05/01/01	15/01/01 : 20/01/01	15/01/01 : 20/01/01
Dates	Début	19/12/2000 22:00	19/12/2000 05:30	19/12/2000 05:30	31/12/2000 13:00	16/01/2001 08:30	16/01/2001 08:30
	Fin	07/12/2000 22:30	24/12/2000 10:00	24/12/2000 10:00	06/01/2001 01:30	22/01/2001 09:30	22/01/2001 09:30
Durée		01j 00:30	05j 04:30	05j 04:30	05j 12:30	06j 01:00	06j 01:00
		24.5 h	124.5 h	124.5 h	132.5 h	145.0 h	145.0 h
Lame d'eau précipitée		82.03	82.03	59.19	59.19	145.17	145.17
	Lame d'eau infiltrée (ETR Jour Hargreaves & Samani 1985- Rmax=20mm)	41.86	51.61	51.61	37.89	118.07	118.07
Dates	Début	07/12/2000 00:30	19/12/2000 09:00	19/12/2000 09:00	01/01/2001 01:30	16/01/2001 08:30	16/01/2001 08:30
	Fin	07/12/2000 11:30	24/12/2000 10:00	24/12/2000 10:00	05/01/2001 21:30	22/01/2001 08:30	22/01/2001 08:30
Durée		00j 11:00	05j 01:00	05j 01:00	04j 20:00	06j 00:00	06j 00:00
		11.0 h	121.0 h	121.0 h	116.0 h	144.0 h	144.0 h
Lame d'eau précipitée		55.6	120	120	33.6	86.8	86.8
	Début	06/12/2000 08:00	22/12/2000 06:00	22/12/2000 06:00	29/12/2000 22:30	15/01/2001 15:00	15/01/2001 15:00
Dates	Fin	07/12/2000 15:30	24/12/2000 07:30	24/12/2000 07:30	05/01/2001 22:30	21/01/2001 21:00	21/01/2001 21:00
	Lame d'eau précipitée	56.8	41.8	41.8	77.6	38.4	38.4
Dates	Début	06/12/2000 08:00	18/12/2000 18:00	18/12/2000 18:00	01/01/2001 03:00	15/01/2001 15:00	15/01/2001 15:00
	Fin	07/12/2000 12:00	24/12/2000 07:00	24/12/2000 07:00	05/01/2001 22:00	22/01/2001 01:00	22/01/2001 01:00
Lame d'eau précipitée		68.05	68.49	68.49	22.04	77.16	77.16
	Température moyenne à Anogia	8.88	4.52	4.52	7.87	5.92	5.92
Débit	Date	07/12/2000 10:30	22/12/2000 15:00	21/12/2000 07:30	01/01/2001 08:30	17/01/2001 00:00	17/01/2001 02:00
	Débit	8.938	5.604	5.489	6.229	6.266	6.034
	Niveau lac	6.483	5.058	4.912	6.016	6.071	5.71
Pic de crue	Date	08/12/2000 02:30	24/12/2000 08:30	24/12/2000 08:30	03/01/2001 07:00	18/01/2001 11:00	18/01/2001 11:00
	Débit	17.936	17.021	17.021	11.145	11.145	23.379
	Niveau lac	7.211	7.147	7.147	6.687	6.687	7.562
Montée	Durée	00j 16:00	01j 17:30	03j 01:00	01j 22:30	01j 11:00	01j 09:00
	Δ Débit (m3/s)	16.0 h	41.5 h	73.0 h	46.5 h	44.0 h	33.0 h
	Δ Hauteur (cm)	8.998	11.417	11.532	4.916	4.879	17.345
Temps: début de la crue après le début des précipitations		72.8	208.9	223.5	67.1	206.7	185.2
	Temps: début de la crue après le début des précipitations	00j 12:30	03j 09:30	02j 02:00	00j 19:30	00j 22:00	00j 17:30
	Temps: début de la crue après la fin des précipitations	01j 04:30	05j 03:00	05j 03:00	02j 18:00	02j 18:00	02j 02:30
Temps: pic de crue après le début des précipitations		01j 04:30	05j 03:00	05j 03:00	02j 18:00	02j 18:00	02j 02:30
	Temps: début de la crue après la fin des précipitations	01j 04:30	05j 03:00	05j 03:00	02j 18:00	02j 18:00	02j 02:30
	Temps: pic de crue après le début des précipitations	01j 04:30	05j 03:00	05j 03:00	02j 18:00	02j 18:00	02j 02:30

Annexe 1.1 : Données caractéristiques des crues observées à la source Almyros d'Héraklion (8 pages)

n°	11	12a	12b	13a	13b	14a	14b
Période	7/12/00 : 12/12/00	18/12/00 : 26/12/00	18/12/00 : 26/12/00	31/12/00 : 05/01/01	31/12/00 : 05/01/01	15/01/01 : 20/01/01	15/01/01 : 20/01/01
Laine d'eau précipitée à Anogia jusqu'au pic de crue (Débit maximum)	44.76	8165	8165	40.35	40.35	123.92	123.92
Laine d'eau infiltrée à Anogia jusqu'au jour du pic de crue	42.09	5161	5161	27.81	27.81	105.95	105.95
Laine d'eau précipitée à Marathos jusqu'au pic de crue	55.6	119	119	23.4	23.4	80.6	80.6
Laine d'eau précipitée à Prinos jusqu'au pic de crue	56.8	418	418	63.8	63.8	32.2	32.2
Laine d'eau précipitée à Heraklion jusqu'au pic de crue	68.05	68.49	68.49	15.56	15.56	65.36	65.36
Conductivité							
Début de la chute	Date 08/12/2000 01:00	23/12/2000 21:00	22/12/2000 23:30	02/01/2001 12:30	02/01/2001 12:30	17/01/2001 16:30	17/01/2001 16:30
	Conductivité 2315	10770	11170	8410	8410	10000	10000
Minimum	Date 08/12/2000 15:30	25/12/2000 19:30	25/12/2000 19:30	05/01/2001 21:00	05/01/2001 21:00	20/01/2001 05:30	20/01/2001 05:30
	Conductivité 531	1047	1047	3639	3639	436	436
Milieu de la chute	Date						
	Conductivité						
Chute	Durée 00 j 14:30	01 j 22:30	02 j 20:00	03 j 08:30	03 j 08:30	02 j 13:00	02 j 13:00
	Δ (μS/cm)	46.5 h	68.0 h	80.5 h	80.5 h	61.0 h	61.0 h
		1784	10123	4771	4771	9564	9564
Temps: début de la chute de conductivité après le début de la montée de crue	00 j 14:30	01 j 06:00	01 j 16:00	01 j 04:00	01 j 01:30	00 j 16:30	00 j 14:30
Temps: minimum de conductivité après le pic de crue	00 j 13:00	01 j 11:00	01 j 11:00	02 j 14:00	02 j 14:00	01 j 18:30	01 j 18:30
	Après	Après	Après	Après	Après	Après	Après
Température de l'eau							
Début de la chute	Date 08/12/2000 00:00	24/12/2000 00:30	24/12/2000 00:30	02/01/2001 18:00	02/01/2001 18:00	17/01/2001 17:00	17/01/2001 17:00
	Température 14/01/1900 14:24	15.2	15.2	15.1	15.1	15.2	15.2
Minimum	Date 08/12/2000 11:30	24/12/2000 20:00	24/12/2000 20:00	04/01/2001 02:30	04/01/2001 02:30	18/01/2001 01:00	18/01/2001 01:00
	Température 13.7	14.4	14.4	14.6	14.6	14.5	14.5
Chute	Durée 00 j 11:30	00 j 19:30	00 j 19:30	01 j 08:30	01 j 08:30	00 j 08:00	00 j 08:00
	Δ (°C)	11.5 h	19.5 h	32.5 h	32.5 h	8.0 h	8.0 h
		0.90	0.80	0.50	0.50	0.70	0.70
Temps: début de chute de température après la chute de conductivité	00 j 01:00	00 j 03:30	01 j 01:00	00 j 05:30	00 j 05:30	00 j 00:30	00 j 00:30
Temps: début de chute de température après le début de la montée de crue	Avant 00 j 13:30	Après 01 j 09:30	Après 02 j 17:00	Après 01 j 09:30	Après 01 j 07:00	Après 00 j 17:00	Après 00 j 15:00
	Après	Après	Après	Après	Après	Après	Après
Temps: minimum de température après le minimum de conductivité	00 j 04:00	00 j 23:30	00 j 23:30	01 j 18:30	01 j 18:30	02 j 04:30	02 j 04:30
	Après	Après	Après	Après	Après	Après	Après
Temps: minimum de température après le pic de crue	00 j 09:00	00 j 11:30	00 j 11:30	00 j 19:30	00 j 19:30	00 j 10:00	00 j 10:00
	Après	Après	Après	Après	Après	Après	Après

Annexe 1.1 : Données caractéristiques des crues observées à la source Almyros d'Héraklion (8 pages)

n°	15a	15b	16	17	18
Période	11/02/01 : 15/02/01	11/02/01 : 15/02/01	08/03/01 : 13/03/01	06/04/01 :	12/05/01 : 15/05/01
Dates	Début	11/02/2001 04:00	11/02/2001 04:00	07/03/2001 13:00	06/04/2001 11:00
	Fin	22/02/2001 14:30	22/02/2001 14:30	08/03/2001 15:00	06/04/2001 18:30
Durée		11 j 10:30	11 j 10:30	01 j 02:00	00 j 07:30
		274.5 h	274.5 h	26.0 h	7.5 h
Lame d'eau précipitée	213.87	213.87	44.47	40.71	83.72
Lame d'eau infiltrée (ETR Jour Hargreaves & Samani 1985- Rmax =20mm)	171.00	171.00	19.93	34.52	64.74
Dates	Début	11/02/2001 06:00	11/02/2001 06:00	07/03/2001 17:30	06/04/2001 11:00
	Fin	22/02/2001 15:00	22/02/2001 15:00	08/03/2001 15:00	06/04/2001 17:30
Durée		11 j 09:00	11 j 09:00	00 j 21:30	00 j 06:30
		273.0 h	273.0 h	21.5 h	6.5 h
Lame d'eau précipitée	222.2	222.2	16.8	32	79.2
Dates	Début				
	Fin				
Lame d'eau précipitée					
Dates	Début	11/02/2001 07:00	11/02/2001 07:00	07/03/2001 14:00	06/04/2001 10:00
	Fin	22/02/2001 15:00	22/02/2001 15:00	08/03/2001 03:00	06/04/2001 18:00
Lame d'eau précipitée		130.43	130.43	4.91	33.42
		3.94	3.94	5.36	7.03
Température moyenne à Anogia					10.31
Début de la montée	Date	11/02/2001 12:30	11/02/2001 18:30	08/03/2001 08:30	06/04/2001 14:00
	Débit	6.207	6.437	8.385	5.568
Pic de crue	Niveau lac	5.981	6.218	6.428	5.011
	Date	14/02/2001 12:00	14/02/2001 12:00	10/03/2001 18:00	07/04/2001 13:00
Montée	Débit	32.27	32.27	9.383	9.05
	Niveau lac	8.058	8.058	6.526	6.494
Temps: début de la crue après le début des précipitations	Durée	02 j 23:30	02 j 17:30	02 j 09:30	00 j 23:00
	Δ Débit (m3/s)	71.5 h	65.5 h	57.5 h	23.0 h
Temps: début de la crue après la fin des précipitations	Δ Débit (m3/s)	26.063	25.833	0.998	3.482
	Δ Hauteur (cm)	207.7	184.0	9.8	148.3
Temps: pic de crue après le début des précipitations	Temps: début de la crue après le début des précipitations	00 j 08:30	00 j 14:30	00 j 19:30	00 j 03:00
	Temps: début de la crue après la fin des précipitations	03 j 08:00	03 j 08:00	03 j 05:00	01 j 02:00
Temps: pic de crue après le début des précipitations	Temps: début de la crue après la fin des précipitations	03 j 08:00	03 j 08:00	03 j 05:00	01 j 02:00
	Temps: pic de crue après le début des précipitations	03 j 08:00	03 j 08:00	03 j 05:00	01 j 05:30

Annexe 1.1 : Données caractéristiques des crues observées à la source Almyros d'Héraklion (8 pages)

n°	15a	15b	16	17	18
Période	11/02/01 : 15/02/01	11/02/01 : 15/02/01	08/03/01 : 13/03/01	06/04/01 :	12/05/01 : 15/05/01
Lame d'eau précipitée à Anogia jusqu'au pic de crue (Débit maximum)	60	60	44.47	40.71	88.72
Lame d'eau infiltrée à Anogia jusqu'au jour du pic de crue	85.73	85.73	9.93	34.52	64.74
Lame d'eau précipitée à Marathos jusqu'au pic de crue	44.8	44.8	6.8	32	79.2
Lame d'eau précipitée à Phirias jusqu'au pic de crue					
Lame d'eau précipitée à Héraklion jusqu'au pic de crue	85.45	85.45	4.91	33.42	8.37
Conductivité					
Début de la chute	12/02/2001 01:30	12/02/2001 19:00	09/03/2001 09:00	07/04/2001 19:30	14/05/2001 00:00
Conductivité	8630	8320	4010	10010	12670
Minimum	15/02/2001 17:00	15/02/2001 17:00	11/03/2001 23:00	09/04/2001 06:00	14/05/2001 18:00
Conductivité	357	357	3381	6080	5040
Milieu de la chute					
Conductivité					
Chute	03 j 15:30	02 j 22:00	02 j 14:00	01 j 10:30	00 j 18:00
Durée	87.5 h	70.0 h	62.0 h	34.5 h	18.0 h
Δ (μ S/cm)	8273	7963	629	3930	7630
Temps: début de la chute de conductivité après le début de la montée de crue	00 j 13:00	01 j 00:30	01 j 00:30	01 j 05:30	01 j 06:00
Temps: minimum de conductivité après le pic de crue	01 j 05:00	01 j 05:00	01 j 05:00	01 j 17:00	00 j 23:00
	Après	Après	Après	Après	Après
Température de l'eau					
Début de la chute	13/02/2001 12:00	13/02/2001 12:00	pas de chute	07/04/2001 19:00	14/05/2001 04:00
Température	15.3	15.3	15.3	15.4	15.5
Minimum	13/02/2001 16:30	13/02/2001 16:30		08/04/2001 18:00	14/05/2001 18:00
Température	14.8	14.8		15	14.8
Chute	00 j 04:30	00 j 04:30		00 j 23:00	00 j 14:00
Durée	4.5 h	4.5 h		23.0 h	14.0 h
Δ (°C)	0.50	0.50		0.40	0.70
Temps: début de chute de température après la chute de conductivité	01 j 10:30	00 j 17:00		00 j 00:30	00 j 04:00
	Après	Après		Avant	Après
Temps: début de chute de température après le début de la montée de crue	01 j 23:30	01 j 17:30		01 j 05:00	01 j 10:00
	Après	Après		Après	Après
Temps: minimum de température après le minimum de conductivité	02 j 00:30	02 j 00:30		00 j 12:00	00 j 00:00
	Après	Après		Après	Après
Temps: minimum de température après le pic de crue	00 j 19:30	00 j 19:30		01 j 05:00	00 j 23:00
	Après	Après		Avant	Avant

Annexe 1.1 : Données caractéristiques des crues observées à la source Almyros d'Héraklion (8 pages)

Annexe 1.2 :Détail des calculs du débit moyen supérieur au débit de base à la source Almyros, lors des crues étudiées entre septembre 1999 et mai 2001

crue n°	Période	Lame d'eau précipitée en mm à la station :		Lame d'eau infiltrée à Anogia (ETR Jour Hargreaves & al. 1985, Rumax=20mm)	Date du début de la montée de débit	Débit initial avant la crue (m ³ /s) [Qi]	Date de la fin de la crue	Débit à la fin de la crue (m ³ /s) [Qf]	Débit moyen pendant la crue (m ³ /s) [Qm]	Débit moyen supérieur au débit de base (m ³ /s): Qm - ((Qf+Qi)/2)
		Anogia	Marathos							
1	9/11/99 : 15/11/99	33,47	25,6	5,23	10/11/99 06:30	3,700	11/11/99 03:00	3,717	3,753	0,045
2	7/12/99 : 14/12/99	31,4		6,7	08/12/99 15:00	3,482	10/12/99 03:30	3,476	3,548	0,069
3a,b	22/12/99 : 27/12/99	113,39		85,79	23/12/99 04:00	3,364	31/12/99 00:00	4,286	7,001	3,176
4a	2/1/00 : 8/1/00	25,22		1,25	02/01/00 22:30	3,939	07/01/00 20:30	5,541	6,407	1,667
4b	2/1/00 : 8/1/00	25,22		1,25	03/01/00 04:30	4,069	07/01/00 20:30	5,541	6,535	1,730
5a,b	14/1/00 : 20/1/00	240,25		222,49	15/01/00 07:00	5,343	02/02/00 00:30	9,551	15,051	7,604
6	4/2/00 : 9/2/00	38,88	24,4	18,25	04/02/00 20:00	9,456	09/02/00 16:00	9,572	11,348	1,834
7	16/2/00 : 22/2/00	26,49	4,8	17,49	18/02/00 03:00	9,082	21/02/00 10:30	11,066	11,519	1,445
8	16/3/00 : 27/3/00	23,37	20,4	0	22/03/00 12:00	6,154	01/04/00 23:00	6,602	7,576	1,198
9	3/5/00 : 9/5/00	68,56	44	43,7	03/05/00 16:30	4,917	08/05/00 20:00	5,022	5,260	0,291
10a	25/11/00 : 4/12/00	326,35	132	294,64	26/11/00 12:30	2,654	06/12/00 15:30	7,926	12,558	7,268
10b	25/11/00 : 4/12/00	326,35	132	294,64	28/11/00 14:00	4,312	06/12/00 15:30	7,926	14,366	8,247
11	7/12/00 : 12/12/00	44,76	55,6	41,86	07/12/00 10:30	8,938	12/12/00 02:30	8,928	13,510	4,577
12a	18/12/00 : 26/12/00	82,03	120	51,61	22/12/00 15:00	5,604	31/12/00 16:00	6,250	9,550	3,623
12b	18/12/00 : 26/12/00	82,03	120	51,61	21/12/00 07:30	5,489	31/12/00 16:00	6,250	9,045	3,176
13a	31/12/00 : 05/01/01	59,19	33,6	37,89	01/01/01 08:30	6,229	11/01/01 17:30	6,358	8,854	2,561
13b	31/12/00 : 05/01/01	59,19	33,6	37,89	01/01/01 11:00	6,266	11/01/01 17:30	6,358	8,881	2,569
14a	15/01/01 : 20/01/01	145,17	86,8	118,07	17/01/01 00:00	5,899	02/02/01 17:00	6,832	11,299	4,934
14b	15/01/01 : 20/01/01	145,17	86,8	118,07	17/01/01 02:00	6,034	02/02/01 17:00	6,832	11,325	4,892
15&16	11/02/01 : 15/02/01	213,87	239	190,93	11/02/01 12:30:00	6,207	22/03/01 20:30	6,207	12,445	6,238
17	06/04/01 : 10/04/01	40,71	32	34,52	06/04/01 14:00:00	5,568	22/04/01 15:00	5,568	6,099	0,531
18	12/05/01 : 15/05/01	83,72	79,2	64,74	12/05/01 18:00:00	4,952	18/05/01 16:00	5,701	6,809	1,483

ANNEXE 2 :
Estimation expérimentale de la
masse volumique de l'eau en
fonction de sa concentration en
chlorures et de sa température

Estimation expérimentale de la masse volumique de l'eau en fonction de sa concentration en chlorures et de sa température

La masse volumique de l'eau est dépendante de sa température, de sa salinité et de la pression qui s'exerce sur elle. L'effet de la pression sur les propriétés des fluides est relativement faible en comparaison avec l'influence de la température et de la salinité (Holzbecher, 1998). L'eau sera considérée comme incompressible et l'effet de la pression négligé.

1- Dépendance de la masse volumique avec la température

Schoeller (1962) et Holzbecher (1998) citent une des plus classiques formules pour déterminer la masse volumique d'une eau connaissant sa température, établie par Thiesen et al. en 1900, pour des températures en dessous de 40°C.

$$\rho = 1000 \cdot \left[1 - \left(\frac{(T - 3,98)^2}{503570} \cdot \frac{T + 283}{T + 67,26} \right) \right]$$

avec ρ la masse volumique de l'eau en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, T la température de l'eau en degrés Celsius

2- Dépendance de la masse volumique avec la température et la salinité (ou la conductivité électrique ou la concentration en chlorures)

2.1. Formule proposé par Stuyfzand (1989)

Stuyfzand (1989) propose une formule pour le calcul de la masse volumique de l'eau en fonction de sa température et de sa salinité (ou TDS):

$$\rho = 1000 * (1 + 0,805*Sal - 6,5.10^{-6} * ((T-4) + (220*Sal))^2)$$

avec ρ la masse volumique en kg/m^3 , Sal la salinité (ou TDS) en kg/kg et T la température de l'eau en degrés Celsius.

2.2. Nouvelles formules expérimentales proposées

Nous avons vérifié la relation de Stuyfzand (1989) et établi une nouvelle relation pour l'eau de mer par des expériences de dilution d'eau salée avec de l'eau douce. Les mesures de température, de salinité et de conductivité sont faites avec le thermo-conductimètre électronique portable WTW P4 utilisé pour les mesures de terrain à la source Almyros d'Héraklion. La masse volumique est mesurée avec un densimètre flottant, la précision de lecture est de l'ordre de $0,1 \text{ kg.m}^{-3}$.

2.2.1. Eau salée au sel de cuisine NaCl

Trois séries de 20 mesures ont été réalisées avec une solution salée par du sel de cuisine NaCl, plus ou moins diluée par de l'eau douce. L'eau douce a une conductivité variant entre 749 et $797 \mu\text{S.cm}^{-1}$. La solution salée passe de l'eau douce à une conductivité maximale de $64100 \mu\text{S.cm}^{-1}$ (salinité égale à 42,9 g/kg), ce qui correspond à l'ordre de grandeur de l'eau de mer de Crète. La température de l'eau a varié de 17,6 à $25,5^\circ\text{C}$. Les résultats sont donnés dans le tableau A2.1 suivant.

Expérience 1 : 28/10/00 18h00				Expérience 2 : 28/10/00 19h00				Expérience 3 : 29/10/00 10h40			
Température (°C)	Conductivité électrique ($\mu\text{S/cm}$)	Salinité (g/kg)	Masse volumique de l'eau	Température (°C)	Conductivité électrique ($\mu\text{S/cm}$)	Salinité (g/kg)	Masse volumique de l'eau	Température (°C)	Conductivité électrique ($\mu\text{S/cm}$)	Salinité (g/kg)	Masse volumique de l'eau
23,2	749	0,1	998,5	25,3	797	0,2	998	20,6	780	0,1	999
22,9	2810	1,3	999,7	25,5	7590	4,2	1000,7	20,3	2300	1	999,6
22,8	3970	2	1000,2	24	1856	0,8	998,5	20,1	3900	2	1000,1
22,6	6680	3,6	1001,2	22,6	3420	1,7	999,5	19,8	6570	3,6	1001,4
22,4	8820	4,9	1002,2	22,3	4230	2,2	1000	19,5	9320	5,2	1002,3
22,1	10840	6,2	1003	22,1	7320	4	1001,2	19,4	11270	6,4	1003,2
21,9	14660	8,5	1004,6	21,7	11820	6,8	1003,2	19,2	14960	8,7	1005
21,7	18490	11	1006,5	21,5	16050	9,4	1005,2	19,1	17380	10,2	1006,2
21,5	21700	13	1007,9	21,1	18270	10,8	1006,3	18,9	20500	12,2	1007,5
21,3	26700	16,3	1010,2	21	21000	12,5	1007,5	18,8	24000	14,4	1009,3
20,8	32300	20	1013	20,8	27100	16,6	1010,3	18,6	29100	17,8	1011,7
20,7	33600	20,9	1013,8	20,5	32900	20,4	1013,1	18,5	36500	22,8	1015,4
20,5	41400	26,3	1017,6	20,3	36000	22,5	1014,5	18,3	42000	26,6	1018,1
20,3	45800	29,4	1019,8	20,2	39600	25	1016,6	18,2	46700	30	1020,4
20,1	52000	33,9	1022,8	20,1	41800	26,6	1017,6	18	52300	34	1023,2
19,9	59600	39,6	1027	20	46100	29,6	1019,8	17,8	56800	37,3	1025,6
19,8	65300	44	1029,7	19,8	50500	32,8	1022	17,7	60600	40,2	1027,4
19,6	65400	44	1029,8	19,6	55200	36,3	1024,5	17,6	64100	42,9	1029,4
19,5	62800	42	1028,5	19,6	59400	39,5	1026,7				
				19,5	63500	42,6	1028,8				

Tableau A2.1 : Résultats des expériences d'enrichissement en NaCl d'une eau douce et suivi de l'évolution de la masse volumique de la solution

Les résultats du tableau A2.1 permettent d'établir une nouvelle relation relativement proche de celle de Stuyfzand, en ajustant une courbe sur l'ensemble des données de masse volumique et de conductivité mesurées, par la méthode des moindres carrés sous Excel[®] :

$$\rho_{(T, \text{Cond})} = \rho_{\text{doux}(T)} \cdot \exp(\text{Cond.Elec} \cdot 10^{-6} \cdot 0,46738)$$

où $\rho_{\text{doux}(T)} = 1000 \cdot \left[1 - \left(\frac{(T - 3,98)^2}{503570} \cdot \frac{T + 283}{T + 67,26} \right) \right]$ est la formule liant la masse volumique

d'une eau douce à sa température

avec $\rho_{(T, \text{Cond})}$ la masse volumique en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$, T la température en degrés Celsius et Cond.Elec la conductivité électrique de l'eau en $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$.

Une courbe abaque (Figure A2.1) permet de déterminer graphiquement la masse volumique de l'eau en fonction de sa conductivité électrique pour trois valeurs de température (17, 20 et 25°C).

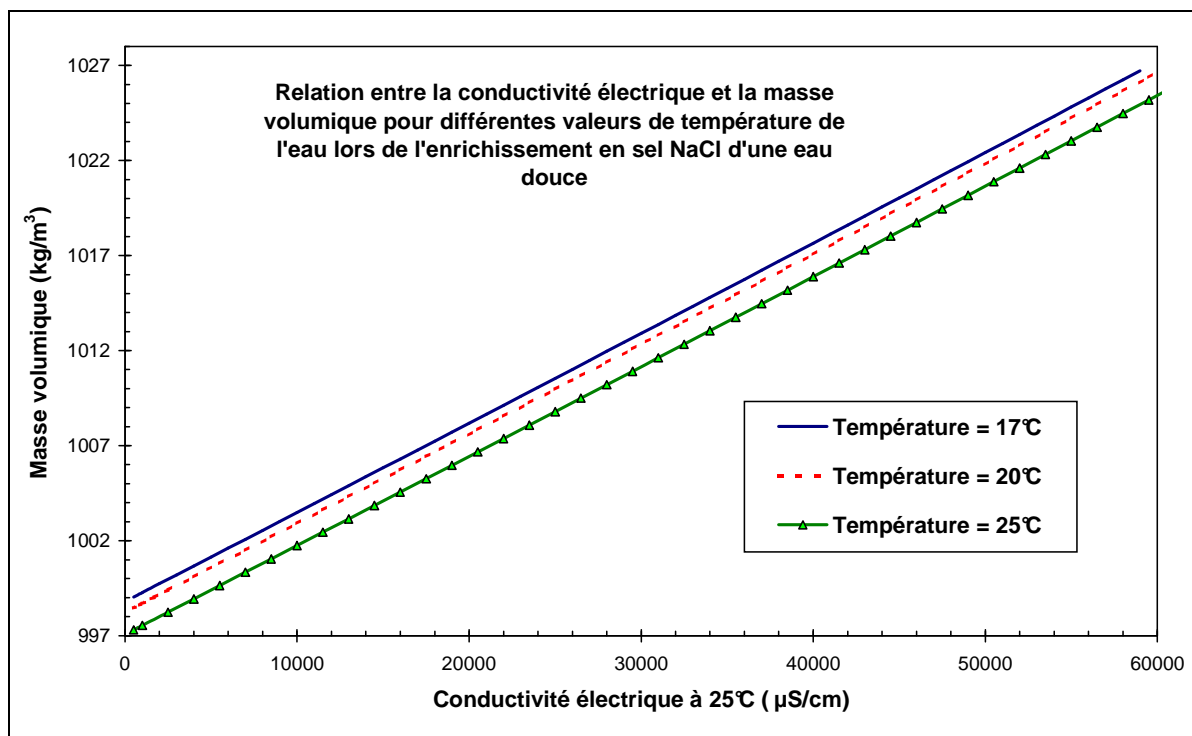


Figure A2.1 : Relation entre la masse volumique et la conductivité électrique d'une eau enrichie en sel NaCl, pour des températures de l'eau égales à 17, 20 et 25°C

2.2.2. Eau salée de Mer Egée

Trois séries d'expériences de dilution ont été réalisées dans le cadre de cette étude directement avec de l'eau de mer prélevée en Mer Egée, au nord de la Grèce dans la région

d'Halkidiki. L'eau de Mer Egée est légèrement moins salée que la Mer de Crète mais l'évolution de la masse volumique de l'eau en fonction de sa salinité est supposée équivalente.

Les formules présentées précédemment, celle de Stuyfzand et celle établie par dilution de NaCl, ne sont pas applicables dans le cas de l'eau de mer. Elles sous-estiment la masse volumique de l'eau de mer, comme le montre le tableau A2 qui donne la masse volumique mesurée pour deux eaux de salinité comparable.

Eau de mer (5 nov. 2000)	Eau avec NaCl
Salinité = 33,8 g/kg	Salinité = 33,9 g/kg
Conductivité = 51800 $\mu\text{S/cm}$	Conductivité = 52000 $\mu\text{S/cm}$
Température = 20,4°C	Température = 20,1°C
Masse volumique = 1025,4 g/cm ³	Masse volumique = 1022,8 g/cm ³

Tableau A2.2: Valeurs expérimentales illustrant la différence de masse volumique entre l'eau de mer et l'eau enrichie en NaCl.

Expérience 4 : 5/11/00 16h30				Expérience 5 : 5/11/00 17h40				Expérience 6 : 5/11/00 19h50			
Température (°C)	Conductivité électrique ($\mu\text{S/cm}$)	Salinité (g/kg)	Masse volumique de l'eau	Température (°C)	Conductivité électrique ($\mu\text{S/cm}$)	Salinité (g/kg)	Masse volumique de l'eau	Température (°C)	Conductivité électrique ($\mu\text{S/cm}$)	Salinité (g/kg)	Masse volumique de l'eau
20,6	747	0,1	999	19,7	756	0,1	999	25,9	740	0,1	998,3
20,2	1951	0,8	999,5	19,6	4180	2,1	1000,6	25,4	3390	1,7	999,5
20,2	2410	1,1	999,6	19,4	9010	5	1003	24,5	1924	0,8	999
20,1	4390	2,3	1000,6	19,1	15480	9	1006	24,3	3600	1,8	999,6
20	5460	2,9	1000,9	18,9	25900	15,7	1011,4	24,1	4840	2,5	1000,1
19,8	7350	4	1001,7	18,7	34100	21,2	1016	24	5750	3,1	1000,5
19,7	9180	5,1	1002,6	18,6	38600	24,3	1018,6	23,9	7110	3,9	1001,2
19,6	10720	6,1	1003,4	18,5	43600	27,8	1021,3	23,7	8440	4,7	1001,8
19,5	13390	7,7	1004,6	18,4	51900	33,8	1026,2	23,5	10980	6,3	1003
19,4	16240	9,5	1006,2					23,4	12280	7,1	1003,5
19,2	18740	11,1	1007,3					23,2	14760	8,6	1004,7
19,2	21000	12,5	1009,6					23,1	16990	10	1005,9
19	23600	14,2	1010					22,9	18960	11,3	1006,9
18,9	26600	16,1	1011,8					22,7	22300	13,4	1008,5
18,8	29000	17,8	1013,1					22,4	25300	15,4	1010,4
18,7	31800	19,6	1014,5					22,3	28700	17,6	1012,1
18,6	34600	21,5	1016,2					22,1	30800	19,1	1013,4
18,5	39700	25,1	1019,1					22	33100	20,6	1015,6
18,4	42300	26,8	1020,4					21,9	35800	22,4	1016,2
18,3	45700	29,2	1022,3					21,7	39200	24,8	1018,1
18,3	47700	30,7	1023,6					21,5	41400	26,3	1019,3
18,2	51200	33,3	1025,6					21,2	44300	28,4	1021
18,9	51900	33,8	1025,9					20,8	48300	31,2	1023,3
								20,4	51800	33,8	1025,4
								21,8	51700	33,8	1025

Tableau A2.3 : Résultats des expériences de mélange d'eau douce avec de l'eau de mer, et suivi de l'évolution de la masse volumique de la solution.

Les résultats des expériences sont donnés dans le tableau A2.3 : 57 mesures ont été réalisées, avec une température variant de 18,2 à 25,9°C, une conductivité variant de l'eau douce à 740 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ jusqu'à l'eau de Mer Egée à 51900 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, et des masses volumiques allant de 998,3 à 1026,2 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$. L'ensemble des données de conductivité et de masse volumique du tableau A2.3 ont permis d'établir la relation entre la conductivité électrique et la masse volumique de l'eau de mer échantillonnée, par la méthode des moindres carrés dans le tableur Excel. La concentration en chlorures a également été calculée puis la relation entre la concentration en chlorures et la masse volumique de l'eau de mer a été déduite par la méthode des moindres carrés. Les résultats sont donnés dans la figure A2.2.

$$\rho_{(T,\text{Cond})} = \rho_{\text{doux}(T)} \cdot \exp(\text{Cond.Elec} \cdot 10^{-6} \cdot 0,51351)$$

$$\rho_{(T,\text{Cl})} = \rho_{\text{doux}(T)} \cdot [-9,44541 \cdot 10^{-12} \cdot (\text{Cl})^2 + 1,399918 \cdot 10^{-6} \cdot \text{Cl} + 1,000677]$$

où $\rho_{\text{doux}(T)} = 1000 \cdot \left[1 - \left(\frac{(T - 3,98)^2}{503570} \cdot \frac{T + 283}{T + 67,26} \right) \right]$ est la formule liant la masse volumique d'une eau douce à sa température

avec $\rho_{(T,\text{Cond})}$ la masse volumique en kg/m^3 , $\rho_{(T,\text{Cl})}$ la masse volumique en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, $\rho_{\text{doux}(T)}$ la masse volumique de l'eau douce de même température T, T la température en degrés Celsius, Cond.Elec la conductivité électrique de l'eau en $\mu\text{S}/\text{cm}$ mesurée avec le conductimètre portable WTW P4, et Cl la concentration en chlorures en $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ tirée de la conductivité électrique.

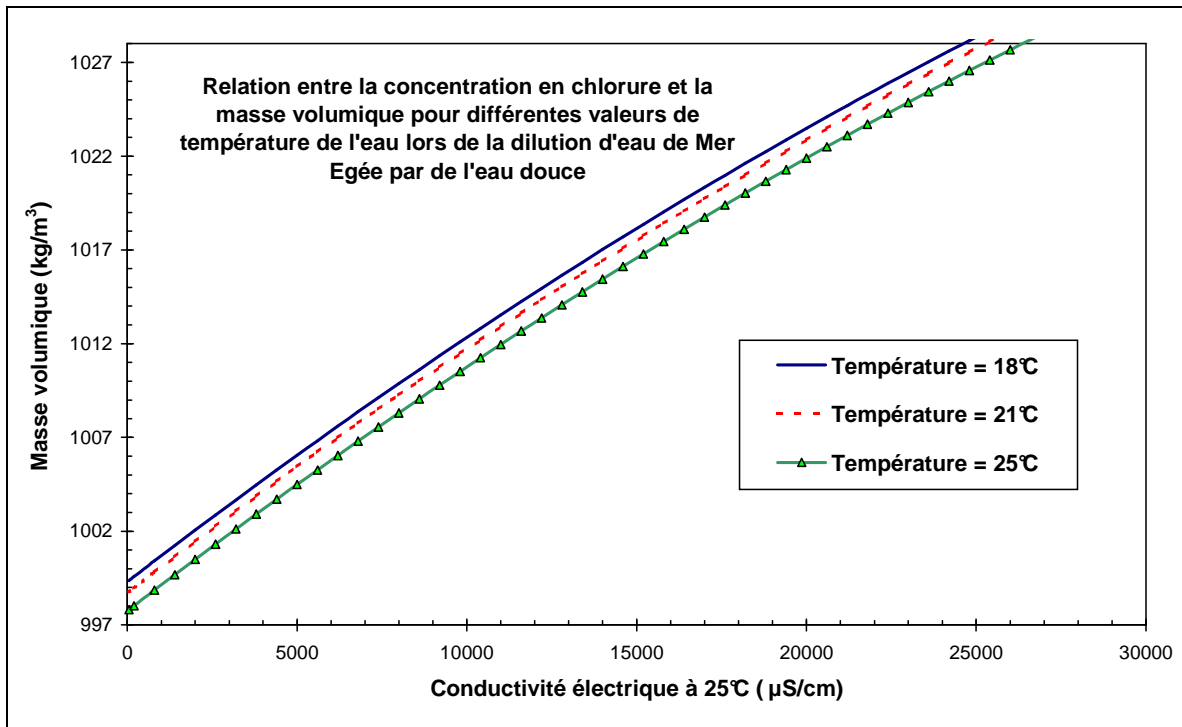


Figure A2.2 : Relation entre la masse volumique et la concentration en chlorures d'eau de Mer Egée, pour des températures de l'eau égales à 18, 21 et 25°C

ANNEXE 3 :
Fonctionnement et utilisation du
modèle SWIKAC
(Salt-Water Intrusion in KARst
Conduits)

1- Fichiers nécessaires et mode d'utilisation

- Le modèle SWIKAC est composé de trois fichiers matlab :

* "**Density.m**" qui est la fonction pour le calcul de la masse volumique de l'eau à partir de sa concentration en chlorures,

* "**Headloss.m**" qui est la fonction pour le calcul de la perte de charge due au frottement suivant les équations 4.4 et 4.7.

* "**SWIKAC.m**" est le programme principal qui fait appel aux deux fonctions précédentes et dont le fonctionnement est décrit dans la partie suivante. Ce fichier est décliné en plusieurs versions qui ont été décrites dans la partie 4.5.1. "les différents modèles". La différence entre les versions réside dans la position et la forme de la portion du conduit "étanche" alimentant la source Almyros d'un volume constant de 770 000 m³.

- Le fichier de données d'entrée mesurées

Pour fonctionner, le programme utilise un fichier de données d'entrée mesurées qui peut être au format Excel® ou ASCII. Ce fichier sera constitué de quatre colonnes comportant les données dans l'ordre suivant, de la première à la quatrième colonne : Date, Concentration en chlorures (mg.l⁻¹), Niveau du lac (m) et Débit (m³.s⁻¹). Les données devront commencer pendant une période d'étiage où les variations de salinité et de débit à la source sont très faibles.

Chaque colonne peut indifféremment avoir un titre sur la première ligne dans le fichier Excel, mais le fichier ASCII ne doit comporter que des chiffres sans titre ni valeur de texte. La version française d'Excel avec des virgules est directement compatible avec le logiciel Matlab, par contre le fichier ASCII doit comporter des points à la place des virgules. Les valeurs des dates sont numériques et 8 chiffres après la virgule sont conseillés. La chronique de données ne doit avoir ni lacune, ni "blanc". En cas de valeurs manquantes, remplacer ces valeurs par leurs valeurs interpolées sous Excel ou sous un autre logiciel.

Les dates au format numérique dans Matlab utilisent un repère temporel par rapport au premier janvier de l'an 0, contrairement à Excel sous PC qui utilise un repère temporel par rapport au premier janvier 1900. En cas de graphique sous Matlab, il faut corriger la valeur Excel pour tenir compte de ce décalage.

- Les étapes pour faire une simulation

Pour effectuer une simulation avec le modèle SWIKAC :

- 1- Choisir la version de SWIKAC que l'on désire tester,
- 2- Posséder les trois fichiers du modèle SWIKAC et le fichier de données d'entrée,

- 3- Mettre au format nécessaire le fichier de données d'entrée,
- 4- Renseigner l'ensemble des paramètres nécessaires dans les fichiers **Headloss.m** et **SWIKAC.m** (détail donné dans la partie 4.2.2. traitant des variables), et spécifier le type de sortie désirée : graphique et/ou fichier ASCII. Il n'y a pas d'interface utilisateur, les paramètres sont modifiés directement dans les fichiers source.
- 5- Lancer SWIKAC.

Deux possibilités existent pour lancer SWIKAC, suivant les utilitaires dont on dispose dans Matlab :

- a- Avec la version de base de Matlab, le fichier SWIKAC.m (fonction ou script) est lancé dans la "command window" de Matlab par la commande "SWIKAC".
- b- Lorsque Matlab possède la "Suite C Compiler" (Matlab Compiler + Matlab C/C++ Math library + Matlab C/C++ Graphics library), le fichier SWIKAC.m (fonction) est tout d'abord transformé automatiquement en code C, puis compilé pour pouvoir tourner directement sur Matlab (fichier -mex) et exploiter ainsi l'interface et les grandes possibilités graphiques de Matlab : dans la "command window", un fichier -mex est tout d'abord créé par la commande "mcc -x -h SWIKAC", puis le fichier -mex est lancé par la commande "SWIKAC".

Cette deuxième solution est conseillée car elle permet de réduire considérablement les temps de calcul pour un programme Matlab contenant plusieurs boucles, tel que le programme SWIKAC.

- 6- Les concentrations en chlorures à la source Almyros mesurées et simulées sont comparées. Une nouvelle simulation peut être faite pour ajuster le modèle et obtenir une meilleure simulation. L'utilisateur joue par essai-erreur avec le modèle en reprenant les étapes 4 et 5.

2- Structure du modèle

La valeur des paramètres nécessaires pour faire une simulation ayant été renseignée dans le modèle SWIKAC, il est ensuite lancé et il travaille en trois étapes successives résumées dans la figure A3.1 (dans ce paragraphe le mot matrice doit être pris au sens mathématique du terme) :

- 1- La phase "Entrées" durant laquelle les données sont récupérées directement à partir d'un fichier Excel ou à partir d'un fichier au format ASCII (texte). Les paramètres définis par l'utilisateur sont lus et leur validité vérifiée (nombre de Courant respecté, nombre de cellules cohérent). Ces paramètres permettent de définir la taille des matrices vides que Matlab crée pour y faire des calculs ou stocker les résultats. Ces matrices sont nommées par des abréviations à deux ou trois lettres (par exemple AC, AAC) où la dernière lettre représente la variable qu'elles contiennent, ainsi C signifie concentration en chlorures, H charge en colonne d'eau douce équivalente, Q débit total et dq débit entrant à travers les

parois du conduit (par exemple AC est une matrice A de calcul de la concentration en chlorures, Figure A3.1).

2- La phase "Calculs" est elle-même divisée en deux étapes successives. Tout d'abord l'initialisation qui consiste à déterminer par une exécution du modèle sur une durée donnée par l'utilisateur des valeurs stabilisées de la concentration en chlorures et de la charge initialement inconnues en tout point du conduit. Les calculs sont faits en boucle avec les premières valeurs mesurées de la série de données enregistrées à la source (concentration en chlorures, niveau de la source et débit). A la fin de la phase d'initialisation, le conduit est "rempli" d'eau saumâtre de concentration connue dans chaque cellule.

La phase simulation débute alors. Le calcul en boucle pour la simulation de la concentration en chlorures, de la charge et du débit d'eau de mer entrant dans chaque cellule est fait avec un pas de temps très court. Les résultats sont stockés à chaque pas de temps de mesure dans les matrices C, BC, BH, BQ, Bdq créées dans la phase 1.

3- Les calculs terminés, les résultats stockés sont exportés vers un fichier au format ASCII, et/ou représentés dans un graphique sous Matlab.

Modèle mixing cell SWIKAC (SaltWater Intrusion in Karst Conduits)

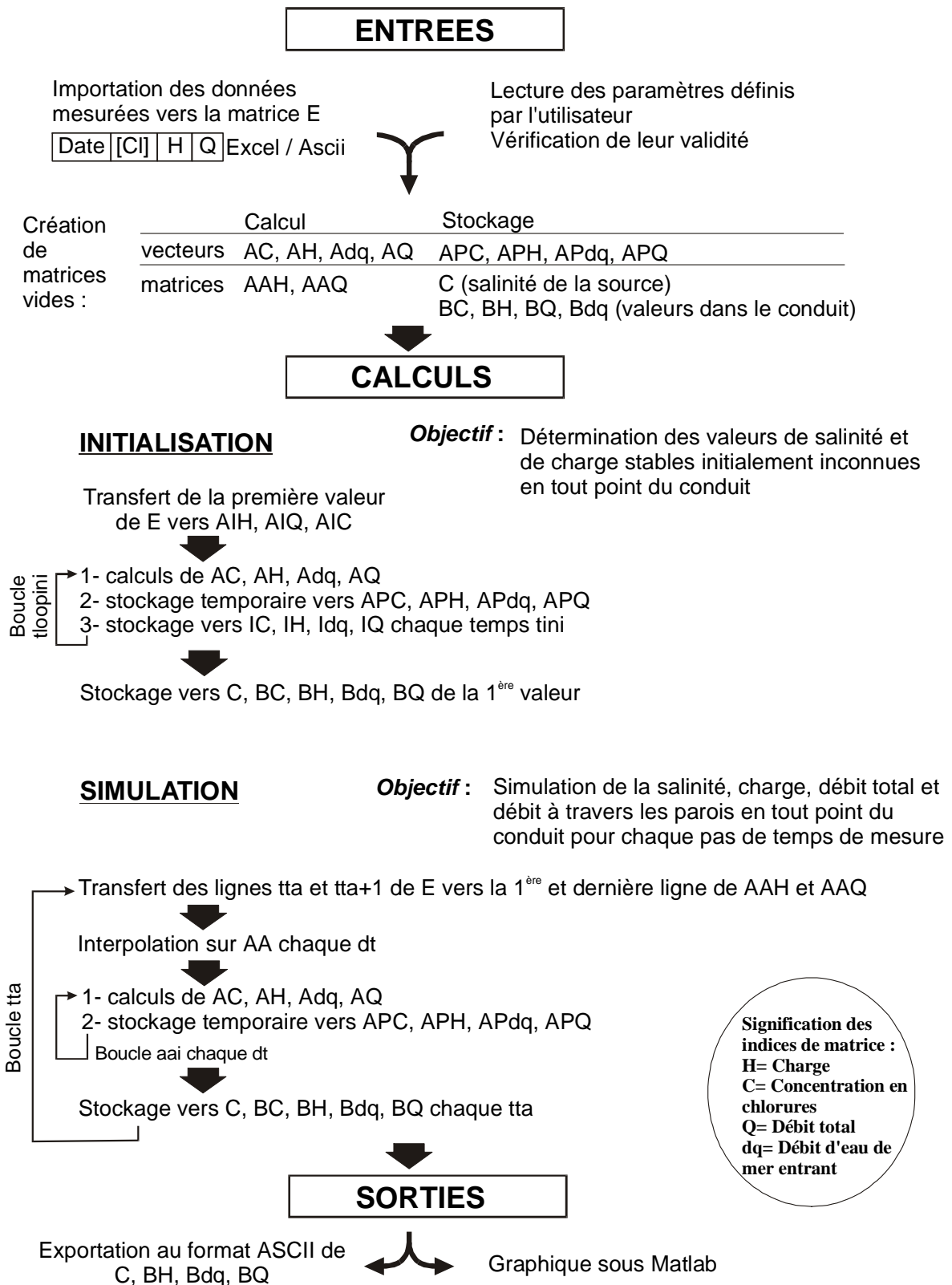


Figure A3.1 : Structure du modèle SWIKAC (Version de base)

ANNEXE 4 :
Simulation des variations de la
salinité de la source Almyros
d'Héraklion à l'aide d'une
maquette

1. Introduction

Une maquette, du point de vue du physicien, est une réplique à petite échelle du prototype à construire. En hydrogéologie, la maquette sera la représentation physique à échelle réduite du modèle conceptuel du système aquifère étudié. Elle peut être une étape préliminaire à la modélisation mathématique, permettant d'expérimenter différents schémas de fonctionnement de l'hydrosystème. Elle a été réalisée en septembre 2000, avant la construction du modèle numérique SWIKAC.

La maquette construite (Photo A4.1) a permis de simuler l'intrusion d'eau salée dans un drain karstique poreux qui véhicule de l'eau douce à travers une zone contenant de l'eau salée. La salinité de l'eau à la sortie du conduit simule celle de l'eau de la source Almyros d'Héraklion. Elle varie en fonction des charges d'eau douce et d'eau salée appliquées, et des caractéristiques du drain (diamètre, porosité, longueur). Ces combinaisons de variations ont donné lieu à la réalisation de 50 expériences. L'objectif majeur est de vérifier que le mécanisme d'intrusion saline dans le conduit alimentant la source Almyros, tel qu'il a été interprété au chapitre 3 et ultérieurement modélisé par le modèle mathématique SWIKAC (chapitre 4), est cohérent. De plus, les échanges d'eau douce et d'eau salée entre le conduit et sa matrice environnante (ici le bassin d'eau salée) sont observés visuellement.

2. Description de la maquette

La maquette a été construite au Laboratoire d'Hydraulique et d'Environnement de l'Université de Thessalonique (Grèce), au sein du laboratoire d'expérimentation, en coordination scientifique et technique avec les Professeurs de Marsily, Ganoulis, Prinos et Dermissis. Ces deux derniers sont spécialistes dans l'expérimentation sur maquette au Laboratoire de Thessalonique, le premier sur les forces de l'écoulement en canal, le second sur les circulations à l'embouchure des conduites se déversant dans la mer (Dermissis, 1993).

Chaque expérience consiste à générer un écoulement d'eau douce, avec une charge imposée en entrée et en sortie, à travers un tube de plexiglas surmonté d'une hauteur constante d'eau salée de densité égale à celle de la mer de Crète.

Le tube de plexiglas a un diamètre externe de 5 cm et un diamètre interne de 4,6 cm. Il est horizontal, percé de trous positionnés en bas, en haut, aux pôles ou latéralement suivant les expériences (Figure A4.1).

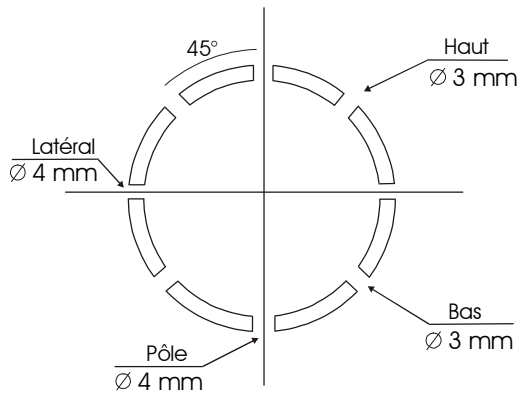


Figure A4.1 : Vue en coupe transversale du tube percé de trous : diamètre et position des trous

La porosité de surface ω_s est calculée avec un diamètre moyen du tube D_T de 4,8 cm suivant la relation (de Marsily, 1981) :

$$\text{Porosité de surface } \omega_s = \frac{\text{surface des vides}}{\text{surface totale}} = \frac{\pi R_p^2 N}{\pi D_T L} = \frac{R_p^2 N}{D_T L}$$

avec R_p = rayon moyen des trous dans le tube (équivalent à des pores), D_T = diamètre du tube plexiglas, N = nombre de trous, L = longueur du tube comportant des trous.

2.1. Conditions de similitude et échelle

Une maquette est réellement effective si elle répond aux conditions de similitude des écoulements entre l'écoulement réel et l'écoulement en maquette. Cette condition de similitude se réduit à la condition de Reynolds, c'est à dire à l'égalité des nombres de Reynolds (Comolet, 1976). Le nombre de Reynolds est exprimé par la formule suivante :

$$\Re_e = \frac{\rho V D}{\mu} = \frac{V D}{\nu} \quad \text{où } V = \text{vitesse moyenne du fluide [L.T}^{-1}\text{]}, D = \text{diamètre de la conduite [L]}, \\ \nu = \mu/\rho = \text{viscosité cinématique [L}^2\text{.T}^{-1}\text{]}.$$

L'écoulement en charge dans les conduits karstiques est reconnu pour être turbulent, avec un nombre de Reynolds supérieur à 10^4 et atteignant des valeurs de l'ordre de 10^6 . L'écoulement dans la conduite en plastique de la maquette a donc été forcé, par des charges imposées en entrée et sortie engendrant une vitesse d'écoulement de l'ordre de $0,2 \text{ m.s}^{-1}$, pour obtenir un nombre de Reynolds compris entre $0,5 \cdot 10^4$ et $1 \cdot 10^4$. Toutefois, des vitesses plus rapides générant de plus grands nombres de Reynolds n'ont pas pu être testées.

La similitude des écoulements du modèle par rapport au milieu réel ayant été établie, l'échelle de la maquette constitue le second élément de "similitude". L'échelle est définie comme le rapport des grandeurs réelles sur celles de la maquette. Sur l'échelle verticale

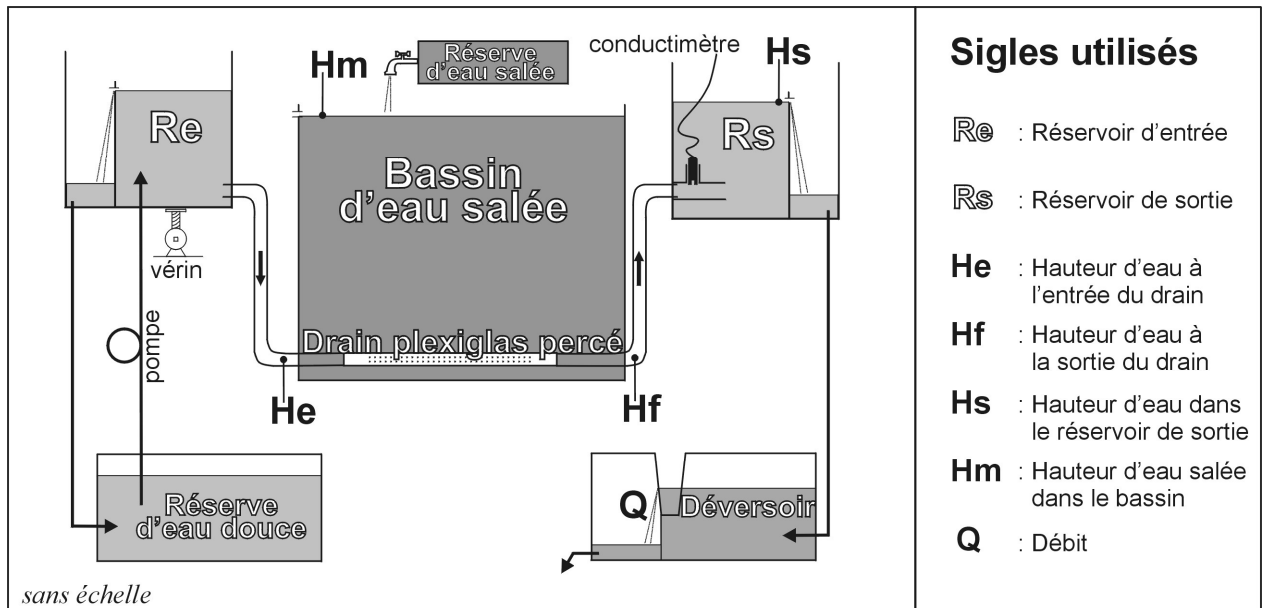
deux paramètres sont pris en considération, le diamètre de la conduite et la hauteur d'eau salée au-dessus de la zone "poreuse" de la conduite. Le conduit karstique réel en profondeur a été estimé à 15 mètres de diamètre. L'échelle est alors égale à 326, c'est à dire que chaque unité sur la maquette représente 326 unités réelles. Avec cette échelle, la profondeur du drain simulé dans la maquette est de 195 mètres sous le niveau de la mer, ce qui est moins profond que la valeur de 500 m estimée dans le cas de l'Almyros d'Héraklion. L'échelle de cette maquette n'est donc pas directement utilisable pour tirer des conclusions quantitatives à partir des résultats obtenus par l'expérimentation, mais les résultats seront qualitativement représentatifs des phénomènes physiques testés.

2.2. Configuration de la maquette

Une vue générale de la maquette est illustrée par la photo A4.1. La maquette est composée de deux réservoirs reliés entre eux par une conduite circulaire qui traverse un bassin rempli d'eau salée. Cette conduite comporte une zone d'un mètre de tube plexiglas transparent horizontal percé de trous par lesquels se font les échanges entre l'eau douce circulant initialement dans le conduit et l'eau salée du bassin (Figure A4.2, A4.3).

Les pressions à l'entrée et à la sortie de la maquette sont imposées par l'expérimentateur par la hauteur constante de l'eau dans les réservoirs d'entrée et de sortie. L'eau douce est pompée d'un réservoir inférieur vers le réservoir d'entrée (Re). La hauteur du réservoir d'entrée est réglable grâce à deux vérins mécaniques (Figure A4.2). La salinité de l'eau est mesurée dans le réservoir Rs à la sortie du conduit, avant d'être évacuée vers le réservoir déversoir où le débit est mesuré.

Le niveau d'eau salée dans le bassin est contrôlé par un trop-plein et une réserve d'eau salée supplémentaire. La salinité de l'eau dans le bassin peut varier lorsque les conditions de réalisation de l'expérience entraînent l'expulsion d'eau douce à l'extérieur du drain. Elle est rectifiée entre chaque expérience par l'ajout d'une solution d'eau salée très concentrée.



Sigles utilisés

Re : Réservoir d'entrée

Rs : Réservoir de sortie

He : Hauteur d'eau à l'entrée du drain

Hf : Hauteur d'eau à la sortie du drain

Hs : Hauteur d'eau dans le réservoir de sortie

Hm : Hauteur d'eau salée dans le bassin

Q : Débit

Figure A4.2 : Schéma de fonctionnement de la maquette

2.3. Dimensions

Le bassin d'eau salée contient environ 250 litres d'eau. Il est long et étroit, de longueur 252 cm, largeur 16 cm, et hauteur 76 cm (Figure A4.3). La conduite en plastique, de diamètre intérieur égal à 4,6 cm et de longueur totale égale à 395 cm, peut être divisée en trois tronçons (Figure A4.3) :

- le tube plastique raccordant le réservoir d'entrée (Re) au tube en plexiglas, d'une longueur de 155 cm ;
- le tube en plexiglas d'une longueur d'un mètre, percé de trous jusqu'à 15 cm des extrémités ;
- le tube plastique raccordant le tube plexiglas au réservoir de sortie (Rs), d'une longueur de 140 cm.

Le tube de plexiglas est posé à 6 cm au-dessus du fond du bassin, et est recouvert d'environ 60 cm d'eau salée.

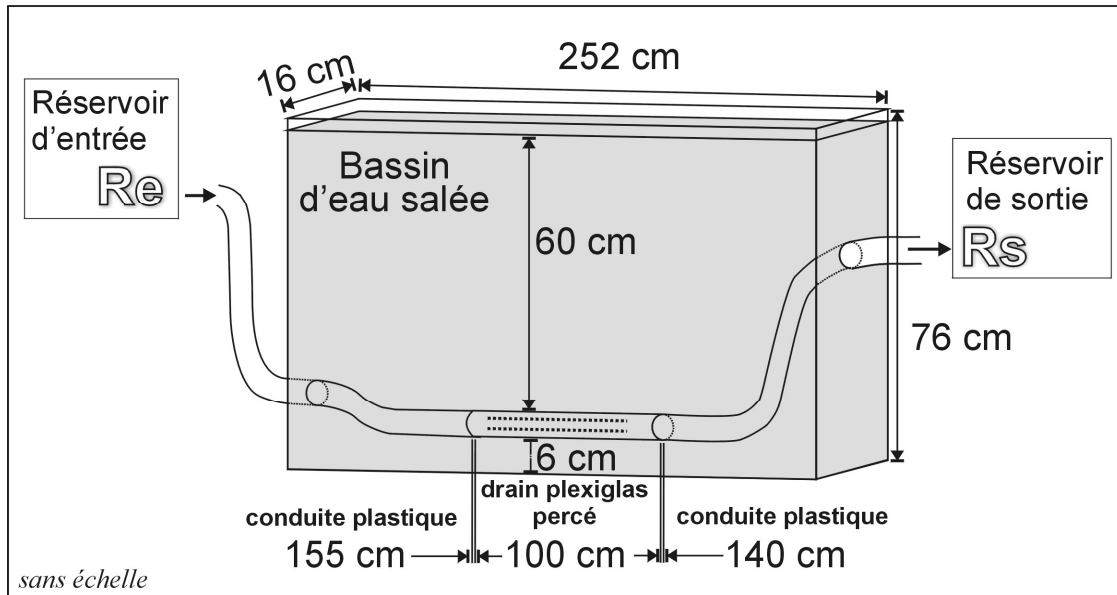


Figure A4.3 : Dimensions principales de la maquette

2.4. Matériel et mesures

L'eau salée dans le bassin simule l'eau de mer avec une densité moyenne de $1027 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Elle est obtenue par mélange d'eau douce avec du sel de mer alimentaire non traité (NaCl). La solution est homogénéisée dans un réservoir annexe de 100 litres avec un mélangeur électrique. La densité de l'eau est déduite des mesures de conductivité électrique suivant la relation établie expérimentalement en annexe 2, reliant la densité de l'eau à sa température et à sa conductivité électrique. Cette relation a été établie avec le matériel (conductimètre, eau douce, sel) utilisé lors des expérimentations sur la maquette.

Au cours des expériences, l'évolution de la salinité de l'eau au réservoir de sortie de la maquette est enregistrée automatiquement avec un pas de 5 secondes. Les valeurs de pression à l'entrée (H_e) et à la sortie (H_f) du tube en plexiglas sont obtenues en hauteur de colonne d'eau grâce à deux tubes piézométriques implantés dans la conduite et connectés à un manomètre (Photo A4.3). Leur emplacement de part et d'autre du drain permet de connaître les charges dans le système en s'affranchissant des fortes pertes de charge locales à la jonction avec les réservoirs d'entrée et de sortie. La hauteur d'eau salée dans le bassin (H_m) est mesurée directement sur la vitre du bassin. La précision des mesures visuelles est de l'ordre de 0,5 mm. Le débit à la sortie de la maquette est mesuré en hauteur d'eau dans le déversoir, puis transformé en débit par la courbe de tarage spécifique du déversoir. La précision de lecture est de l'ordre de 1 mm, soit une erreur de 1 l/min.

3. Les situations testées

3.1. Cas d'un drain "poreux" traversant un bassin d'eau salée

Comme expliqué précédemment, le drain se compose d'un tube de plexiglas transparent percé de trous et immergé dans un bac contenant de l'eau salée. Ce dispositif ne constitue pas une représentation exacte du fonctionnement de l'aquifère car la capacité d'échange de l'eau à travers les pores du drain n'est alors limitée que par leur diamètre et non pas par la transmissivité de la matrice calcaire autour du drain. Toutefois, ces expérimentations sont indispensables car elles permettent de visualiser directement les flux d'eau douce et d'eau salée, le sens de circulation des deux fluides et leur mélange (ou non) dans le drain. Ce type d'observations n'est bien évidemment pas possible en milieu réel et représente un des intérêts des expérimentations sur maquettes.

Différentes porosités de surface, variant avec le nombre de trous, et différentes positions des "pores" sont testées. Le diamètre des trous est fixe, égal à 3 mm (Photo A4.2). Les trous sont alignés sur la longueur du tube, avec un espacement entre chacun de 1 cm le long d'un nombre variable de lignes. Le tableau A4.1 ci-dessous synthétise les différents cas étudiés.

Nombre de lignes	4	2	2	4	2	2	2
N: nombre de trous par ligne	40	39	40	71	71	71	71 + 64
Porosité de surface	7,7%	3,9%	3,9%	7,6%	3,8%	3,8%	3,6%
Position des trous (voir figure A4.1)	2Haut & 2Bas	2Bas	1Haut & 1Bas	2Haut & 2Bas	1Haut & 1Bas	2Bas	2Haut

Tableau A4.1 : Caractéristiques du drain "poreux" utilisé pour les expériences avec la maquette

3.2. Cas d'un drain "poreux" traversant une matrice poreuse contenant de l'eau salée

Le tube percé de trous est maintenant entouré de sable hétérogène dans le bassin d'eau salée (Photo A4.3). Ce dispositif représente réellement un drain traversant un aquifère poreux. Il s'apparente au milieu karstique décrit comme un réseau de conduits au sein d'une matrice continue équivalente à un milieu poreux. L'observation directe des flux d'eau de mer et d'eau salée n'est plus possible.

Deux diamètres de trous sont utilisés, chaque ligne ne comportant qu'un type de trou : des trous de 3 mm de diamètre espacés de 1 cm, et des trous de 4 mm de diamètre espacés de 1,5 cm sur chaque ligne. Le tableau A4.2 ci dessous synthétise les différents cas étudiés.

Nombre de lignes	4	2	8
N: nombre de trous par lignes	71 (diamètre 3mm)	71 (diamètre 3mm)	71 trous (diamètre 3mm) sur 4 lignes & 47 trous (diamètre 4mm) sur 4 lignes
Porosité de surface	7,6%	3,8%	16,6%
Position des trous	2Haut & 2Bas	2Bas	2Haut & 2Bas (diamètre 3mm) & 2Latéral & 2Pole (diamètre 4mm)

Tableau A4.2 : Caractéristiques du drain "poreux" entouré de sable, utilisé pour les expériences avec la maquette

3.3. Cas d'un conduit imperméable connecté à un conduit annexe en communication avec le bassin d'eau salée

Le tube en plexiglas sans trou est connecté à un tube flexible de diamètre 2,5 cm dans le bassin d'eau salée. Ce dispositif représente le cas d'un conduit karstique alimentant une source et connecté à un conduit annexe en relation avec la mer.

4. Résultats et discussions

Ces expériences ont été menées dans l'objectif principal d'étudier les conditions d'entrée d'eau salée dans un conduit fissuré ou poreux où circule initialement de l'eau douce, comparable au système karstique de l'Almyros d'Héraklion (Crète). Les résultats présentés ont été obtenus dans le cas où le niveau d'eau à la sortie du conduit, ici mesuré au point Hf (Figure A4.2), est toujours supérieur au niveau d'eau de la mer, représenté ici par le niveau Hm du bassin d'eau salée. Le niveau d'eau à la sortie de la maquette, au point Hs (Figure A4.2), est resté constant durant la totalité des expériences.

4.1. Gamme de variation des données

Les expérimentations ont consisté à observer la salinité de l'eau à la sortie de la maquette pour différents types de drains et différentes valeurs de charge à l'entrée. Les valeurs sont exprimées en hauteur d'eau (sans correction avec la densité) par rapport au haut du tube en

plexiglas (lui-même situé à +11 cm au-dessus du fond du bassin). L'ensemble des résultats est repris dans la figure A4.4 ci-dessous.

Le réservoir d'entrée (Re) a varié de 66 à 83,5 cm, induisant une hauteur à l'entrée du drain (He) de 60,5 à 63,7 cm. La différence de hauteur entre le réservoir Re et la valeur He tient au fait qu'il y a de fortes pertes de charge singulières à la sortie du réservoir. La hauteur à la sortie du drain (Hf) a varié de 59,8 à 63,3 cm alors qu'elle a varié de 58,2 à 60,3 dans le réservoir de sortie (Hs). Il a été difficile de conserver un niveau d'eau (Hm) et une conductivité électrique constants dans le bassin d'eau salée; ceux-ci ont varié respectivement de 58,6 à 61,6 cm et de 58000 à 61000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Le niveau d'eau salée est toujours resté inférieur au niveau d'eau à la sortie du drain percé de trous, ce qui s'apparente à la position de la mer plus basse que la sortie de la source Almyros d'Héraklion. La température de l'eau du bassin est restée globalement stable, de l'ordre de 18°C, et la densité de l'eau a varié avec la salinité de 1026,1 à 1027,5 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Le niveau d'eau dans le bassin peut être transformé en pression d'une colonne d'eau douce équivalente au-dessus du drain (Hm doux) par la relation :

$$\text{Hm doux} = \text{Hm} \cdot \frac{\rho_{\text{eau salée}}}{\rho_{\text{eau douce}}} \cong \text{Hm} \cdot \rho_{\text{eau salée}} \quad \text{avec } \rho_{\text{eau salée}} = 1027 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}. \text{ La colonne d'eau douce}$$

équivalente dans le bassin a donc varié de 60,2 à 63,3 cm.

L'eau douce a une température initiale proche de 18°C, comme celle de l'eau salée. Sa salinité initiale est égale à 753 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (ou 757 $\mu\text{S}/\text{cm}$ dans certaines expériences). A la sortie de la maquette, la conductivité électrique varie de 753 à 25000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ suivant les expériences.

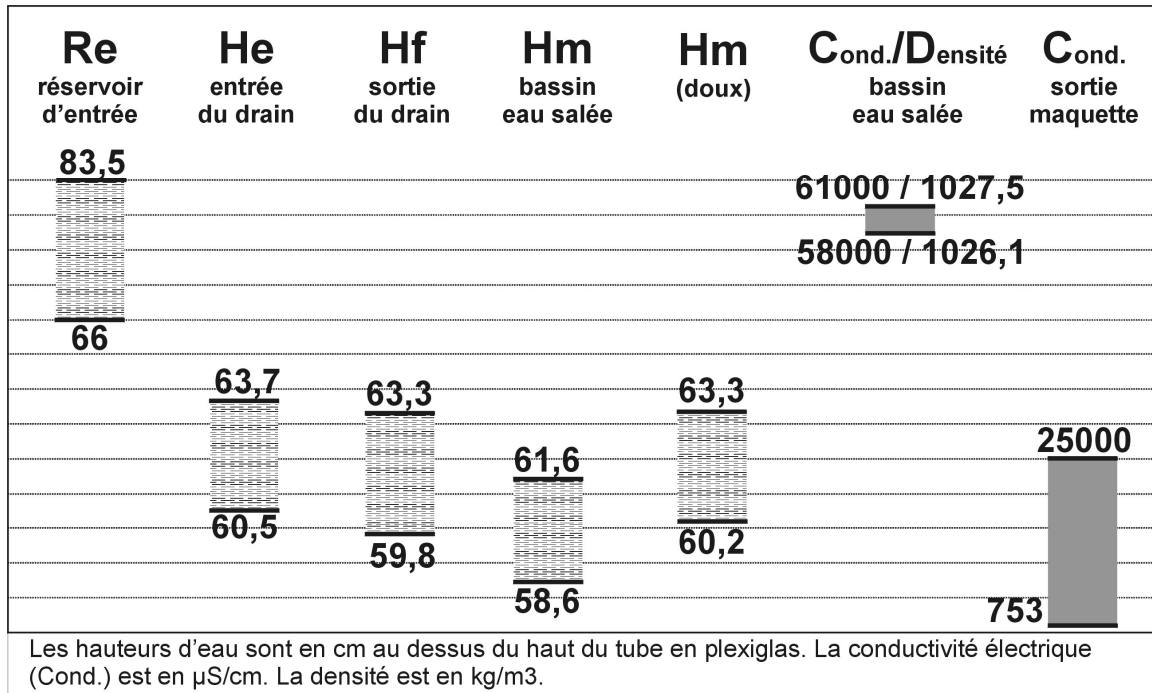


Figure A4.4 : Gamme de variations des hauteurs d'eau et des conductivités électriques lors des expériences

4.2. Aléas expérimentaux

La maquette construite permet de tester de nombreuses configurations de charge et de conduit. Toutefois, le niveau d'eau salée dans le bassin varie légèrement au cours d'une expérience, et d'une expérience à l'autre, en fonction de l'eau salée entrant dans le conduit ou de l'eau douce sortant du conduit vers le bassin. Le trop plein et la réserve d'eau salée supérieure ne sont pas suffisants pour obtenir un niveau d'eau salée constant, ce qui ne permet pas de fixer très précisément les conditions de charge dans le bassin d'eau salée et ne permet pas de reproduire très exactement une expérience.

4.3. L'effet écran de l'eau salée

Sans eau dans le bassin, l'eau de la conduite sort fortement de la conduite au niveau du drain percé. La charge de l'eau salée dans le bassin limite les pertes d'eau douce vers l'extérieur du drain et régule en partie les échanges entre le drain et le bassin. Les expériences menées avec le tube en plexiglas percé de trous dans sa partie basse (Figure A4.1) montrent également l'influence du niveau d'eau dans le bassin d'eau salée (Hm) sur le niveau d'eau douce à l'entrée du drain (He). L'entrée de l'eau de mer dans le conduit fait augmenter la charge de l'eau douce en He. Comme le montre la figure A4.5, lorsque le niveau d'eau salée du bassin diminue, le débit d'eau salée entrant diminue, et le niveau d'eau douce dans le drain avant la zone trouée (He) diminue également. L'eau salée

joue le rôle d'un réducteur de surface d'écoulement dans le conduit, ce qui a pour effet d'augmenter la charge de l'eau douce en amont, mais dans le cas de l'expérience cette augmentation de charge compense juste la diminution du débit par la diminution de la surface d'écoulement. L'eau de mer joue le rôle d'un écran en limitant la sortie d'eau douce du conduit vers la matrice ce qui force l'écoulement de l'eau douce dans le conduit, mais limite également l'écoulement de l'eau douce dans le conduit en réduisant la section d'écoulement proportionnellement au débit d'eau de mer participant à l'écoulement total.

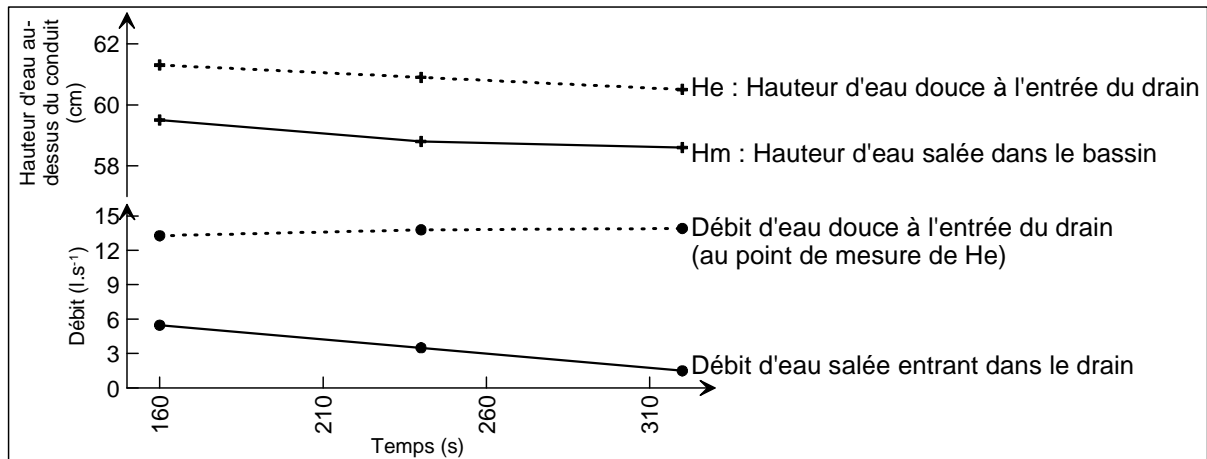


Figure A4.5 : Effets des variations du niveau de l'eau dans le bassin d'eau salée sur les débits d'eau douce et d'eau salée dans le drain

4.4. Evolution du flux de sel lors de la variation de charge à l'entrée

La salinité à la sortie et le débit d'eau salée entrant dans le drain (équivalent au flux de sel) sont suivis lors d'expériences de variation de la charge d'eau douce à l'entrée du conduit. Les niveaux de l'eau dans le bassin d'eau salée et dans le réservoir de sortie de la maquette sont constants, et le drain est percé de plus ou moins de trous.

Un exemple des résultats obtenus pour toutes les expériences de ce type est donné en figure A4.6. Lorsque le débit total et la salinité se sont stabilisés, le niveau du réservoir d'entrée (Re) est surélevé de 7 cm. Cette augmentation à l'entrée engendre une très faible augmentation de charge dans le conduit avant la zone trouée (He) mais provoque une forte diminution du débit d'eau salée entrant dans le conduit (Figure A4.6 à partir du temps 210s). L'augmentation de la charge à l'entrée du drain, qui serait due dans le milieu naturel à l'arrivée d'un événement pluvieux puis à la propagation d'une onde de crue, entraîne une diminution de la salinité à la sortie expliquée par la diminution du débit d'eau salée entrant (eau de mer dans le cas d'un aquifère côtier) et par un phénomène de dilution. La chute de salinité est quasiment immédiate et très franche.

Lorsque l'augmentation de charge à l'entrée est plus forte, l'eau peut être totalement douce à la sortie, mais un fort débit d'eau douce s'échappe alors du conduit vers le bassin d'eau salée. Les expériences réalisées avec du sable autour du drain percé de trous montrent que les phénomènes enregistrés à la sortie sont similaires à ceux observés sans sable, mais la perte d'eau douce vers la matrice est négligeable.

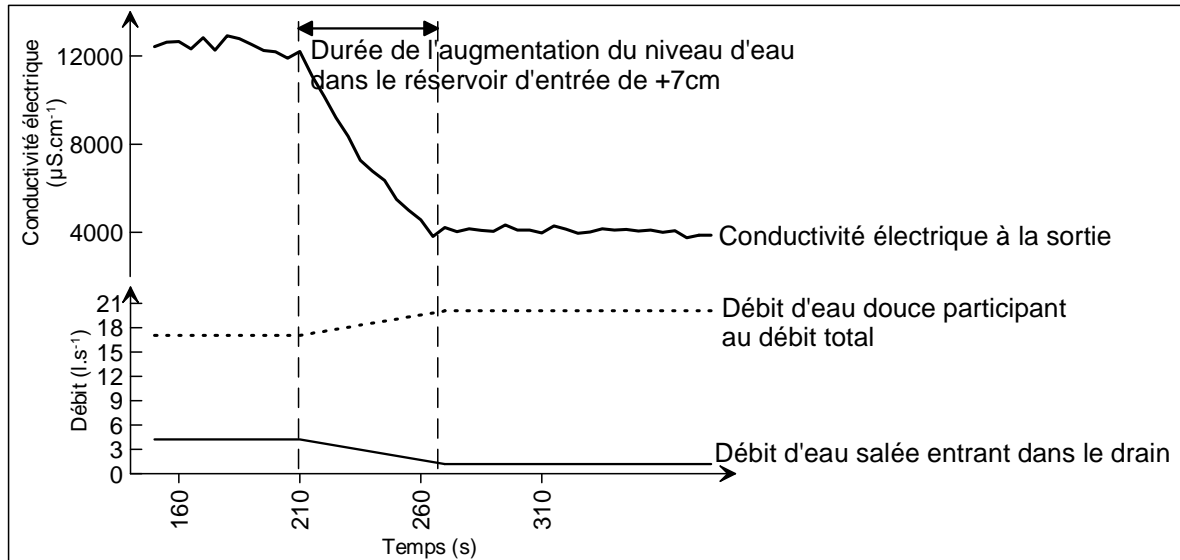


Figure A4.6 : Salinité et débits lors d'une augmentation de charge à l'entrée de la maquette

4.5. La distribution spatiale des échanges conduit-matrice

La maquette composée d'un tube de plexiglas transparent immergé dans le bassin d'eau salée aux parois transparentes permet d'observer le sens de l'écoulement au niveau des trous dans le drain de plexiglas, du conduit vers le bassin ou du bassin vers le conduit (équivalent aux échanges conduit-matrice dans le milieu naturel). La différence de réflectivité des deux fluides de densité différente permet de les discerner à l'œil nu sans coloration artificielle.

Les expériences menées avec les trous en position basse (Figure A4.8A), et celles menées avec les trous en position haute (Figure A4.8B) donnent des résultats sensiblement équivalents. L'eau douce est expulsée du conduit sur les premiers trous rencontrés dans le sens de l'écoulement lorsque la hauteur d'eau douce H_e est plus forte que la hauteur d'eau douce équivalente du bassin d'eau salée (correction par la masse volumique de l'eau). La charge dans le conduit diminue avec la perte d'eau douce et le frottement sur les parois. L'eau salée se met alors à rentrer dans le conduit, à un débit et à partir d'une zone variables

avec le niveau d'eau dans le réservoir d'entrée de l'eau douce (Figure A4.7). Le mélange entre l'eau douce et l'eau salée est instantané.

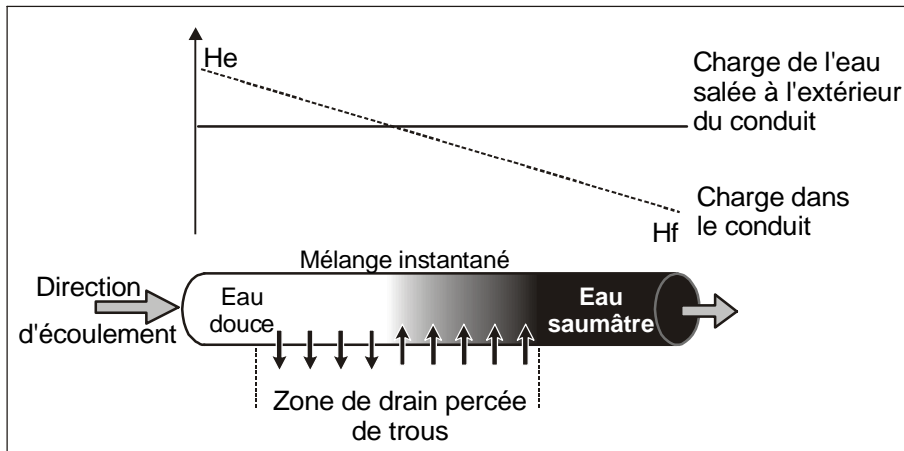


Figure A4.7 : Représentation schématique des échanges conduit-matrice lorsque le tube de plexiglas est percé de trous en position basse (même principe en position haute)

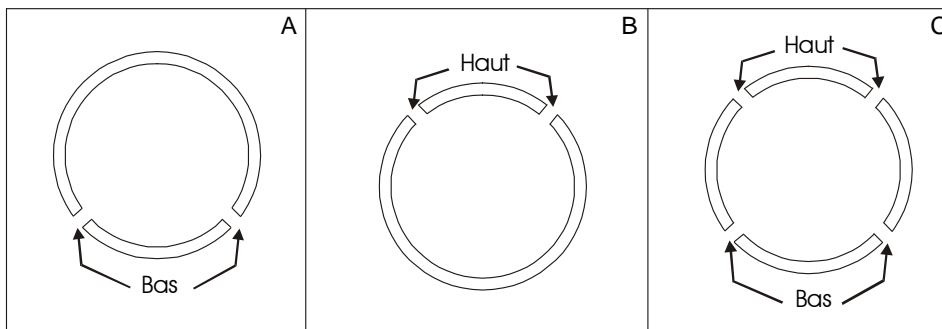


Figure A4.8 : Coupe transversale du tube de plexiglas percé de trous, montrant la position des trous en bas (A), en haut (B), en haut et en bas (C)

Les phénomènes sont différents avec le drain percé de trous en haut et en bas (Figure A4.8C) : l'eau salée rentre préférentiellement par le bas du conduit et forme une "langue" d'eau salée au fond du tube (Figure A4.9). L'eau douce et l'eau salée ne se mélangent plus instantanément, et un écoulement stratifié turbulent se met en place avec un écoulement visiblement plus rapide dans la partie haute du tube où circule l'eau douce (seule l'observation visuelle amène à ces résultats ; aucune mesure de vitesse n'a été faite). Après la zone percée de trous, la stratification cesse rapidement et les deux fluides se mélangent dans un mouvement turbulent. Ce phénomène de stratification densitaire est d'autant plus important que la charge d'eau douce à l'entrée du drain est faible.

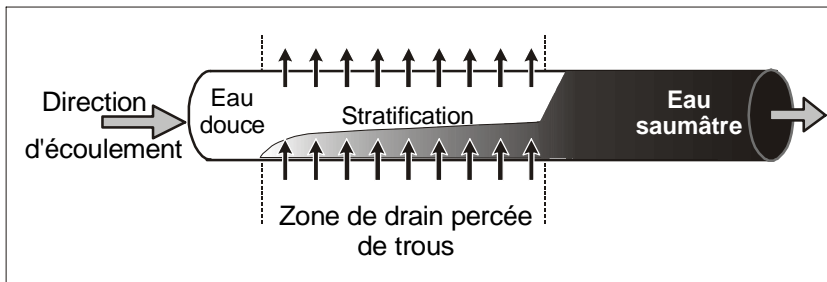


Figure A4.9 : Représentation schématique des échanges conduit-matrice et de la stratification de l'écoulement lorsque le tube de plexiglas est percé de trous en position haute et basse

Ces résultats sont tirés d'expériences similaires réalisées avec un drain percé de trous en bas et un drain percé de trous en bas et en haut. Les résultats sont illustrés sur la figure A4.10. A débit total, hauteur d'eau à l'entrée du drain et hauteur d'eau salée dans le bassin équivalents, la salinité à la sortie varie différemment suivant la position des trous. La conductivité électrique initiale est plus forte pour l'expérience avec des trous en haut et en bas, ce qui s'explique simplement par une porosité de surface du drain beaucoup plus grande laissant passer beaucoup plus d'eau salée. Au cours du temps, les valeurs de H_e , H_m , H_f et de débit total diminuent mais l'évolution de la salinité à la sortie n'est pas équivalente pour les deux drains : la salinité reste plus forte avec le drain percé de trous en haut et en bas (Figure A4.10) mais le débit total est équivalent dans les deux cas. Dans le cas de ce dernier drain, l'eau douce sort par les trous du haut du conduit tout le long de la conduite et est remplacée par de l'eau salée entrant par les trous du bas (Figure A4.9).

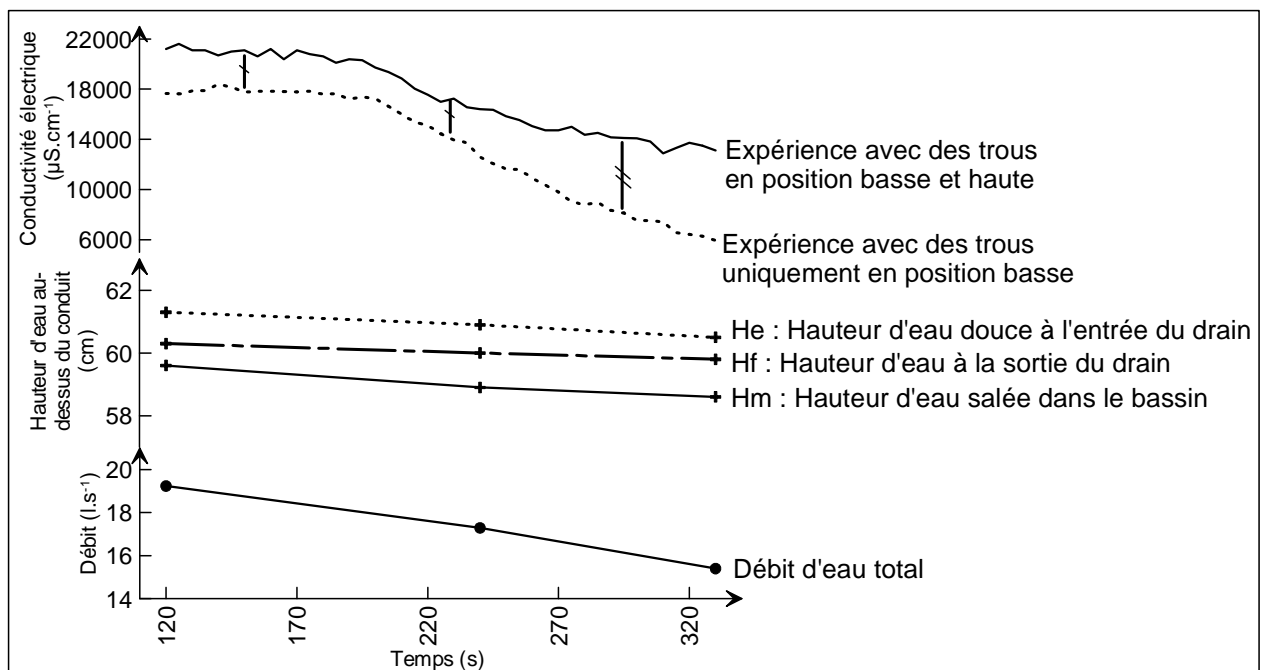


Figure A4.10 : Comparaison des conductivités électriques obtenues avec un drain percé de trous en bas et un drain percé en haut et en bas

4.6. Expériences complémentaires avec un conduit annexe

L'objectif principal de la maquette était de tester si la salinité observée à la source Almyros d'Héraklion peut être obtenue suivant le schéma conceptuel développé dans le chapitre 3 de la thèse, c'est à dire par entrée d'eau de mer dans un conduit "poreux" traversant une matrice calcaire équivalente à un milieu continu. Cependant, le schéma d'un conduit annexe, en liaison avec la mer, connecté au conduit principal véhiculant de l'eau douce a également été testé avec la maquette. Le tube de plexiglas ne comporte plus de trous, mais un tuyau annexe y est raccordé, mettant ainsi en liaison le conduit principal et le bassin d'eau salée. Les résultats observés à la sortie sont similaires à ceux obtenus par les expériences précédentes. L'eau de mer entre dans le conduit principal par l'intermédiaire du conduit annexe, avec un débit variable en fonction de la différence de charge entre le conduit principal où circule initialement l'eau douce et le bassin d'eau salée. Lorsque la charge de l'eau douce est très forte, l'écoulement dans le conduit annexe s'inverse et une "source sous-marine" se forme à l'embouchure du tube. Il n'est donc pas possible à partir de ces expériences d'exclure l'un ou l'autre mécanisme de salinisation.

5. Conclusions

Les expériences sur maquette confirment la possibilité d'une intrusion saline dans un conduit karstique traversant une zone de l'aquifère envahie par de l'eau de mer, mais ne permettent pas de différencier une intrusion diffuse ou ponctuelle. Les variations de salinité observées à la sortie de la maquette sont comparables à celle observées à la source Almyros d'Héraklion lors des crues provoquées par les précipitations. Lorsque le débit est relativement faible, et dans le cas du drain percé de trous en haut et en bas, un écoulement stratifié se met en place. Il n'est pas exclu que ce phénomène se passe également en conditions réelles comme cela a été suggéré pour expliquer la diminution du flux de sel à la source en fin d'étiage. Toutefois, l'échelle non adaptée et les mesures trop imprécises sur la maquette n'ont pas permis de quantifier la profondeur réelle du conduit karstique, contrairement au modèle mathématique qui permet de calculer des valeurs très précises du développement du système karstique.

6. Références bibliographiques

- Dermissis V. (1993) On the arrested saline and thermal wedges. Proc. Int. Conference on Hydroscience and Engineering, Washington DC, pp.281-289
- Comolet R. (1976) Mécanique expérimentale des fluides. Tome II Dynamique des fluides réels, turbomachines. Masson 2ème éd. 447p.

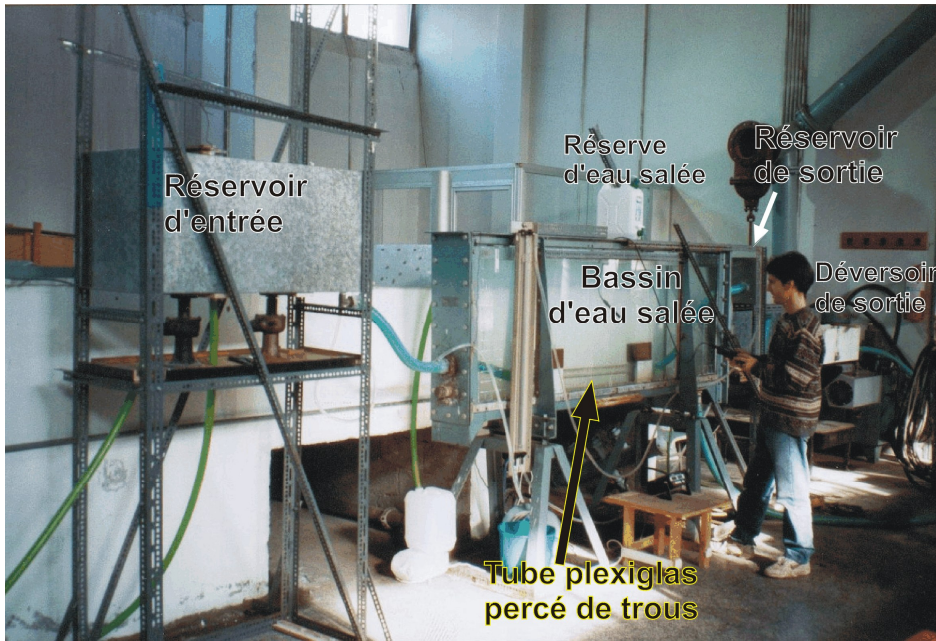


Photo A4.1 :
 Vue d'ensemble de la maquette lors des expériences sans sable autour du tube de plexiglas

Photo A4.2 :
 Vue rapprochée du tube de plexiglas percé de trous de 3mm de diamètre



Photo A4.3 :
 Vue sur le bassin d'eau salée pendant les expériences avec du sable entourant le tube de plexiglas "poreux"

