



HAL
open science

L'aquifère carbonate karstique de Chekka (Liban) et ses exutoires sous-marins. Caractéristiques hydrogéologiques et fonctionnement.

Ahmad El Hajj

► To cite this version:

Ahmad El Hajj. L'aquifère carbonate karstique de Chekka (Liban) et ses exutoires sous-marins. Caractéristiques hydrogéologiques et fonctionnement.. Sciences de la Terre. Université Saint-Joseph, Beyrouth, 2008. Français. NNT: . tel-00430215

HAL Id: tel-00430215

<https://theses.hal.science/tel-00430215>

Submitted on 6 Nov 2009

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.

UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

UNIVERSITE SAINT JOSEPH
ECOLE SUPERIEURE D'INGENIEURS DE BEYROUTH

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II et de L'UNIVERSITE SAINT JOSEPH

Discipline : Sciences de l'Eau

Formation Doctorale : Sciences de l'eau dans l'environnement continental

Ecole Doctorale : Terre, Eau, Espace

présentée et soutenue publiquement

par

Ahmad EL-HAJJ

Le 24 novembre 2008

**L'AQUIFERE CARBONATE KARSTIQUE DE CHEKKA (LIBAN) ET SES
EXUTOIRES SOUS-MARINS. CARACTERISTIQUES HYDROGEOLOGIQUES ET
FONCTIONNEMENT.**

JURY

M. Michel BAKALOWICZ
M. Wajdi NAJEM
M. Séverin PISTRE
M. Selim CATAFAGO
M. Jacques MUDRY
Mme. Nathalie DÖRFLIGER

Directeur de thèse
Directeur de thèse
Directeur de thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examinateur

**Malgré les désespoirs, après l'assassinat du rêve et du pouvoir,
Malgré les âmes blessées, après toutes les invasions et les guerres sans arrêt,
Malgré les frontières fictives imposées,
Malgré les larmes des enfants qui n'ont pas pu s'échapper,**

Enfin, j'ai pu achever ma thèse, après tous ces malaises, qui n'ont pas pu me changer.

**A tous les hommes libres, courageux et honnêtes qui décidaient sans regret et sans peur
de résister,
A tous ceux qui croient vraiment au Liban, vivant ensemble, sous un parasol à rayures
multicolores, je dédie ma thèse ...**

Ahmad El-Hajj

Remerciements

C'est d'abord à mon directeur de thèse, M. Michel Bakalowicz qui m'a fait souffrir pendant quatre ans jusqu'à ce que je comprenne et utilise le mot "Pourquoi". Le contact avec lui a été enrichissant aussi bien du point de vue karstologique que du point de vue expérience de vie. Je tiens à le remercier cordialement, pour le savoir et l'expérience qu'il m'a apportés. Enfin je le remercie pour la confiance qu'il m'a accordée, son intérêt constant et sa patience, accompagnés d'un soutien sans lequel il m'aurait été difficile d'achever ce travail.

C'est à M. Wajdi Najem, doyen de la Faculté d'Ingénierie à l'Université Saint Joseph, que je dois l'originalité du thème abordé dans ce mémoire. Tout au long de ce travail, j'ai bénéficié de son appui total et constant particulièrement dans les quelques moments difficiles où l'on se remet en cause. Sans ce soutien et cette confiance qu'il m'a toujours témoignés, il est probable que ce mémoire n'aurait jamais vu le jour. Qu'il en soit remercié chaleureusement.

Merci à M. Séverin Pistre d'avoir accepté d'être mon directeur de thèse et d'avoir dirigé mes travaux de recherches par des conseils avertis et de nombreuses pistes de réflexion. Malgré ses occupations professionnelles multiples, il est tenu au courant depuis le début du thème abordé et de la progression des recherches, il ne m'a ménagé ni son temps, ni ses encouragements. Il est également assuré de ma sincère reconnaissance.

J'adresse également tous mes remerciements à M. Sélim Catafago qui a témoigné en maintes occasions l'intérêt qu'il porte à mon travail et à M. Jacques Mudry, d'avoir accepté tous les deux d'être les rapporteurs de cette thèse et à Nathalie Dörfliger d'avoir accepté d'être examinateur.

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. Ma gratitude et ma reconnaissance vont à M. Michel Desbordes, Jean-Luc Seidel et Pascal Brunet ainsi que tout le personnel de la Maison des Sciences de l'Eau de Montpellier qui m'ont bien aidé dans les difficultés auxquelles j'ai été confronté. Surtout, je tiens à remercier Perrine Fleury qui m'a aidé et supporté durant les plongées et pendant ce travail.

Je n'oublie pas également mes collègues au CREEN : Massaad El Hakim, Antoine Hreiche, Elie Khacho, Wissam Wakim et Walid Daher. Je les remercie pour les discussions, la bonne ambiance et pour les beaux moments vécus ensemble au Centre.

Mes sincères remerciements ainsi que mes respectueuses considérations vont envers des personnalités, des Universités et des sociétés par lesquels j'ai trouvé qu'une recherche ne peut progresser que si elle favorise des échanges entre spécialistes de différents pays et de disciplines variées. Désolé si j'ai oublié quelqu'un et pour tous, mes pensées dépassent largement les mots, alors tout simplement merci :

- Nathalie Dörfliger, Madjid Bouzit, Stéphanie Aulong et Bernard Ladouche (BRGM), Luigi Tulipano (Université de Rome), Amer Salman, Emad Al Karabliyah, Abbas Al Omari et Manar Fayad (WERSC, Université de la Jordanie/Jordanie), Abdul-Rhman Al Charideh et Walid Al Fares (CEA/Syrie), Mehmet Ekmekci (UKAM/Turquie), Fadi Comair (DG), Khaled Mansour, Milad Mallah et Katia Fakhri (Ministère de l'Energie et de l'Eau/Liban), G. Maroun Khreiche (DG) et Paul Lahoud (DAG/Armée Libanaise), Ali Abboud (Directeur Général) et Elias Hawi (Office National du Litani/Liban), Hani Abdel Nour, Samir Zaiititi (UL), Selim Kraydiyeh, Rania Nabbout (IRAL), Riad El Khodary (Aéroport National du Liban), Ghabby Nasser (EELN), Roger Moussa (ENSAM), Tony Maroun, Christian Francis, Haiydar, Cheker Jawhar, Karim Bou Karim, Nabil Chlala, David et Edmond Touma pour assurer l'assistance des plongées et la logistique sous-marine (Lebanon Divers/Chekka).

Enfin je voudrais remercier ma famille et mes proches qui m'ont toujours soutenu dans mes choix, encouragé dans ce travail et ont eu confiance dans mes capacités.

Sommaire

Sommaire	4
Figures	8
Tableaux	13
Résumé	14
Introduction	15
Chapitre 1 - Les sources et les aquifères littoraux karstiques en Méditerranée	18
1.1. Les sources sous-marines.....	18
1.2. Méthodes de recherche et localisation des sources sous-marines.....	18
1.3. Méthodes d'évaluation des débits de sources sous-marines.....	21
1.4. Les aquifères littoraux et les sources sous-marines du Liban.....	23
1.4.1. Recherches sur les sources littorales et sous-marines du Liban.....	23
1.4.2. Recherches sur les sources littorales et sous-marines de Chekka.....	26
1.4.3. Interprétation générale et discussion des informations.....	27
1.5. Conclusions et propositions concernant les sources sous-marines au Liban.....	30
Chapitre 2 - Cadre géographique, géologique et hydrogéologique de la région de Chekka-Bcharreh-Tannourine	31
2.1. Présentation régionale.....	31
2.1.1. Cadre géographique.....	32
2.1.2. Aperçu général sur le climat.....	33
2.1.3. Cadre géologique régional.....	33
2.1.3.1. Stratigraphie.....	33
2.1.3.1.1. Le Jurassique.....	34
2.1.3.1.2. Le Crétacé.....	34
2.1.3.1.3. L'Eocène.....	38
2.1.3.1.4. Le Néogène.....	39
2.1.3.1.5. Le Messinien.....	39
2.1.3.1.6. Le Pliocène et le Quaternaire.....	40
2.1.3.2. Structure et évolution géologique et tectonique du Liban.....	45
2.2. Hydrogéologie régionale.....	52
2.3. Karst et karstification	53
2.3.1. Généralité sur le karst	53
2.3.1.1. Système karstique et différents types d'aquifères karstiques.....	54
2.3.1.2. Fonctionnement et structure d'un aquifère karstique.....	56
2.3.1.3. Potentiel de karstification.....	58
2.3.1.4. Notion de niveau de base.....	58
2.3.1.5. Classification fonctionnelle des aquifères karstiques continentaux.....	59
2.3.1.6. Classification fonctionnelle des aquifères karstiques littoraux.....	59
2.3.2. Karst et karstification régionale	64

Chapitre 3 - Fonctionnement de l'aquifère de la région de Chekka-Bcharreh-Tannourine.....	65
3.1. Approche hydrodynamique	65
3.1.1. Analyse des hydrogrammes.....	66
3.1.2. Fonctionnement hydrodynamique de certaines sources.....	69
3.1.2.1. Analyses des débits classés.....	70
3.1.2.1.1. Méthode et fondement mathématique.....	70
3.1.2.1.2. Interprétation des courbes.....	71
3.1.2.1.3. Application et analyse des débits classés des systèmes.....	72
3.1.2.1.4. Synthèse.....	80
3.1.2.2. Analyse de la courbe de récession.....	81
3.1.2.2.1. Principe de la méthode.....	81
3.1.2.2.2. Fonctions utilisées pour l'étude des courbes de récession.....	82
3.1.2.2.3. Calcul du volume dynamique.....	83
3.1.2.2.4. Classification de Mangin.....	84
3.1.2.2.5. Application aux systèmes étudiés.....	86
3.1.2.2.6. Discussion et synthèse.....	91
3.1.2.3. Analyse corrélatrice et spectrale.....	92
3.1.2.3.1. Généralité et méthodes d'analyse.....	92
3.1.2.3.2. Analyse simple.....	92
3.1.2.3.3. Analyse croisée.....	93
3.1.2.3.4. Classification des systèmes karstiques.....	94
3.1.2.3.5. Application aux systèmes de Dalleh et Bziza.....	95
3.1.2.3.6. Discussion et synthèse.....	107
3.1.3. Synthèse générale sur le fonctionnement hydrologique régional.....	108
3.2. Approche hydrogéochimique.....	108
3.2.1. Points d'observation.....	109
3.2.2. Facteurs responsables de la chimie des eaux carbonatées.....	110
3.2.3. Description des données et diagrammes.....	113
3.2.3.1. Diagrammes décrivant la composition chimique des eaux.....	113
3.2.3.2. Les analyses factorielles.....	114
3.2.4. Caractéristiques géochimiques.....	114
3.2.4.1. Validité des données de terrain et méthodes d'interprétation.....	114
3.2.4.2. Représentation graphique des échantillons.....	114
3.2.4.3. Synthèse des analyses chimiques faites sur les points d'eau.....	117
3.2.4.4. Analyses en composantes principales.....	119
3.2.5. Analyse du chimisme des points d'eau.....	120
3.2.5.1. Distribution de fréquence de conductivité.....	120
3.2.5.2. Etude du comportement hydrochimique des émergences.....	123
3.2.5.2.1. Evolution du chimisme.....	124
3.2.5.2.2. Analyses en composantes principales des points d'eau.....	132
3.2.6. Conclusion.....	142
Chapitre 4 - Hydrogéologie des calcaires cénomano-turoniens : le Système Karstique de Chekka.....	143
4.1. Présentation générale.....	143
4.2. Travaux réalisés sur le site de Chekka et sur l'aquifère CT.....	144
4.3. Hydrogéologie et karstification.....	145

4.3.1. Limites géologiques et géométrie de l'aquifère.....	146
4.3.2. Evolution karstique du littoral libanais.....	149
4.3.3. L'aquifère céno-mano-turonien (CT) de Chekka.....	150
4.3.4. Aquifère littoral du Quaternaire de Chekka.....	151
4.3.4.1. Variations piézométriques saisonnières.....	154
4.3.4.2. Variations chimiques saisonnières.....	156
4.3.5. Pertes des rivières et jaugeages différentiels.....	161
4.4. Modèle conceptuel du Système Karstique de Chekka.....	167
4.5. Bilan.....	168
4.5.1. Les entrées du système.....	169
4.5.1.1. Les pertes des rivières.....	169
4.5.1.2. Les précipitations sur le SKC.....	169
4.5.2. Les sorties du système.....	171
4.5.2.1. Les sources.....	171
4.5.2.2. L'évapotranspiration réelle (ETR).....	172
4.5.2.3. Les prélèvements dus aux pompages et pour l'irrigation.....	175
4.5.2.3.1. Prélèvements pour l'irrigation.....	175
4.5.2.3.2. Prélèvements des forages industriels et privés.....	178
4.5.2.3.3. Prélèvements des captages pour l'eau potable.....	178
4.6. Conclusion.....	180

Chapitre 5 - Les sources sous-marines de Chekka : fonctionnement de la source permanente principale S2.....182

5.1. La source sous-marine S2.....	182
5.2. Travaux marins, dimensionnement et équipement.....	182
5.3. Instruments de mesure.....	186
5.4. Analyses des paramètres physico-chimiques.....	186
5.4.1. Variations des paramètres physiques.....	188
5.4.2. Variations des paramètres chimiques.....	191
5.4.2.1. Représentation graphique des échantillons de S2.....	191
5.4.2.2. Synthèse des analyses chimiques faites sur la S2.....	192
5.4.2.3. Evolution du chimisme.....	194
5.4.2.4. Analyses en composantes principales.....	197
5.5. Etude des chroniques enregistrées à la source S2 et dans un forage du captage de Jradeh.....	199
5.5.1. Analyse des données du forage de Jradeh.....	199
5.5.1.1. Analyses simples de la chronique du forage.....	199
5.5.1.2. Analyses des chroniques du niv. marin et de la pre. barométrique.....	201
5.5.1.3. Analyses croisées.....	203
5.5.2. Analyse des données de la source sous-marine S2.....	206
5.5.2.1. Analyses simples.....	206
5.5.2.2. Analyses croisées.....	209
5.5.3. Discussion et conclusion.....	215
5.6. Hypothèses sur le fonctionnement hydrologique du syst. de Chekka...216	
5.6.1. Variations à long terme (hautes eaux, crue).....	216
5.6.2. Variations à court terme (basses eaux, début et fin récession, étiage).....	217
5.6.3. Variations singulières de très grande amplitude.....	218

5.7. Conditions hydrauliques pour le fonctionnement de la source.....	219
5.8. Conditions de captage.....	221
5.9. Les ajustements proposés au captage.....	222
5.10. Conséquences sur l'exploitation de la source S2.....	223
5.11. Synthèse et conclusion.....	223
<i>Conclusion générale.....</i>	225
<i>Références bibliographiques.....</i>	228
<i>Annexes.....</i>	232
Annexe 1 : Grottes et cavités de la zone d'étude.....	233
Annexe 2 : Codes et coordonnées des points d'observation.....	234
Annexe 3 : Dates de prélèvement des forages.....	236
Annexe 4 : Composition chimique de tous les points d'eau.....	238
Annexe 5 : Composition chimique des cinq points sélectionnés.....	256
Annexe 6 : Description de la méthode de jaugeage chimique.....	255
Annexe 7 : Besoins totaux en eaux d'irrigation de la zone d'étude.....	258
Annexe 8 : Prélèvements des forages industriels et privés.....	259
Annexe 9 : Variations du CTD et de la pression barométrique à Jradeh.....	261

Figures

Fig. 1 Situation de la zone d'étude.....	16
Fig. 2 Panache d'une source sous-marine jaillissante à la côte de Chekka.....	18
Fig. 3 Anomalies thermiques à Bouar/Liban.....	20
Fig. 4 Localisation des sources sous-marines dans le monde.....	20
Fig. 5 Localisation des sources sous-marines et littorales au Liban.....	25
Fig. 6 Situation de la zone d'étude.....	31
Fig. 7 MNT du Liban Nord représentant la zone d'étude.....	32
Fig. 8 Echelle stratigraphique générale du Liban.....	34
Fig. 9 Le Jurassique de Ouadi Qannoubine et Nabeh Mar Challita.....	35
Fig. 10 Le Crétacé inférieur se reposant sur les affleurements du Jurassique à Qnat.....	36
Fig. 11 Le C 4-5 dans les vallées de Qadicha, El Asfour et El Jaouz.....	37
Fig. 12 Vallée sèche, affluent du Nahr El Jaouz.....	37
Fig. 13 Collines de marnes C6 exploitées par les cimenteries et surmontant les CT.....	38
Fig. 14 Dépôts de Quaternaire à plusieurs niveaux dans la région de Chekka.....	40
Fig. 15 Dépôts de Quaternaire à plusieurs niveaux dans la région de Zakroun.....	40
Fig. 16 Variations du niveau marin au Quaternaire sur la côte de Chekka-Enfeh.....	41
Fig. 17 Coupe W-E de l'escarpement miocène de Ras Chekka, selon Wetzel et Haller.....	42
Fig. 18 Les paliers de dépôts de Chekka.....	42
Fig. 19 Les formations quaternaires de la zone d'étude.....	43
Fig. 20 Les surfaces polychroniques et polygéniques de la zone d'étude.....	44
Fig. 21 Cadre géologique général de la région et emplacement des coupes géologiques.....	46
Fig. 22 Lithologie et tectonique de la zone d'étude.....	47
Fig. 23 Coupes géologiques synthétiques du Liban Nord selon le tracé de la figure 21.....	48
Fig. 24 Calcaires du Cénomano-Turonien plissés dans la vallée du Nahr Qadicha à Torza.....	49
Fig. 25 Faille transversale de Batroun.....	50
Fig. 26 Faille secondaire à Ousaya.....	50
Fig. 27 Coupes géologiques synthétiques des zones hautes et littorales de la zone d'étude.....	51
Fig. 28 Schématisation du relief karstique.....	54
Fig. 29 Modèle conceptuel du système karstique.....	56
Fig. 30 Epikarst (épaisseur entre 0 et 30 m), d'après Mangin.....	57
Fig. 31 Réseau de conduit en relation avec le niveau de base.....	59
Fig. 32 Réseau de conduit suite à une régression marine.....	61
Fig. 33 Transgression marine et submersion des sources karstiques.....	61
Fig. 34 Classe 2 : aquifère karstique littoral bien développé.....	62
Fig. 35 Classe 3 : Système à karstification bien développée mais isolés de la mer.....	63
Fig. 36 Le gouffre-perte de Balaa.....	64
Fig. 37 Lapiasz et épikarst à Douma et Beit Chlala.....	64
Fig. 38 Stations hydrographiques existantes sur Nahr El Jaouz.....	65
Fig. 39 Profil en long et stations hydrométriques du Nahr El Asfour.....	66
Fig. 40 Chronique de pluies et débits journaliers à Beit Chlala du 1er sept. 05 au 15 juin 06.....	67
Fig. 41 Chronique de débits journaliers à Bziza du 1er septembre 2003 au 31 août 2006.....	67
Fig. 42 Pluies journalières à Kaftoun entre fin août 1964 et le premier septembre 1971.....	68
Fig. 43 Exemple des pluies journalières à Kfarhelda entre 15 octobre 2005 et 31 mai 2006.....	68
Fig. 44 Comparaison entre pluies de Kaftoun et débits de Beit Chlala.....	69
Fig. 45 Chronique de débits du Nahr El Asfour au pont de Bziza.....	72

Fig. 46 Débits classés du Pont de Bziza pour le cycle hydrologique de 1969-1970.....	73
Fig. 47 Débits classés du Pont de Bziza pour le cycle hydrologique de 1970-1971.....	73
Fig. 48 Débits classés du Pont de Bziza pour le cycle hydrologique de 1971-1972.....	74
Fig. 49 Débits classés du Pont de Bziza pour la chronique entière (1969-1972).....	74
Fig. 50 Chronique de débits du Nahr El Jaouz à Beit Chlala.....	75
Fig. 51 Débits classés du Beit Chlala pour la chronique entière (1966-1974).....	76
Fig. 52 Débits classés de Beit Chlala pour le cycle hydrologique de 1966-1967.....	77
Fig. 53 Débits classés de Beit Chlala pour le cycle hydrologique de 1967-1968.....	77
Fig. 54 Débits classés de Beit Chlala pour le cycle hydrologique de 1968-1969.....	78
Fig. 55 Débits classés de Beit Chlala pour le cycle hydrologique de 1969-1970.....	78
Fig. 56 Débits classés de Beit Chlala pour le cycle hydrologique de 1971-1972.....	79
Fig. 57 Débits classés de Beit Chlala pour le cycle hydrologique de 1972-1973.....	79
Fig. 58 Débits classés de Beit Chlala pour le cycle hydrologique de 1973-1974.....	80
Fig. 59 Comparaison entre les deux modèles de Maillet et de Mangin.....	81
Fig. 60 Décomposition de la courbe de récession selon Mangin.....	82
Fig. 61 Différents modes d'infiltration selon la forme de la fonction $\Psi(t)$	83
Fig. 62 Classification des systèmes karstiques basés sur l'analyse des courbes de récession.....	85
Fig. 63 Nouvelle classification prenant en compte les SK à long temps de séjour.....	86
Fig. 64 Analyse de la récession du 11/5/1967 au 16/7/1967 du Nahr El Jaouz à Dalleh.....	87
Fig. 65 Analyse de la récession du 14/5/1968 au 19/7/1968 du Nahr El Jaouz à Dalleh.....	87
Fig. 66 Hydrogrammes au niveau de la station de Bziza.....	89
Fig. 67 Analyse de la récession du 18/4/1971 au 25/5/1971 du Nahr El Asfour à Bziza.....	89
Fig. 68 Analyse de la récession du 21/2/2005 au 15/5/2005 du Nahr El Asfour à Bziza.....	90
Fig. 69 Classification du système karstique de Dalleh.....	91
Fig. 70 Corrélogramme simple des pluies à court terme.....	96
Fig. 71 Spectre simple des pluies à court terme.....	96
Fig. 72 Corrélogramme simple des pluies à long terme.....	96
Fig. 73 Spectre simple des pluies à long terme.....	97
Fig. 74 Corrélogramme simple de Dalleh à long terme.....	97
Fig. 75 Spectre simple de Dalleh à long terme.....	98
Fig. 76 Corrélogramme simple de Dalleh à court terme.....	98
Fig. 77 Spectre simple de Dalleh à court terme.....	99
Fig. 78 Corrélogramme croisé de Dalleh à court terme.....	99
Fig. 79 Corrélogramme croisé de Dalleh à long terme.....	100
Fig. 80 Fonction d'amplitude de Dalleh à court terme.....	100
Fig. 81 Fonction de cohérence de Dalleh à long terme.....	101
Fig. 82 Déphasage du débit de Dalleh par rapport à la pluie à court terme.....	101
Fig. 83 Fonction de gain de Dalleh à court terme.....	102
Fig. 84 Fonction de gain de Dalleh à long terme.....	102
Fig. 85 Corrélogramme simple de Bziza.....	103
Fig. 86 Spectre simple de Bziza à court terme.....	104
Fig. 87 Corrélogramme croisé de Bziza à moyen terme.....	104
Fig. 88 Fonction d'Amplitude de Bziza.....	105
Fig. 89 Fonction de cohérence de Bziza.....	105
Fig. 90 Déphasage du débit de Bziza par rapport à la pluie.....	106
Fig. 91 Fonction de gain de Bziza à long terme.....	106
Fig. 92 Position des différents points d'eau d'échantillonnage.....	109
Fig. 93 Représentation schématique des équilibres calco-carboniques.....	111
Fig. 94 Représentation schématique montrant les conséquences de la sous ou sur-saturation.....	112
Fig. 95 Diagramme de Schoeller pour les échantillons d'avril 2005.....	115

Fig. 96 Diagramme de Schoeller pour les échantillons de juillet 2005.....	116
Fig. 97 Représentation du plan principal F1-F2 pour les hautes eaux.....	119
Fig. 98 Représentation du plan principal F1-F2 pour les basses eaux.....	120
Fig. 99 Catalogue de référence de distribution de la conductivité.....	121
Fig. 100 Conductivités classées de la source de Dalleh.....	121
Fig. 101 Conductivités classées de la source de Mar Challita.....	122
Fig. 102 Conductivités classées du Nahr El Jaouz.....	122
Fig. 103 Conductivités classées du Nahr El Asfour.....	123
Fig. 104 Conductivités classées du forage de Jradeh.....	123
Fig. 105 Hydrogramme de la source de Dalleh entre novembre 2004 et juillet 2006.....	124
Fig. 106 Variations de la température et de la conductivité à Dalleh.....	124
Fig. 107 Variations du calcium, magnésium, bicarbonates, C et pCO ₂ à Dalleh.....	125
Fig. 108 Variations du sodium, potassium, chlorures, sulfates et nitrates à Dalleh.....	125
Fig. 109 Variations des S _{1c} et S _{1d} avec pCO ₂ à Dalleh.....	126
Fig. 110 Variations du calcium, magnésium, bicarbonates, C et pCO ₂ à Mar Challita.....	126
Fig. 111 Variations du sodium, potassium, chlorures, sulfates et nitrates à Mar Challita.....	127
Fig. 112 Variations des S _{1c} et S _{1d} avec pCO ₂ à Mar Challita.....	127
Fig. 113 Variations du calcium, magnésium, bicarbonates, C et pCO ₂ à Kaftoun.....	128
Fig. 114 Variations du sodium, potassium, chlorures, sulfates et nitrates à Kaftoun.....	128
Fig. 115 Variations des S _{1c} et S _{1d} avec pCO ₂ à Kaftoun.....	129
Fig. 116 Variations du calcium, magnésium, bicarbonates, C et pCO ₂ à Bziza.....	129
Fig. 117 Variations du sodium, potassium, chlorures, sulfates et nitrates à Bziza.....	130
Fig. 118 Variations des S _{1c} et S _{1d} avec pCO ₂ à Bziza.....	130
Fig. 119 Variations du calcium, magnésium, bicarbonates, C et pCO ₂ à Jradeh.....	131
Fig. 120 Variations du sodium, potassium, chlorures, sulfates et nitrates à Jradeh.....	131
Fig. 121 Variations des S _{1c} et S _{1d} avec pCO ₂ à Jradeh.....	132
Fig. 122 Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables (Dalleh).....	133
Fig. 123 Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus (Dalleh).....	133
Fig. 124 Représentation du plan principal F1-F3 dans l'espace des variables (Dalleh).....	134
Fig. 125 Représentation du plan principal F1-F3 dans l'espace des individus (Dalleh).....	134
Fig. 126 Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables (M Challita).....	135
Fig. 127 Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus (M Challita).....	136
Fig. 128 Représentation du plan principal F1-F3 dans l'espace des variables (M Challita).....	136
Fig. 129 Représentation du plan principal F1-F3 dans l'espace des individus (Mar Challita).....	137
Fig. 130 Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables (N. El Jaouz).....	138
Fig. 131 Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus (N. El Jaouz).....	138
Fig. 132 Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables (N. El Asfour).....	139
Fig. 133 Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus (N. El Asfour).....	140
Fig. 134 Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables (Jradeh).....	141
Fig. 135 Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus (Jradeh).....	141
Fig. 136 Carte positionnant les principaux sites dans les trois bassins versants considérés.....	146
Fig. 137 Limites du SKC et des bassins d'El Jaouz et d'El Asfour.....	147
Fig. 138 Courbe hypsométrique du bassin d'alimentation de l'aquifère karstique de Chekka.....	148
Fig. 139 Karstification quaternaire des calcaires miocènes sur la côte de Chekka.....	149
Fig. 140 Paléokarsts avec des remplissages détritiques à Bejdarfil.....	150
Fig. 141 Coupe géologique du Liban Nord montrant les sources sous-marines de Chekka.....	151
Fig. 142 Coupe géologique de la zone d'étude montrant les affleurements du CT et C6.....	152
Fig. 143 Image satellite positionnant les sources sous-marines et littorales.....	152
Fig. 144 Localisation des puits et forages littoraux.....	153
Fig. 145 Variations piézométriques dans les forages de l'aquifère littoral.....	155

Fig. 146	Cartes d'iso-concentrations en nitrate dans l'aquifère littoral.....	157
Fig. 147	Cartes d'iso-concentrations en chlorure dans l'aquifère littoral.....	158
Fig. 148	Cartes d'iso-concentrations en sulfate dans l'aquifère littoral.....	159
Fig. 149	Cartes d'iso-concentrations en $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ dans l'aquifère littoral.....	160
Fig. 150	Dates des jaugeages différentiels sur Nahr El Jaouz et Nahr El Asfour.....	161
Fig. 151	Corrélation liant les débits de Bziza à ceux de Chekka, et droite de régression.....	163
Fig. 152	Pertes mensuelles sur Nahr El Asfour selon différents cycles hydrologiques.....	163
Fig. 153	Evaluation des pertes sur Nahr El Jaouz entre les trois stations le 10/4/2006.....	164
Fig. 154	Corrélation liant les Q de Beit Chlala à ceux de Msaylha et droite de régression.....	165
Fig. 155	Pertes mensuelles sur Nahr El Jaouz selon différents cycles hydrologiques.....	166
Fig. 156	Résultats des jaugeages différentiels sur Nahr Abou Ali, El Jaouz et El Asfour.....	166
Fig. 157	Modèle conceptuel du système karstique de Chekka.....	167
Fig. 158	Variation de la température des sources en fonction d'altitude.....	175
Fig. 159	Répartition des occupations des sols du SKC.....	176
Fig. 160	Bilan hydrologique moyen pour les cinq cycles.....	180
Fig. 161	Position des sources sous-marines et littorales dans la baie de Chekka.....	183
Fig. 162	Taipan, le sous-marin autonome du LIRMM.....	184
Fig. 163	Etat original de la source S2 lors de la première plongée en octobre 2004.....	184
Fig. 164	Etat physique de la source sous-marine S2 avant, pendant et après nettoyage.....	185
Fig. 165	Modèle en 3D de la source S2 et la S2 après captage.....	185
Fig. 166	Etat final du captage de la source S2.....	186
Fig. 167	La centrale d'acquisition Primelog 4 et le caisson étanche.....	187
Fig. 168	CTD Diver utilisé dans la s. sous-marine, dans les forages et dans les sources.....	187
Fig. 169	Le type de TD placé dans le port.....	187
Fig. 170	Le débitmètre et le collier de montage utilisés dans la source sous-marine S2.....	188
Fig. 171	Variations de conductivité et de température de l'eau de S2.....	188
Fig. 172	Variations de conductivité et de température de l'eau de S2 le 09/09/06.....	189
Fig. 173	Températures et niveaux d'eau de mer dans le port de Chekka et à S2.....	190
Fig. 174	Variations du Q, de la T, de la C et du niveau de la mer à S2.....	190
Fig. 175	Débit de S2 exprimés en pourcentage d'eau douce.....	191
Fig. 176	Diagramme de Schoeller pour les prélèvements de S2.....	192
Fig. 177	Variations de la température et de la conductivité à S2.....	195
Fig. 178	Variations du calcium, magnésium, bicarbonates, C et pCO_2 à S2.....	195
Fig. 179	Variations du sodium, potassium, chlorures, sulfates et nitrates à S2.....	196
Fig. 180	Variations des SIc et SIId avec pCO_2 à S2.....	196
Fig. 181	Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables (S2).....	197
Fig. 182	Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus (S2).....	198
Fig. 183	Corrélogramme simple du niveau de Jradeh.....	199
Fig. 184	Spectre simple du niveau piézométrique à Jradeh.....	200
Fig. 185	Corrélogramme simple de la température à Jradeh.....	200
Fig. 186	Corrélogramme simple de la conductivité à Jradeh.....	201
Fig. 187	Spectre simple de la conductivité à Jradeh.....	201
Fig. 188	Corrélogramme simple de la pression atmosphérique.....	202
Fig. 189	Corrélogramme simple du niveau de la mer.....	202
Fig. 190	Spectre simple du niveau de mer.....	203
Fig. 191	Spectre simple de la pression atmosphérique.....	203
Fig. 192	C. croisé entre la Pr. atmosphérique en entrée et le niveau de Jradeh en sortie.....	204
Fig. 193	C. croisé entre le niveau de mer en entrée et le niveau de Jradeh en sortie.....	204
Fig. 194	Fonc. d'Amp. pour l'analyse cr. entre le niv. de la mer et le niv. de l'eau à Jradeh.....	205
Fig. 195	F. d'Amp pour l'analyse cr. entre la Pr. Atm. et le niveau de l'eau à Jradeh.....	205

Fig. 196 Fonction de gain du niveau de mer.....	206
Fig. 197 Fonction de gain de la pression atmosphérique.....	206
Fig. 198 Corrélogramme simple du débit à S2.....	207
Fig. 199 Corrélogramme simple de la conductivité à S2.....	207
Fig. 200 Corrélogramme simple de la température à S2.....	207
Fig. 201 Spectre simple du débit de S2.....	208
Fig. 202 Spectre simple de la conductivité à S2.....	208
Fig. 203 Spectre simple de la température à S2.....	209
Fig. 204 C. croisé ayant comme entrée le niveau de mer et comme sortie le débit de S2.....	209
Fig. 205 Fonction d'amplitude du débit de S2.....	210
Fig. 206 Fonction de gain du débit de S2.....	210
Fig. 207 Déphasage du débit de S2 par rapport au niveau de la mer.....	211
Fig. 208 Fonction de cohérence du débit de S2.....	211
Fig. 209 C. croisé ayant comme entrée le niveau de mer et comme sortie la cond. à S2.....	212
Fig. 210 F. d'Amp. pour l'analyse croisée entre le niveau de la mer et la conductivité à S2.....	212
Fig. 211 Fonction de gain de la conductivité de S2.....	213
Fig. 212 Déphasage de la conductivité de S2 par rapport au niveau de la mer.....	213
Fig. 213 Fonction de cohérence de la conductivité de S2.....	213
Fig. 214 Fonction d'amplitude de la température à S2.....	214
Fig. 215 Déphasage de la température de S2 par rapport au niveau de la mer.....	214
Fig. 216 Fonction de cohérence de la température de S2.....	214
Fig. 217 Schématisation du fonctionnement des sources sous-marines de Chekka en crue.....	217
Fig. 218 Schématisation du fonctionnement des s. s.-m. de Chekka pendant les basses eaux.....	218
Fig. 219 Conduit karstique connecté avec la mer et ses conditions de charge.....	219
Fig. 220 Profondeur limite à laquelle une source sous-marine peut fonctionner.....	220
Fig. 221 Effets des hautes et basses eaux sur le fonctionnement du captage de la source S2.....	221
Fig. 222 Captage étanche et conséquence de la présence de fractures sur la qualité de l'eau.....	223

Tableaux

Tab. 1 : Tableau récapitulatif de l'étude des courbes de récession du Nahr El Jaouz à Dalleh.	88
Tab. 2 : Tableau récapitulatif de l'étude des courbes de récession du Nahr El Asfour.	90
Tab. 3 : Classification de Mangin des systèmes karstiques à partir des paramètres des ACS.	95
Tab. 4 : Données tirées de l'ACS des systèmes de Dalleh et de Bziza.	107
Tab. 5 : Répartition des points d'échantillonnage dans les bassins versants.	110
Tab. 6 : Dates et types de points d'eau soumis aux analyses chimiques.	110
Tab. 7 : Synthèse des données chimiques des points d'eau en hautes et basses eaux.	118
Tab. 8 : Description et caractéristiques hydrogéologiques des formations carbonatées.	143
Tab. 9 : Forages exécutés en 1968 par le PNUD dans la région de Chekka.	144
Tab. 10 : Données hydrogéologiques sur les forages de l'ELN dans le Cénomanien.	145
Tab. 11 : Coordonnées et altitude des forages littoraux.	154
Tab. 12 : Débits aux deux stations limnigraphiques sur Nahr Abou Ali, en m ³ /s.	162
Tab. 13 : Jaugeages effectués sur Nahr El Asfour, en m ³ /s.	162
Tab. 14 : Débit mensuel moyen (mesuré à B et estimé à C) sur Nahr El Asfour.	163
Tab. 15 : Jaugeages effectués sur Nahr El Jaouz.	164
Tab. 16 : Débit mensuel moyen (mesuré à B.C et estimé à M.) sur Nahr El Jaouz.	165
Tab. 17 : Chroniques de données fournies par l'ONL et les stations climatologiques.	168
Tab. 18 : Pertes mensuelles moyennes sur les deux rivières.	169
Tab. 19 : Pluies mensuelles moyennes estimées au niveau du SKC.	170
Tab. 20 : Valeurs calculées des précipitations mensuelles sur SKC.	171
Tab. 21 : Volume total des précipitations sur l'aquifère karstique de Chekka.	171
Tab. 22 : Sources majeures des bassins versants et leurs débits moyens.	172
Tab. 23 : Températures mensuelles moyennes des deux stations.	173
Tab. 24 : Températures annuelles moyennes à Kaftoun et sur le SKC.	174
Tab. 25 : Variations de température des sources en fonction de la saison et de l'altitude.	174
Tab. 26 : Valeurs du facteur héliothermique des cycles hydrologiques étudiés.	175
Tab. 27 : ETR de l'aquifère karstique de Chekka.	175
Tab. 28 : Surfaces des différents types de couverts des sols (en km ²).	177
Tab. 29 : Surfaces des cultures irriguées (km ²).	177
Tab. 30 : Besoins en eau des cultures calculés par Cropwat.	177
Tab. 31 : Volume total prélevé par l'ELN des eaux souterraines du SKC en 2005.	179
Tab. 32 : Prélèvements d'eau estimés du SKC en 1970.	179
Tab.33 : Bilans hydrologiques du système karstique de Chekka pour différents cycles.	180
Tab. 34 : Coordonnées des sources sous-marines et littorales de Chekka repérées par GPS.	183
Tab. 35 : Synthèse des données chim. des prélèvements d'eau de la source S2 et de la mer.	194

RESUME. Les sources sous-marines de Chekka au Liban, étudiées depuis longtemps, sont présentées comme étant parmi les plus importantes sources sous-marines connues. Les premières estimations, jamais remises en question, leur attribuent un débit moyen de l'ordre de 6 m³/s, dont 2.5 m³/s au moins pour la principale source en étiage. Des technologies nouvelles développées en France pour l'étude des sources sous-marines ont été mises en œuvre pour étudier leur fonctionnement et celui de leur aquifère, dans le cadre du projet européen MEDITATE. La principale source pérenne "S2" a été instrumentée pour une mesure en continu du débit, de la salinité, de la température et de la pression.

Les premières données indiquent un débit d'étiage d'environ 60 l/s d'eau saumâtre, soit 30 l/s d'eau douce en étiage. Son fonctionnement est typiquement karstique, avec de grandes variations du débit, de la salinité et de la température de l'eau. Aux faibles débits sont associées de fortes salinités liées à une intrusion marine, par des conduits karstiques. De nombreux points d'eau de la région, dont les sources sous-marines et littorales, ont été l'objet d'un suivi géochimique. Le bassin hydrogéologique fut délimité : les rivières Asfour et Jaouz subissent des pertes dans leur traversée des calcaires du Crétacé supérieur, atteignant, selon la saison, plusieurs m³/s au total. Le bilan hydrologique du bassin d'alimentation de ces sources attribue un débit moyen d'eau douce de 2.15 m³/s au total, compatible avec les mesures directes faites en étiage. Les premières conclusions mettent en doute la possibilité d'exploitation directe de ces sources sous-marines. Un contrôle continu de la principale source sous-marine paraît être la mesure à envisager dans le cadre d'une surveillance de l'aquifère pour en faire une exploitation raisonnée durable de cette ressource.

The carbonate karstic aquifer of Chekka (Lebanon) and its submarine springs. Hydrogeological and functional characteristics.

Abstract. Studied for a long time, Chekka submarine springs in Lebanon are presented as being among the most important known undersea resources. Never questioned, the first estimates proposed an average flow of 6 m³/s, among them at least 2.5 m³/s for the main spring during low flow. New technologies developed in France to study submarine springs; their functioning and their aquifer were applied to these springs within the framework of a European project "MEDITATE". The main perennial spring was instrumented for monitoring its flow, salinity, temperature and pressure. First data indicate a minimum flow of approximately 60 l/s of brackish water during low flow. Its functioning is typically karstic, with wide variations of the flow, salinity and temperature of water. During low flow, high salinity is the consequence of sea water intrusion in karst conduits. Many water sites in the area, among them littoral and submarine springs were monitored for their geochemical characteristics. The hydrogeological basin was delimited: the rivers Asfour and Jaouz undergo losses in their crossing of upper Cretaceous limestone, reaching, according to the season, several m³/s on the whole. Terms of the hydrological balance of spring recharge basin gave an average flow of fresh water 2.15 m³/s on the whole, in agreement with direct flow measurements during low flow. These first conclusions question the possibility of direct exploitation of these submarine springs. A permanent monitoring of the main submarine spring is required in a monitoring network of the whole aquifer to provide a sustainable exploitation of that important resource.

DISCIPLINE : Hydrogéologie

MOTS-CLES : karst, aquifère littoral, source sous-marine, ressource non conventionnelle, Liban

INTITULE ET ADRESSE DE L'U.F.R OU DU LABORATOIRE :

HydroSciences, Université Montpellier 2, cc MSE, 34095 Montpellier CEDEX 5 (France)
et

CREEN-ESIB, Faculté d'Ingénierie, Riad El Solh, BP 11-0514, Beyrouth 1107 2050 (Liban)

Introduction

Les glaciations du Quaternaire (début à -1,75 Ma ; 1 Ma= 1 million d'années ; fin à -10 ka ; 1 ka = 1000 ans) ont provoqué des abaissements du niveau marin de l'ordre de 100 à 150 m ; le plus important fut au cours de la dernière glaciation. Des réseaux karstiques ont pu se développer sur ce niveau marin bas, mais seulement dans les régions où le climat n'était pas trop froid et permettait l'écoulement des eaux (régions méditerranéennes chaudes et régions tropicales). Ailleurs, le gel a pu empêcher l'infiltration et donc les écoulements souterrains.

En Méditerranée, il s'est produit un phénomène extraordinaire, au Messinien, (-5,5 Ma, fin du Miocène). Le détroit de Gibraltar, sous la poussée de l'Afrique, s'est refermé. Comme en Méditerranée l'évaporation l'emporte largement sur les apports d'eau douce par les fleuves, le niveau de la mer, ne recevant plus l'eau de l'Atlantique, s'est abaissé très vite de plus de 1000 m. Toutes les rivières ont alors creusé des canyons très profondes. Elles ont ensuite été remplies de sédiments détritiques, surtout des argiles et des limons, après la remontée de la mer, environ 500000 ans plus tard. Lors de ces niveaux bas, les conduits du karst ont pu se développer jusqu'au niveau le plus bas des calcaires. Une fois l'eau remontée, les conduits se sont retrouvés sous le niveau marin ; certains ont été bouchés par les sédiments, d'autres sont restés libres.

Les sources sous-marines sont en fait des fuites des aquifères karstiques submergés par la mer soit suite à la subsidence du continent, soit par la montée du niveau de la mer. Elles sont connues partout où les formations carbonatées (calcaires et dolomies) sont présentes sur les côtes, mais avec une plus grande abondance dans les régions méditerranéennes. Leur présence dans les pays où la ressource en eau est insuffisante en raison du climat ou d'une surexploitation constitue une chance, à condition que leur exploitation présente un réel intérêt économique et que la technique d'exploitation soit maîtrisée.

Cette thèse a été réalisée dans le cadre du projet MEDITATE, financé par le programme STREPS-INCO de la DG XII de l'Union Européenne, et regroupant des équipes de Grande-Bretagne, Espagne, France, Turquie, Syrie, Jordanie et Liban. Ce projet avait pour objectif de développer de nouvelles méthodes et de nouvelles technologies pour l'étude et la mise en valeur de ressources en eau non conventionnelles dans les pays du pourtour méditerranéen. Cette étude s'inscrit dans une suite de projets destinés plus particulièrement à comprendre le fonctionnement des aquifères karstiques littoraux, avec ou sans SKSM (SOURCE KARSTIQUE SOUS-MARINE), faisant coopérer depuis 8 ans des équipes françaises spécialisées en hydrogéologie karstique (HydroSciences Montpellier, BRGM-Eau), en modélisation hydrogéologique (Sisyphé Paris-6), en robotique sous-marine (LIRMM Montpellier). De même, ce projet entre dans les thématiques de recherche du CREEN-ESIB (Beyrouth, Liban) et de l'UMR HydroSciences. Le but final est de comprendre comment s'établissent les relations entre la mer et les aquifères karstiques littoraux, naturellement et sous sollicitations, pour pouvoir gérer durablement leurs ressources en eau et contrôler les intrusions marines. L'exploitation directe des SKSM ne peut être envisagée que dans une étape ultérieure de connaissance et de compréhension des phénomènes en jeu.

Les pêcheurs du port de Chekka (Liban nord) connaissent depuis longtemps les sources d'eau douce et fraîche (une douzaine) qui jaillissent dans les eaux territoriales libanaises au fond de la mer, à plusieurs centaines de mètres de la côte et à des profondeurs comprises entre 5 et 100 m. Leur bassin d'alimentation est constitué probablement par les massifs calcaires de l'arrière-pays du Mont Liban. Ces sources forment à la surface de la mer une auréole à l'aspect très lisse avec parfois des bouillonnements. Ces sources d'eau douce en mer ne peuvent exister que si la charge d'eau douce dans l'aquifère est suffisamment élevée pour pousser l'eau de mer,

plus dense. Par conséquent, pour que les charges soient suffisantes pour vaincre la masse d'eau de mer, la source doit être alimentée par des écoulements dans des reliefs assez marqués dominant la côte. C'est pourquoi il est nécessaire de pouvoir lier le débit des sources à leur bassin d'alimentation.

Les sources de la baie de Chekka présentent un grand intérêt parce qu'elles se manifestent dans une région où, dans un futur proche, les ressources en eau risquent de ne pas pouvoir satisfaire tous les besoins. Elles sont en outre considérées comme les plus importantes par leur débit, certainement parce qu'elles sont les seules à avoir été l'objet de mesures directes. C'est pourquoi cette ressource en eau inexploitée présente un si grand intérêt. La source sous-marine S2 de Chekka a été sélectionnée pour une tentative de suivi en continu afin d'analyser le fonctionnement des sources et de l'aquifère.



Figure 1. Situation de la zone d'étude.

L'étude a pour but de caractériser les sources sous-marines afin de

- 1) identifier et caractériser les sources sous-marines par leur suivi au cours d'un cycle hydrologique (mesures de débit, salinité et température et prélèvements d'échantillons pour analyses chimiques) ;
- 2) définir leur bassin d'alimentation par ses caractéristiques géologiques, son étendue et les conditions de développement du karst ;
- 3) comprendre le fonctionnement des aquifères, leur comportement en crue, et la variation de leurs débits et de leur qualité au cours des saisons ;
- 4) déterminer le fonctionnement du système karstique de Chekka en maîtrisant les relations qui existent entre les sources en mer et l'aquifère à terre par le suivi de multiples marqueurs qui

permettront de connaître l'étendue du bassin d'alimentation, l'importance du flux (son débit moyen), la quantité des réserves stockées ;

5) définir les conditions d'exploitation des ressources d'eau douce dans les aquifères littoraux de Chekka sans perturber le système. En effet, toute perturbation risque de faire entrer profondément l'eau de mer dans l'aquifère.

Dans le cadre de ce travail, la démarche suivie est l'étude détaillée d'un système karstique particulier. Nous adoptons la méthode proposée par Mangin (1975), Bakalowicz (1979) et Bakalowicz et Mangin (1980) visant à étudier les systèmes karstiques. Cette méthode prend le milieu karstique dans son ensemble, c'est-à-dire comme étant un système dont la caractérisation de la structure, du fonctionnement et de l'évolution est faite à partir de l'analyse d'une fonction d'entrée, la pluie, et une fonction de sortie, les chroniques de débit des sources du système. La caractérisation systémique se fait par une étude hydrodynamique et hydrogéochimique accompagnée d'une étude du contexte géologique, structural et hydrogéologique permettant d'identifier la structure du système karstique et son fonctionnement. Le système considéré est celui de Chekka (figure 1). L'étude a été divisée en six axes répartis dans les cinq chapitres :

- 1- Description sommaire des sources sous-marines et des aquifères littoraux karstiques en Méditerranée et surtout au Liban.
- 2- Présentation géographique, géologique et hydrogéologique de la région de Chekka-Bcharreh-Tannourine, en particulier, évolution tectonique et karstique régionale.
- 3- Le fonctionnement de l'aquifère de la région
- 4- Une étude hydrogéologique permettant de définir les caractéristiques hydrauliques de l'aquifère de Chekka et ses conditions aux limites et de chercher le degré de développement de la karstification.
- 5- Une étude du fonctionnement hydrologique de la source permanente principale S2.

Chapitre 1 - Les sources et les aquifères littoraux karstiques en Méditerranée

1.1. Les sources sous-marines

De nombreuses sources sous-marines sont connues des gens de mer (pêcheurs, ...) notamment par les effets qu'elles ont sur le milieu marin. Il est ainsi possible de reconnaître les sources sous-marines en surface, grâce à la présence d'un panache se manifestant par "une tache d'huile" (figure 2). Sous l'eau on distingue les sources grâce à un effet dit "glycérine", lié au non-mélange de deux liquides de caractéristiques optiques différentes. Les nageurs localisent ces sources par l'écart thermique entre l'eau douce, de température relativement assez froide, et l'eau de mer. Cet écart peut être très fort en été. Enfin, il peut exister une faune et une flore spécifique à ces milieux, comme Perez et al. (2004) l'ont constaté près de Batroun au Liban, en découvrant une nouvelle espèce d'éponge siliceuse dans un conduit karstique sous marin au fond duquel s'écoule une source sous-marine.

Dans l'ancien testament, Job révèle la présence d'une source sous-marine au large de l'île d'Arwad en Syrie. Cette source fut captée il y a trois mille ans par les Phéniciens (Kohout, 1966). Durant les siècles qui ont suivi, de nouvelles expériences de captage furent menées. Les soldats d'Hannibal, puis les pirates remplissaient ainsi amphores et sacs en cuir en les retournant au-dessus de sources sous-marines (Doerpinghaus, 2001). C'est essentiellement à partir des années 1960 que les études modernes sur les sources ont débuté ; on considérait que cette ressource précieuse ne devait pas être perdue.



Figure 2. Panache d'une source sous-marine jaillissante à la côte de Chekka (Liban).

1.2. Méthodes de recherche et localisation des sources sous-marines

Différentes méthodes de recherche et de localisation des sources sous-marines ont été proposées. Sur la base d'articles et d'expériences de plongeurs scientifiques qui ont travaillé sur ce sujet, j'ai constitué une base de travail pour l'étude des sources et surtout la S2. Les différentes méthodes de localisation existantes sont :

- a) Mesure de la conductivité électrique ou de la résistivité, et de la température

Gruvel (1929) a mesuré dans différents endroits côtiers au Liban et en Syrie la température de la mer en profondeur ce qui le conduit à admettre l'arrivée d'eau douce sous-marine. Les premières expériences basées sur la mesure des paramètres chimiques de l'eau étaient basées sur un prélèvement d'échantillons étudiés ensuite en laboratoire. En URSS plusieurs anomalies rattachées au phénomène de sources sous-marines par détection de salinité inférieures à la salinité de l'eau de mer furent repérées (Buachidze et Meliva, 1967, in Zektzer et al., 1973).

Différents types de sondes sont utilisées pour mesurer la conductivité électrique ou la résistivité et la température. Pour un pas de temps fixé on mesure les valeurs de ces paramètres. La présence d'une masse d'eau plus douce implique une conductivité électrique plus faible (ou résistivité plus forte).

b) Mesure de la densité

Cette technique repose sur l'utilisation d'un aréomètre in situ pour évaluer les valeurs de densité comprises entre 1,04 (densité de l'eau de mer) et 0,99 (densité de l'eau douce).

c) Mesure de la concentration en radon

La mesure de la concentration en radon permet de tracer la présence d'eau douce souterraine. En effet, les eaux souterraines sont plus riches en radon que l'eau de mer. Ce type d'étude a été réalisé par Moore (1996), qui a cherché à déterminer ainsi le flux diffus.

d) Observations sous-marines

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

e) Télédétection en thermographie infra-rouge et photo infra-rouge

La thermographie aéroportée analyse les températures des objets survolés. Sur les images thermiques obtenues, on distingue à la surface de la mer des anomalies thermiques dues à la présence de masses d'eau ayant une température ou une composition chimique différente de celle du milieu environnant. Cette technique consiste à analyser, par l'intermédiaire d'un radiomètre infra-rouge à balayage embarqué à bord d'un véhicule aérien, l'énergie émise dans la partie infra-rouge du spectre électromagnétique par les objets survolés. L'appareil utilisé transforme l'énergie incidente, qui dépend de la température de la zone survolée, en un signal électrique qui est amplifié puis traité. Une image thermique est obtenue à partir d'un enregistrement des radiations émises dans l'infra-rouge (3-5 μm ou 8-14 μm) tandis que la photographie infra-rouge est sensible à l'infra-rouge réfléchi seulement (longueur d'onde 0,7 μm à 0,9 μm). Les données "thermiques" à partir du satellite Landsat TM peuvent être utilisées dans ce domaine de détection (3-5 μm ou 8-14 μm). Lors de la détection et de la localisation de ces sources, les images infra-rouges sont également analysées et interprétées pour évaluer le débit des sorties d'eau (figure 3).

Contrairement aux autres méthodes, la thermographie aéroportée permet de localiser les sources sous-marines de façon assez rapide. Les autres méthodes semblent plutôt complémentaires de la thermographie infra-rouge, pour localiser de façon plus précise, l'endroit où débouche la source.

On peut en domaine côtier visualiser avec cette technique la répartition spatiale de masses d'eau d'origines diverses (débouché de rivière, courants marins, sources sous-marines, sorties d'eau douce diffuses ...). L'étude de ces masses d'eau, corrélée à la connaissance géologique

du domaine côtier ainsi que des réseaux de rejets anthropiques, peut permettre de déterminer l'origine de l'anomalie thermique.

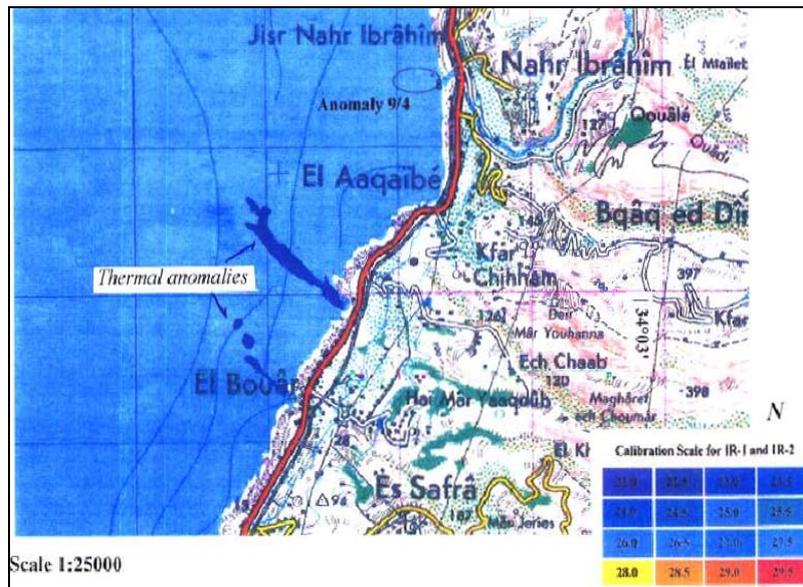


Figure 3. Anomalies thermiques à Bouar/Liban (Shaaban, 1999).

Dès les années 1960, de nombreuses missions de détection des sources sous-marines par thermographie se déroulèrent et de nombreuses côtes furent ainsi explorées par cette méthode (figure 3). Citons les côtes italiennes et de Sicile (Cottecchia, 1982, Gandino, 1983, Guglielminetti, 1974 in Gandino, 1983), d'Espagne (Espejo Molina, 1988), de Grèce (Gros et al., 1976), du Liban (FAO, 1998, CNRS, 2000), etc...

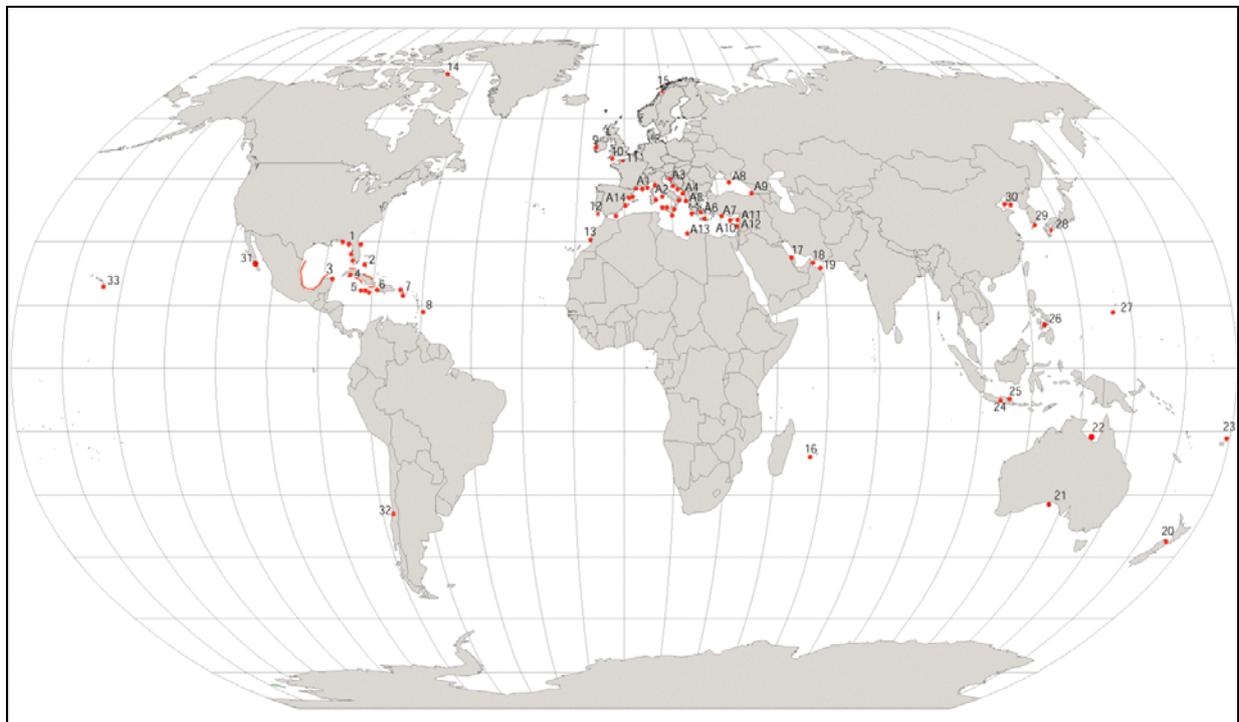


Figure 4. Localisation des sources sous-marines dans le monde (Fleury, 2005).

1.3. Méthodes d'évaluation des débits de sources sous-marines

Les études hydrogéologiques sur les sources sous-marines sont rares à cause des difficultés rencontrées pour mesurer les débits. Les chercheurs décrivent les phénomènes observés et se contentent de donner des valeurs ponctuelles estimées des débits. Ces observations sont en général accompagnées d'une mesure de la conductivité électrique ou de la salinité in situ à l'aide d'une sonde ou à partir de l'analyse en laboratoire d'échantillons prélevés. Les différentes méthodes utilisées pour mesurer le débit des sources sous-marines sont :

a) Estimation sensitive et visuelle de la vitesse

L'estimation visuelle est souvent utilisée pour donner une valeur ponctuelle du débit des sources sous-marines ; mais elle aboutit généralement à une surestimation du débit. Pour l'estimation visuelle, on emploie généralement un colorant. Cette méthode permet de mesurer à l'œil nu la vitesse de remontée de l'eau douce. La vitesse est ensuite intégrée sur la surface de l'exutoire. La proportion d'eau douce dans le fluide ascendant est également nécessaire.

Les sensations trompeuses liées à la différence de densité surévaluent les vitesses du flux d'eau douce jaillissant des sources sous-marines. Je peux citer l'exemple de la source S2 de Chekka, en novembre 2005, où j'ai estimé le débit de l'ordre de 400 l/s. Or à cette période le débit fut mesuré à l'aide d'un débitmètre, après captage, et a donné une valeur de 42 l/s. La surestimation du débit semble ainsi se confirmer.

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

b) Estimation de la vitesse par moulinet

Cette technique permet de mesurer ponctuellement à l'aide d'un moulinet (courantomètre), la vitesse de l'eau dans le conduit karstique, avant qu'elle soit influencée par sa différence de densité avec l'eau de mer. On intègre ensuite la vitesse mesurée sur la surface du conduit. C'est cette méthode qui fut utilisée par Kareh (1967) sur les sources de Chekka au Liban en période estivale. Plus récemment sur la source de Banyas en Syrie, une étude de ce type fut mise en place ; la source fut canalisée dans une conduite et un moulinet fut disposé dans la conduite (Irie et Al-Assad, 2002). Pour améliorer les résultats de cette méthode, la mesure de vitesse devrait couvrir l'ensemble de l'ouverture. En effet, au niveau de la source il se produit souvent une intrusion d'eau de mer due à la stratification de l'écoulement. Il faut alors coupler les débits des moulinets à des mesures de salinité et de température. Les données permettent d'établir une chronique des débits d'eau douce à la source, mais aussi des débits entrants d'eau de mer.

c) Mesure de la conductivité électrique

A l'aide d'un conductimètre, cette méthode propose de mesurer ponctuellement la salinité en divers profils verticaux et horizontaux, puis détermine le débit par analogie avec les phénomènes estuariens. Avec le temps, une autre méthode plus sophistiquée fut utilisée (Ladouche et al., 2001). Elle s'agit de calculer le débit à partir d'une modélisation du panache. Les conductivités électriques sont mesurées dans le panache et une topographie du fond est

effectuée. A partir de ces données, le panache est simulé et le débit est déterminé par son approche avec les valeurs de conductivités électriques mesurées dans le panache.

d) Utilisation d'un traceur

Le débit ponctuel est calculé en utilisant un traceur de concentration connue injecté au débouché de la source. La concentration du traceur à une hauteur h couplée à la mesure de la salinité dans le panache permet de connaître le débit de la source. Cette méthode est une approche simplifiée de la modélisation du panache. Elle consiste à estimer le volume d'eau saumâtre contenu dans le panache et à mesurer à l'aide d'un traceur le temps de renouvellement de ce volume d'eau. Le panache est assimilé à un cône tronqué : le rayon à la base est égal au rayon d'ouverture de la source et le rayon au sommet de la tache en surface. En parallèle, des mesures de conductivité électrique sont effectuées le long d'un profil vertical dans le panache afin de déterminer la quantité d'eau douce contenue dans ce volume. Cette méthode permet de donner une approximation ponctuelle du débit assez fiable pour des sources sous-marines situées à faible profondeur (Cotecchia et al., 1983).

e) Calcul du bilan hydrologique

Les débits des sources seront calculés à partir d'un bilan hydrologique du bassin d'alimentation de ces sources sous-marines. Ce bilan comprend les précipitations, l'évapotranspiration, les volumes pompés, les eaux ruisselées, les utilisations domestiques, industrielles ou pour l'irrigation.

f) Captage de la source et utilisation d'un débitmètre

La méthode consiste essentiellement à une bonne connaissance de la topographie sous-marine, surtout des dimensions de la source, et à l'utilisation des cloches renversées qui permettent d'exploiter ou fixer les dispositifs de mesures et éviter l'intrusion de l'eau de mer, tout en se basant sur le principe de la charge hydraulique et de la densité de l'eau. Sur la conduite qui canalise la source, un débitmètre peut être disposé. Il mesure les débits au pas de temps désiré. Ce matériel s'insère dans la conduite et ne crée pas de perturbation du flux. Cela permet d'effectuer des mesures avec une précision de l'ordre de 1% (Bassompierre et Roux, 1968).

g) Couplage débit et charge hydraulique partielle

La charge hydraulique partielle de la source sous-marine est mesurée en continu à l'aide d'un captage partiel réalisé à la source. Au cours de plusieurs périodes de l'année, le débit est déterminé ponctuellement grâce aux relevés de conductivité électrique et température dans le panache. Une courbe de tarage est ensuite édifiée et permet de connaître les débits à partir de l'enregistrement en continu de la charge hydraulique partielle (études de la source de la Vise).

h) Utilisation par ADCP

L'ADCP est un courantomètre acoustique profileur ; il permet de mesurer le champ de vitesse dans le panache et enregistrer les courants jusqu'à une distance qui dépend de la fréquence de l'onde acoustique émise. Il émet régulièrement des ondes sonores qui sont réfléchies par des particules en suspension. Lorsque le signal réfléchi revient, l'ADCP se transforme d'émetteur en récepteur. Suivant le temps de trajet entre l'émission et la réception et

la variation de la fréquence du signal par rapport au signal émis, une information concernant la direction du courant et sa vitesse peut être obtenue à différents niveaux de la colonne d'eau. A partir des vitesses des différentes couches, des profils verticaux peuvent être établis. Puis, couplé à des mesures de conductivité, le débit de la source sous-marine est déterminé (www.ifremer.fr). Cette méthode s'apparente à la détermination du panache et selon mon avis, c'est la méthode à retenir parmi les autres.

i) Thermographie infra-rouge

Le débit est estimé selon la surface de l'anomalie thermique produite par la source sous-marine et mesurer par thermographie infra-rouge (TIR). Le panache d'eau en surface résulte du mélange entre l'eau douce et l'eau de mer ; or ces phénomènes de mélange sous-estiment les valeurs de débit. De plus une grande quantité d'eau de la source se mélange à l'eau de mer et n'atteint pas la surface donc n'est pas mesurée. Le panache observé n'est pas uniquement fonction du débit, il dépend aussi de la profondeur de la source, des courants marins, de la topographie du fond marin, etc. Au Liban, cette méthode a été mise au point par la FAO (1973), le calibrage est fait à partir des anomalies créées par les rivières et les débits obtenus "erronés" continus de "hanter" les rapports du Ministère de l'Energie et de l'Eau et toutes les études locales.

1.4. Les aquifères littoraux et les sources sous-marines du Liban

Comme tous les pays du bassin méditerranéen, la côte libanaise est connue par des décharges karstiques d'eaux douces et saumâtres, littorales et marines. Ces sources karstiques sont parfois considérées comme étant une des plus importantes ressources en eaux qui pourraient être exploitées, pour satisfaire les besoins en eaux de la région côtière fortement peuplée. Plusieurs recherches ont été faites dans ce domaine sur le littoral libanais. Le premier et, pendant longtemps le seul, Kareh (1967) a cherché à comprendre comment fonctionnent les sources karstiques sous-marines (SKSM) en étudiant celles de la baie de Chekka. Sa démarche d'étude a été celle de l'hydrogéologie, avec les moyens et les concepts des années soixante. Les études faites par la FAO (1973), Hakim (1974), Shaban (1999), Ayoub (2001), le CNRS Libanais (2002), Khawlie et al., (2004) et Saad (2005) n'ont pas apporté de résultats nouveaux ni convaincants. Jusqu'à présent les quantités d'eau qui se déversent dans la mer d'une part, de la contribution de ces eaux dans l'évaluation générale des ressources en eaux du pays d'autre part n'ont pas fait l'objet d'une évaluation fiable.

1.4.1. Recherches sur les sources littorales et sous-marines du Liban

Plusieurs études ont été faites sur le long de la côte libanaise. Wakim (2005) en a fait une synthèse dans le cadre de son mémoire de DEA.

a) Rapport FAO-ONL (1973)

Un programme de développement Hydro-Agricole, lancé en janvier 1972, avait pour objectif une prospection de thermométrie par infra-rouge TIR qui a été effectuée entre Beyrouth et Rachidiyé (Tyr). Le but de cette étude était de réaliser un vaste projet d'irrigation pour le développement du Liban sud. L'objectif principal était une planification hydraulique

de la région, avec une évaluation des ressources disponibles en eau, la détermination du niveau d'exploitation, le chiffrage des investissements nécessaires et l'évaluation des conséquences économiques et sociales pour la région.

La prospection a été faite par l'entreprise « Remote sensing Inc. » avec l'aide de l'armée de l'air libanaise. Les principales caractéristiques techniques de prospection sont : les altitudes de vol (entre 4200 et 13000 pieds), la vitesse (250 km/h), l'angle de prise de vue (90°), le taux de balayage du scanner (80 °/s) et la gamme de température (entre 19 °C et 26 °C). Trente six anomalies froides ont été détectées dont 26 sont dues à des écoulements souterrains d'eau douce. Ces écoulements vers la mer sont sous forme de sources et d'écoulements diffus le long de la côte.

b) DES de B. Hakim (1974)

Dans le cadre du Projet de développement Hydro-Agricole du Liban sud il a été décidé de procéder à une prospection TiR de thermo-radiométrie infrarouge aéroportée couvrant la quasi totalité de la côte libanaise.

Quatre missions aériennes du 12 au 16 juin 1972 et 3 axes de vol constituent l'essentiel de cette prospection. Deux équipes se répartissent les tâches : l'équipe de l'air et l'équipe au sol pour assurer une campagne de mesures réparties et concordante avec les heures de vol.

Le matériel utilisé est un scanner, travaillant dans la bande spectrale de 8 à 14 microns. Chaque zone étudiée est balayée par bandes perpendiculaires à l'axe de vol et le balayage a été effectué à deux altitudes de vol différentes : 4200 pieds, qui a couvert une bande de 2.5 à 3 km de large le long de la côte, et 13000 pieds, qui a couvert une bande de 7 à 8 km de large.

Cette étude a détecté entre Beyrouth et Enfeh (située au nord du Liban) une soixantaine d'anomalies thermiques, soit presque 50% de ce qui a été repéré pour l'ensemble de tout le littoral libanais. Cette zone d'étude est également très riche en sources littorales, du fait de la nature fissurée et karstique des terrains calcaires, en liaison directe avec la mer. Les sources les plus importantes sont : les sources de Chekka, de Batroun (au nord) et de Jounieh (au nord de Beyrouth).

c) Travaux de A. Shabaan (1999)

Le but de cette étude était de localiser les sources sous-marines afin de les relier aux facteurs géologiques et structuraux. Pour cette raison, deux approches ont été suivies pour identifier ces sources :

- La radiométrie aéroportée par infrarouge pour détecter les anomalies de températures en mer et pour déterminer l'emplacement exact des décharges d'eau en mer. Cinquante quatre sources ont été reconnues le long de la côte du Liban dont 27 sources dans la partie nord de Beyrouth détectées par le CNRSL (1997), et 27 au sud de Beyrouth détectées par la FAO (1972). 14 sources seulement sont en mer, à des distances variables de la côte (figure 5).

- L'analyse des images satellites pour mettre en évidence les linéaments qui commanderaient les écoulements souterrains, par superposition des linéaments identifiés sur les images satellites avec la carte de localisation des anomalies. Cette approche conclut que les écoulements d'eaux sont liés en partie aux linéaments, le long des failles et des conduits karstiques associés en partie au pendage des couches.

Les débits des sources sous-marines ont été estimés en utilisant la "méthode proportionnelle" qui est basée sur une comparaison dimensionnelle sur les cartes

radiométriques entre les anomalies détectées en mer et celles issues d'eaux connues. Dans cette étude le volume annuel écoulé par toutes les sources est estimé à $620.10^6 \text{m}^3/\text{an}$.



Figure 5. Localisation des sources sous-marines et littorales au Liban (Shaaban, 1999).

d) Rapport du CNRS -MEE (2001)

Cette étude (TIR) a été orientée vers la prospection des sources marines, afin de bien étudier leur fonctionnement et leurs caractéristiques, dans le but de les exploiter sur le continent. La zone d'étude littorale s'étend du Nahr el Kabir au nord jusqu'au sud de la capitale "Beyrouth".

Un balayage aérothermique a été fait au moyen d'un balayeur infrarouge fixé sur un avion Mi8MT, pouvant enregistrer les coordonnées des anomalies et à l'aide des capteurs landETM de résolution 30 m qui peuvent signaler les caractéristiques hydrologiques superficielles.

Cette étude confirme les résultats de 1999 et a comme résultats que sur le littoral il existe 54 sources dont 14 seulement sont en mer et que les quantités estimées d'eau annuelles qui sortent des sources varient entre 600.10^6m^3 et 1 milliard de m^3 . La méthode d'estimation des débits est basée sur la transformation des mailles d'anomalies en équivalent d'eau douce.

e) Travaux de Z. Saad (2005)

Il s'agit d'une caractérisation chimique et isotopique des sources littorales et sous-marines. La campagne couvre 22 sources littorales et 11 sous-marines, avec leurs données chimiques (Calcium, magnésium, sulfate, chlorure) et isotopiques ($\delta^{18}\text{O} / \delta^2\text{H}$).

Les concentrations en Ca et Mg montrent que la plupart des eaux des sources sous-marines proviennent de l'aquifère carbonaté céno-mano-turonien (CT). Les concentrations en chlorure montrent que toutes les eaux sont plus ou moins mélangées à de l'eau de mer. Les concentrations en sulfate et nitrate montrent la possibilité d'infiltration des eaux usées dans les aquifères.

Les teneurs isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ montrent que les eaux des sources littorales et sous-marines sont très proches des eaux météoriques des régions méditerranéennes indiquant une infiltration rapide des eaux dans les aquifères.

1.4.2. Recherches sur les sources littorales et sous-marines de Chekka

a) Travaux de René Kareh (1967)

L'importance de cette étude réside dans l'éventuelle exploitation d'eau et sa distribution rationnelle dans tous les secteurs qui ont le plus grand besoin d'eau. L'étude a pu être exécutée grâce à une équipe de plongeurs. Les dimensions des exutoires de toutes les sources ont été mesurées en détail. Les eaux prélevées au moyen de crépines insérées dans les griffons des sources et reliées à la surface à une pompe à main. Les vitesses ont été mesurées à l'aide d'un moulinet connecté à des enregistreurs et calculées en utilisant les formules de calibration. Les premiers travaux ont été faits durant les mois d'août et septembre 1963.

Le système comprend une série de sources sous-marines permanentes (S1, S2, S3, S4, S5 et S6) et temporaires (S7, S8, S9, S10, S11 et S12). En plus, Kareh a trouvé que certains forages deviennent artésiens ; deux sources apparaissent sur la côte dans le grès et coulent quelques jours, puis tarissent progressivement jusqu'aux pluies suivantes.

Kareh a supposé que le bassin de recharge inclut le Nahr Abou Ali (au nord de la zone d'étude) et même que les sources de Rachiine et Mar Sarkis constituent avec ses affluents le principal cours d'eau permanent du bassin d'alimentation des sources sous-marines de Chekka. Il a recueilli les jaugeages faits à la station de Kousba entre les années 1948 et 1956. Le régime annuel de cette rivière se caractérise par des hautes eaux d'hiver suivies d'une période de crue due à la fonte de neige. En été et en automne, les débits se réduisent à l'apport des sources de Chekka.

Selon Kareh, le bassin d'alimentation des sources sous-marines de Chekka couvrirait une superficie d'environ 700 km² comprenant les aquifères carbonatés jurassique et céno-manien. La contribution du Jurassique se limite au ruissellement superficiel sur les affleurements du grès de base qui finit par s'infiltrer dans les calcaires du Turonien et du Céno-manien. Ce bassin dénommé Chekka -Rachiine est donc limité à l'est par la ligne de crête du Mont Liban, au nord le noyau de Jurassique de la région d'Al Ayoun, à l'ouest le contact des calcaires du Turonien avec les sédiments du Tertiaire et au sud la vallée de Nahr el Jaouz.

Parallèlement aux mesures de débits (un débit total de 6 m³/s en étiage tandis que le débit de S2 est estimé à 2 m³/s), des prélèvements ont été effectués en mer et sur la côte. En été, les concentrations en chlorure de toutes les sources sous-marines sont très élevées et interdisent l'utilisation immédiate. En revanche en hiver, après les premières pluies, les eaux deviennent remarquablement douces. Les prélèvements étaient pratiquement impossibles, aussi les eaux des sources les plus accessibles n'ont pas été analysées.

b) Rapport de l'AUB (2001)

L'objectif de l'étude des sources sous-marines de Chekka, faite par l'Université Américaine de Beyrouth (AUB), est de mettre en évidence de nouvelles ressources en eau. Du point de vue de l'exploitation de ces sources, l'étude prend en considération tous les aspects économiques, sociaux et naturels avec les impacts qui sont des contraintes à l'exploitation.

Les chercheurs de l'AUB ont supposé que la zone d'alimentation des sources sous-marines appartient à un système karstique de 600 km². Cette zone de recharge est limitée topographiquement au nord par la rivière Abou Ali, au sud par le Nahr el Jaouz et à l'est par la zone montagnarde.

Toutes les informations collectées (trois campagnes de mesure faites en 3 jours pendant 6 heures en juillet, août et septembre) prouvent que le débit des sources sous-marines est constant et uniforme pendant toute la période de l'été. Le débit de la source (S2) est de 0.4 m³/s, alors que le débit total estimé des cinq sources permanentes qui ont des débits faibles est de 1 m³/s (2.59*10⁶ m³/mois). Le débit des 12 sources sous-marines de Chekka est estimé à 730 *10⁶ m³/an.

Pour la qualité de l'eau, une vingtaine d'échantillons d'eau des sources sous-marines a été analysée sur le terrain et au laboratoire. Les principaux résultats ont montré que la conductivité électrique est en moyenne 29 mS/cm et que les résultats des tests bactériologiques ne montrent pas de contamination bactériologique massive des sources. Les quantités d'eau douce déversées dans la mer modifient la salinité entraînant des modifications dans l'écosystème marin, mais sans jamais avoir été démontré par une étude scientifique.

Pour les aspects socio-économiques et environnementaux, l'analyse de la faisabilité économique traite des coûts et des bénéfices des deux méthodes d'exploitation des sources sous-marines : le captage sous-marin (techniquement difficile et très coûteux, jugé non faisable) ou l'exploitation sur le continent à partir des forages (faisable). Pour l'intrusion marine dans l'aquifère, ils ont trouvé que les impacts dus à l'exploitation des sources sous-marines sont très limités.

1.4.3. Interprétation générale et discussion des informations

a) Thèse de R. Kareh

Au sujet du débit des sources, l'auteur avance plusieurs hypothèses :

- Les débits sont variables entre été et hiver. En effet, comment est traduite la variabilité des débits entre les deux saisons puisque les débits n'ont pas été mesurés en hiver ? L'apparition des sources temporaires avec les premières pluies correspond à un fonctionnement de sources de trop plein, ce qui traduit bien la variabilité saisonnière des débits de sortie de l'aquifère.

- L'auteur considère l'aquifère comme une nappe captive due à une épaisse série de marne imperméable couvrant la formation du Cénomano-Turonien (CT), *qui empêche toute intrusion marine*. En fait le fonctionnement de cette nappe n'est pas captif, car sur le terrain l'aquifère CT n'est pas complètement recouvert par les marnes sénoniennes. La charge est due aux écoulements souterrains à des altitudes assez élevées, du fait du fort relief.

- Les surfaces de rides sont proportionnelles à la dimension et au débit des griffons. En fait ce phénomène est dû à la remontée d'eau douce, du fait de la différence de densité entre les deux eaux. Plusieurs facteurs interviennent : le débit d'eau douce, la profondeur de la source, la forme de l'exutoire et la salinité de l'eau.

Au sujet des études hydrogéologiques :

- L'auteur présente deux bassins versants, de surface et hydrogéologique. Le premier, avec une superficie de 200 km², est formé par les calcaires du Crétacé supérieur et du Jurassique supérieur, séparés par la couche imperméable du Crétacé inférieure (C₁), empêchant toute communication entre les deux formations. Le second, connu sous le nom de bassin versant Chekka-Racchiine a une superficie totale estimée à 700 km². Ce bassin est limité au nord par le Jurassique d'el Ayoun, à l'est la ligne de crête du Mont Liban, à l'ouest le contact des calcaires turoniens et du Miocène et au sud la vallée du Nahr el Jaouz. L'auteur

décrit la nature géologique du bassin de surface et les conditions aux limites du premier bassin que drainent les sources sous-marines de Chekka. Puis il passe au second bassin versant en donnant les informations géologiques sans parler des limites topographiques de ce bassin. Nos travaux de terrain et la délimitation du bassin hydrogéologique ont montré que Nahr Abou Ali est la limite nord du bassin d'alimentation karstique des sources sous-marines de Chekka et que Mar Sarkis et Rachiine sont exclus du système. De même, les formations jurassiques n'appartiennent pas au système puisqu'elles forment un aquifère totalement différent.

- L'auteur donne les caractéristiques de l'aquifère céno-mano-turonien, comme étant un système karstique classique avec une épaisse série calcaire, couverte par les marnes du Sénonien imperméable. Il considère que l'ensemble de ce système, dans la partie est et nord-est alimente les sources sous-marines. Cette approche est trop générale et ne permet pas de comprendre l'organisation des écoulements souterrains dans ce vaste aquifère, ni la position particulière des sources sous-marines.

- A propos des débits et des vitesses, les débits sont obtenus en effectuant le produit de la vitesse moyenne mesurée à l'aide d'un moulinet, par la surface de la zone productrice de la source. Or, les mesures de vitesse à l'exutoire des sources, en fait à l'interface entre l'eau souterraine et la mer ne donnent pas la vitesse liée au débit de l'eau douce, mais celle due à la remontée d'eau à cause de la différence de densité entre l'eau souterraine et l'eau de mer. Cette vitesse est mesurée au dessus du fond marin et non dans un conduit isolé. Donc, les valeurs de débit calculées sont certainement très exagérées. Par la suite, l'auteur calcule les vitesses en multipliant débits x vitesses puis en divisant par le débit ce qui est surprenant, car on s'attendrait plutôt au produit vitesse x surface divisée par la surface, pour avoir la vitesse moyenne. A propos des débits des sources temporaires, l'auteur les a évalués en multipliant par dix la vitesse moyenne de l'étiage, multipliée elle-même par la surface productrice. Dans ce cas, l'auteur ne prend pas en compte le changement dans la surface des zones productrices lié aux sources temporaires, tout en exagérant fortement les vitesses d'écoulement, comme précédemment.

- Concernant la chimie de l'eau des sources sous-marines, l'auteur présente des concentrations en chlorure qui dépassent 15000 mg/l. Or, ces concentrations sont proches de la concentration en chlorure standard de l'eau de mer. Cela prouve que l'eau dont il mesure le débit est un mélange à 80% d'eau salée et 20% d'eau douce. En même temps il considère que la concentration de l'eau de mer en chlorure est 37000 mg/l, ce qui n'est pas exact et résulte d'une confusion avec les concentrations en NaCl dissous, puisque cette concentration est autour de 20000 mg/l.

b) Projet de FAO sur le développement hydro-agricole du sud Liban et mémoire de DES de B. Hakim

Selon les auteurs de cette étude, l'interprétation des anomalies détectées en mer fournit des ordres de grandeur des débits, en corrélant les débits des rivières jaugées au moment des vols avec les anomalies détectées correspondantes. Chaque anomalie correspond à la somme des surfaces des zones de températures données, multipliée par la différence de température en degré entre la zone considérée et la température moyenne de la mer, qui est de l'ordre de 23 °C au mois de juin. En partant de ces exemples, les auteurs ont pu déduire qu'il existe une corrélation entre les débits des rivières et l'importance des anomalies. Pour les débits supérieurs à 1m³/s, ils ont associé à chaque unité d'anomalies un débit de 100 l/s ; pour l'estimation des débits liés aux anomalies dues aux eaux souterraines, ils ont attribué a priori à chaque unité des anomalies faibles un débit de 30 l/s. Cette estimation a fourni des évaluations de débit des sources sous-marines. De plus, les sources qui ont des débits inférieurs à 20 l/s ne présenteraient pas d'anomalies.

Plusieurs faits conduisent à critiquer la méthode d'estimation des débits des sources sous-marines reliant leurs anomalies à celles des eaux des rivières :

- En juin la température des eaux souterraines karstique ($<19\text{ }^{\circ}\text{C}$) est inférieure à la température des eaux superficielles, ce qui devrait rendre possible la différenciation entre les deux types d'anomalies (celles des sources karstiques sous-marines et des rivières).

- Les vents qui changent la direction des courants d'eau provenant du continent, ne modifient que rarement la direction des eaux des sources sous-marines. Cela est dû à la concentration des débits en un seul point de surface.

- En sortant des sources et en montant vers la surface, les eaux forment un panache ramassé contrairement aux eaux des rivières qui ont des formes dispersées.

- Enfin et surtout, la relation débit surface des anomalies à des valeurs faibles à très faibles est extrapolée sans qu'aucune précaution ne soit prise et rien ne justifie cette extrapolation.

c) Rapport de l'AUB

Les auteurs n'ont pas proposé les limites au bassin d'alimentation hydrogéologique des sources. En fait, ils ont proposé que le bassin d'alimentation des sources, limité au nord par Nahr Abou Ali, au sud par Nahr el Jaouz et à l'est par les crêtes de la chaîne montagneuse, couvre de 600 km^2 jusqu'à 900 km^2 en ajoutant les eaux de pluies qui ruissellent des bassins versants voisins. Les débits sont estimés à partir de la mesure de vitesse au niveau de la source (S2), qui a un débit en étiage (juin 2000) proche de $0.4\text{ m}^3/\text{s}$. Mais, les conclusions de l'étude hydrogéologique, sont discutables pour les raisons suivantes :

- Les limites du bassin d'alimentation proposées ne paraissent avoir aucun fondement géologique. Les limites géologiques sont données sans entrer dans le détail de la géologie de ce bassin, par exemple les auteurs ont éliminé la possibilité qu'une faille puisse être une limite du bassin comme le cas de la faille de Batroun. L'élargissement du bassin d'alimentation des sources sous-marines de Chekka de 600 km^2 à 900 km^2 à cause des ruissellements d'eau provenant des affleurements du Jurassique supérieur n'est pas une augmentation de la surface du bassin, mais plutôt une augmentation de la quantité d'eau qui entre dans ce bassin d'alimentation qu'il faut envisager. Le modèle conceptuel du système n'est pas clairement défini.

- Les estimations de débit faites à partir des mesures de vitesse à la source S2 autour $0.4\text{ m}^3/\text{s}$ sont discutables, car elles ne tiennent pas compte du mélange avec l'eau salée.

- La concentration moyenne en chlorures des 5 échantillons d'eau, est relativement forte (13500 mg/l) par rapport à la concentration en chlorure de l'eau de mer. Cette concentration prouve qu'il y a un mélange d'eau douce (40%) et d'eau salée (60%) réduisant les débits d'eau douce estimés. De plus, la concentration en chlorure de la mer (26400 mg/l) est anormalement élevée par rapport à la concentration habituelle en Méditerranée (environ 21000 mg/l).

d) Rapport de Khawlie, Shaaban

L'approche suivie dans le rapport concernant le contrôle géologique des sources sous-marines est discutable pour les raisons suivantes :

- La relation entre décharges sous-marines et linéaments est difficile à prendre en compte, car les écoulements ne sont pas seulement dus aux fractures et aux failles, mais surtout à la gravité et au soulèvement du Mont-Liban (dans notre cas) qui commandent les écoulements et déterminent le développement des réseaux de drainage karstique. En plus, l'hypothèse qui implique que les linéaments et les failles permettent le développement des conduits karstiques n'a jamais été démontrée.

- Pour estimer les débits, les auteurs décrivent une démarche basée sur une comparaison dimensionnelle sur les cartes radiométriques entre les anomalies détectées en mer et les sorties connues. Cette approche reprend, sans la discuter, la méthode de la FAO, dont il a été montré plus haut qu'elle est inapplicable.

1.5. Conclusions et propositions concernant les sources sous-marines au Liban

Les anciennes données sont souvent utilisées dans les nouvelles études sans aucune critique sur leur validité. Les débits des sources, qui font le sujet de toutes les recherches, paraissent largement surestimés. Pour ces raisons, les travaux suivants ont été proposés :

- réaliser des études géologiques et hydrogéologiques détaillées des bassins d'alimentation des sources littorales et sous-marines, incluant le traçage naturel et la réalisation de traçage artificiel pour déterminer le trajet des eaux qui coulent en mer, définir leurs limites et évaluer les ressources correspondantes à partir de bilans hydrogéologiques,
- conduire des études géologiques détaillées pour analyser les conditions de développement de la karstification en particulier sous le niveau actuel de la mer. Pour cela, il faut reconstituer l'histoire géologique et géomorphologique des régions côtières depuis le Miocène,
- réaliser de nouvelles campagnes aéroportées de détection thermique par infrarouge des anomalies dans la mer, pour bien localiser ces sources sous différentes conditions hydrologiques. En parallèle, des campagnes de mesure des débits des sources aux moments des vols, au moyen de nouvelles technologies et des campagnes de prélèvements pour mieux caractériser la qualité des eaux de ces sources,
- faire des analyses chimiques et physico-chimique pour la caractérisation hydrodynamique du bassin d'alimentation karstique de Chekka.

Toutefois, dans le cadre de la thèse, il n'était pas possible, faute de temps et de moyens, d'entreprendre toutes ces actions. C'est pourquoi j'ai privilégié d'étudier le cadre géographique, géologique et hydrogéologique de la région de Chekka-Bcharreh-Tannourine avec le fonctionnement de son aquifère, puis le système karstique de Chekka et enfin les sources sous-marines de Chekka spécifiquement le fonctionnement de la source permanente principale S2.

Chapitre 2 - Cadre géographique, géologique et hydrogéologique de la région de Chekka-Bcharreh-Tannourine

2.1. Présentation régionale

Pour faire le point et la synthèse des connaissances géologiques, j'ai utilisé la couverture numérisée complète de cartes géologiques au 1/50.000 de la zone d'étude : celles de Jbail, Batroun, Tripoli, Sir Eddiniyeh et Qartaba (figure 6).

J'ai tenté de retracer les grandes étapes de l'histoire géologique du Liban Nord avant de réunir toutes les données existantes et de les appuyer par des observations de terrain pour reconstruire l'histoire lithologique, tectonique et géologique du secteur (ceci est démontré dans les chapitres qui suivent). Auparavant, les documents de base disponibles étaient ceux de Dubertret (1953), des Nations-Unies (1969), Sanlaville (1977), Hakim (1985), De Walley (2002) et Elias (2006).

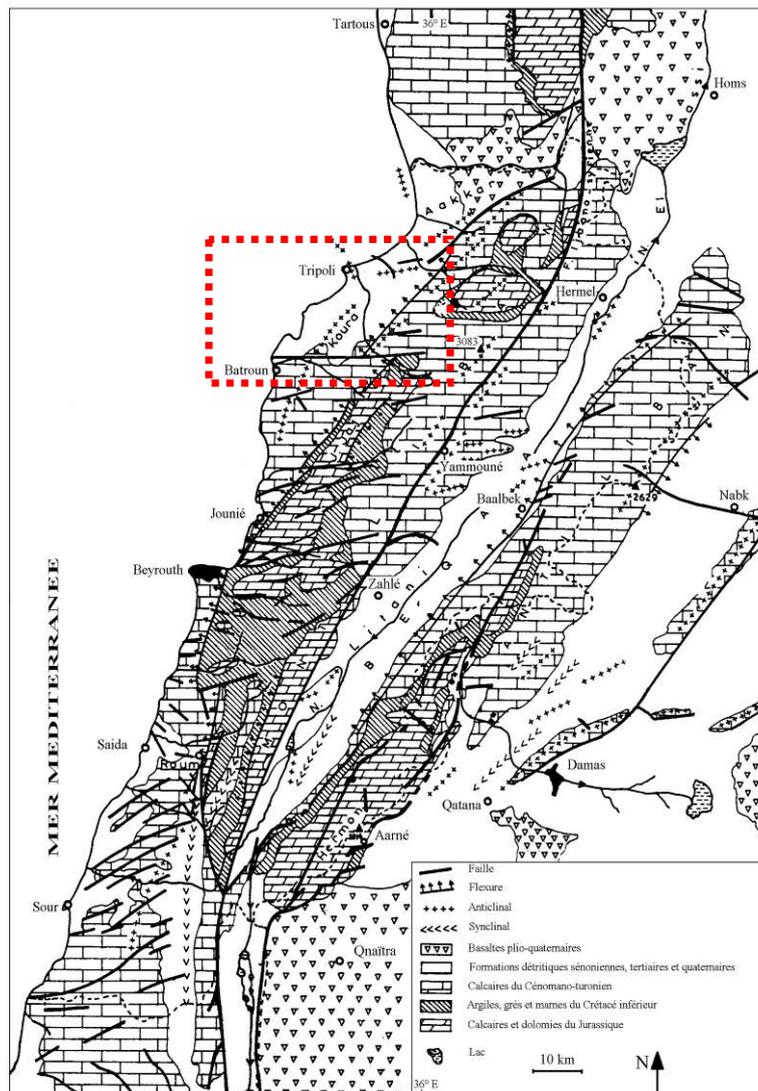


Figure 6. Situation de la zone d'étude (Hakim, 1985).

2.1.1. Cadre géographique

La zone d'étude s'étend dans le Mont Liban entre la mer à l'ouest et la latitude de Bcharreh-Kfarhelda à l'est d'où partent les principaux cours d'eau du secteur : Nahr El Jaouz, Nahr El Asfour et Nahr Qadicha-Abou Ali. Le Mont Liban est formé d'un massif orienté NNE-SSW et est formé par des plateaux irréguliers. Il forme la partie la plus massive du Liban, s'étend au Litani du sud jusqu'à la trouée d'Akkar au nord. La crête s'élève progressivement du sud (Jabal Niha 1849 m) vers le J. El Makmel (Qornet Es-Sawda 3080 m). Dans la zone qui nous concerne, il est classiquement divisé en :

a) Haute montagne, au-dessus de 1600 m d'altitude : c'est une suite de crêtes et de hauts plateaux faits de calcaires et calcaires marneux du Cénomaniens. La surface de la haute montagne est trouée de dolines nivales pouvant retenir la neige jusqu'au début d'été. Elle est creusée par un réseau dense de vallées à cours d'eau temporaires qui arrivent à s'encaisser très profondément (Vallée de Qadicha). Cette partie est la plus arrosée de toute la façade orientale de la Méditerranée, elle constitue un aquifère perché qui alimente à l'ouest une série de sources de déversement.

b) La moyenne montagne s'étend entre 900 et 1600 m d'altitude. Elle est caractérisée par des reliefs plus au moins doux et des terrains meubles du Crétacé inférieur (Tannourine).

c) La basse montagne (300 – 900 m) est un plateau calcaire et marno-calcaire incliné vers l'ouest. Son aspect est rude et déchiqueté : en effet, les eaux des sources et de fonte des neiges de la haute montagne, ainsi que les pluies sur les terrains de la moyenne montagne, se rassemblent pour former de cours d'eau qui incisent profondément les calcaires et érodent les marnes de la basse montagne et de la zone côtière du Nahr El Asfour et Nahr El Jaouz (figure 7). La terminaison brusque de la basse montagne vers la mer et la présence des roches calcaires font qu'une partie des eaux souterraines se déverse directement en mer, d'une manière diffuse ou localisée, donnant ainsi une suite de sources sous-marines et littorales (Chekka).

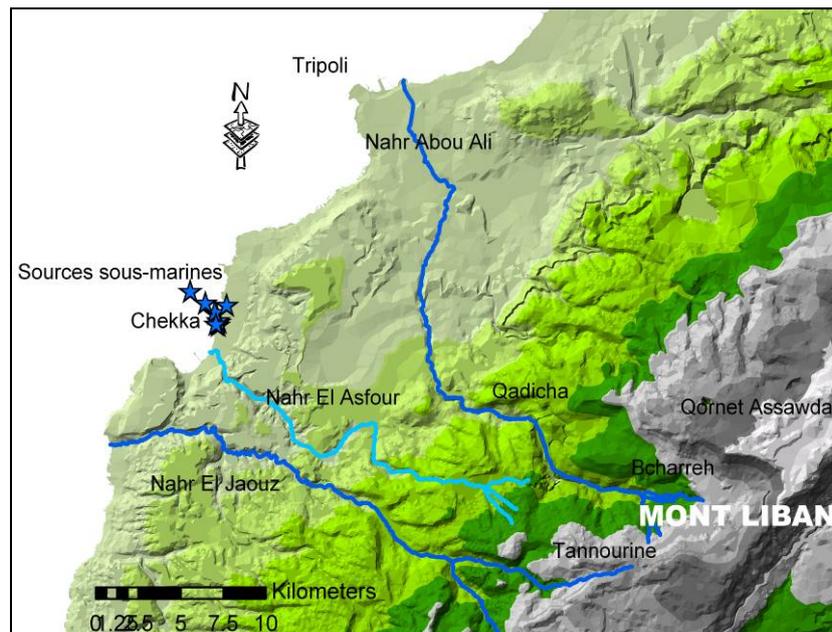


Figure 7. MNT du Liban Nord représentant la zone d'étude.

2.1.2. Aperçu général sur le climat

Situé entre 33°22' et 34°40' de latitude nord, le Liban se trouve à la charnière entre la zone tempérée et la zone tropicale. Placé au centre de la rive orientale de la Méditerranée, il jouit d'un climat méditerranéen typique. Les influences continentales sont en revanche faibles et accidentelles sur la façade littorale, grâce à la présence d'une muraille montagneuse élevée et à peine échancrée, qui ne s'abaisse que dans le sud du pays et qui, par son obstacle, renforce au contraire l'influence maritime.

Grâce à la proximité de mer, au rôle protecteur de la chaîne montagneuse et à la large prédominance des vents du secteur ouest, les températures sont douces, relativement élevées et peu contrastées. Le relief, par l'altitude ou l'exposition, introduit des nuances locales et surtout un étagement des zones thermiques.

Sur la côte, la température moyenne annuelle est autour de 20 °C à Tripoli. Elle diminue avec l'altitude, suivant un gradient thermique d'environ 0.6 °C par 100 m (Hakim, 1982). Dans la zone littorale, les températures sont peu contrastées et l'amplitude annuelle est relativement faible. Chekka est située au nord à environ 65 km de Beyrouth, limitée à l'est par une flexure encadrant à distance le haut massif du Liban et bordée à l'ouest par la mer Méditerranée.

Au printemps, les températures connaissent des variations brutales et, par temps de khamsin, les arrivées d'air saharien peuvent entraîner une brusque montée du thermomètre.

L'été est caractérisé par des températures relativement élevées. La plus haute moyenne est observée toujours en août (31.6 °C).

L'automne est relativement chaud ; il l'est plus que le printemps. Le rafraîchissement est lent et très régulier et l'automne ignore les brutales variations thermiques du printemps.

2.1.3. Cadre géologique régional

La géologie du Liban, surtout le secteur ouest du Mont Liban, est déjà bien connue, étudiée par des géologues et géographes depuis les années quarante (Dubertret, Sanlaville, Wetzel, Kareh et Haller). Les travaux récents faits à l'Université Américaine de Beyrouth ainsi que par l'équipe de Taponnier avec les chercheurs du CNRS libanais ont apporté de nouvelles connaissances sur la géologie du Liban et son rapport à la géologie globale. Pour plus d'informations, on a fait des travaux de terrain basés sur la stratigraphie et sur l'évolution géologique et tectonique.

2.1.3.1. Stratigraphie

La région du Mont Liban a été déjà décrite par de nombreux auteurs, et en particulier L. Dubertret (1946). L'échelle stratigraphique du Liban est essentiellement à caractère sédimentaire, mis à part les épanchements volcaniques qui ont eu lieu au cours des principales phases orogéniques. Les terrains cristallins du socle n'apparaissent nulle part et le niveau le plus ancien reconnu est rattaché au Jurassique moyen. Le Jurassique constitue un puissant ensemble essentiellement calcaire et dolomitique dans le Mont Liban.

Le Crétacé inférieur débute par des grès quartziques rouges, jaunes ou blancs, dans lesquels apparaissent quelques passées calcaires, volcaniques ou argileuses, ces dernières étant parfois chargées de lignites. Ce niveau, appelé grès de base, est surmonté par une alternance de grès argileux, de marnes, de calcaires marneux, qui se sont déposés pendant l'Aptien.

Le Crétacé moyen est essentiellement représenté par une épaisse masse calcaire (Cénomaniens et Turoniens), séparée du Crétacé inférieur par un niveau de marnes vertes albiennes. Il constitue la totalité des hauts plateaux du Liban central et septentrional.

Le Crétacé supérieur n'a été conservé qu'en bordure des grands massifs montagneux. Ce sont des marnes et des craies qui se sont déposées depuis le Sénonien jusqu'à l'Eocène supérieur.

Une discordance nette souligne la mise en place des niveaux plus récents, le Néogène et le Quaternaire. La mer s'est retirée de la Békaa. Le Mont Liban et l'Anti-Liban sont nettement individualisés déjà attaqués vigoureusement par l'érosion. Le long de la côte subsistent quelques témoins, dont le plus important est représenté par les calcaires du Koura, appartenant au Miocène marin. Le Néogène continental prend un développement extraordinaire surtout dans la Békaa. Au Quaternaire se sont déposés : le long de la côte, les grès littoraux, les dunes et les sols rouges, les terrasses fluviales ; en montagne les cailloutis de pentes et les coulées de boues ; et dans les plaines, les terres arables (figure 8).

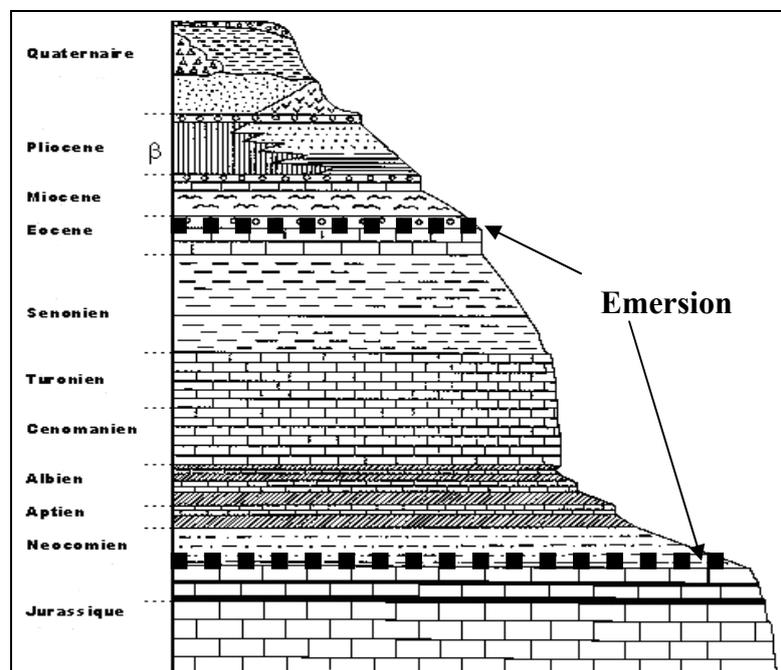


Figure 8. Echelle stratigraphique générale du Liban (PNUD, 1970).

Après cette description sommaire de la stratigraphie et dans le but de comprendre l'hydrogéologie de la zone d'étude, on entre dans le détail de la lithologie des différentes formations géologiques qui correspondent effectivement à cette zone. Les noms des endroits trouvés dans le texte sont présentés dans les cartes qui suivent.

2.1.3.1.1. Le Jurassique

Affleurant sur environ 600 km² dans le massif du Liban, le Jurassique présente plus de 1.600 m d'épaisseur de sédiments très monotones : dolomies, calcaires dolomitiques ou calcaires francs. Certains sommets sont entièrement développés dans ces formations : mais, généralement, c'est dans les gorges des grandes rivières du Liban central et septentrional qu'apparaît le Jurassique : il donne alors des versants raides et nus et se reconnaît à sa couleur gris-bleu. Les sédiments les plus anciens trouvés dans la zone d'étude sont jurassiques.

Ce Jurassique forme et occupe les parties hautes des massifs étudiés. Ses affleurements sont visibles dans les régions tectoniquement soulevées : Nahr Qadicha et son affluent de rive droite, l'ouadi Qannoubine, Tannourine et ses contreforts et le dôme de Sir Eddiniyeh (figure 9).



Figure 9. le Jurassique de Ouadi Qannoubine (Bcharreh) et Nabeh Mar Challita (Qnat).

De la base au sommet, le Jurassique se compose du :

- Jurassique inférieur (> 600 m) (Lias supérieur formé par des argiles sableuses associés à des bancs de dolomies noires et par des grès à lignite associés à du calcaire).
- Jurassique moyen (Bajocien J₂₋₃ et Bathonien Callovien J₄) est formé de plus de 900 m de dolomies, calcaires dolomitiques et calcaires massifs. La dolomitisation est variable d'un secteur à l'autre.
- Jurassique supérieur présente de bas en haut :
 - une série d'argiles, de marnes et de matériaux volcaniques (100 m en moyenne) appartenant à l'Oxfordien (J₅) ;
 - une falaise de dolomies et de calcaires gris à silex (60 m) du Kimmeridgien (J₆) ;
 - et de calcaires bruns marneux, parfois oolithiques (40 m) attribués au Portlandien (J₇).

La série jurassique n'est pas complète ; elle est plus ou moins décapée en passant vers le nord. On note qu'à la suite de la période d'émersion localisée et d'érosion de la fin du Jurassique les premiers termes du Crétacé inférieur reposent parfois sur le Kimméridgien (J₆) ou sur l'Oxfordien (J₅) comme les sites à Bcharreh et à Mazraet Bani Saaeb.

Au sud de cette région, on n'observe aucun niveau volcanique, mais seulement des alternances de marnes et de calcaires. A Beit Mounzer, au contraire, à peu près partout, existe un complexe plus ou moins épais dans lequel des dépôts volcaniques sont associés à des sédiments néritiques. Les émissions volcaniques se sont produites dans des eaux peu profondes et indiquent les débuts d'une orogénèse (notice de la feuille géologique au 50.000^e de Tripoli, 1951). En ce qui concerne l'hydrogéologie on peut considérer en première approximation le Jurassique comme un ensemble unique constituant un seul aquifère carbonaté. Il comprend plus de 1200 m de calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies.

2.1.3.1.2. Le Crétacé

Après l'émersion et la phase tectonique de la fin du Jurassique l'émersion au Crétacé inférieur a été suivie par une transgression, d'abord lente qui s'est propagée vers l'est et vers le nord. La transgression généralisée du Crétacé supérieur est marquée par une longue période de sédimentation qui s'acheva à l'Eocène, époque où l'orogénèse a créé l'ébauche du relief actuel.

a) Le Crétacé inférieur (Néocomien C1, Aptien C2 et Albien C3)

C'est une série terrigène, avec intercalation de niveaux volcaniques, qui englobe une barre calcaire d'épaisseur relativement constante.

- *Le Néocomien (C1)* est constitué essentiellement de grès ferrugineux et argileux, non fossilifères, à grains de quartz d'origine granitique, reposant en discordance à peine marquée sur le Jurassique. Son épaisseur atteint 150 m dans les hautes montagnes de Mazraaet Bani Saaeb; mais il est érodé dans les environs de Qnat, et n'atteint plus que 140 m à Qartaba, et 20 m à Bcharreh. Une diminution d'épaisseur s'opère également en direction sud-ouest (figure 10).



Figure 10. Le Crétacé inférieur reposant sur les affleurements du Jurassique à Qnat.

Le Néocomien, dénommé « grès de base », est fréquemment entrecoupé par des lits d'argiles bariolées et des cinérites violettes qui marquent l'émergence de petites sources alimentées par les grès poreux, aquifères.

- *L'Aptien C2* à une épaisseur variante entre 100 et 250 m est subdivisé en deux unités :

- *L'Aptien inférieur (C_{2a}, maximum 160 m)* est formé de grès argileux fossilifères entrecoupés par des bancs calcaires divers et des lits d'argiles et de marnes.

- *L'Aptien supérieur (C_{2b}, 60-90 m)* débute par la célèbre « Muraille de Blanche » (falaise de calcaire gris pouvant atteindre 60 m) au-dessus de laquelle la séquence se poursuit avec des alternances d'argiles, de marnes et de grès calcaires. Cette falaise est bien visible dans la montagne dominant Bcharreh et Ehden, de même que sur Jabal Bani Assaf.

Le Crétacé inférieur du Liban est représenté par une suite monotone d'alternances de bancs calcaires finement lités, gris et de bandes marno-calcaires compactes, à silex clairs. Avec lui, le faciès s'approfondit franchement, et aux sédiments détritiques et volcaniques de l'Aptien, succèdent les marnes vertes albiennes (C3).

- *L'Albien (C3, 50-150 m)*, est formé de marnes verdâtres et d'une alternance de calcaires gris qui se resserrent vers le haut de telle sorte que le passage au Cénomaniens est presque insensible. Pendant cette période le volcanisme s'éteint sauf dans le Liban-Nord et, de ce fait, l'Albien est difficile à individualiser avec certitude.

b) Le Crétacé supérieur

Il est marqué par le retour généralisé de la sédimentation marine. Il comprend le Cénomaniens, le Turonien et le Sénonien.

- *Le Cénomaniens (C4)* : la mer crétacée s'approfondit considérablement et le Cénomaniens présente un développement régulier. Il couvre la majeure partie du terrain étudié et constitue les

hauts plateaux et occupe une place importante dans le domaine côtier. Il est formé par des alternances de bancs marno-calcaires, calcaires ou dolomitiques finement lités (figure 11). C'est un calcaire clair en petits bancs en amont du couvent de Kaftoun sur le Nahr El Jaouz et dans la vallée de Saint Elie à Dar Beechtar sur le cours du Nahr El Asfour (figure 12).

- *Le Turonien (C5)* est semblable au Cénomanien de sorte qu'il est toujours difficile de les distinguer sur le terrain. Il rassemble des marno-calcaires, calcaires lités, marnes et calcaires dolomitiques. En général, son épaisseur varie entre 100 et 300 m et atteint l'épaisseur maximale dans la vallée de Qnat. La partie supérieure du Turonien est représentée par des calcaires à Hippurites. Le faciès récifal du Turonien supérieur indique une tendance à l'émersion contrairement à sa partie inférieure représentée par des marnes à ammonites. Il forme un seul aquifère avec le Cénomanien.



Figure 11. Le C 4-5 dans les vallées de Qadicha, El Asfour et El Jaouz.

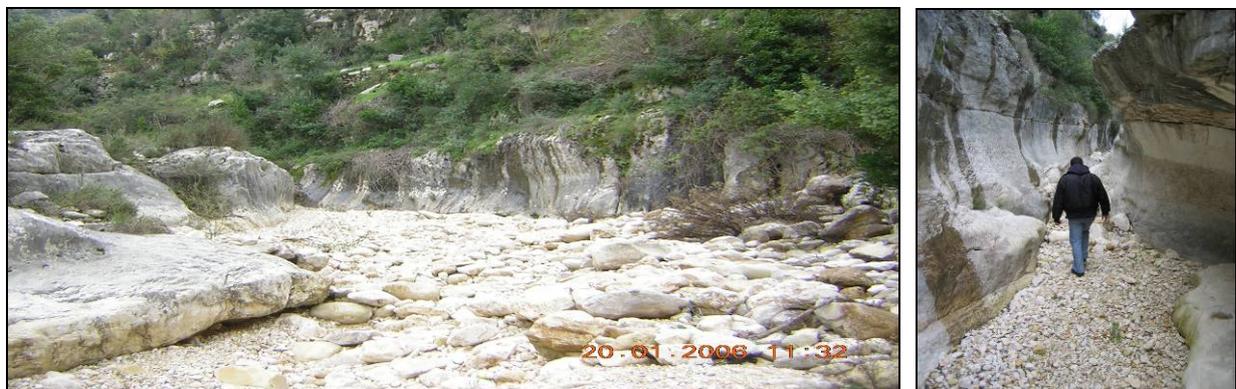


Figure 12. Vallée sèche, affluent du Nahr El Jaouz.

Dans une région voisine de Batroun, le long du versant sud du Nahr Qadicha, la puissance et la nature des divers termes du Crétacé supérieur (notice de la feuille géologique au 50.000^e de Tripoli, 1951) sont les suivants :

- Cénomanien : alternances de calcaires dolomitiques, de calcaires francs et de calcaires marneux à rognons et bancs de silex ; 650 m.
- Turonien :
 - calcaire marneux gris-jaune, à rognons de silex ; 125 m.
 - calcaire massif à stratification confuse ; 158 m.

La puissance totale du Crétacé supérieur est de 900 m dans la partie centrale de notre zone d'étude.

- *Le Sénonien (C6)* : Très différent du Crétacé supérieur, il affleure surtout dans la région de Koura et de Chekka. Il comprend 250 à 500 m de marnes, marno-calcaires et marnes crayeuses attribués au Sénonien (C6). Ces variations d'épaisseur peuvent être attribuées à l'instabilité du fond au moment de la sédimentation avec la tendance à l'émergence à la fin du Turonien. Mais l'érosion qui a suivi l'émergence entre la fin du Paléocène et le Miocène est aussi en cause.

Ce changement brusque de faciès au début du Sénonien est accompagné d'un changement paléogéographique assez important qui peut être expliqué par une faible orogénèse au Turonien supérieur, suivie d'un mouvement d'affaissement relativement lent (Sabbagh, 1961). Des difficultés avaient surgi pour fixer la limite supérieure du C6, car aux marnes sénoniennes succèdent les marnes crayeuses blanches du Paléocène et les marno-calcaires de l'Eocène inférieur.

A Batroun et surtout à Chekka et Barghoun apparaît la marne crayeuse blanche ; elle s'étend largement au nord de la faille transversale de Batroun et apparaît en coupe dans les ravins au sud de Fih. Les ravins de Fih montrent en effet, au-dessus de marnes crayeuses monotones du Sénonien, des marnes à bancs de silex du Paléocène (figure 13).



Figure 13. Collines de marnes sénoniennes exploitées par les cimenteries de Chekka et surmontant les calcaires du Cénomano-turonien.

2.1.3.1.3. L'Eocène

Les chaînes du Mont-Liban et de l'Anti-Liban commencèrent à émerger à la fin du Crétacé et la sédimentation tertiaire se répartit autour de ces deux îles. Cette sédimentation comprend le Paléogène qui, lui-même, comprend le Paléocène, l'Eocène et l'Oligocène.

Le Paléogène (P_g) du domaine côtier libanais a été ultérieurement érodé et réduit à de simples lambeaux dont le plus important est celui du Koura. Les sédiments datant de cette période conservent un faciès similaire à celui du Sénonien encore que les marnes crayeuses soient plus riches en silex et que les calcaires récifaux se substituent aux marnes au voisinage des rivages de l'époque.

Le Paléocène (Eocène inférieur, e_{2a}) est représenté sous forme d'un complexe marno-crayeux rattaché au Crétacé supérieur imperméable.

A partir de l'Eocène moyen la mer se retira progressivement en direction de la côte actuelle. Il est formé par des calcaires récifaux blancs et monotones. Mais la puissance moyenne de l'Eocène dans la zone d'étude et surtout à Saydet Al Mnaitra est de 145 m. Etant donné la monotonie et la ressemblance des faciès entre le toit du Sénonien et la base de l'Eocène, les deux terrains peuvent être identifiés seulement grâce à l'étude de la microfaune. A la fin de l'Eocène, une crise orogénique a eu lieu et une discordance assez importante le sépare du Néogène (Hakim. B, 1985)

2.1.3.1.4. Le Néogène

A la fin du Paléogène, la mer se retira de la Bekaa. Elle ne persista durant le Néogène, que sur la bordure littorale du Mont Liban qui avait acquis un relief marqué grâce à la mise en place de la présente structure. Les dépressions de l'intérieur abritaient de grands lacs.

Au cours du Miocène (surtout le Vindobonien) une sédimentation marine se produisit dans le domaine côtier (Chekka et Koura), associée à des formations continentales très puissantes sur le plateau du Koura-Zgharta. Partout le Néogène repose en discordance franche sur les sédiments antérieurs.

Les sédiments marins sont présentés par :

a) Le Miocène marin qui débute par un conglomérat transgressif de base, recouvert par des niveaux détritiques marno-sableux et un calcaire récifal formant des dalles. La puissance totale est d'environ 250 m. Cette série est rapportée au Vindobonien ; les meilleures coupes se situent au J.Terbol (au nord de la zone d'étude).

b) Le Pliocène : après l'exhaussement de la côte et l'arrêt de la sédimentation calcaire vindobonienne, un lac se forma au Pontien dans le synclinal du Koura-Zgharta, dans lequel les torrents d'Abou Ali, du Bared et d'El Asfour déversèrent leurs alluvions, d'une puissance totale d'environ 350 m.

Tout le long de la côte du Liban subsistent des restes d'une formation miocène de bordure jadis continue. Elle s'appuie en discordance plus ou moins marquée sur le Crétacé et le Paléogène. Le plateau calcaire à Lithothamnium de Hamate et Ras Chekka est vindobonien. Le contact du Miocène de Ras Chekka avec son substratum est visible le long de l'autoroute Msaylha-Tripoli, le calcaire miocène y repose, en légère discordance angulaire, sur le marno-calcaire éocène, sans interposition de poulingue.

Dans le domaine côtier, il faut noter la présence de marnes lacustres, reposant en discordance sur le Vindobonien, et des alternances de lentilles sableuses, de calcaires gréseux et surtout de conglomérats et cailloutis torrentiels qui témoignent d'une érosion active sur un relief très jeune. Mais ces dépôts, qui dépassent 300 m le long du Nahr Abou Ali, ne contiennent ni galets de basaltes ni grès ferrugineux (P. Sanlaville, 1977) ce qui voudrait dire que le creusement linéaire, entaillant le Crétacé, n'avait pas encore atteint les couches de l'Albien et de l'Aptien.

2.1.3.1.5. Le Messinien

En Méditerranée, il s'est produit un événement géologique appelé "crise de salinité", qui s'est produite au Messinien. Le début de la crise a été daté à - 5,8 Ma par magnétostratigraphie. Elle s'achève à - 5,32 Ma. L'ouverture sur l'Océan Atlantique, sous la poussée de l'Afrique, s'est refermée. Cette fermeture eut pour conséquence l'isolement de la Méditerranée, qui a subi un assèchement progressif. Ceci s'est traduit par un abaissement du niveau marin de plus de 1500 m (Clauzon et al., 1996). L'évaporation sur le plan d'eau méditerranéen était supérieure aux apports des fleuves, créant un déficit hydrique dans le bassin. Les rivières ont alors creusé des gorges très profondes. Cette situation a duré environ 500 000 ans et le climat de l'époque fut un peu plus chaud que le climat actuel. Un événement tectonique met un terme à la crise messinienne à la limite Messinien/Pliocène. Il est interprété comme la conséquence de l'effondrement du détroit de Gibraltar. La connexion continue avec l'océan Atlantique est rétablie. Le remplissage de la Méditerranée est quasi instantané à l'échelle des temps géologiques, de l'ordre de quelques dizaines d'années (Blanc, 2002). Une fois l'eau remontée, les rivières et les fleuves ont rempli leurs vallées de sédiments détritiques, surtout des argiles et des limons. Mais aucune étude n'a encore cherché à montrer les effets de la crise messinienne sur les côtes du Levant (Palestine, Liban, Syrie).

2.1.3.1.6. Le Pliocène et le Quaternaire

A la fin du Pliocène, une dernière phase orogénique a donné au Liban son aspect actuel. Sur les pentes de Dj. Terbol, le Pliocène marin a été soulevé jusqu'à 500 m au moins ; ses couches ont été redressées jusqu'à la verticale. Les témoins de la géologie du Quaternaire donnent à la côte libanaise sa morphologie particulière.

De semblables déformations ne semblent plus se produire au Quaternaire. Les terres subissent simplement un mouvement de surrection lent, tandis que la mer subit des mouvements de flux et de reflux, d'une amplitude de plusieurs dizaines de mètres (Sanlaville, 1977), commandés par les alternances de phases glaciaires et interglaciaires (figures 14 et 15).

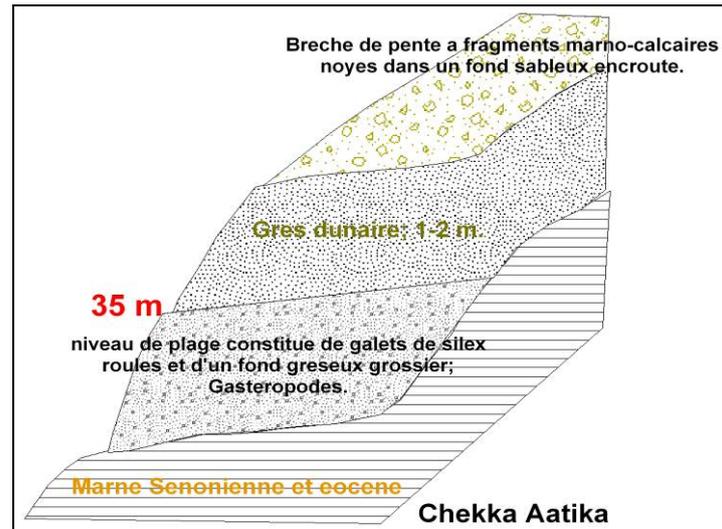


Figure 14. Dépôts de Quaternaire à plusieurs niveaux dans la région de Chekka (Sanlaville, 1977).

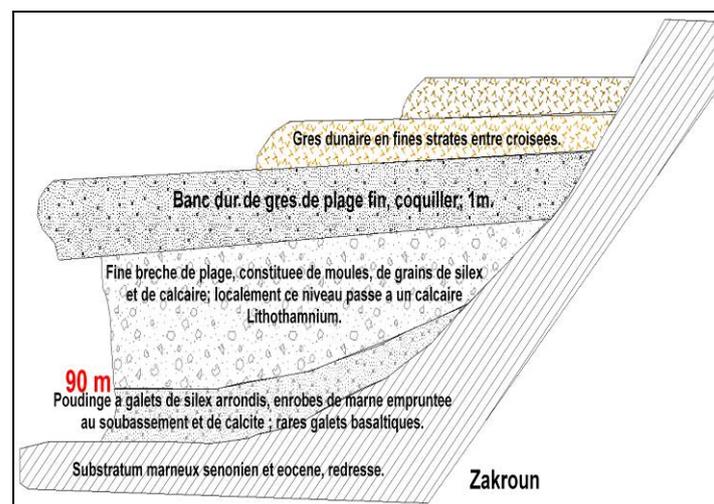


Figure 15. Dépôts de Quaternaire à plusieurs niveaux dans la région de Zakroun à l'est de Chekka (Sanlaville, 1977).

Lorsque le niveau marin s'abaisse, l'érosion se trouve activée dans la zone côtière ; mais lorsqu'il s'élève, des alluvions s'accablent sur les plages et dans le bas cours des

rivières. A partir des plages mouvantes, des dunes montent les pentes, plus ou moins haut, selon la disposition des lieux.

Les extrêmes des fluctuations marines, les maximums en particulier, ont une persistance plus grande que les positions intermédiaires, de sorte qu'ils inscrivent sur les côtes des marques d'une certaine netteté : paliers d'érosion taillés dans les caps rocheux, cordons de galets de plages accumulés dans les baies et se raccordant à des terrasses fluviales (figure 16).

Du fait de la combinaison du mouvement ascensionnel des terres et des fluctuations du niveau de la mer, les maximums successifs s'inscrivent sur les côtes à des cotes de plus en plus basses, étagées depuis la cote 100 m jusqu'au rivage actuel : cote 90-100 m, 65 m, 45 m, 35 m, 15 m et 6 m (P. Sanlaville, 1977).

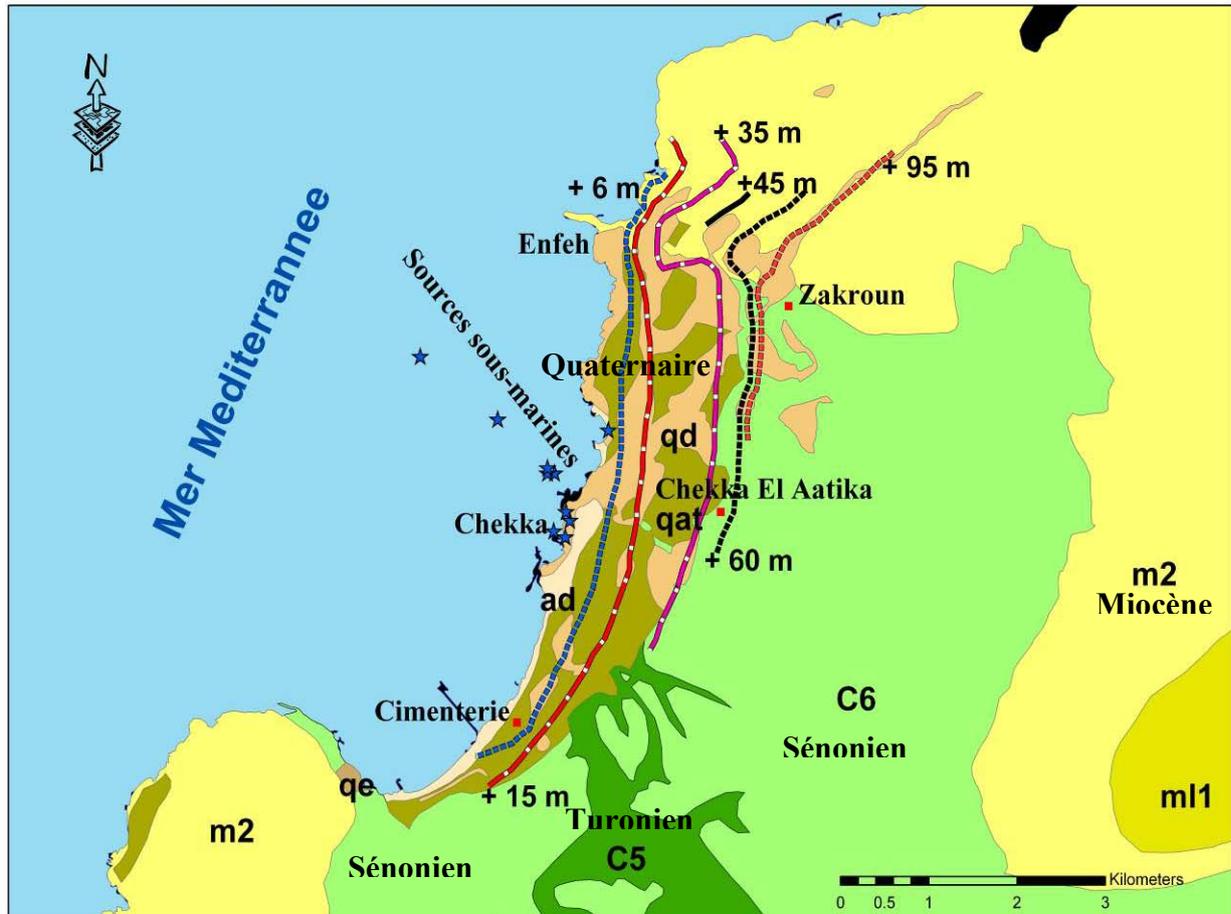


Figure 16. Variations du niveau marin au Quaternaire sur la côte de Chekka-Enfeh (Sanlaville, 1977).

Le Quaternaire côtier de Batroun, de Ras Chekka, de la baie de Chekka et du cap d'Enfeh a été étudié en détail par Wetzel et Haller (1945) et Sanlaville (1977). Nos observations de terrain viennent confirmer et compléter ces travaux très détaillés (figure 17). Le palier de 90 m, non décrit par Wetzel et Haller, mais décrit sommairement par Sanlaville, a été l'objet d'une analyse détaillée faite au CREEN (ESIB) dans le cadre du Post-Doc de El Hakim qui a démontré par des travaux de terrains la présence d'une karstification horizontale et très claire le long de la route entre Selaata et l'ancien tunnel de Chekka.

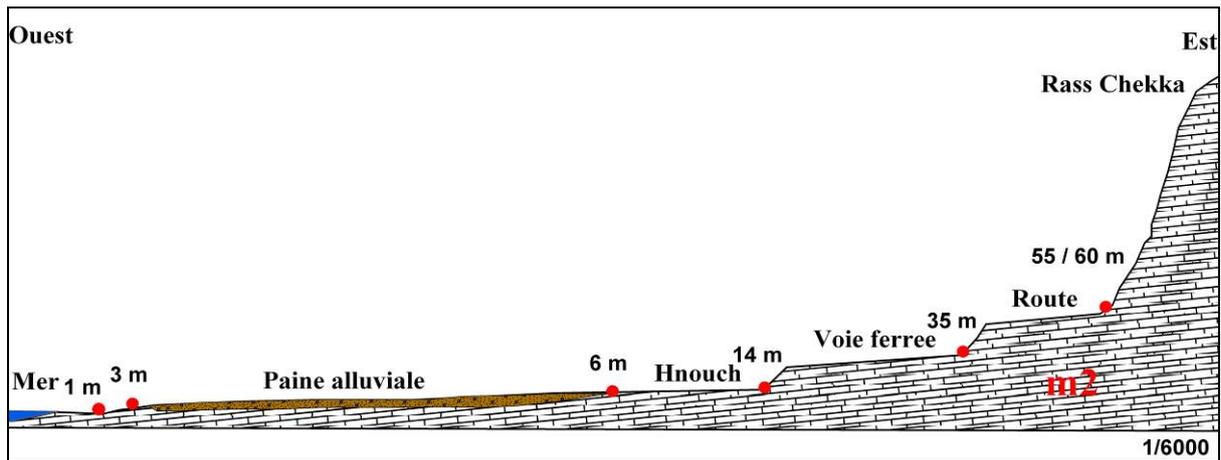


Figure 17. Coupe W-E de l'escarpement miocène de Ras Chekka, selon Wetzel et Haller (1945).

Les plages soulevées ont subi l'érosion par le ruissellement. Elles ont été découpées par les ravins en un chapelet de témoins isolés ; partiellement détruites, souvent elles ne restent plus visibles que par des paliers étagés taillés dans la roche. Tout le long de la côte de Chekka, on trouve des témoins des niveaux marins successifs (calcaire marin du Miocène) avec des karstifications remarquables, attestant de changements du niveau de base (figure 18).



Figure 18. Les paliers de dépôts de Chekka.

L'embouchure du Nahr El-Jaouz montre le passage latéral d'un niveau de plage de 15-16 m, constitué d'indentations de grès littoraux et de conglomérats fluviatiles, à une ancienne terrasse fluviatile, visible sur 2 km vers l'amont (figures 19 et 20).

On a cité les variations des niveaux au dessus du niveau marin actuel. Au Quaternaire, il y a eu des variations au-dessous de ce niveau. En fait, les glaciations du Quaternaire (début à -1,75 Ma et fin -10.000 ans) ont provoqué des abaissements de l'ordre de 100 à 150 m du niveau marin; le plus important fut au cours de la dernière glaciation, le Würm (entre -80.000 et -10.000 ans), avec un niveau bas vers -140 à -150 m vers -20.000 ans. Ailleurs, le gel empêchait l'infiltration et donc les écoulements souterrains. Selon Nicod (1989), la position bathymétrique des sources sous-marines méditerranéennes et de leurs conduits est en rapport avec la fourchette des niveaux régressifs du Quaternaire et tout particulièrement du Würm.

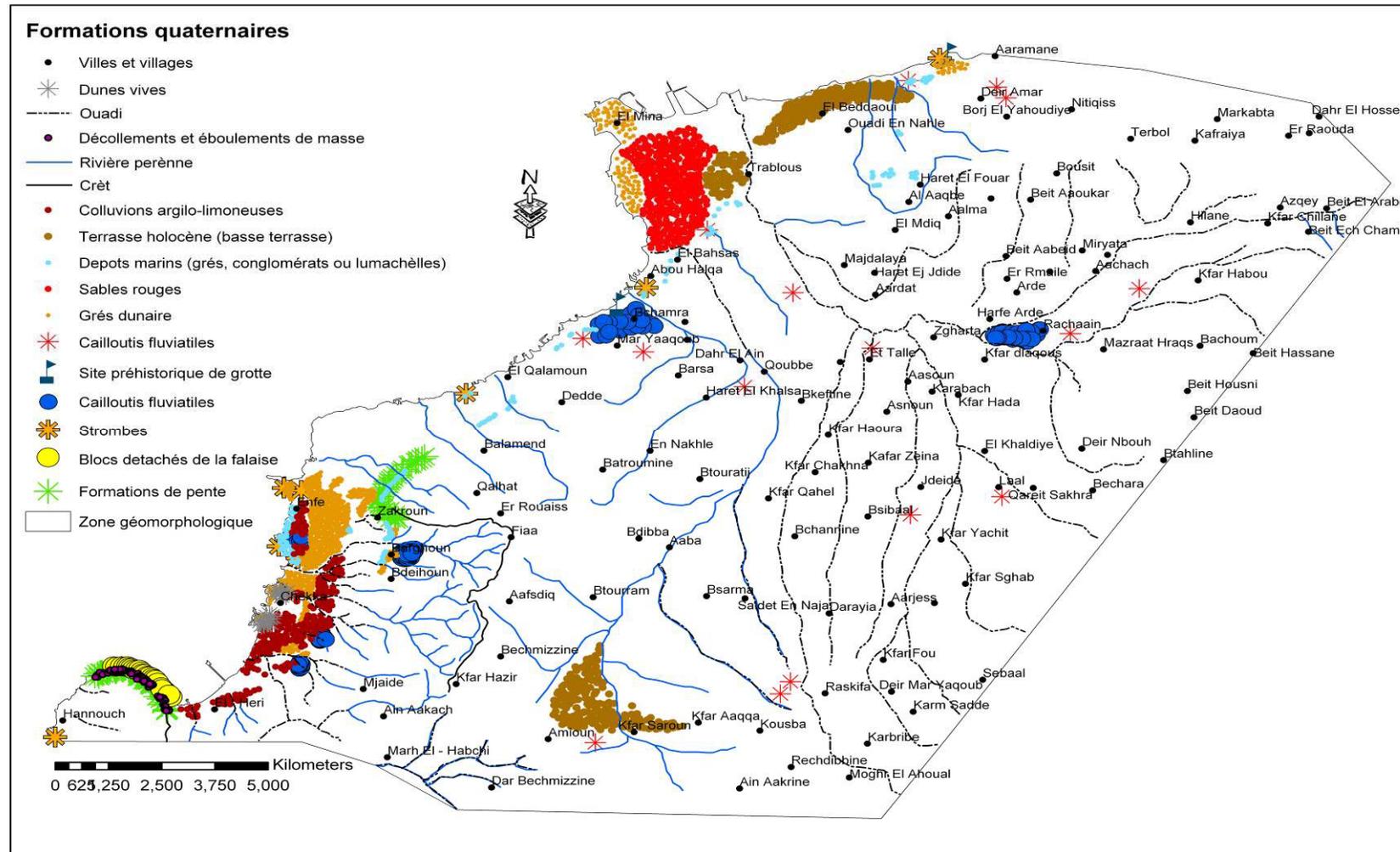


Figure 19. Les formations quaternaires de la zone d'étude (Sanlaville, 1977).

2.1.3.2. Structure, évolution géologique et tectonique du Liban

Faisant partie du grand système tectonique du Levant, le Liban a subi une évolution géologique qui a influencé son relief. Depuis le Jurassique, la sédimentation carbonatée a été dominante, à l'origine des grandes et épaisses formations de calcaires.

L'évolution géologique du Liban a été considérée comme une évolution tectonique donnant un "graben", la plaine de la Bekaa, entourée par deux "horsts", le Mont Liban et l'Anti-Liban (Dubertret 1964, 1967). Les travaux récents (Butler, Spencer et al. 1997 ; Butler, Spencer et al. 1998 ; Butler et Spencer 1999 ; Griffiths, Clark et al. 2000 ; Daëron 2005 et Elias 2006) montrent que la tectonique et les plis sont responsables de la formation de deux anticlinaux encadrant un synclinal. Ces auteurs considèrent que les mouvements orogéniques principaux ont débuté à la fin d'Eocène. Les travaux récents (Daëron, 2005 et Elias, 2006) ont montré que la partie majeure du mouvement est miocène et pliocène en relation avec les failles renversées occidentales du Mont Liban et la mer méditerranéenne. Cette différence en synchronisation et structure est due aux régions étudiées : Daëron et Elias travaillant au Liban ont prouvé que l'évolution est relativement indépendante de la Syrie et d'autres pays du Levant, étudiés par Butler et Griffiths. Brièvement, il y a deux larges anticlinaux orientés NNE – SSW et séparés par un synclinal. Ces structures sont déformées et cassées par une série de failles principales et secondaires, conséquences d'une poussée générale vers le NW.

La colonne stratigraphique montre trois séries principales de calcaires séparées par des formations imperméables : le calcaire du Jurassique, de l'Aptien et du Cénomano-turonien. A l'exception du calcaire Miocène marin et des argiles bleues du Pliocène limités à la zone côtière, le Néogène est représenté par des dépôts continentaux, des séries épaisses de conglomérats, des grès et des argiles dans la plaine de Bekaa et des alluvions dans les vallées principales. Dans ce but on s'est référé aux travaux principaux les plus récents (Daëron 2005 et Elias 2006) analysant l'évolution tectonique du Liban. Les surrections ont eu lieu à la fin de Turonien créant le premier noyau des structures principales sans aucune marque de soulèvement.

Les mouvements orogéniques ont recommencé dans l'Eocène menant au soulèvement les limites du Mont Liban et de l'Anti-Liban. La surrection la plus importante s'est produite pendant le Miocène et Plio-Quaternaire menant un soulèvement continu de la Bekaa jusqu'à nos jours. Elias prouve que la surrection est due à un grand système de failles inverses sur le flanc occidental de Mont Liban, qui a comme conséquence la flexure libanaise.

Malgré la faible étendue de territoire qu'elle représente, la feuille de Batroun présente un accident typique du versant méditerranéen du Liban : son découpage par des failles sensiblement W-E, le tronçon septentrional étant abaissé et décroché vers l'E par rapport au tronçon méridional. Le développement stratigraphique sur cette feuille comporte quelques témoignages de l'évolution structurale passée (figure 21).

Dans le talus de la route de Batroun à Aabrine (voir sur carte de la figure 20), on peut observer la présence d'un agglomérat de récifs, de galets et de sable calcaire à la base du Turonien. Les éléments remaniés, témoins d'eaux peu profondes et agitées, paraissent correspondre à un début de surrection des reliefs actuels.

La discordance du calcaire vindobonien de Hamate sur l'Eocène inférieur semble indiquer qu'au Vindobonien la lèvre nord de la faille transversale de Batroun était déjà abaissée et de ce fait relativement protégée contre l'érosion ; le Koura devait déjà avoir pris forme. Les paliers et terrasses quaternaires du cap et de la baie de Chekka constituent des témoins essentiels de l'achèvement des reliefs actuels par mouvements verticaux. La lithologie et la tectonique de la zone d'étude apparaissent dans la figure 22.

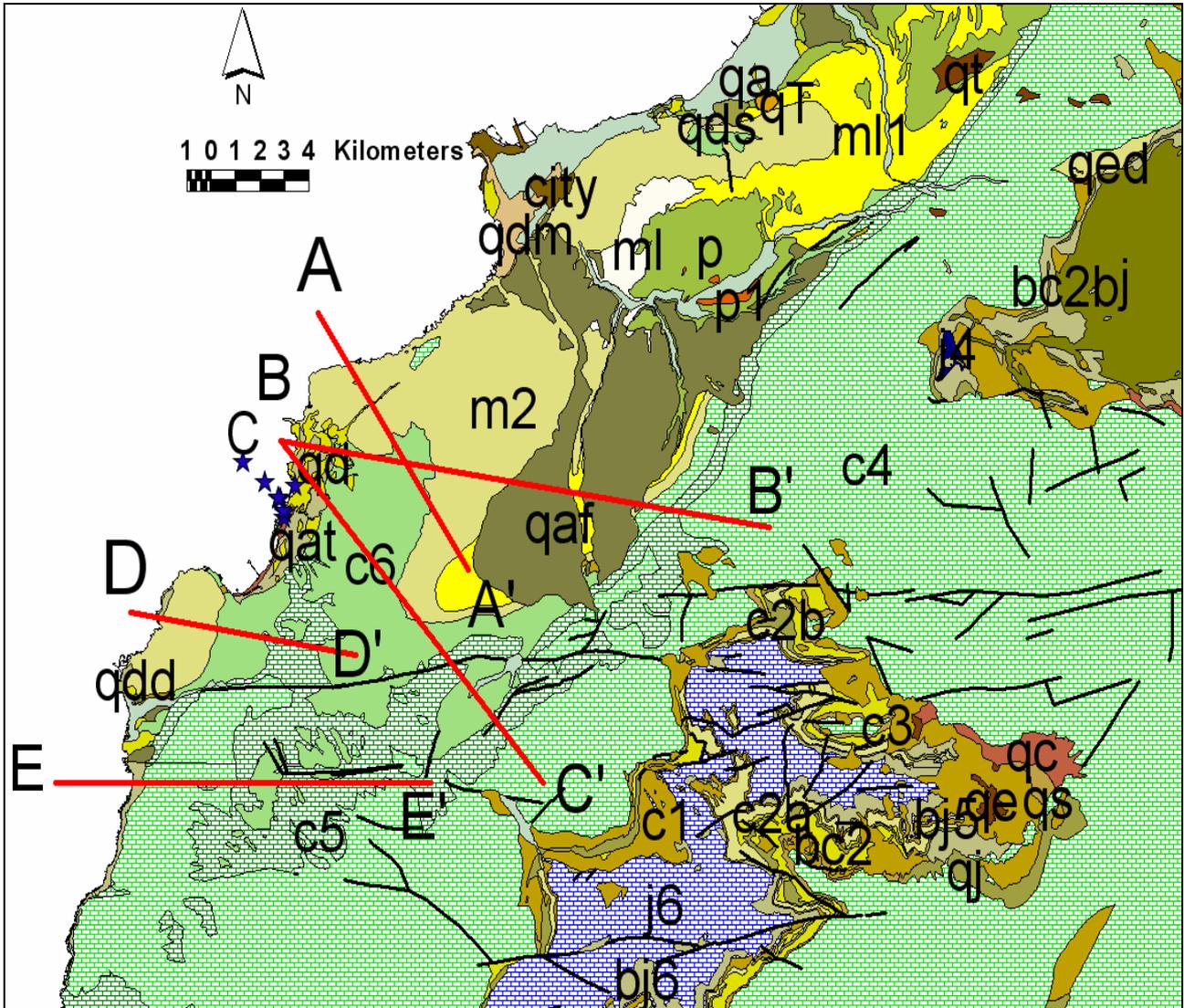


Figure 21. Cadre géologique général de la région et emplacement des coupes géologiques.

Basées sur la stratigraphie qui fournit diverses données sur l'évolution structurale de la région dans le passé géologique et sur les cartes géologiques, des coupes géologiques synthétiques du Liban Nord ont été établies selon les tracés de la figure 21 (figure 23).

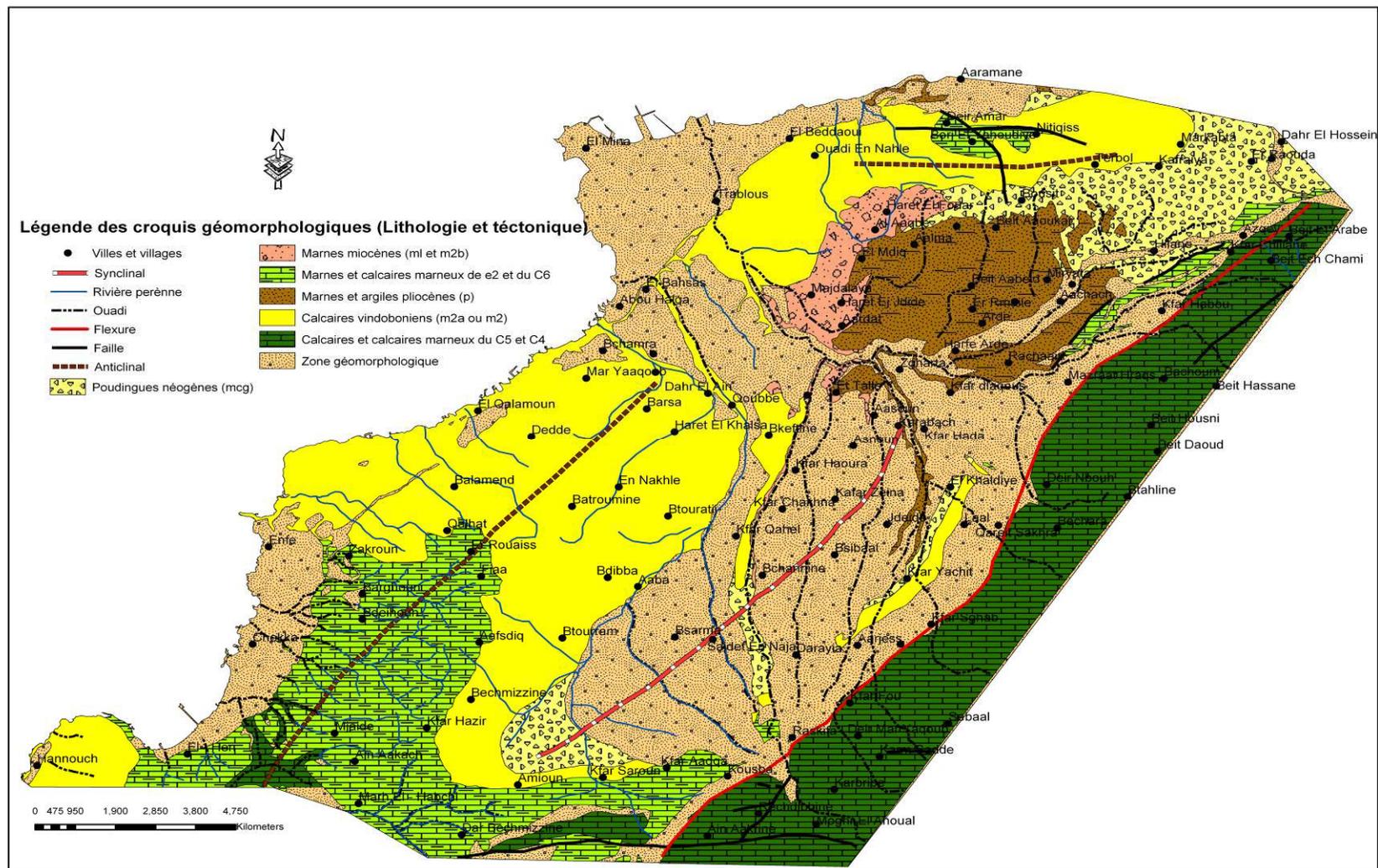


Figure 22. Lithologie et tectonique de la zone d'étude.

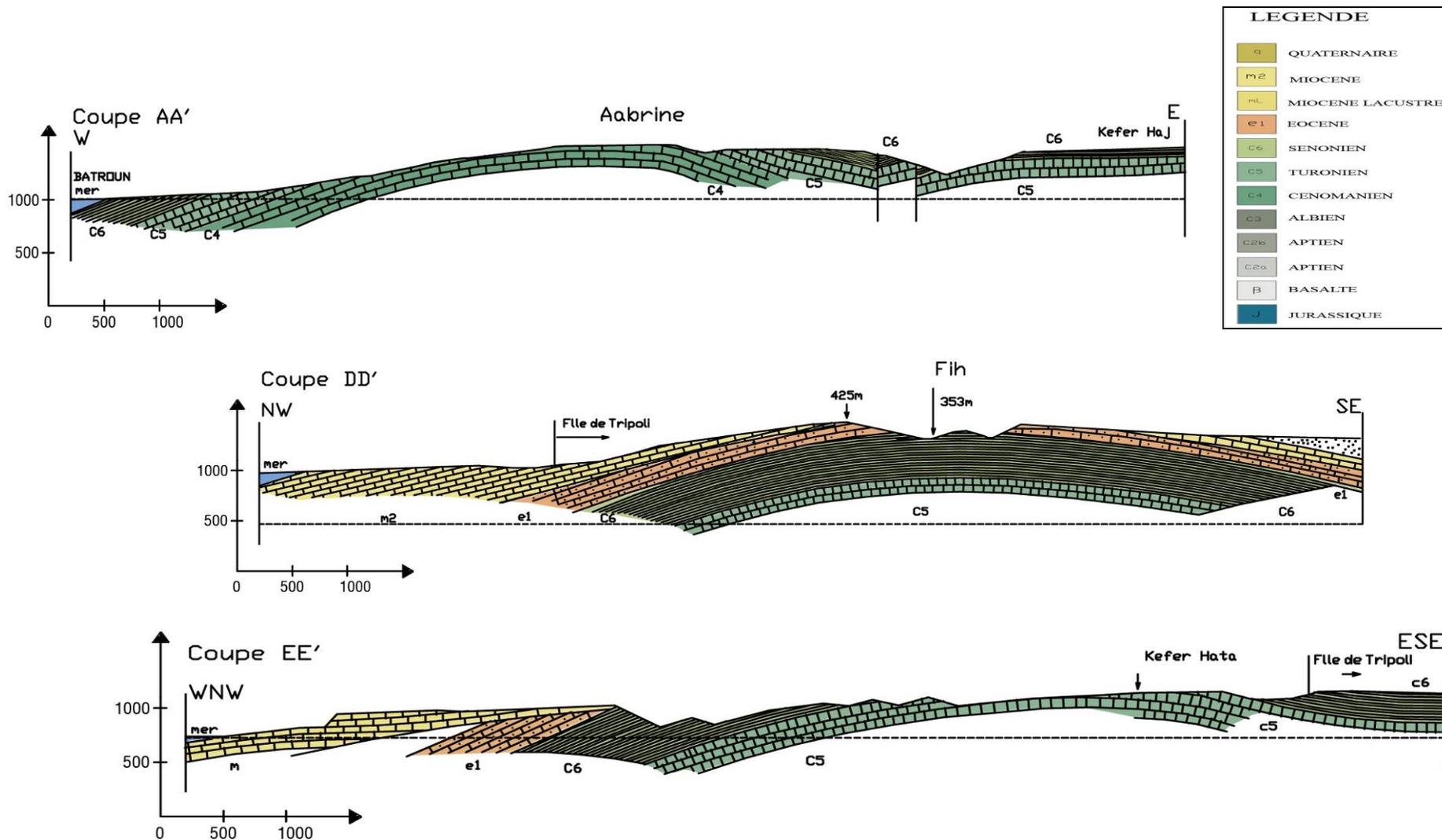


Figure 23. Coupes géologiques synthétiques du Liban Nord selon le tracé de la figure 21.

La distribution du Turonien indique la position de l'arc plissé qui, au nord de Jbeyl, suit à distance le pied du haut massif du Liban. Les failles transversales de l'Ouadi Madfoun et de Batroun découpent cet arc en une suite de tronçons, qui, du sud au nord, se décrochent régulièrement vers l'est. Les trois coupes montrent comment l'arc plissé s'ennoie du sud au nord.

Selon la notice de la carte géologique de Tripoli au 50.000^{ème}, la coupe de Mazraat Beni Saab montre des dislocations de la fin du Jurassique. Le Jurassique y apparaît faillé et basculé, percé par une montée basaltique. L'érosion égalisa la surface et l'Aptien inférieur transgresse dessus, avec des galets à la base, fait rare au Liban. Le volcanisme a persisté jusqu'à la fin du Crétacé inférieur, avec une grande recrudescence à la fin de l'Aptien supérieur. La transgression crétacée ensevelit ces anciens accidents sous d'épaisses séries de sédiments. On trouve la fracturation classique du noyau jurassique, et au-dessus de lui, de l'Aptien, avec une fracturation accompagnée d'un volcanisme très développé.

L'enveloppe de Crétacée moyen est moins faillée. Cependant, tout le long de sa partie basse, elle dessine un curieux plissement, parfois cassé (figure 24). Plus bas encore, au village de Bnechai, près d'Arjesse, elle esquisse un fin bourrelet déversé vers la plaine ; mais ce phénomène n'a pas de continuité.



Figure 24. Calcaires du Cénomano-Turonien plissés dans la vallée du Nahr Qadicha à Torza.

Du Paléogène, qui certainement a été représenté dans la région au moins par l'Eocène inférieur et moyen, ne subsistent que les couches de base : des marnes à bancs de silex blonds (Djabal Kelhate) ; parfois il est complètement érodé (Djabal Terbol).

La feuille est riche en enseignements sur la période néogène. Le Vindobonien transgresse, en discordance légère et avec des galets à sa base, sur la base de l'Eocène moyen. Jusqu'au Vindobonien, le massif du Liban ainsi que la plateforme de Zgharta ont surgi de la mer et se sont trouvés exposés à l'érosion. Depuis Batroun jusqu'à Zgharta, les calcaires vindoboniens reposent exclusivement sur l'Eocène inférieur et le Sénonien, mais ne touchent nulle part le Turonien ou le Cénomaniens. Nous pouvons donc constater qu'avant la transgression vindobonienne, la plateforme de Zgharta était, dans toute son étendue, un pays de marne à silex éocène et de marne sénonienne.

Les vallées du Nahr Abou Ali et du Nahr El Bared existaient déjà, puisque les alluvions s'accumulent en masses à leur débouché sur la plateforme de Zgharta. Cette période constitue le Pliocène inférieur.

A la fin du Pliocène, un nouveau paroxysme orogénique provoque sans doute l'exhaussement du horst ; le synclinal de Zgharta par contre s'abaisse et revient dans le domaine maritime. A proximité, dans le NE se répandent les immenses nappes basaltiques de la trouée Tripoli-Homs. C'est l'époque pliocène. Ses dépôts se posent en discordance sur le Miocène érodé.

Au Pliocène supérieur, la mer commence à se retirer et aux dépôts marins succèdent, en concordance approchée, des alluvions torrentielles et des tufs calcaires avec des empreintes de plantes.

Un dernier paroxysme orogénique donne à la contrée sa structure actuelle. Le Pliocène est soulevé jusqu'à 500 m, et doucement plissé. Ces gauchissements sont les derniers. Au Quaternaire, les terres subissent un simple exhaussement, d'une amplitude d'une centaine de mètres (Elias, 2006).

Le contraste entre le horst et la plaine côtière est bien marqué. Au sud, à partir de la grande faille transversale de Batroun, le contraste se maintient, vers le nord, jusqu'aux grandes nappes basaltiques (figure 25).



Figure 25. Faille transversale de Batroun.

Le trait saillant de la plateforme de Zgharta est l'arc plissé des Djabal Kelhate et Terbol, arc qui commence à se dessiner à Jbeyl et se poursuit jusqu'aux nappes basaltiques de la trouée de Tripoli-Homs. Sur cet arc, le Djabal Terbol, mouvement vigoureux et ramassé, disposé transversalement (sensiblement W-E) n'est pas un simple dôme. Sa configuration indique plutôt la manifestation d'une cassure W-E, semblable à la faille de Batroun (figure 26).



Figure 26. Faille secondaire à Ousaya (Batroun).

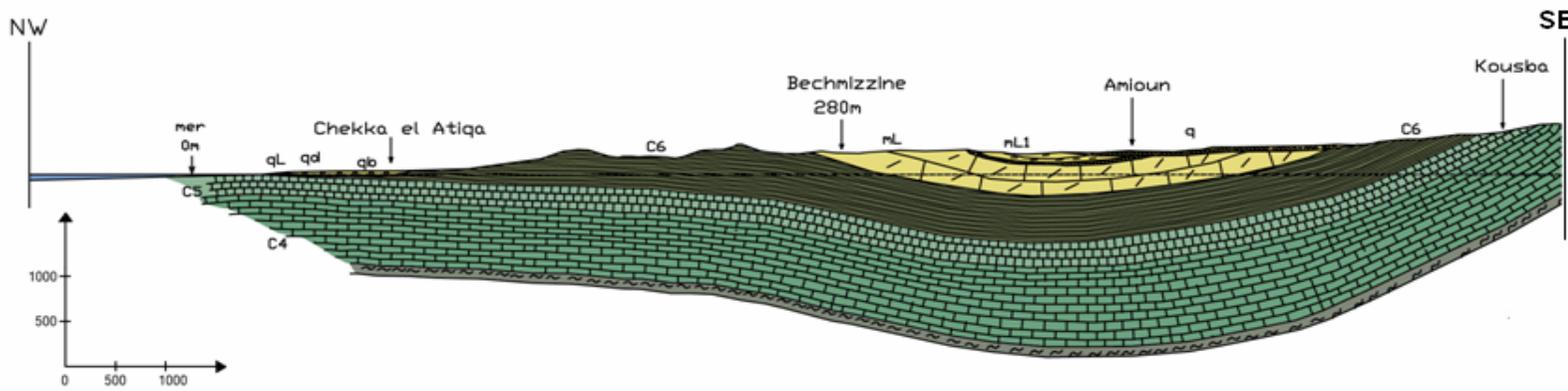
La disposition d'ensemble des diverses unités de l'arc plissé paraît présenter une certaine relation avec celle du bord ouest du horst. Tout comme du sud au nord la flexure se décroche vers l'est au passage de chaque grande faille transversale, de même les diverses unités de l'arc plissé se succèdent du sud au nord, régulièrement décrochées vers l'est. L'arc n'est donc pas une ligne plissée simple.

Entre l'arc plissé et le pied du horst s'étend un synclinal. Dans son ensemble, la plateforme de Zgharta s'enfonce doucement vers le NE. Depuis la faille de Batroun jusqu'aux basaltes de Halba s'étendent successivement les aires vindobonienne et pliocène. Pour plus de compréhension sur la géométrie des zones hautes et littorales de la zone d'étude, on a tracé les coupes géologiques synthétiques (figure 27).

LEGENDE

- q QUATERNAIRE
- m2 MIOCENE
- mL MIOCENE LACUSTRE
- e1 EOCENE
- C6 SENONIEN
- C5 TURONIEN
- C4 CENOMANIEN
- C3 ALBIEN
- C2b APTIEN
- C2a APTIEN
- β BASALTE
- J JURASSIQUE

Coupe BB'



Coupe CC'

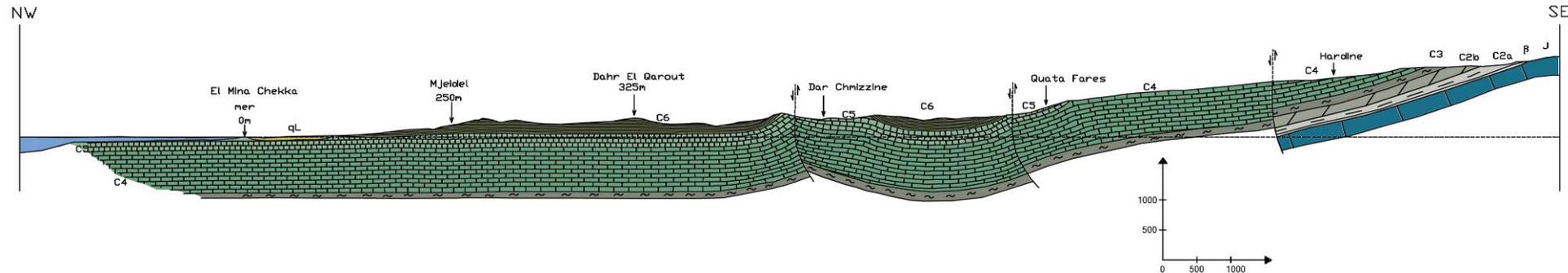


Figure 27. Coupes géologiques synthétiques des zones hautes et littorales de la zone d'étude.

Les deux coupes de la figure 27 ont été faites en s'appuyant sur la synthèse géologique et tectonique faite au cours de ce chapitre et sur les pendages mesurés sur le terrain ainsi que ceux trouvés dans les notes de Dubertret (1953) et Sanlaville (1977). Elles montrent clairement que le Sénonien est érodé dans les régions littorales de Chekka et que le Cénomano-Turonien C4-5 s'enfonce dans la mer pas trop loin de la côte. Ce C4-5, observé juste en face de la cimenterie Holcim (+10 m) et à Chekka El Aatika où existe une grotte (+25 m), est le témoin que le Sénonien a été érodé dans ces zones et fut remplacé par des dépôts du Quaternaire. De même, l'ensemble du Sénonien de nature marneuse et imperméable, constitue une couverture du C4-5 sur le relief.

La coupe géologique de la même région littorale, faite par le PNUD en 1973, indique que les géologues ont prolongé les couches marneuses sous le niveau marin. Cette erreur a été reprise dans tous les travaux postérieurs sans contrôle de terrain.

2.2. Hydrogéologie régionale

L'objectif de l'étude géologique était d'identifier les formations aquifères, de bien définir leur géométrie et les conditions aux limites (connexion avec d'autres aquifères, perméabilité des formations géologiques et pendages des couches).

Toute la région est hachée de failles qui mettent en contact calcaires et marnes. Les accidents principaux sont orientés est-ouest. La faille de Batroun se poursuit jusqu'au coeur du massif libanais et introduit un décalage de 1.5 km vers l'ouest. Au nord de la faille de Batroun affleurent largement les marnes sénoniennes et éocènes et les calcaires vindoboniens, tandis qu'au sud les calcaires cénomano-turonien ne disparaissent que sous la plaine de Batroun.

La colonne stratigraphique montre cinq séries principales de calcaire, constituant les aquifères de la zone d'étude, séparées par des formations imperméables : les calcaires du Jurassique, de l'Aptien, du Cénomano-turonien et du Miocène. Dans ces cinq aquifères, deux présentent une extension régionale remarquable, du fait de leur épaisseur de quelques centaines de mètres. Ce sont les aquifères du Jurassique supérieur et du Cénomano-Turonien.

Ils sont séparés par l'épaisse série du Crétacé inférieur complètement imperméable, qui isole bien les calcaires jurassiques des aquifères supérieurs. Ce sont ces calcaires qui apparaissent dans la vallée de la Qadicha, haute vallée du Nahr Abou Ali ou dans la haute vallée du Nahr el Jaouz.

Les calcaires du Crétacé supérieur constituent les larges affleurements à aspect de garrigue des bassins moyens des trois rivières, Abou Ali, El Jaouz et El Asfour. Ils sont souvent recouverts par l'épaisse formation imperméable de marnes blanches, plus ou moins crayeuses, du Crétacé supérieur et du paléogène. Ces calcaires plongent vers la mer ; le long de la côte, ils sont le plus souvent recouverts par les marnes blanches, ou par des formations plus récentes (Miocène et Quaternaire).

Les calcaires de la falaise de Blanche, pris dans l'épaisse série imperméable du Crétacé inférieur, constituent un aquifère local, peu épais. Il est développé au-dessus de la vallée de la Qadicha et alimente uniquement de petites sources locales.

La partie supérieure du Paléogène (Eocène moyen, e_{2b}) constitue un ensemble de calcaire perméable supportant une nappe d'eau plus ou moins importante qui se manifeste par quelques sources.

Enfin le grès dunaire quaternaire forme sur la côte un aquifère très local qui se superpose à celui des calcaires CT.

Donc, les principaux aquifères de la zone d'étude sont carbonatés et traversés par trois rivières. Selon les travaux de terrains, il était clair que la région est karstifiée. Cette karstification, qui fait partie de l'évolution géomorphologique récente se positionne comme

l'élément déterminant des conditions d'écoulement souterrain actuel. C'est pourquoi une étude plus approfondie sur la karstification des aquifères et les fuites des rivières a été entreprise.

2.3. Karst et karstification

Le mot "karst" est un terme géomorphologique qui vient de la traduction allemande d'une région de Slovénie Kras. Cette région est située au Slovénie. Elle possède une morphologie très particulière, caractérisée par l'existence de vallées sèches, des dépressions fermées de dimensions variées, des gouffres, de grottes et de rivières souterraines (Mangin, 1975). La définition du karst a été proposée par Gèze (1973) et reprise par Bakalowicz (1979). *"C'est une région constituée par des roches carbonatées compactes et solubles (calcaires et dolomies), dans lesquelles apparaissent des formes superficielles (exokarstiques) et souterraines (endokarstiques) caractéristiques"*.

2.3.1. Généralité sur le karst

Les roches carbonatées sont des roches sédimentaires occupant 15 % de la surface des continents. Leur intérêt vient de l'abondance des eaux qu'elles renferment. Elles constituent souvent des aquifères qui ont été les seules ressources en eau exploitables pour des grandes civilisations qui se sont développées autour de ressources karstiques (Bakalowicz, 1996). Dans certaines régions, les roches carbonatées représentent une partie très importante du territoire ; au Liban par exemple, elles recouvrent environ 65 % de la superficie totale. En général, les roches carbonatées ne sont pas perméables à l'eau et ne pourraient pas constituer un réservoir souterrain, sans l'existence de vides sous forme de fractures et de fissures plus ou moins ouvertes (Drogue, 1971).

Ces roches, constituées de carbonate de calcium ou de carbonate de calcium et de magnésium, sont dissoutes par de l'eau possédant une certaine acidité. En effet, les carbonates, très peu solubles dans l'eau pure (12 mg/l de carbonate de calcium), le sont beaucoup plus dans une eau possédant des caractères acides. Dans la nature, l'acide le plus fréquent est produit par la dissolution du gaz carbonique (CO₂), existant dans l'atmosphère et, surtout, dans les sols. L'eau en équilibre avec l'atmosphère terrestre (pression partielle en CO₂ (pCO₂), de l'ordre de 3.10⁻⁴ atm.) dissout 50 mg/l de carbonate de calcium. Lorsqu'elle traverse le sol (pCO₂ de l'ordre de 10⁻² atm.), elle peut dissoudre alors environ 300 mg/l de carbonate de calcium. La dolomie est moins soluble que le calcaire. Les formes karstiques typiques sont plus fréquentes et plus spectaculaires dans les calcaires que dans les dolomies (figure 28).

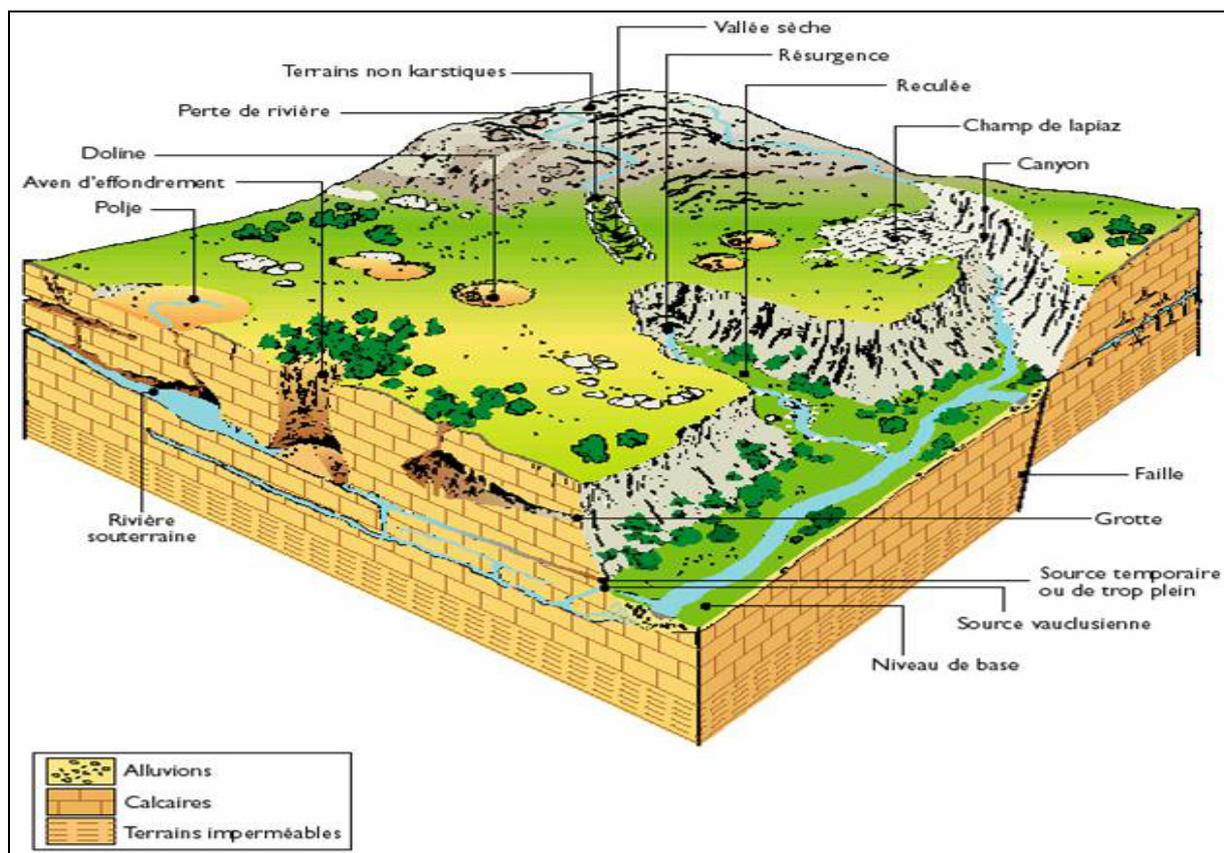


Figure 28. Schématisation du relief karstique (Bakalowicz, 1999).

La dissolution de la roche carbonatée intervient donc dans un système à trois phases : l'eau, le CO_2 gazeux et la roche, selon un ensemble complexe d'équilibres chimiques. Il s'agit de réactions réversibles, pilotées par la pression partielle de CO_2 de la phase gazeuse, ou par la concentration correspondante en CO_2 dans l'eau. Dans l'ensemble, le temps nécessaire à la mise à l'équilibre (temps de contact eau-roche nécessaire pour que l'eau dissolve la quantité maximale possible de calcaire) est assez court, variant entre plusieurs jours et quelques semaines, selon que la $p\text{CO}_2$ est forte ($2 \cdot 10^{-2}$ atm.) ou faible (10^{-3} atm.).

Les processus physico-chimiques sont responsables du phénomène très commun dans les roches carbonatées qui est la karstification (Gèze, 1965). La karstification est l'ensemble des processus de genèse et d'évolution des formes superficielles et souterraines dans les roches carbonatées.

La dissolution et l'érosion mécanique constituent les deux éléments fondamentaux du processus de karstification. L'eau est le facteur essentiel dans ce phénomène ; elle peut circuler dans les roches grâce aux discontinuités trouvées.

2.3.1.1. Système karstique et différents types d'aquifères karstiques

Un système karstique est constitué par l'impluvium d'une source, ou d'un groupe de sources karstiques. Il comprend les formations géologiques dans lesquelles se développe un réseau de conduits aboutissant à la source et drainant les zones de stockage ; il inclut également, les bassins versants superficiels aboutissant à des pertes, c'est-à-dire des cavités karstiques qui relient ces écoulements de surface aux conduits. Défini par Mangin (1974) comme "l'ensemble au niveau duquel les écoulements de type karstique s'organisent pour constituer une unité de drainage", le système karstique correspond au bassin hydrogéologique

d'alimentation d'une source karstique ou d'un groupe de sources karstiques liées les unes aux autres. Ainsi un système karstique peut être unaire ou binaire, c'est-à-dire sans ou avec une recharge à partir de pertes. Cette distinction est nécessaire pour la compréhension du fonctionnement du système, de l'organisation de son réseau de conduits et les mesures de protection de la ressource en eau souterraine.

Lorsqu'une rivière traverse des terrains calcaires et subit à leur contact des pertes partielles aboutissant à une résurgence, le système karstique, défini à partir de cette dernière, ne comprend pas le bassin versant de la rivière en amont des pertes. Ces pertes sont considérées comme des entrées dans le système (Marsaud, 1997), d'où le cas de notre étude ; un système binaire avec des pertes partielles des rivières.

L'architecture du karst rassemble toutes les conditions externes dans lesquelles le système karstique s'est mis en place. Ce sont les caractéristiques initiales de la roche aux différentes échelles d'espace. La perméabilité initiale de la roche est déterminée surtout par les fractures résultant de la tectonique. À l'échelle locale, ce sont les caractéristiques qui permettent les écoulements souterrains (porosité et fracturation) et celles qui conditionnent sa mise en solution et la production de matières insolubles (nature physique et chimique de la roche). À l'échelle régionale, la structure géologique contribue pour une grande part à la prédétermination des contours du système karstique.

L'étude du comportement hydrodynamique et géochimique des eaux de systèmes karstiques a permis en particulier d'entrer dans le détail des mécanismes d'écoulement dans la zone d'infiltration et dans la zone noyée. Chacun de ces mécanismes est associé à un type d'éléments de la structure karstique. Certains appartiennent aux caractéristiques originelles de la roche réservoir (composition minéralogique, microfissures) tandis que d'autres résultent en partie de processus d'altération de surface (épikarst) et des processus de karstification (cheminement de l'infiltration rapide, organisation du drainage et du stockage dans la zone noyée).

L'originalité de l'aquifère karstique réside dans :

- la transformation rapide à l'échelle géologique des caractéristiques hydrauliques de l'aquifère, sous l'effet de la karstification, en quelques milliers à quelques dizaines de milliers d'années,
- l'existence de conditions de recharge variées au travers d'une zone d'infiltration complexe,
- la séparation du stockage et du drainage de la zone noyée, confondus dans les autres aquifères,
- la hiérarchisation de cette séparation, conduisant à une structuration des écoulements depuis la surface jusqu'à la source, et donc comparable à celle des bassins versants superficiels,
- l'existence de vitesses d'écoulement couvrant une très large gamme, aussi bien dans la zone d'infiltration que dans la zone noyée.

L'épaisseur de la zone d'infiltration, ainsi que la présence d'une couverture sur la formation carbonatée conditionne grandement le développement du karst en profondeur et la durée nécessaire à ce développement. L'existence d'écoulements rapides préférentiels dans la zone d'infiltration est la condition unique du développement d'une structure karstique en profondeur. Une zone d'infiltration peu épaisse favorise le développement rapide de conduits dans la zone noyée et vice versa.

Comme la mise en place d'une structure karstique fonctionnelle peut être réalisée rapidement, il existe une grande variété d'aquifères karstiques, en fonction de l'état de développement de la karstification.

2.3.1.2. Fonctionnement et structure d'un aquifère karstique

Le système karstique est un système particulier et complexe. Sa particularité vient essentiellement de son comportement non linéaire. La genèse et la structure originale du karst sont connues au travers de différents travaux (Mangin, 1976 ; Bakalowicz, 1979 ; Marsaud, 1996) (figure 29).

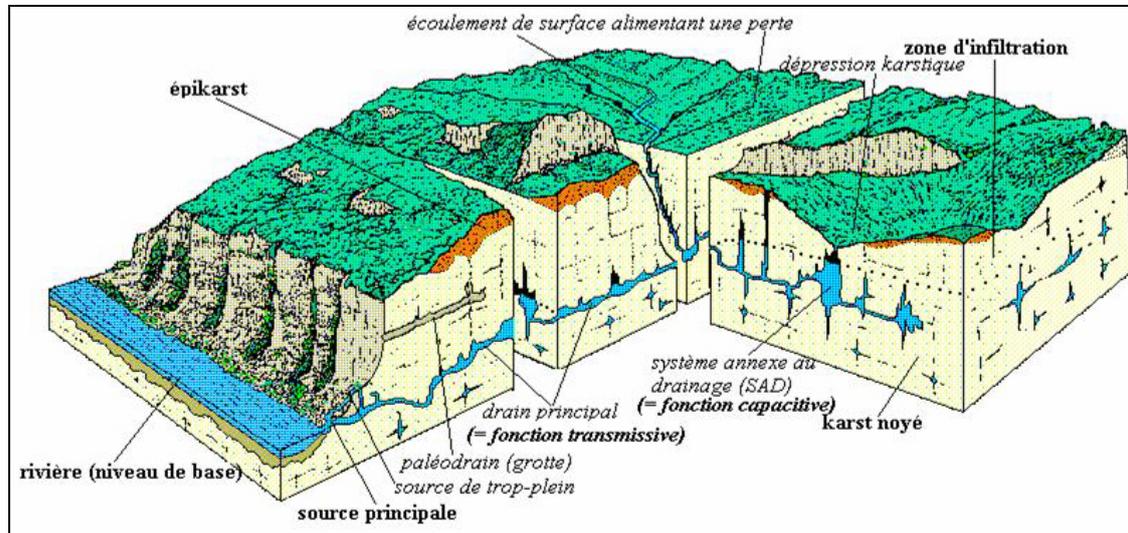


Figure 29. Modèle conceptuel du système karstique (Mangin, 1976).

La structure et le fonctionnement des aquifères karstiques sont fondamentalement différents de ceux des milieux poreux et fissurés, car les caractéristiques de ces aquifères sont difficiles à définir et que l'hydrodynamique y présente un cas exceptionnel. L'écoulement souterrain y suit certains cheminements liés à la direction et à la nature des fractures, mais déterminés par le gradient hydraulique (Bakalowicz et Mangin, 1980). Le fait que le milieu karstique est un milieu hétérogène et discontinu, conduit à dire que les conductivités hydrauliques sont forcément très différentes d'un point à un autre.

Le système karstique est divisé en deux zones principales : la zone d'infiltration (zone non saturée) et la zone noyée (zone saturée).

a) Zone d'infiltration

Elle représente la partie non saturée de l'aquifère karstique. L'écoulement des eaux vers la zone saturée est assuré par des conduits plus ou moins ouverts (infiltration rapide) et par les microfissures des blocs (infiltration lente). A la base de cette zone, il peut se former un réservoir temporaire perché : l'épikarst. Cette partie superficielle correspond à la zone des lapiaz. L'épikarst joue un rôle fondamental dans le fonctionnement hydrogéologique et la genèse structurale des karsts et est présent la plupart du temps dans les dix premiers mètres de la surface (figure 30). Cette structure caractérisée par un fort degré de fracturation peut avoir une porosité de 5 à 15% et seulement de 1 à 2% dans la partie moins fissurée sous jacente (Mangin, 1975 ; Bakalowicz, 1995, 1996).

Ce réservoir épikarstique présente un certain intérêt dans la mesure où il constitue le réservoir principal de l'alimentation de l'évapotranspiration. Donc, il assure l'interface entre le karst et des phénomènes géodynamiques externes, et une alimentation permanente de l'infiltration lente vers la zone noyée.

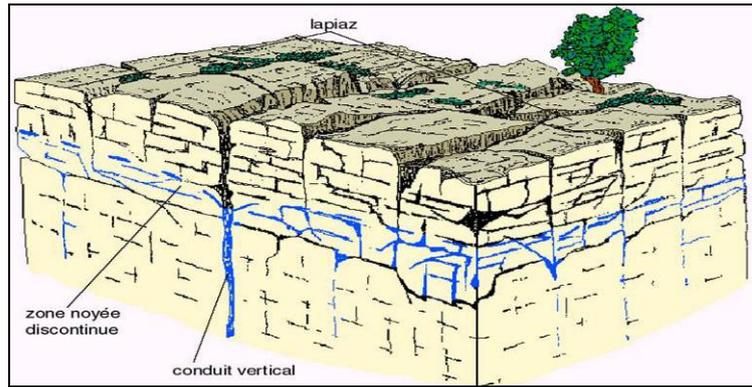


Figure 30. Epikarst (épaisseur entre 0 et 30 m), d'après Mangin (1976).

Le fonctionnement de l'aquifère karstique dans la zone d'infiltration est présenté par :

- une infiltration caractérisée par un stockage dans l'épikarst où l'eau est soumise aux processus biogéochimiques intervenant dans les sols ;
- une infiltration lente, par laquelle un mélange d'air et d'eau parcourt les fines fissures ; elle est à l'origine de la dissolution de la roche carbonatée près de la surface et est responsable du transport du CO_2 dissous dans l'ensemble de la zone d'infiltration ;
- une infiltration rapide, un véritable ruissellement souterrain parcourant les fractures les plus larges ; elle est responsable de la dissolution en profondeur ;
- une infiltration concentrée et rapide, alimentée par des rivières s'écoulant sur des terrains non karstiques, se perdant en général au contact des roches calcaires.

b) Zone noyée

C'est la partie la plus importante de l'aquifère karstique du point de vue de l'exploitation. Elle contient les réseaux de drainage et ses systèmes annexes qui sont le siège principal du stockage de l'eau. Cette partie se développe surtout à l'aval et ne s'étend pas à l'ensemble du système karstique ; elle ne correspond pas parfaitement à la zone d'infiltration (Marsaud, 1997).

Le karst noyé est constitué d'un réseau ou d'un axe de drainage et des systèmes annexes au drainage.

- L'axe de drainage ou le drain karstique

Le réseau de drainage est constitué d'un ensemble de conduits autour duquel s'organise la zone noyée. Il peut se développer dans la partie supérieure ou en profondeur de la zone noyée. Les réseaux de drainage utilisent souvent les fractures actives et karstifiées caractérisées par une forte conductivité. Le développement et l'évolution de ces réseaux, au cours du temps, sont conditionnés par le potentiel de karstification et la structure interne des roches carbonatées. A l'étiage, les réseaux assurent le drainage des réserves et les alimentent en période de crues.

- Les systèmes annexes au drainage

Ce sont des vides plus ou moins grands distribués de part et d'autre des drains auxquels ils sont connectés hydrauliquement et sont engendrés par des processus de dissolution de la roche carbonatée. L'écoulement y est très lent et le temps de séjour est long (Bakalowicz, 1995). Ils peuvent être organisés sous le niveau de l'exutoire et sous le niveau du drain. En général, ces vides sont hydrauliquement indépendants les uns des autres.

Le fonctionnement de l'aquifère karstique dans la zone noyée est présenté par :

- Un drainage assuré par un réseau de conduits hiérarchisé ; il écoule très rapidement vers la source, les eaux stockées dans la zone noyée, ainsi que celles reçues de la surface par les pertes ;

- un stockage assuré par des vides karstiques, parfois importants et par des zones fissurées ; il alimente le réseau de drainage et reçoit des eaux d'infiltration rapide, mais est aussi alimenté par le drainage, en fonction des conditions de charge hydraulique entre les zones de stockage et les conduits.

2.3.1.3.Potentiel de karstification

Plusieurs facteurs sont nécessaires pour que les processus de l'érosion et de la karstification s'accomplissent :

- forte pluviométrie,
- couvert végétal assez dense pour augmenter la pression partielle de CO₂.
- température assez basse qui favorise la solubilité du CO₂,

Pour que la dissolution souterraine se fasse, il est indispensable d'avoir :

- un moteur de l'écoulement souterrain, constitué par la charge de l'eau souterraine dans les calcaires déterminée par le relief fixant le niveau de base (Bakalowicz, 1996),
- un pouvoir dissolvant de l'eau, pour agrandir certains vides parcourus par l'eau, imposé par les conditions climatiques (pluie, température) et végétales (production du CO₂) (Bakalowicz, 1979).

Le potentiel de karstification de l'ensemble carbonaté est défini par l'ensemble constitué par le moteur de l'écoulement souterrain et le pouvoir dissolvant de l'eau ; cet ensemble détermine le débit d'eau dissolvant la roche, c'est-à-dire le flux de solvant (eau + CO₂) traversant la roche carbonatée. Le relief régional participe donc à ce potentiel, en imposant la direction générale des écoulements souterrains, entre les parties hautes du système et le point bas où la source se met en place.

Ce potentiel peut être faible pour deux raisons :

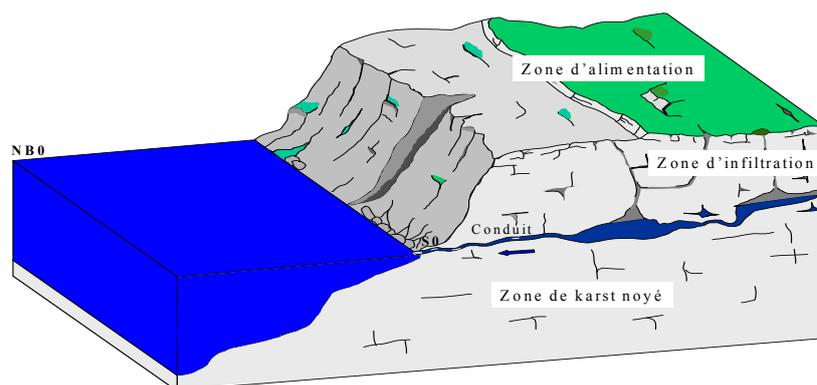
- le moteur est insuffisant (faibles dénivellations entraînant de faibles charges ou écoulement réduit associé à un climat aride ou semi-aride) ;
- le pouvoir dissolvant est limité par l'absence de CO₂ (absence de sol et d'une couverture végétale, en relation avec un climat aride ou très froid).

Le potentiel de karstification dépend entre autres de la perméabilité initiale du milieu, qui représente la résistance que le milieu oppose aux écoulements. En outre, une forte perméabilité nécessite une faible charge pour créer un écoulement souterrain tandis qu'une faible perméabilité impose l'existence d'une forte charge pour avoir cet écoulement.

Les variations du potentiel de karstification, qui sont imposées par celles du climat et du niveau marin et par les orogénèses, sont responsables de l'abandon des réseaux karstiques. Cet abandon se traduit par leur colmatage éventuel par des sédiments détritiques continentaux ou marins, par leur ennoyage ou par leur incorporation dans la zone d'infiltration de karsts. Ces témoins de structures karstiques passées constituent des paléokarsts ou des karsts non fonctionnels susceptibles de modifier les caractéristiques et le fonctionnement du karst actuel.

2.3.1.4.Notion de niveau de base

Au cours des temps géologiques, seules certaines périodes et certaines parties des continents ont subi des conditions favorables au développement du karst. Le niveau à potentiel nul est celui de l'exutoire du système, c'est-à-dire l'altitude de la source karstique : c'est le niveau de base du système karstique. Ce dernier peut être fixé par une couche imperméable sous-jacente à l'aquifère carbonaté ou bien par la mer ou un plan d'eau (figure 31).



NB0 : Niveau de base à t0, S0 : Source à t0.

Figure 31. Réseau de conduit en relation avec le niveau de base (Fleury, 2005).

La karstification intervient à l'intérieur de l'aquifère karstique en se calant sur le niveau de base. Les conduits se développent selon des trajectoires indépendantes par rapport à la transmission de pression, en utilisant au mieux les discontinuités ouvertes de la roche. Ils peuvent donc s'étendre sous le niveau de base, en fonction de l'architecture générale du milieu et du potentiel de karstification qui lui est appliqué ou par renouvellement périodique des eaux (Plagnes, 1997). En effet, les vides de la zone noyée sont remplis d'eau, ce qui entraîne une dissolution des minéraux. Lors de crues, cette eau est remise en circulation et la matière dissoute est emportée ; l'eau provenant de l'infiltration la remplace et le processus se répète.

2.3.1.5. Classification fonctionnelle des aquifères karstiques continentaux

L'eau transforme progressivement les fissures en conduits. Elle emprunte de préférence ces drains et n'utilise plus les fissures annexes. Marsaud (1997) a défini trois classes de systèmes en fonction du degré d'évolution atteint par les systèmes karstiques, des différents événements intervenant au cours des processus de karstification et des différentes configurations possibles :

-Classe 1 : La karstification n'est pas suffisante pour qu'il existe une structure de drainage modifiant la dynamique des écoulements.

-Classe 2 : Les vides et les écoulements sont organisés en réseau qui draine plus ou moins facilement des réserves. Le karst est caractérisé par le regroupement de la zone d'infiltration et de la zone noyée au sein desquels s'effectuent les écoulements :

-Classe 3 : La structure karstique n'est plus active du fait d'une modification des conditions extérieures telle qu'une remontée du niveau de base. Le système fonctionne comme un aquifère poreux bien que la structure de l'aquifère reste hétérogène et discontinue.

2.3.1.6. Classification fonctionnelle des aquifères karstiques littoraux

Du fait de sa mise en place rapide à l'échelle des temps géologiques, l'aquifère karstique côtier enregistre grâce au développement d'un drainage associé à chaque niveau marin les variations du niveau de base où est localisée la source, (Drogué, 1996, Bakalowicz, 1999).

Variations du niveau de base

Les variations du niveau de base sont essentiellement liées à l'eustatisme (quelques milliers d'années), à la tectonique (mouvements lents) et à la crise du Messinien :

-Variations eustatiques

Au Quaternaire, les variations eustatiques furent nombreuses et le niveau marin minimal fut obtenu au cours de la glaciation du Würm. Le niveau était à -120 m par rapport au niveau actuel. Pendant les phases interglaciaires, le niveau marin fut voisin du niveau actuel parfois même un peu plus haut. Selon Nicod (1989), la position bathymétrique des sources sous-marines méditerranéennes et de leurs conduits est en rapport avec la fourchette des niveaux régressifs du Quaternaire et tout particulièrement du Würm : La Vise (- 30 m), La Mortola (- 35 m), Moro de Toix (- 12 m).

Des études géologiques et géomorphologiques attestent de la présence de conduits profonds, qu'il n'est pas toujours aisé de mettre en relation avec un ancien niveau de base. Par exemple les levés topographiques effectués sur le conduit de Port-Miou (Cassis), à partir de l'exutoire jusqu'à 800 m à l'intérieur de l'aquifère ont révélé que le conduit est horizontal, sur toute la longueur, entre - 10 m et - 20 m de profondeur, puis qu'il s'approfondit brutalement et atteint une profondeur de - 147 m. Ceci prouve que la karstification de l'aquifère avait un ancien niveau de base ayant une côte inférieure à -147 m. Ce niveau n'est pas compatible avec les variations du niveau de base induites par les glaciations et met en évidence la présence d'un réseau profond associé à un événement de plus grande ampleur.

-La crise du Messinien

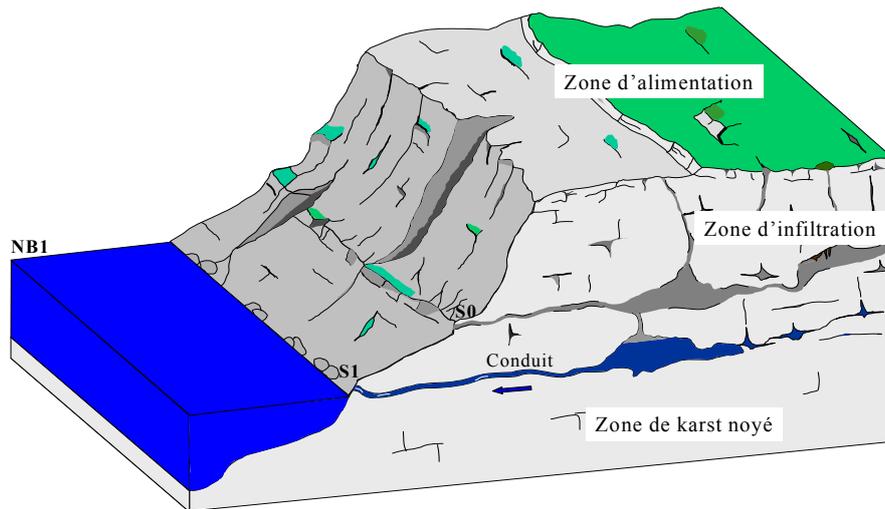
L'érosion karstique au cours du Tertiaire (Miocène terminal) et durant le Pliocène a entraîné la maturation des systèmes karstiques. Cette évolution s'est poursuivie au Quaternaire où elle a atteint une grande intensité, conditionnée par les oscillations du niveau marin. Ces oscillations du niveau de base ont été d'une importance particulière dans l'évolution en profondeur et l'extension du karst. En fait, le karst s'est certainement bien développé lors de la crise Messinienne de salinité où l'actuel détroit de Gibraltar n'était pas encore ouvert (Rouchy, 1999), au cours de laquelle le niveau de la Méditerranée est descendu de 1000 à 1500 m par rapport à l'actuel suite à un assèchement progressif. Sur les marges, le passage Miocène-Pliocène s'exprime par une discordance de ravinement prononcée, la "*surface d'érosion messinienne*" (Cita et Ryan, 1978 ; Clauzon et al., 1996). Au droit des fleuves, elle atteint une configuration de canyon. Les canyons sur l'ensemble de la Méditerranée attestent de la mise en relation avec un niveau de base 1500 m sous le niveau de l'actuelle Méditerranée. Les deux exemples les plus nets sont représentés par les deltas du Nil (Bellaiche et al., 2001) et du Rhône qui est profond de 500 m sous le niveau marin à l'estuaire (Clauzon, 1973, 1982). Les effets de cet événement considérable, qui s'est produit vers 5.5 Ma, à la fin du Miocène, ne sont pas encore connus sur les côtes de la Méditerranée orientale. Cet abaissement du niveau marin a des conséquences beaucoup plus importantes sur le développement du karst que les changements récents du Quaternaire.

L'effondrement du détroit de Gibraltar a mis fin à la crise messinienne et marque le début du Pliocène. La connexion avec l'océan Atlantique est rétablie et le remplissage de la Méditerranée est fait pendant quelques dizaines d'années (Blanc, 2002). Les réseaux karstiques submergés par la remontée du niveau marin ont pu être colmatés par des dépôts sédimentaires tandis que d'autres ne le sont pas. En effet, certains aquifères karstiques côtiers sont restés ouverts et les eaux marines ont pénétré à l'intérieur à cause de faibles pertes de charge.

Conséquences des variations du niveau de base

Une fois la source côtière formée, deux évolutions peuvent avoir lieu :

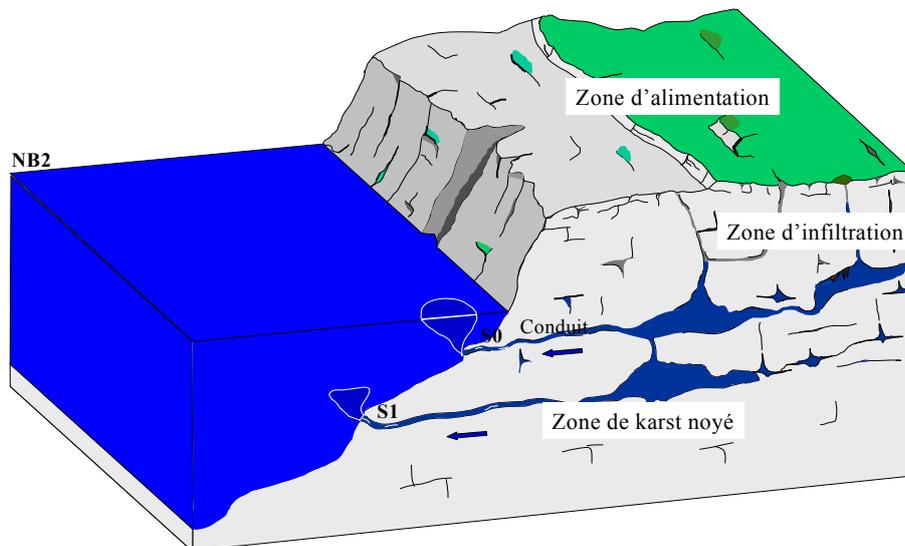
- Régression marine (abaissement du niveau marin) : la source se retrouve au-dessus du niveau marin. Le premier réseau de drainage se trouve partiellement abandonné. Il peut être réactivé lors des périodes de crue, fonctionnant comme réseau de trop plein. Un second réseau de drainage plus profond se met en place en relation avec le nouveau niveau de base (figure 32).



NB1 : Niveau de base à t1, S0 : Source à t0, S1 : Source à t1

Figure 32. Réseau de conduit suite à une régression marine (Fleury, 2005).

- Transgression marine (remontée de la mer) : La transgression aboutit à la submersion des sources et en fonction des conditions hydrauliques les réseaux submergés peuvent, soit continuer à drainer l'eau du massif, auquel cas nous avons des sources sous-marines, soit absorber de l'eau de mer (figure 33). Toutefois, lors d'une phase transgressive, on peut aboutir au colmatage partiel ou total par les sédiments marins d'une partie ou de la totalité du réseau de conduits.



NB2 : Niveau de base à t2, S0 : Source à t0, S1 : Source à t1

Figure 33. Transgression marine et submersion des sources karstiques (Fleury, 2005).

Partant de là, Fleury (2005) a proposé une classification des sources littorales et sous-marines en s'appuyant sur des données structurales et sur une approche du fonctionnement de ces sources :

- Classe 1 : Système à karstification peu ou mal développée

Les aquifères alimentant les sources se sont développés quand le potentiel de karstification était plus limité ; donc il en résulte des conduits de faibles dimensions peu organisés en réseaux karstiques mal développés. Ce système possède des exutoires situés actuellement sous le

niveau de la mer où ils sont mis en place lors des bas niveaux marins. Du fait que le réseau karstique est mal développé, les écoulements sont en général limités ce qui permet une mise en charge suffisante de l'aquifère empêchant ou limitant l'intrusion saline (l'eau peut rester douce pendant toute l'année). En terme d'exploitation, les sources de ce type ne présentent pas un grand intérêt parce qu'elles nécessitent des investissements importants sans avoir des grandes réserves d'eau.

- Classe 2 : Système à karstification bien développée

Le système karstique s'est développé lors des périodes de bas niveaux marins. Des réseaux karstiques profonds bien développés et étagés ont été mis en évidence sur tout le pourtour de la Méditerranée en particulier, où la crise messinienne a joué un rôle essentiel (figure 34). Les sources sous-marines de Chekka (Liban), sont associées à des systèmes karstiques bien développés. Les exutoires sont caractérisés par des conduits de dimensions importantes, de quelques m² de section et pouvant être très profonds.

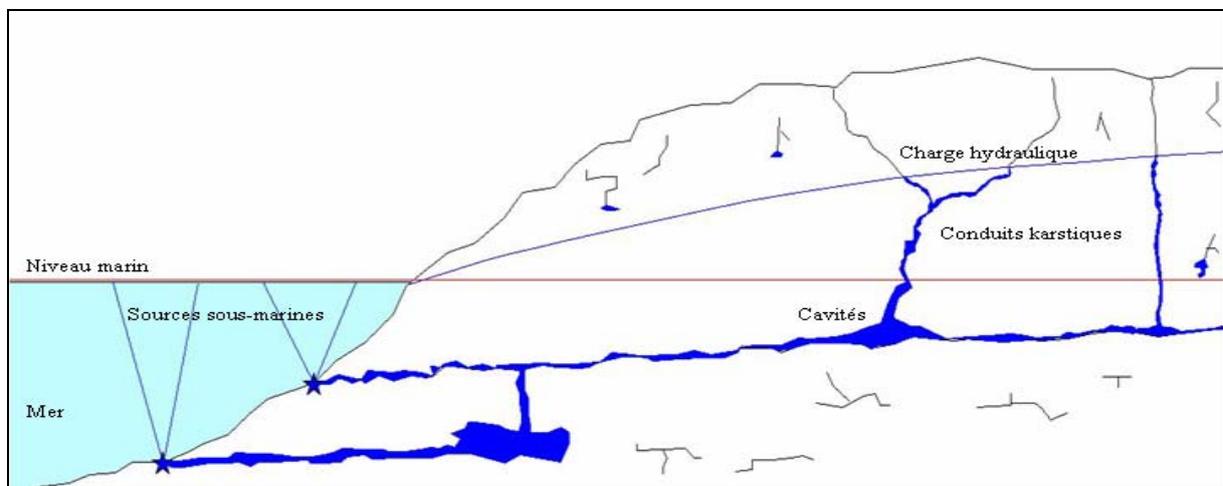


Figure 34. Classe 2 : aquifère karstique littoral bien développé (période de hautes eaux).

Par exemple, la source S12 de Chekka s'écoule de -110 m et la profondeur du conduit débouchant à la source de l'Almyros d'Héraklion par l'eau de mer, a été évaluée à -400 m (Arfib, 2001). Les réseaux de conduits de ces systèmes sont dimensionnés par rapport aux écoulements de crue et sur-dimensionnés lors d'étiage. Durant les basses eaux, la charge hydraulique dans l'aquifère est trop faible, en sorte que l'eau de mer pénètre par les conduits les plus profonds. Ce phénomène est clairement observé sur les sources de Chekka. En étiage, seules les sources situées dans la zone des -25 m s'écoulent, l'eau étant saumâtre (la conductivité en octobre 2004 sur la source S2 était d'environ 38 mS/cm). En période de crue, l'ensemble des conduits profonds s'active (apparition de la source S12) et l'eau s'écoulant des différentes sources est relativement douce avec 0.57 mS/cm comme conductivité de la même source au mois de mars 2006. Les sources littorales et sous-marines des systèmes karstiques appartenant à ce type sont caractérisées par un débit moyen important soumis à une forte variabilité saisonnière avec une eau douce et de très forts débits lors de crue et saumâtre à faible débit en étiage.

- Classe 3 : Système à karstification bien développée mais isolé de la mer

Après remontée du niveau de base, des conditions géologiques font que les conduits bien développés en profondeur deviennent inactifs selon un colmatage interne ou de la mise en place d'une couverture imperméable lors de la sédimentation marine. Les systèmes de ce type

semblent être les mieux adaptés pour une éventuelle exploitation, ils sont caractérisés par de forts débits et une faible salinité même en étiage (figure 35).

Un exemple à considérer, la source sous-marine de la Vise qui est un des exutoires de ce classe de système. Vu la présence de la morphologie de surface, des sources terrestres pérennes et saisonnières, des grottes et gouffres atteignant la zone noyée, il est clair que ce système a été soumis à une importante karstification. L'existence du bassin d'alimentation près de la côte lui donne une situation en théorie favorable à la mise en place de réseaux profonds, notamment lors de la crise Messinienne. Or la région littorale a été recouverte d'une épaisse formation imperméable pliocène et quaternaire. Les formations miocènes constituent le fond du bassin de Thau et il semble que le drainage karstique s'est développé sous ces formations. Au niveau de la source de la Vise l'épaisseur de la couche miocène est de moins de 30 m ; son érosion locale lors des émergences l'a amincie suffisamment pour que des écoulements se produisent quand l'aquifère est en charge.

Les sources sous-marines de Banyas (Syrie) sont un autre exemple à considérer. Elles appartiennent à cette même classe. Ces sources sont alimentées par l'aquifère du CT qui est captif sous un imperméable constitué par le basalte plio-quaternaire recouvrant des restes de marnes sénoniennes (Al-Charideh, 2007).

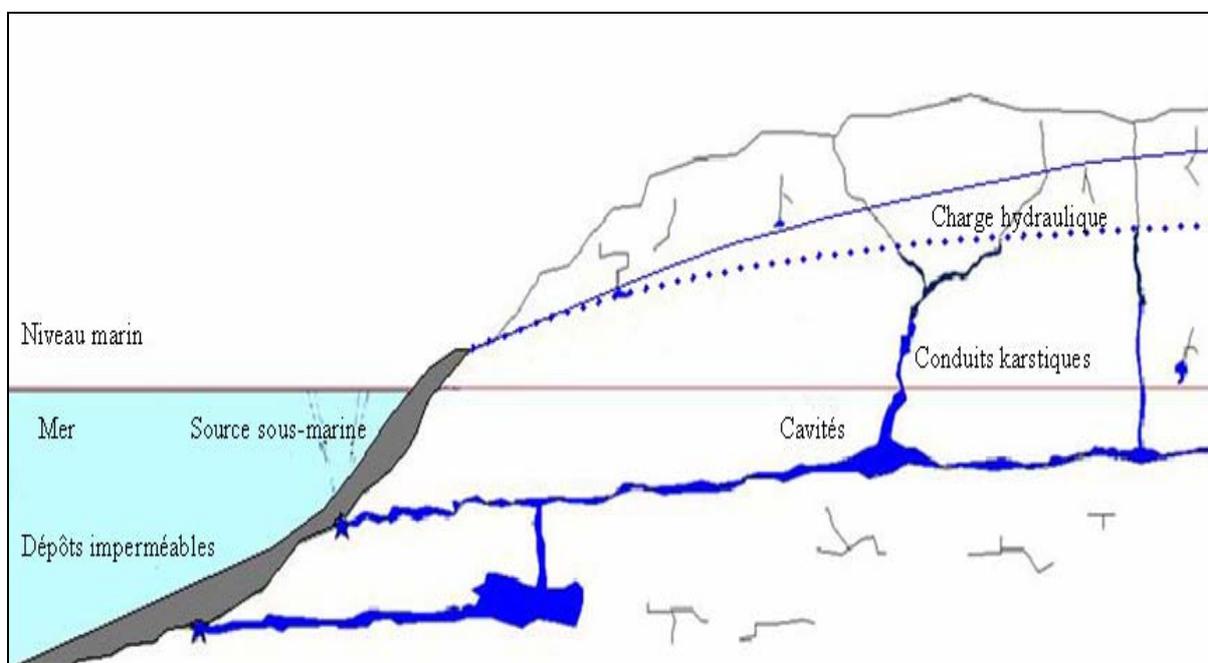


Figure 35. Classe 3 : Système à karstification bien développée mais isolés de la mer.

Ainsi nous allons étudier dans la suite de cette étude, les sources sous-marine de Chekka et précisément la source S2 appartenant au type 2 et qui fait le cœur de la thèse. Il faut noter qu'en France, les chercheurs du CNRS et du BRGM ont développé une méthode de recherche bien adaptée à la spécificité de ces ressources, et une approche d'exploitation pour les contrôler et protéger (Bakalowicz et Lachassagne, 1998). Cette méthode est basée sur des données hydrodynamiques et hydrogéochimiques à l'exutoire du système karstique (elle analyse le fonctionnement de l'aquifère). En identifiant et caractérisant l'aquifère karstique, cette méthode démontre son état d'exploitation, évalue sa vulnérabilité et propose des scénarios de gestion. En procédant étape par étape, les conditions de recharge et de décharge sont définies, le comportement de l'aquifère et la présence des conduits karstiques fonctionnels ou non fonctionnels sont identifiés.

2.3.2. Karst et karstification régionale

La partie centrale du Mont Liban est limitée à l'est par la faille majeure de Yamouneh, à l'ouest par une série de flexures. Le versant méditerranéen est découpé au sud par la faille de Batroun. Au sud les calcaires du Crétacé descendent en pente douce depuis la flexure jusqu'à la côte et au nord les calcaires disparaissent en profondeur le long de la flexure. La région de Chekka est limitée du côté de la mer par une série d'îles parallèles à la côte près de Tripoli renseigne sur les variations du niveau de la mer au Quaternaire.

L'évolution du paysage karstique continental est bien connue dans le calcaire du Jurassique. Dans la partie supérieure du bassin d'El Jaouz l'énorme effondrement de Balaa est à l'origine de l'alimentation de la source de Dalleh qui forme la source permanente du Nahr El Jaouz (figure 36).



Figure 36. Le gouffre-perte de Balaa (calcaire jurassique à l'amont du Nahr El Jaouz).

Cependant, les calcaires crétacés ne montrent pas des phénomènes karstiques aussi développés parce qu'ils sont constitués de bancs minces et que la partie centrale (C4b) est surtout marneuse contrairement aux calcaires jurassiques massifs. De plus, les calcaires crétacés affleurent souvent depuis très peu de temps, n'étant exposés que depuis l'érosion des marnes épaisses du Sénonien, durant la dernière phase de soulèvement. En surface, les calcaires présentent fréquemment des lapiaz, des dolines remplies de sols rouges et des grottes (figure 37). Il existe également un nombre élevé de grottes dans les trois bassins versants (Abou Ali, El Asfour et El Jaouz) présentant un remplissage constitué d'un concrétionnement stalagmitique, surmonté de dépôts fins non consolidés comme le cas de la grotte Saint Elie à Dar Beehtar (annexe 1).

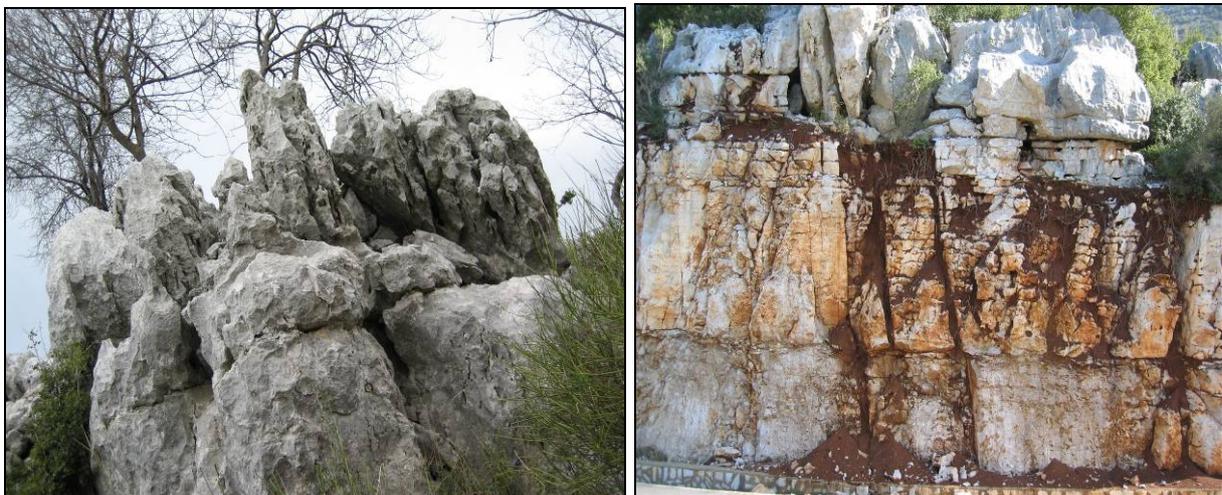


Figure 37. Lapiaz et épikarst à Douma et Beit Chlala (vallée supérieure d'El Jaouz).

Chapitre 3 - Fonctionnement de l'aquifère de la région de Chekka-Bcharreh-Tannourine

3.1. Approche hydrodynamique

L'aquifère jurassique de l'amont de la zone d'étude constitue les sources des principales rivières ; Nahr El Jaouz et Nahr El Asfour. Ces rivières ruissellent à travers le crétacé inférieur imperméable puis traverse les calcaires du crétacé supérieur, ensuite les marnes imperméables du Sénonien avant d'atteindre la mer.

Nahr El Jaouz est issu des crêtes et de la source de Dalleh à Beit Chlala. Il est long de 32 km jusqu'à son embouchure à Batroun. Son profil montre une perturbation complexe dans l'évolution du relief (Tannourine Ettahta) due aux perturbations hydrologiques. Le poljé de Kfarhelda indique l'écoulement souterrain tandis qu'en aval (entre Kaftoun et Msaylha) une reprise d'érosion se manifeste par une rupture du profil (figure 38).

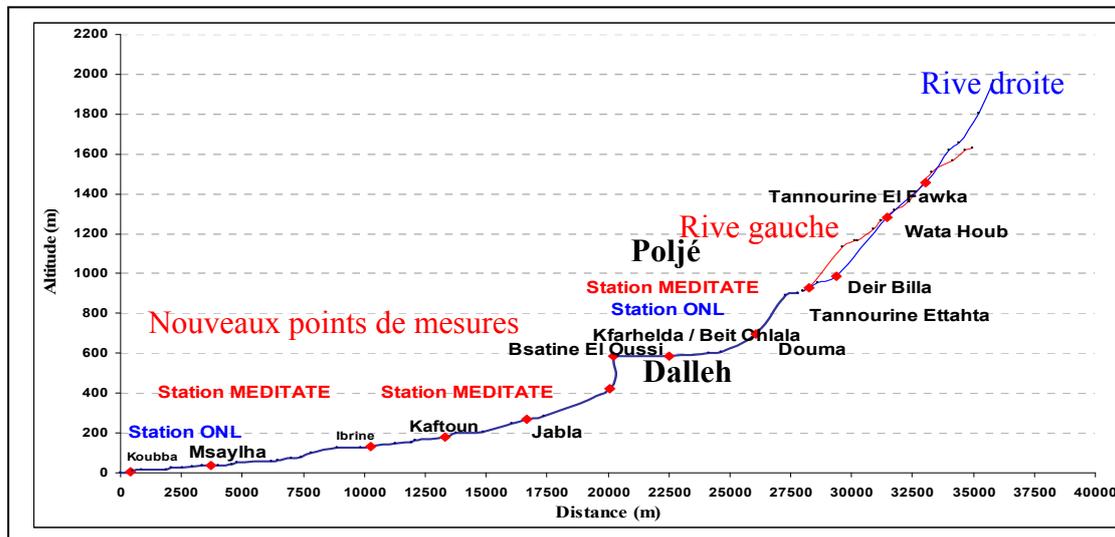


Figure 38. Stations hydrographiques existantes sur Nahr El Jaouz.

Ce cours d'eau est équipé avec deux stations hydrométriques ayant fonctionné de 1965 jusqu'à 1973 et de septembre 2003 à août 2006, à l'amont Beit Chlala et à l'aval Jaouz Embouchure ou Msaylha. Cependant, l'examen détaillé des hydrogrammes montre que les valeurs de débits mensuels subissent une diminution des débits de l'amont vers l'aval. Cette diminution est habituellement interprétée comme la conséquence des prélèvements pour l'eau potable et, surtout, l'irrigation.

Nahr El Asfour prend sa source à Mar Challita. Le cours principal est long de 33 km (figure 39). Il est équipé par une seule station hydrométrique à Bziza qui n'a enregistré que trois cycles hydrologiques de septembre 1969 à août 1972, puis de septembre 2003 à août 2006.

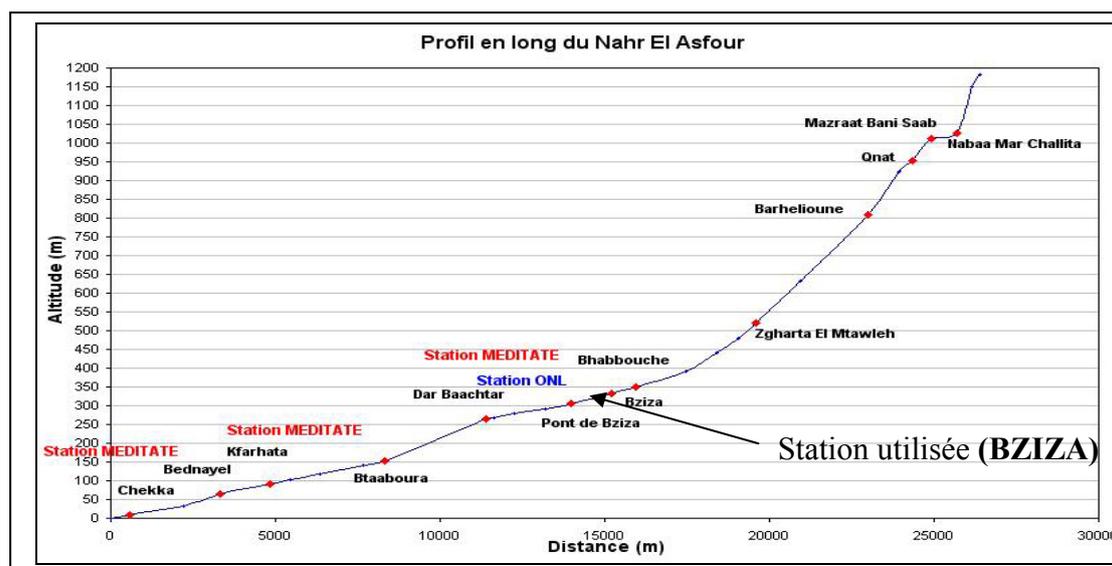


Figure 39. Profil en long et stations hydrométriques du Nahr El Asfour.

Cette rivière est caractérisée par un faible débit et s'assèche au milieu du printemps. Le bassin versant du Nahr El Asfour est caractérisé par de nombreuses grottes et cavités karstiques. Cette karstification rend probable l'existence de fuites dans le lit de la rivière.

Ces stations sont gérées par l'Office National du Litani (ONL). Les données disponibles de débits sur les rivières ont été traitées pour étudier le fonctionnement hydrodynamique des aquifères qui les alimentent. Bien que les deux sources jaillissent d'aquifères jurassiques et ne soient pas représentatives de l'aquifère CT, on suppose que leur fonctionnement informera sur l'état de développement du karst dans toute la région.

3.1.1. Analyse des hydrogrammes

L'analyse des hydrogrammes d'une rivière drainant un bassin versant permet d'évaluer les débits des écoulements de surfaces et de donner une approche quantitative sur les écoulements souterrains de ce bassin. De plus, le débit des écoulements souterrains peut être connu à tout instant, alors que la méthode du bilan hydrologique n'en permet qu'une évaluation intégrée sur une longue période de temps, choisie généralement comme étant le cycle hydrologique annuel (d'un été à l'autre). La connaissance de ce débit n'est qu'une information partielle dans la connaissance générale des eaux souterraines, puisqu'elle ne renseigne ni sur les volumes réels des eaux souterraines, ni sur leurs vitesses d'écoulement et les coefficients d'emmagasinement. L'obtention de cette information nécessite donc une approche hydrodynamique complète et complexe des systèmes hydrologiques.

Les deux rivières El Jaouz et Asfour ont été équipées de limnigraphes respectivement entre 1966 et 1969, les enregistrements ont continué jusqu'à 1974. Ces mesures de débits ont été interrompues avec la guerre libanaise et ont été reprises par l'ONL (Office National du Litani) de 2002 jusqu'à nos jours. Un seul limnigraphe a été installé sur le Nahr El Asfour, à 3 kilomètres en aval de la source de Mar Challita. Sur Nahr El Jaouz la station de Beit Chlala est placée à l'aval de la prise d'eau du captage d'eau potable. Dans les deux cas les séries récentes de débit sont incomplètes et présentent quelques erreurs. Les anciennes mesures sont de bonne qualité et une seule récession est observée par cycle hydrologique. Les données récentes ne sont pas interprétables en raison de paliers et d'anomalies dans les chroniques de débits ainsi que les fuites et les prélèvements se produisent dans la région. Par conséquent, les analyses de débits classés, les analyses des courbes de récession et les analyses corrélatoires et

spectrales seront appliqués sur les chroniques anciennes, c'est-à-dire entre 1966 et 1974 (de climat différent) puisque les mesures récentes (2004, 2005 et 2006) ne sont pas représentatives du cycle hydrologique à cause des anomalies trouvées (ruptures et variations aberrantes des chroniques enregistrées) (figure 40 et 41).

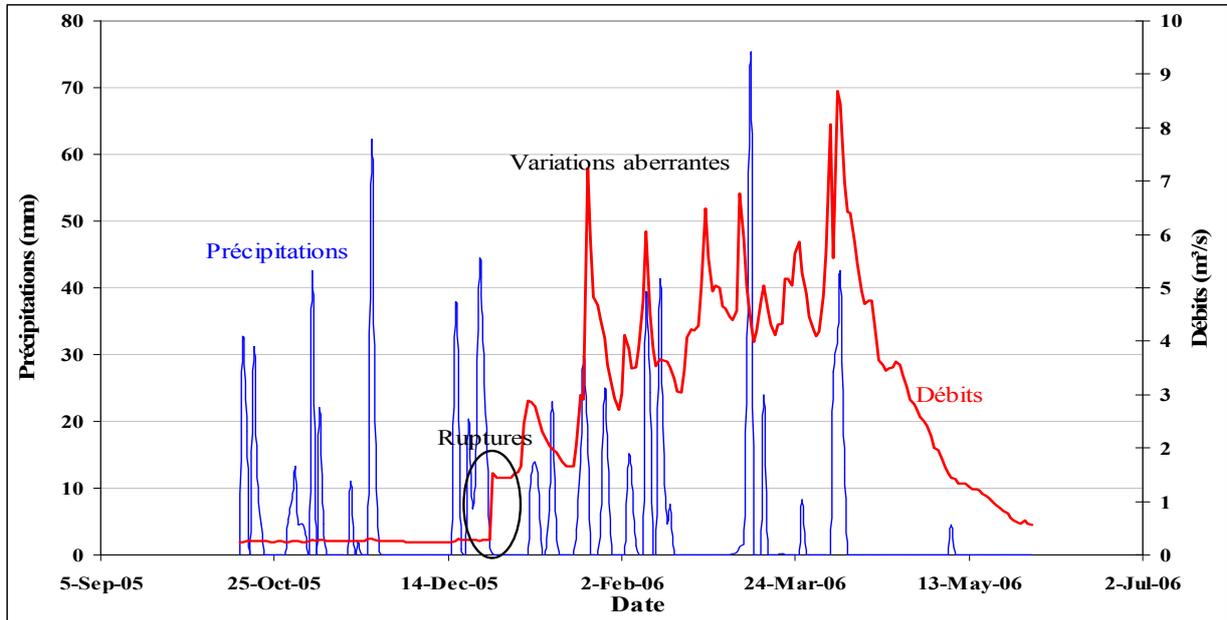


Figure 40. Chronique de pluies et débits journaliers à Beit Chlala du 1er sept. 05 au 15 juin 06.

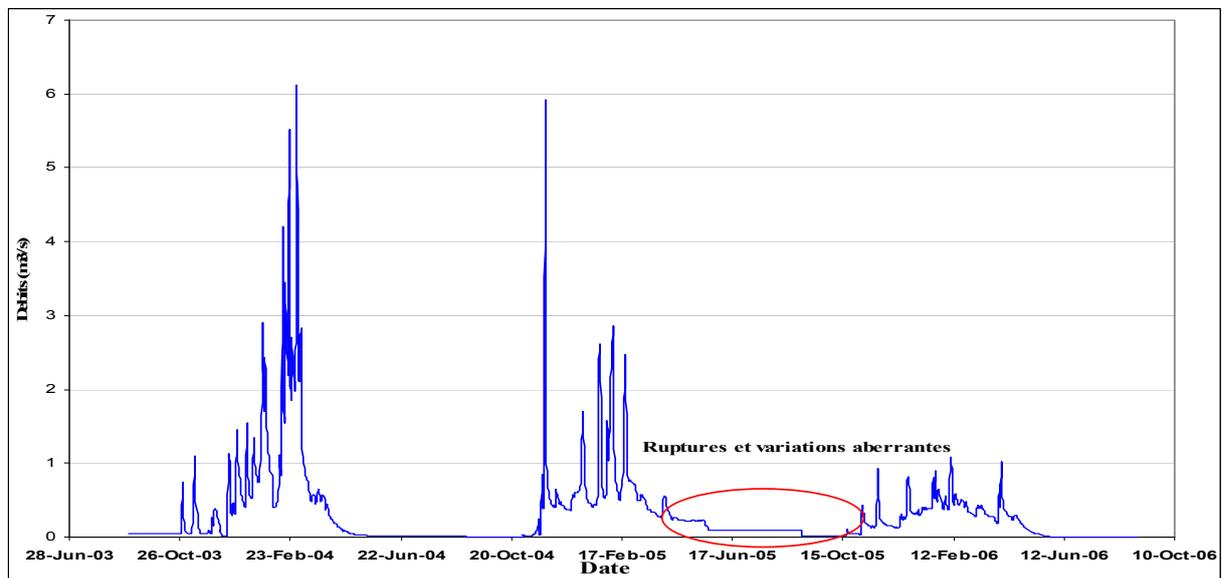


Figure 41. Chronique de débits journaliers à Bziza du 1er septembre 2003 au 31 août 2006.

Les stations pluviométriques sont nombreuses dans la région de Chekka et les bassins qui l'entourent. La hauteur moyenne annuelle enregistrée sur ces bassins varie selon l'altitude de 900 mm à 1500mm et le régime se caractérise par l'existence de deux saisons : une pluvieuse, d'octobre à avril et une sèche, de mai à septembre. Cette distribution des précipitations est typique du climat méditerranéen. Les données journalières de pluie sont disponibles à la station de Kaftoun entre 1964 et 1971 (figure 42). La nature des précipitations

n'est pas précise (neige) et on n'a pas eu accès à des données plus récentes pour cette station. Pour cette raison, on a utilisé les pluies enregistrées à Kfarhelda pour la chronique 2005-2006 (figure 43).

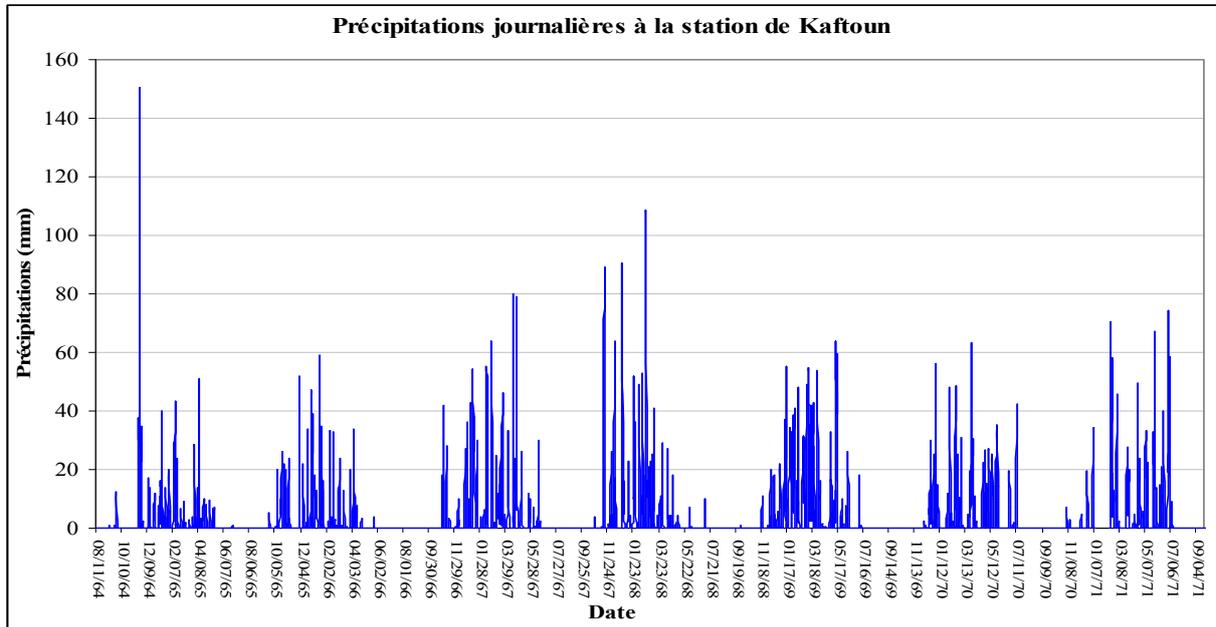


Figure 42. Pluies journalières à Kaftoun entre fin août 1964 et le premier septembre 1971.

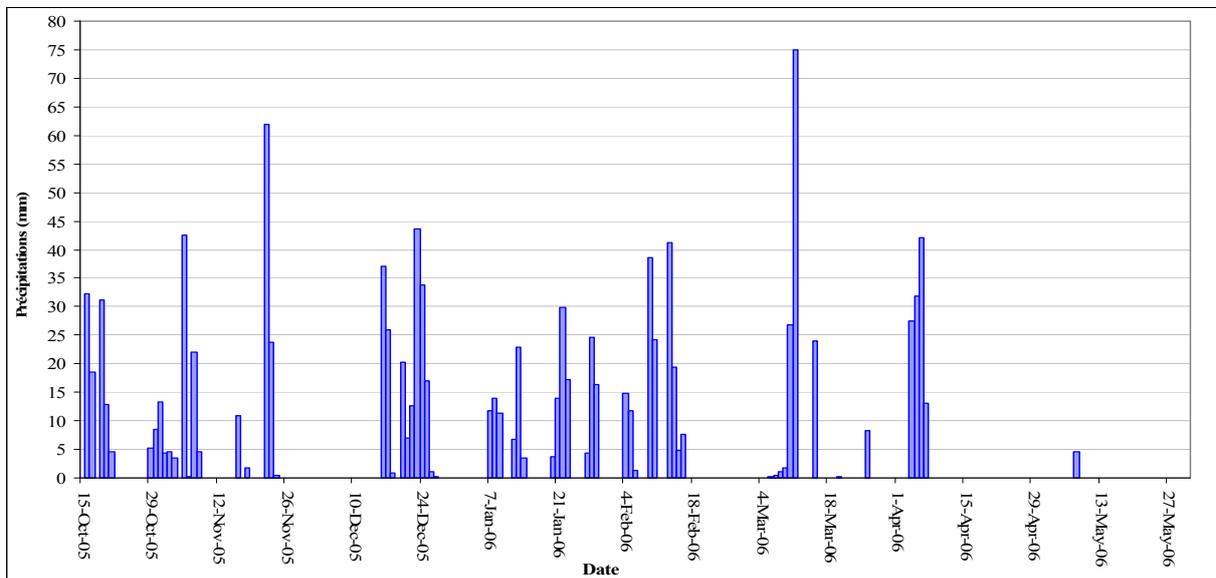


Figure 43. Exemple des pluies journalières à Kfarhelda entre 15 octobre 2005 et 31 mai 2006.

Pour tester la représentativité des données pluviométriques, on a comparé les données journalières enregistrées du limnigraphe de Beit Chlala et de la station pluviométrique de Kaftoun (250 m d'altitude, située au massif centrale du bassin de Nahr El Jaouz) pour la même chronique qui s'étend du 1966 jusqu'à 1971 (figure 44). Cycle par cycle, on a calculé la hauteur totale des précipitations et le volume écoulé. Pour les trois premiers cycles les données sont cohérentes entre elles de telle façon que le volume écoulé de la source augmente avec les précipitations tandis que pour les deux derniers, qui sont caractérisés par des précipitations et

des volumes écoulés plus faibles à ceux des précédents cycles, l'incohérence apparaît clairement. En effet le cycle 69-70 a une lame de pluie de 1061 mm avec un volume écoulé de 39 hm³ tandis que ces valeurs sont de 862 mm et 61 hm³ pour 70-71. Il n'est pas possible de définir sur lequel des deux cycles les données sont erronées. De même, les précipitations associées aux crues les plus importantes (caractérisées par un débit journalier supérieur à 19 m³/s) ont été étudiées. Par exemple l'événement du 14 janvier 1968 montre un débit de crue de 26 m³/s avec une pluie de 36 mm par contre celui du 4 avril 1971 montre 21 m³/s pour une précipitation nulle. Les deux exemples montrent la mauvaise représentativité (ou peu représentative) des données de précipitations qui est, probablement, liée à l'utilisation d'une station météorologique unique sur un bassin d'alimentation caractérisé par des variations altitudinales importantes et par la contribution probable de neige à certains moments.

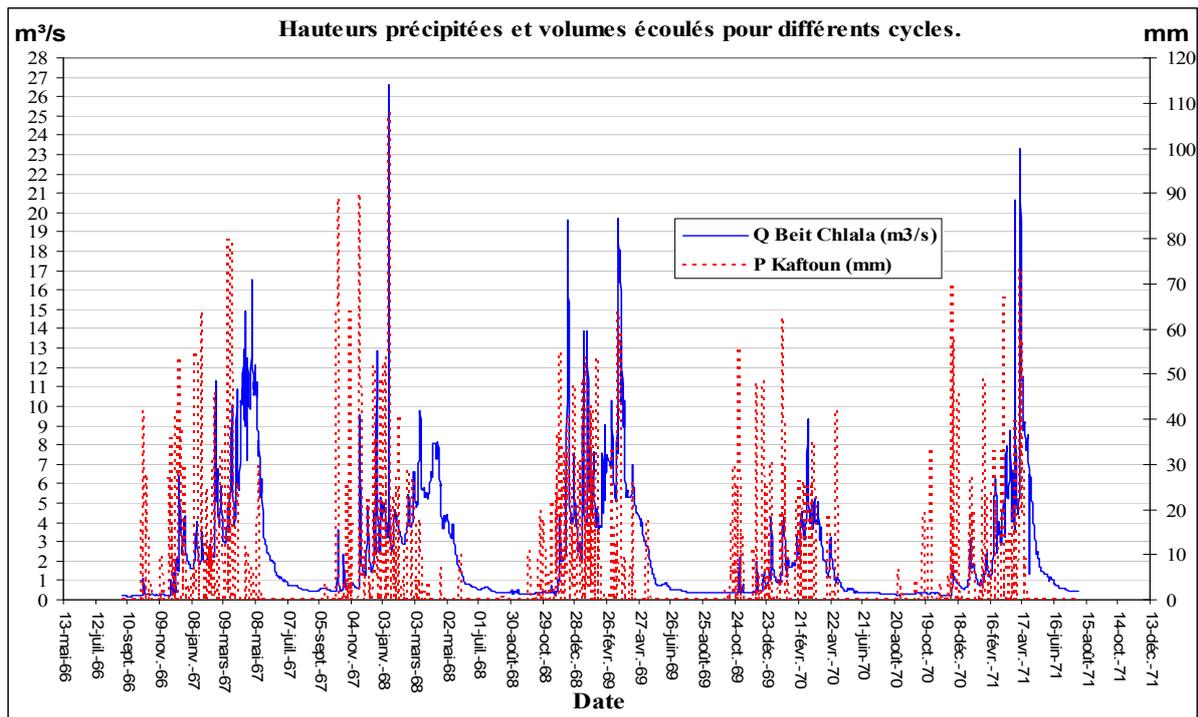


Figure 44. Comparaison entre pluies de Kaftoun et débits de Beit Chlala.

3.1.2. Fonctionnement hydrodynamique de certaines sources

A l'intérieur du cycle hydrologique, les eaux souterraines jouent un grand rôle puisqu'elles sont un maillon important des phénomènes complexes d'échange entre les différents compartiments. Elles contribuent à l'alimentation des sources et des rivières. La contribution aux rivières est importante au point que la plupart des rivières maintiennent, grâce aux eaux souterraines, un débit d'écoulement durant les périodes sans apport d'eau par ruissellement de surface. De telles rivières sont typiques des régions méditerranéennes et semi-arides où les précipitations sont absentes durant une longue période de l'année.

L'écoulement de base d'un cours d'eau est la composante de l'écoulement total de celui-ci résultant de son alimentation par les seules eaux souterraines. Par rapport au ruissellement de surface, l'écoulement de base est différent du fait de l'effet régulateur des aquifères. Les systèmes souterrains stockent en effet temporairement de grands volumes d'eau, et retardent, d'une certaine façon, les circulations des eaux à travers le cycle hydrologique. Ce ralentissement stabilise certains phénomènes transitoires comme les apports importants et

rapides d'eau (crues dues aux périodes pluvieuses et aux orages, et assure ainsi une relative pérennité aux sources et aux rivières par des apports souterrains plus réguliers dans le temps.

Dans les chapitres précédents, on a montré que les deux rivières (Nahr El Jaouz et Nahr El Asfour) traversent des zones karstiques bien développées et que leurs eaux proviennent de sources karstiques telle la source de Mar Challita (Nahr El Asfour) et de Dalleh (Nahr El Jaouz). Il existe donc des aquifères karstiques qui les alimentent à l'amont. Dans ces aquifères, marqués par une hétérogénéité due à la karstification et à la hiérarchisation des écoulements, les lois classiques régissant les écoulements en milieu poreux ou fissurés sont rarement vérifiées. L'application de ces lois aboutit à des résultats incompatibles avec la réalité parce que les discontinuités provoquées par le drainage et par la structure que le karst détermine, posent un problème majeur dans l'étude de ce milieu. Pour résoudre ce problème, Mangin (1975) et Bakalowicz (1979) ont proposé d'étudier le milieu karstique dans son ensemble, c'est-à-dire comme étant un système dont la caractérisation de la structure est faite à partir de l'analyse d'une fonction d'entrée (les précipitations), et une fonction de sortie (les débits).

Comme méthodes d'analyses de la structure de l'aquifère karstique à partir de son fonctionnement hydrodynamique, les deux chercheurs ont utilisé trois méthodes :

- L'analyse des débits classés,
- L'analyse de la courbe de récession,
- L'analyse corrélatoire et spectrale.

3.1.2.1. Analyses des débits classés

La méthode des débits classés est couramment utilisée dans le domaine de l'hydrologie de surface aux fins de décrire et de comparer les régimes des cours d'eau pour estimer les débits extrêmes. Ces régimes sont répétitifs, se produisent pour des valeurs de débit particulières et induisent une modification durable de l'écoulement à l'exutoire. Dans le cas de l'étude des aquifères karstiques, l'approche est de type descriptif.

3.1.2.1.1. Méthode et fondement mathématique

La méthode proposée par Mangin (1971) repose sur un classement et une représentation des débits journaliers rangés par ordre de grandeur décroissante sous la forme d'une courbe de distribution des fréquences qui fournit les valeurs de débits Q atteintes ou dépassées pour un nombre de jours (ou pourcentage du temps total d'observation). La distribution des classes de débits exprimée en pourcentage cumulé, est reportée en ordonnées sur une échelle de probabilité, et les classes en abscisses sur une échelle arithmétique ou logarithmique. Une loi est alors choisie pour représenter la courbe obtenue. Le choix de la loi est arbitraire, celle-ci pouvant être déterministe, empirique ou statistique. Dans le cas présent, la loi choisie est statistique et dérive de la loi de Laplace pour laquelle intervient un nombre limité de paramètres. L'interprétation de la courbe obtenue repose sur l'identification d'anomalies affectant la droite représentative, anomalies représentées par des variations de pente. L'information obtenue sur le fonctionnement du système est différente selon les ruptures de pente indiquant ainsi une variation dans le régime d'écoulement.

Le résultat est un histogramme des débits classés sur lequel on a ajusté une fonction $F(x)$ décrite par Mangin (Mangin 1971) qui donne les valeurs de y (en pourcentage) en fonction de x .

$$Y = \Pr(X < x) = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \int_0^x e^{-\frac{u^2}{2}} .du$$

Pour fournir une représentation linéaire de la loi, dans le cas de la courbe de distribution des débits classés, un changement de variable est nécessaire. On a posé $x = a(\log Q - \log Q_0)$ tel que "a" est une constante positive. Divers paramètres sont ensuite calculés à partir de cette présentation. L'ajustement de lois statistiques (Galton, Gauss) permet de "réduire" cette courbe à une expression analytique. La courbe obtenue est souvent une droite toujours croissante. Certaines anomalies correspondant à des variations de pente peuvent affecter cette droite.

Ces anomalies, dont Marsaud (1997) a traité différents types de diagrammes de débits classés, traduisent ces variations dans les vitesses de croissance ou de décroissance des débits ont plusieurs origines :

- Mise en fonctionnement de trop-plein
- Fuites vers un autre système
- Stockage momentané
- Fuites ou débordement de la station de jaugeage lors des hautes eaux
- Apports en provenance d'un autre système
- La station de jaugeage prend en compte lors des crues des écoulements n'appartenant pas au système
- Apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur
- Constitution d'une réserve
- Piégeage d'une réserve lors de la décrue et restitution au cours du tarissement.
- Extrapolation incorrecte de la courbe de tarage conduisent à une sur- ou sous-estimation des fort débit.

3.1.2.1.2. Interprétation des courbes

L'augmentation de pente de la droite représentative est déterminée par l'augmentation du pourcentage des débits pour un certain nombre de classes, c'est-à-dire pour une croissance ou une décroissance moins rapide des débits pour ces classes tandis que la diminution de pente est en relation avec une croissance ou une décroissance plus rapide des débits pour certaines classes. Donc, suivant que ces conditions apparaissent soit au cours de la crue, soit au cours de la décrue et du tarissement, elles sont dues à des causes différentes :

En période de crue à moyens et forts débits :

- Une forte pente correspond à l'apport d'une réserve issue d'un autre bassin parce qu'un déstockage d'une réserve préexistante ne passera que pendant un tarissement.
- Une faible pente est déterminée par une perte produite par un stockage momentané ou par phénomène de trop-plein.

En période de décrue et de tarissement à moyens et faibles débits :

- Une diminution plus rapide des pentes est le résultat de la présence des relâchements d'eaux dans un circuit karstique par écoulement ou par la formation d'une réserve restituée lors d'un cycle postérieur.
- Une diminution moins rapide est observée pour le cas d'un stockage d'une réserve préexistante.

Selon les ruptures de pentes des diagrammes, Marsaud a traité et interprété différents types de diagrammes de débits classés. Dans nos analyses, on a suivi cette même classification mais toujours en comparant les anomalies trouvées sur les courbes avec les observations et les phénomènes de terrain et en considérant la validité de la courbe de tarage pour les hauts débits qui donne une sous ou surestimation des débits.

3.1.2.1.3. Application et analyse des débits classés des systèmes

Les analyses des débits classés ont été faite au moyen d'une feuille de calcul Excel créée par Bernard Ladouche, ingénieur au BRGM. Les données disponibles du Nahr El Jaouz et du Nahr El Asfour ont constitué une chronique entière de débits, respectivement du septembre 66 à août 74 et du septembre 69 à août 74, et des cycles hydrologiques unitaires pour affiner l'interprétation (cycles 69-70, 70-71 et 71-72 pour Nahr El Asfour et tous les cycles allant du 66-67 jusqu'à 73-74 pour Nahr El Jaouz). Chaque cycle commence avec les premières crues et se termine avec la fin d'étiage (début de la crue du second cycle).

Analyse sur Nahr El Asfour

Par manque de données de débits enregistrées à la station du pont de Bziza (amont du Nahr El Asfour), seulement trois cycles hydrologiques ont été retenus (figure 45).

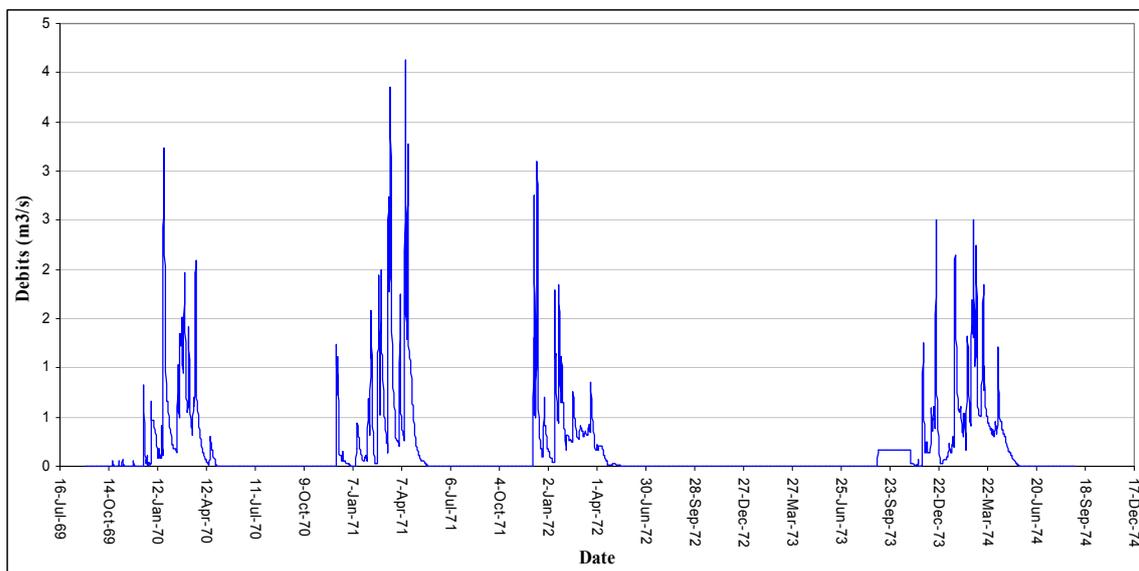


Figure 45. Chronique de débits du Nahr El Asfour au pont de Bziza.

Les trois cycles ont été analysés en choisissant des classes de 50 l/s : le premier s'étend du 21 octobre 1969 au 7 décembre 1970 et représente une année hydrologique sèche. Le deuxième du 8 décembre 1970 au 2 décembre 1971 représente une année pluvieuse normale et le troisième du 3 décembre 1971 au 5 mai 1972 représente une année hydrologique sèche. Puis les débits sur la chronique entière de 1969 à 1972 ont été analysés. La loi choisie pour le pont de Bziza est une loi normale et les résultats sont représentés dans les figures suivantes (figures 46, 47, 48 et 49).

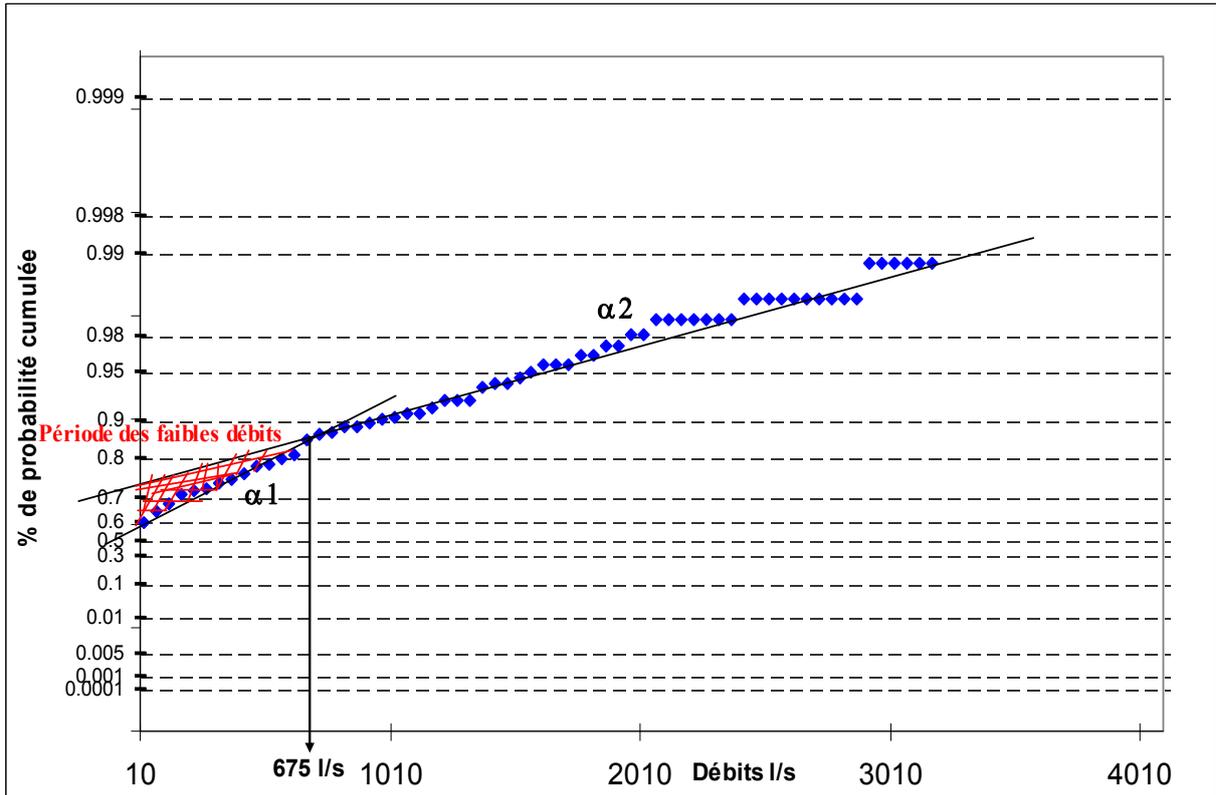


Figure 46. Débits classés du Pont de Bziza pour le cycle hydrologique de 1969-1970 (cycle sec).

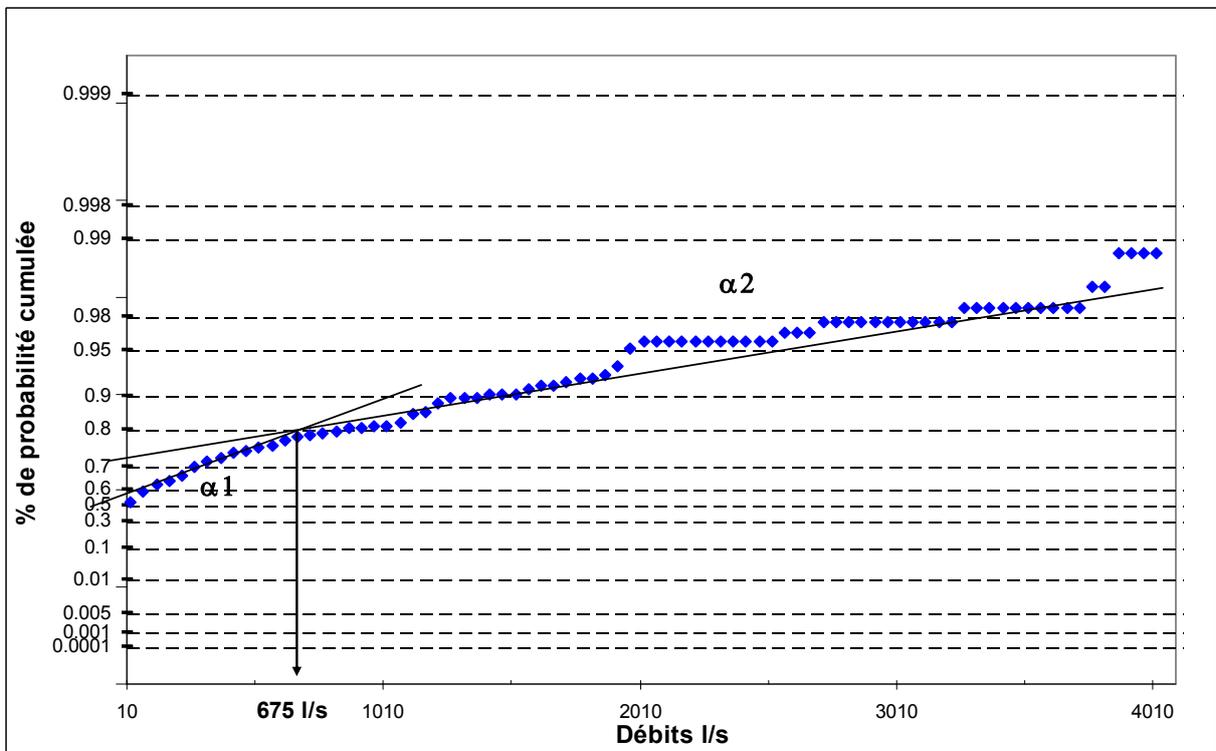


Figure 47. Débits classés du Pont de Bziza pour le cycle hydrologique de 1970-1971 (cycle pluvieux normal).

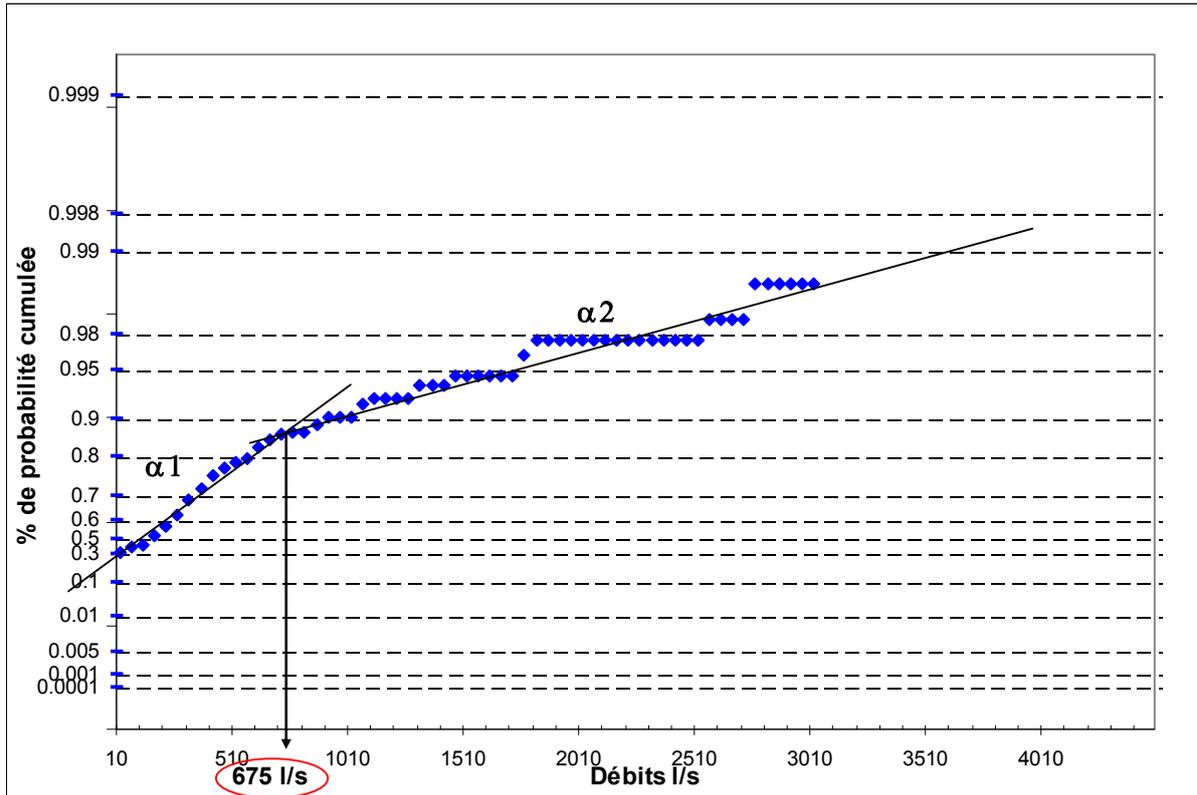


Figure 48. Débits classés du Pont de Bziza pour le cycle hydrologique de 1971-1972 (cycle sec).

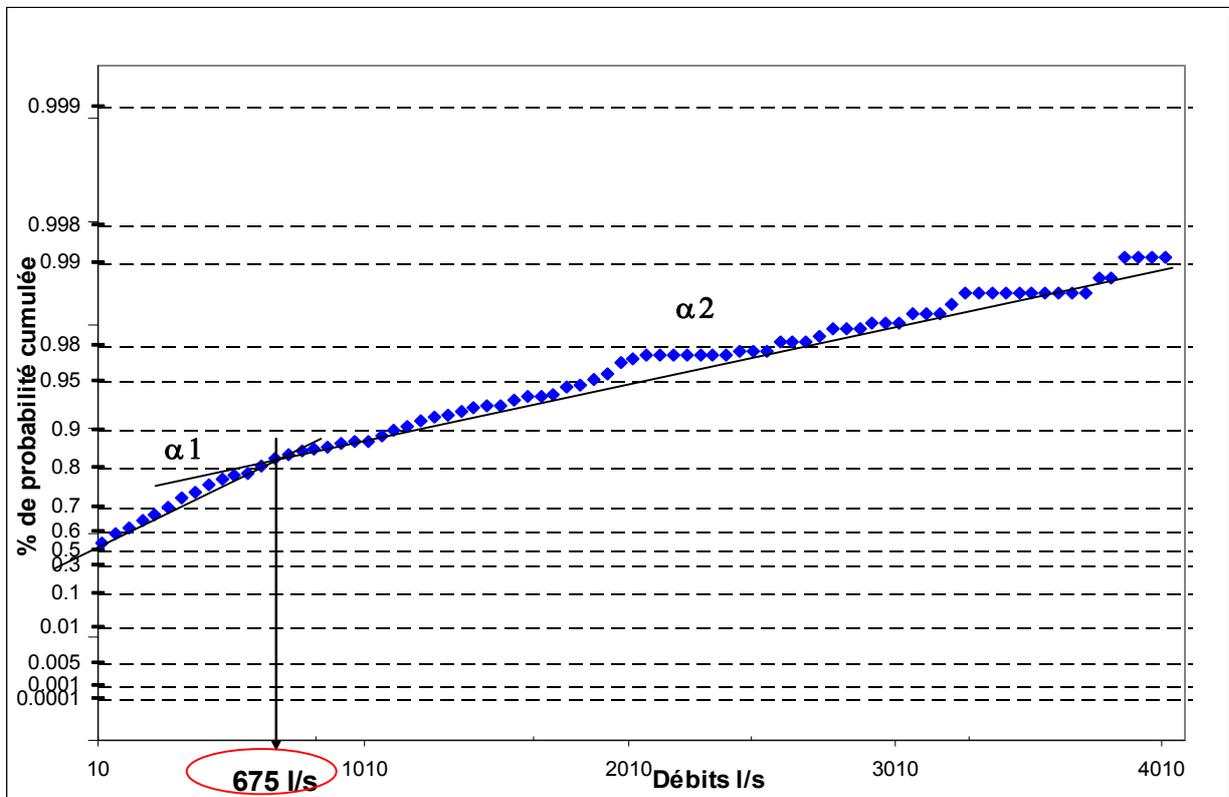


Figure 49. Débits classés du Pont de Bziza pour la chronique entière (1969-1972).

Les analyses des trois cycles unitaires et même celui de la chronique entière montrent une rupture de pente vers 675 l/s avec $\alpha_2 < \alpha_1$. D'après Marsaud (1997), ceci peut être dû à des apports en provenance d'un autre système. La rupture de pente reproduite chaque année exprime une sous-estimation des jours à faibles débits c'est-à-dire de la fréquence des débits. En effet, au bas débit les apports supplémentaires sont dus aux réserves de l'année précédente.

Nahr El Jaouz à la station de Beit Chlala

La chronique disponible de débits à Beit Chlala sur Nahr El Jaouz commence en septembre 1966 et termine en août 1974 (figure 50). Elle présente des cycles pluvieux (66-67, 67-68 et 68-69), des cycles secs (69-70, 71-72 et 72-73) et deux cycles normaux (70-71 et 73-74).

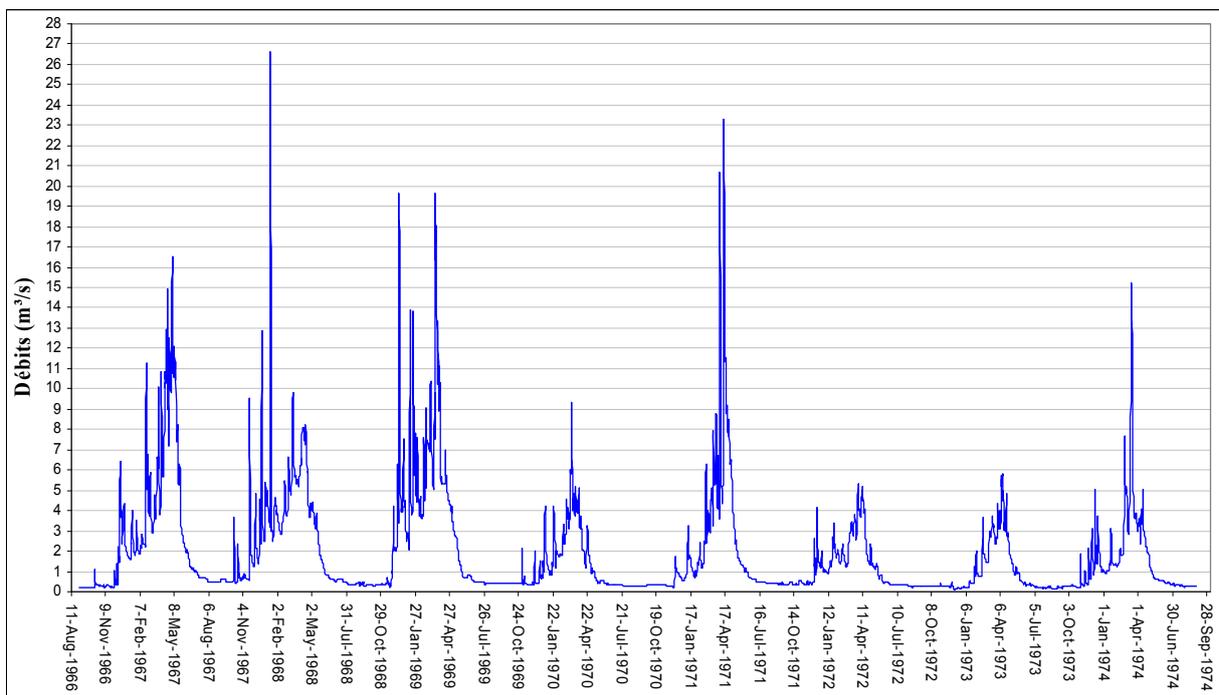


Figure 50. Chronique de débits du Nahr El Jaouz à Beit Chlala.

L'analyse des débits classés a porté soit sur la chronique entière soit sur chacun des cycles.

Analyse de la chronique entière

La même démarche est appliquée au Nahr El Jaouz à Beit Chlala mais avec des classes de débits plus grandes (300 l/s). La chronique analysée s'étend sur huit cycles hydrologiques, de 1967 à 1974 et est conduite à l'aide de classes de débits de 300 l/s avec une loi de distribution log normale (figure 51). Mais avant de proposer des solutions portant sur l'anomalie de la courbe, il faut toujours poser la question sur la qualité des données utilisées. Le limnigraphe de Beit Chlala, bien qu'il soit assez stable, enregistre la somme de débits de la source de Dalleh, exploitée pour l'alimentation en eau potable, et des eaux de ruissellement provenant des hautes montagnes (Tannourine). Il subit de temps en temps des arrêts de fonctionnement de plusieurs jours. En plus, sur cette station, le pourtour est aménagé d'une

façon à augmenter le niveau de la rivière par la construction (petite digue) à l'aval du limnigraphe servant comme piscine pour le restaurant de Dalleh. Ce seuil stabilise la fonction mathématique reliant la hauteur de l'eau au débit qui ne varie pas d'une année à l'autre. En effet, pour une même hauteur d'eau on aura toujours la même vitesse et les données de débits remarquent cette stabilité.

La courbe de tarage est établie avec des extrapolations qui servent souvent au passage de la hauteur au débit. Pour faire ces extrapolations des jaugeages très précis et assez fréquents doivent être faits. Or le nombre de jaugeages, dans les conditions actuelles, n'est pas assez élevé et ces jaugeages sont concentrés pour les faibles débits et ne dépassent pas 15 m³/s alors que l'extrapolation atteint une vingtaine de mètres cubes et parfois plus, ce qui pourrait conduire à des estimations imprécises.

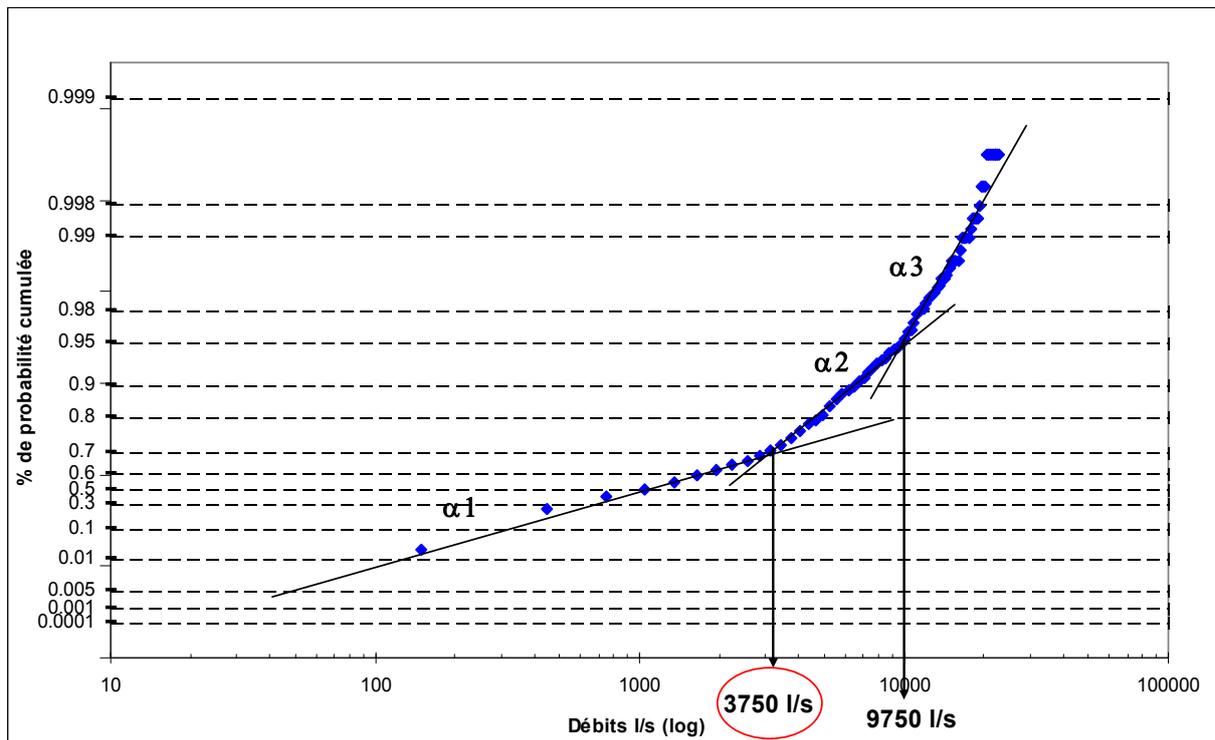


Figure 51. Débits classés du Beit Chlala pour la chronique entière (1966-1974).

La figure 51 montre deux ruptures de pente : la première vers 3750 l/s et la deuxième vers 9750 l/s avec $\alpha_1 < \alpha_2 < \alpha_3$. D'après Marsaud (1997), cette rupture peut être attribuée à un fonctionnement de trop plein qui part dans la vallée du Nahr El Jaouz ou une fuite (perte). La rupture à 9750 l/s ne peut pas être interprétée à cause du faible effectif de débits supérieurs à cette valeur mais pourrait correspondre à une fuite ou débordement de la station de jaugeage lors des hautes eaux ce qui produit une sous-estimation des débits de crue. Enfin, cette anomalie peut résulter d'une mauvaise extrapolation des courbes de tarage. L'analyse cycle par cycle permettra de valider ou rejeter cette interprétation.

Analyse cycle par cycle

Suivant l'état du cycle hydrologique tous les cycles disponibles de Beit Chlala ont été traités afin d'identifier les anomalies affectant les chroniques de débit ainsi que la variation des ruptures (figures : 52, 53, 54, 55, 56, 57 et 58). La classe de débit choisie est de 300 l/s.

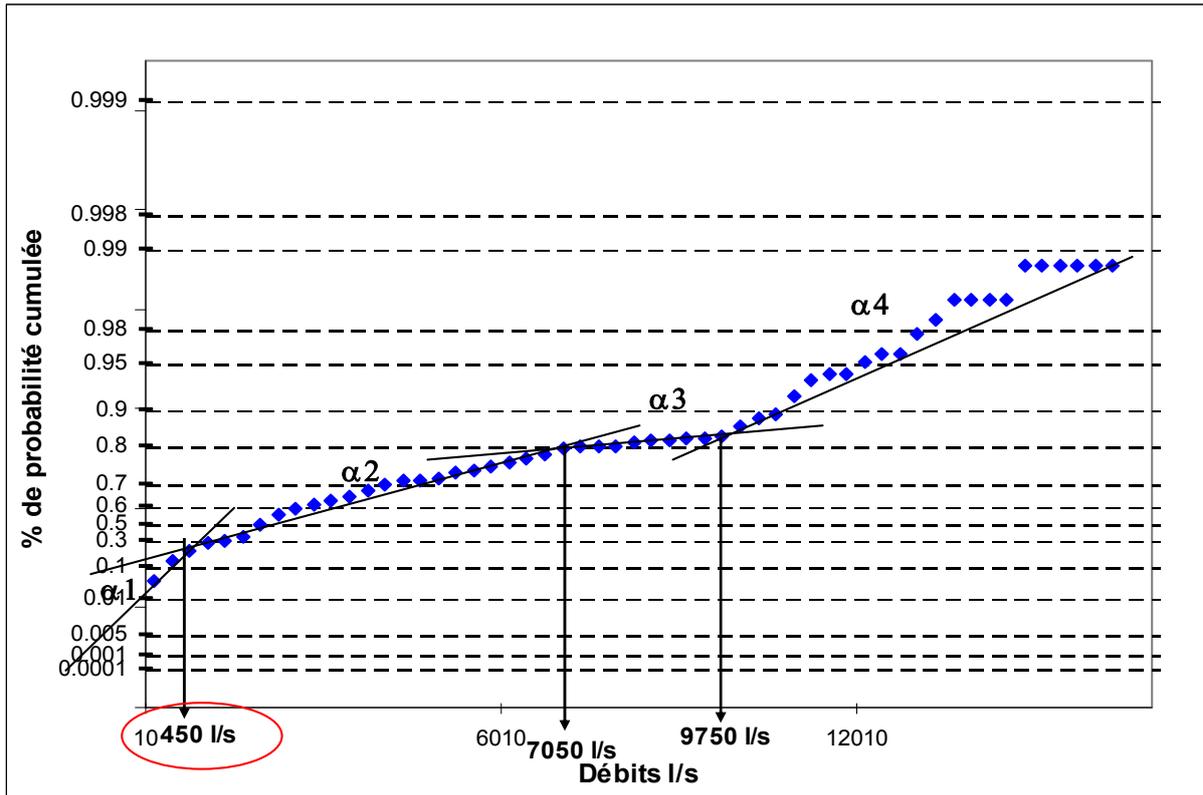


Figure 52. Débits classés de Beit Chlala pour le cycle hydrologique de 1966-1967.

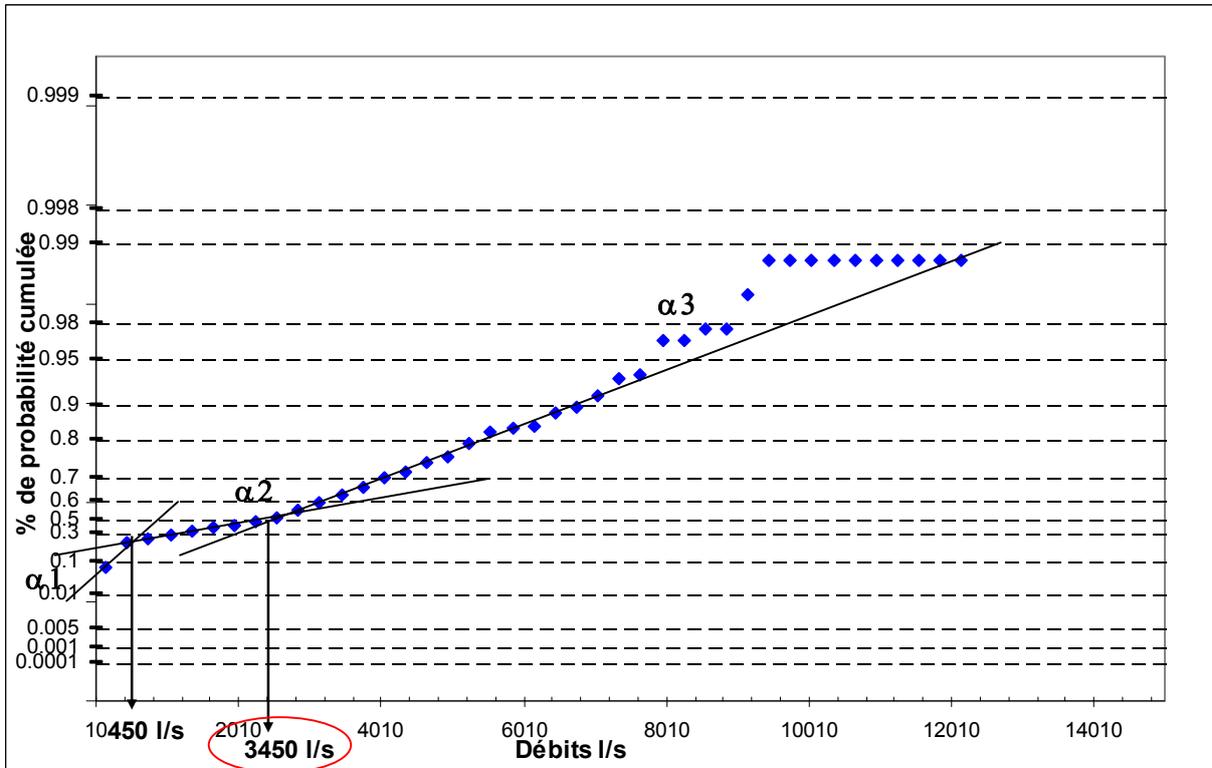


Figure 53. Débits classés de Beit Chlala pour le cycle hydrologique de 1967-1968.

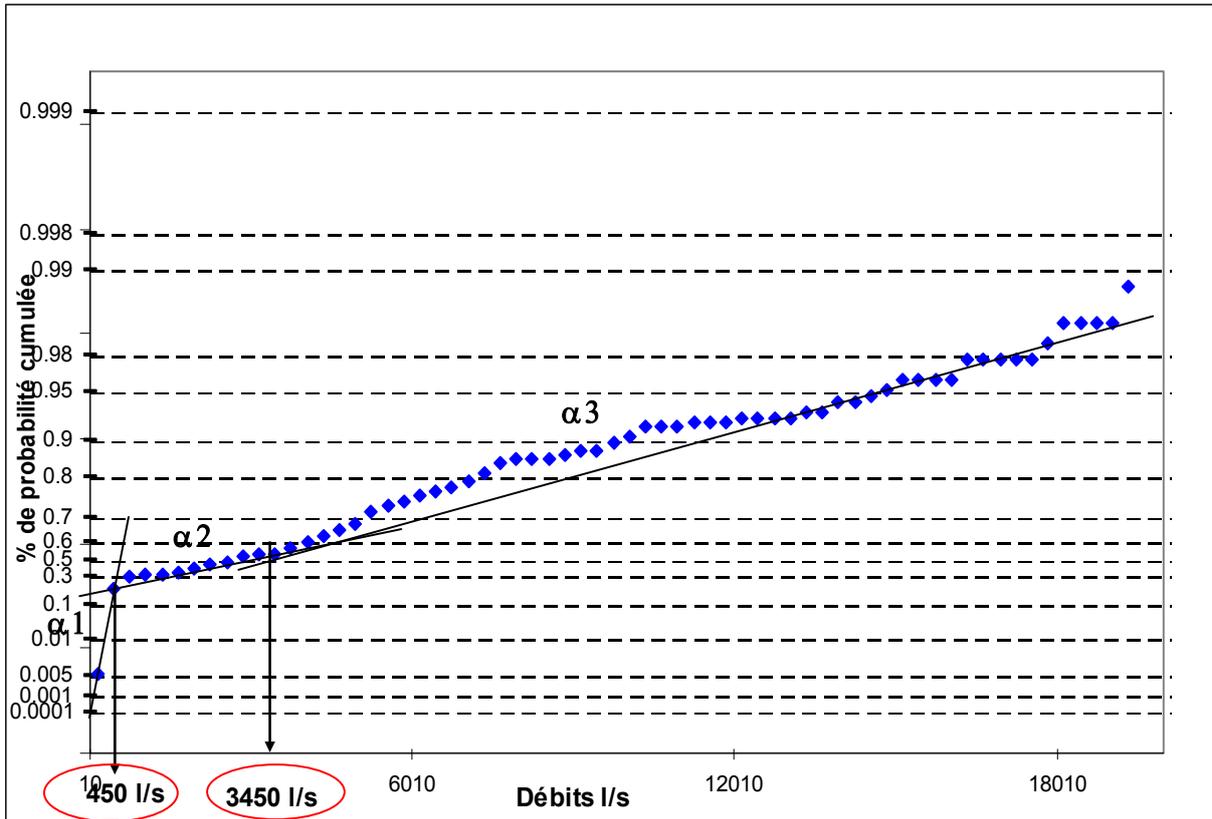


Figure 54. Débits classés de Beit Chlala pour le cycle hydrologique de 1968-1969.

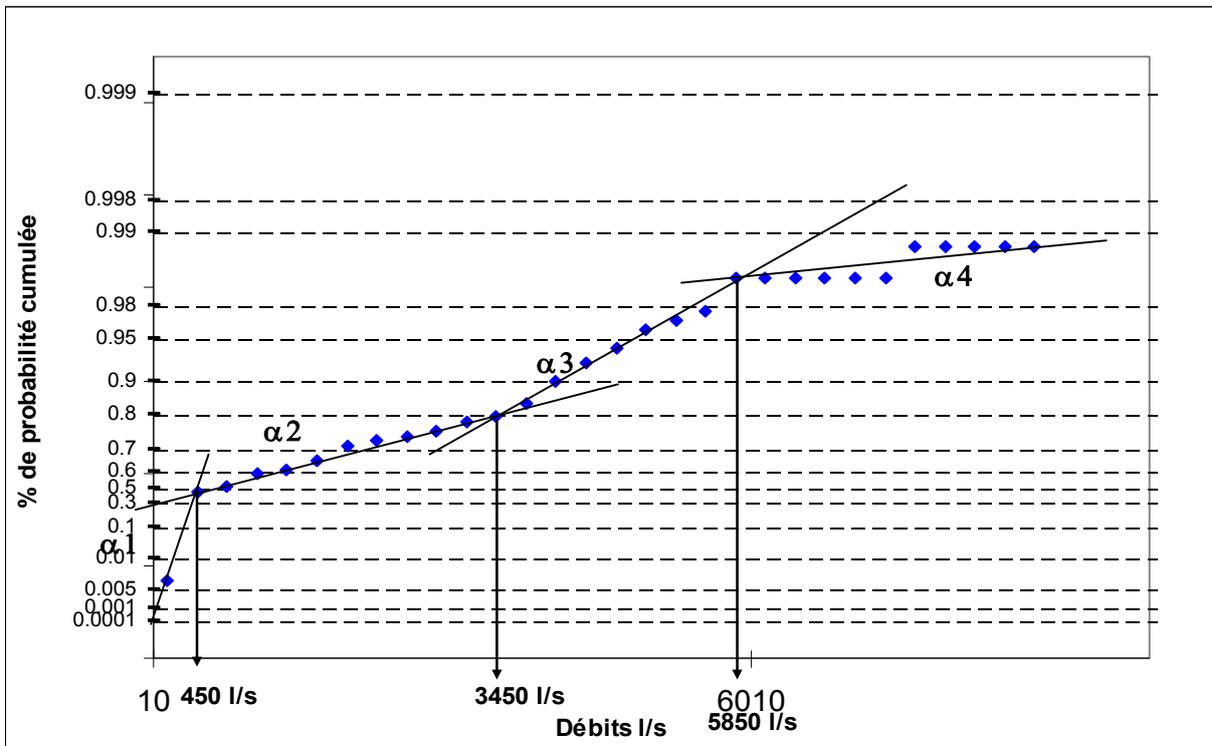


Figure 55. Débits classés de Beit Chlala pour le cycle hydrologique de 1969-1970.

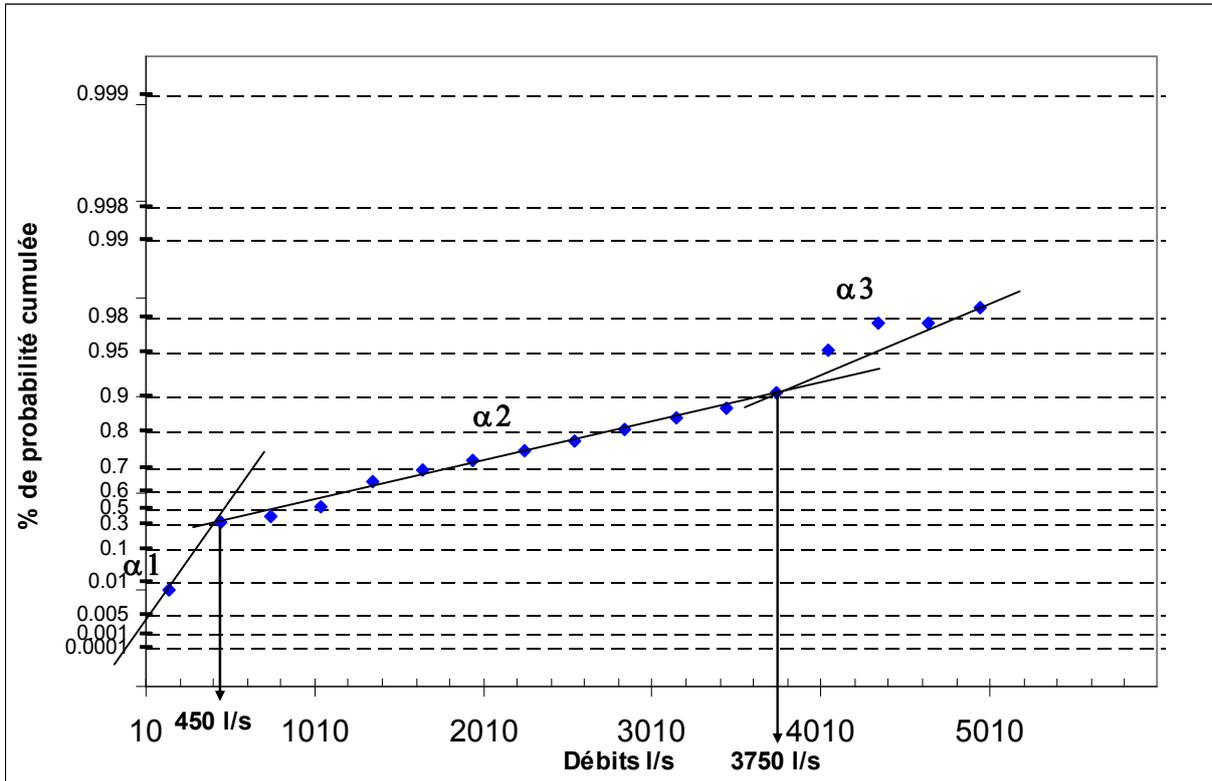


Figure 56. Débits classés de Beit Chlala pour le cycle hydrologique de 1971-1972.

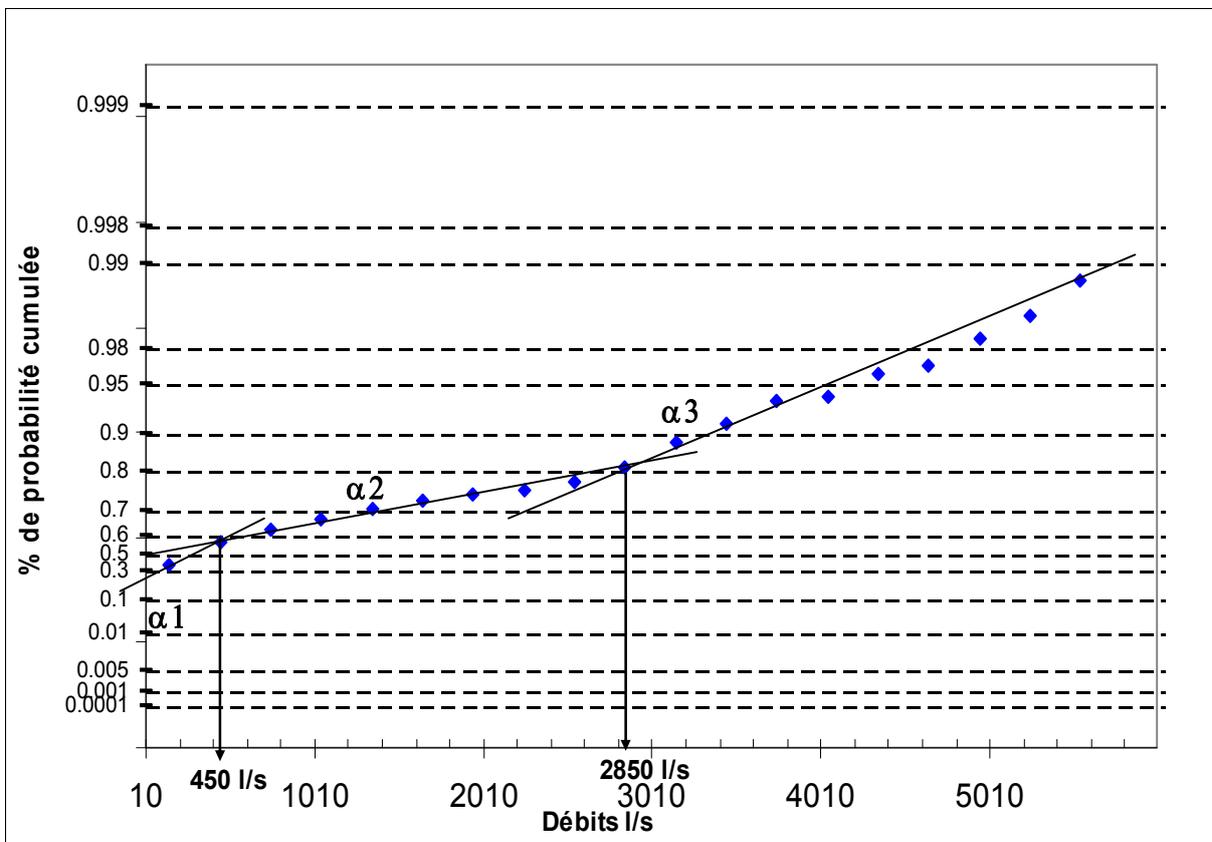


Figure 57. Débits classés de Beit Chlala pour le cycle hydrologique de 1972-1973.

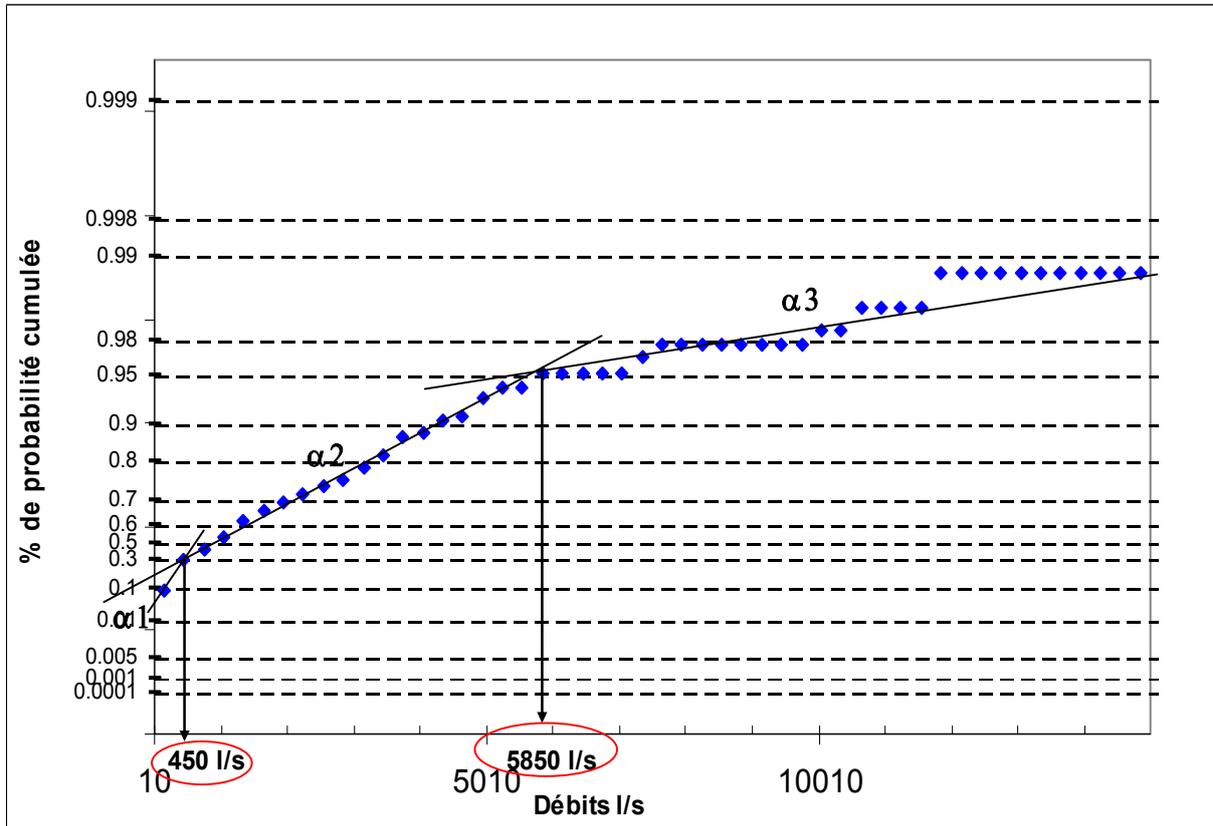


Figure 58. Débits classés de Beit Chlala pour le cycle hydrologique de 1973-1974.

L'analyse des cycles de Beit Chlala traduit des comportements différents de la décharge de l'aquifère d'un cycle à l'autre. Pour les cycles 1967-68, 68-69, 69-70, 71-72 et 72-73 (figures 53, 54, 55, 56 et 57), la courbe des débits classés présente la même allure avec $\alpha_1 > \alpha_2 < \alpha_3$ et les ruptures de pentes sont identiques d'un cycle à l'autre. Les analyses de ces cinq cycles montrent une rupture de pente aux bas débits (450 l/s) due à des apports supplémentaires de la réserve de l'année précédente, c'est-à-dire par un étiage soutenu.

Selon Marsaud, les ruptures aux moyens et forts débits (>300l/s) pourraient être dues à des fuites du système vers un autre système, à la constitution d'une réserve et à la mise en fonctionnement de trop-plein. En réalité, il n'apparaît pas de constante d'un cycle à l'autre. De plus nous savons (El Hakim, 2005) que les données de débits élevés sont entâchées d'une incertitude forte due à une extrapolation médiocre des courbes de tarage. A défaut d'argument contraire, nous retiendrons cette dernière explication.

Les cycles 1966-67 et 73-74 (figure 52 et 58) présentent des courbes différentes, avec $\alpha_1 > \alpha_2 > \alpha_3$. Lors des hautes eaux, la rupture de pente à 9750 l/s doit être plutôt interprétée comme la conséquence d'une mauvaise extrapolation de la courbe de tarage plutôt qu'au trop-plein qui fonctionnerait dans une autre vallée.

3.1.2.1.4. Synthèse

La méthode des débits classés mène souvent à des interprétations bien précises concernant le fonctionnement du système étudié. L'analyse des débits classés des deux systèmes, Beit Chlala et Pont de Bziza, a reflété leurs comportements qui conduisent à considérer qu'ils ont un fonctionnement hydrologique comparable. En effet, aux bas débits, les deux systèmes reçoivent des apports supplémentaires provenant de leurs réserves de la zone

noyée. En hautes eaux, l'extrapolation médiocre de la courbe de tarage ne permet pas d'analyser correctement leur fonctionnement.

3.1.2.2. Analyse de la courbe de récession

Dans la définition de la loi de vidange d'un réservoir, plusieurs méthodes ont été utilisées et la méthode la plus couramment utilisée repose sur l'emploi de la formule de Maillet qui exprime la décroissance exponentielle du débit en fonction du temps. Le modèle représentant cette formule est constitué par un réservoir rempli d'eau qui se vidange à travers un bouchon poreux.

La méthode de Mangin (1970) consiste à construire la courbe de décrue qui représente la décroissance du débit à l'exutoire pendant que l'infiltration se poursuit (régime influencé), alors que la courbe de tarissement correspond à la décroissance du débit après que l'infiltration a cessé (régime non influencé). Cette méthode apporte des informations nombreuses sur la zone noyée et le mécanisme d'infiltration. Elle permet aussi une représentation de la dynamique des écoulements en accord avec les observations faites au niveau des exutoires.

L'étude de la courbe de récession interprète les données des hydrogrammes des stations. En conséquent, elle permet d'analyser le fonctionnement des systèmes karstiques de l'amont de ces stations. Avec les données de débit des deux rivières, on n'a trouvé moyen qu'étudier le fonctionnement du système karstique de Mar Challita sur Nahr El Asfour et de Dalleh sur Nahr El Jaouz.

L'analyse de la courbe de récession du Nahr El Asfour et Nahr El Jaouz est faite selon la méthode proposée par Mangin et reprise par Marsaud (1997), permettant de caractériser leurs infiltrations récentes et leurs zones noyées.

3.1.2.2.1. Principe de la méthode

La méthode proposée par Mangin tient compte des caractères particuliers de l'infiltration en milieu karstique. Elle consiste à décomposer le système karstique en deux sous-systèmes :

- Le premier sous-système est celui de la zone d'infiltration (zone non saturée) qui alimente la zone noyée avec un débit q
- Le deuxième est celui de la zone noyée (zone saturée) dont la vidange répond à la loi de Maillet représenté par un réservoir de débit Q .

Ainsi l'exutoire peut être considéré comme une prise d'eau de débit égal à la somme de Q et q (figure 59).

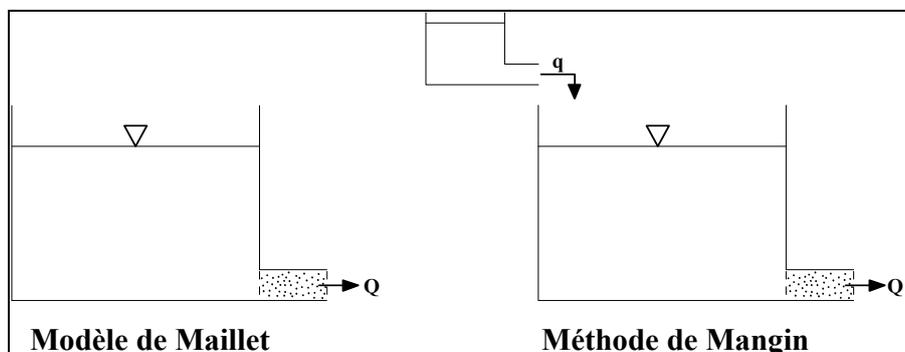


Figure 59. Comparaison entre les deux modèles de Maillet et de Mangin (Marsaud, 1997).

Cette méthode, suivant les variations des valeurs de q , consiste à distinguer deux phases différentes de la récession :

- q est croissant : la réserve et la charge de la zone noyée augmentent et par suite le débit total à l'exutoire.
- q est décroissant : la zone noyée et la zone d'infiltration contribuent à l'écoulement de l'exutoire d'où deux parties de la courbe de récession sont distinguées (figure 60) :
 - La décrue pendant laquelle le débit d'infiltration alimente la zone noyée et par conséquent influence le débit à l'émergence.
 - Le tarissement qui décrit la vidange au moment où le débit d'infiltration devient nul ; le débit à l'émergence suit la loi de Maillet dans ce régime non influencé.

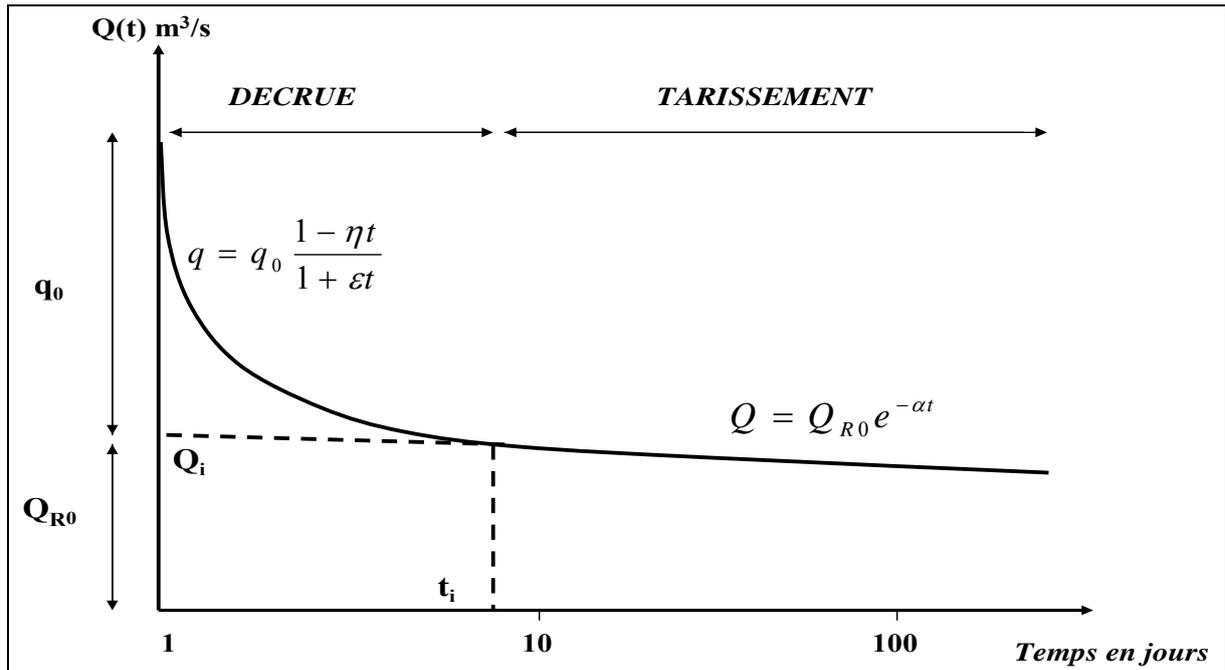


Figure 60. Décomposition de la courbe de récession selon Mangin (Marsaud, 1997).

3.1.2.2.2. Fonctions utilisées pour l'étude des courbes de récession

La courbe de récession est modélisée selon l'expression suivante :

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

Fonction $\phi(t)$:

Elle définit la courbe de tarissement et représente la vidange de la zone noyée en s'ajustant au modèle de Maillet. Elle n'a de sens physique qu'au cours du tarissement et est représentée par la fonction exponentielle $\phi(t) = Q_{R0} \cdot e^{-\alpha t}$.

- α : est le coefficient de tarissement en $(1/j)$; il définit la manière dont s'effectue le tarissement en renseignant sur l'étendue de la zone noyée et les pertes de charges qui affectent son écoulement.

- Q_{R0} : n'a aucun sens physique ; exprimé en m^3/s , c'est le débit qui correspond à l'extrapolation de la droite de tarissement jusqu'à l'axe des ordonnées qui correspond à la pointe de crue.

Fonction $\Psi(t)$:

Elle définit la courbe des débits de la zone d'infiltration au niveau de l'exutoire, c'est-à-dire la fonction d'infiltration modulée par son transfert à travers la zone noyée. Le modèle a été établi empiriquement par Mangin (1970) à partir de l'analyse de nombreuses décrues et de l'infiltration dans une grotte. L'infiltration est donc décrite par une fonction homographique (Marsaud, 1997) :

$$\Psi(t) = q_0(1 - \eta t / 1 + \varepsilon t)$$

- q_0 étant le débit d'infiltration à l'instant t_0 indiquant la pointe de crue

- η étant le coefficient d'infiltration, il est donné par : $\eta = 1/t_i$, t_i correspond à l'instant où l'infiltration cesse et représente la durée de l'infiltration à partir de q_0 . η varie entre 1 et 0 ; plus η est grand, plus la durée de l'infiltration est courte.

- ε étant le coefficient d'hétérogénéité d'écoulement. Il caractérise l'importance de la concavité de la courbe selon différents modes d'infiltration : lente, rapide, différée. Si ε est grand (1 à 10), cela signifie que l'infiltration est d'abord rapide et devient ensuite plus lente. Si ε tend vers zéro (0.01 à 0.001), l'infiltration est lente (figure 61).

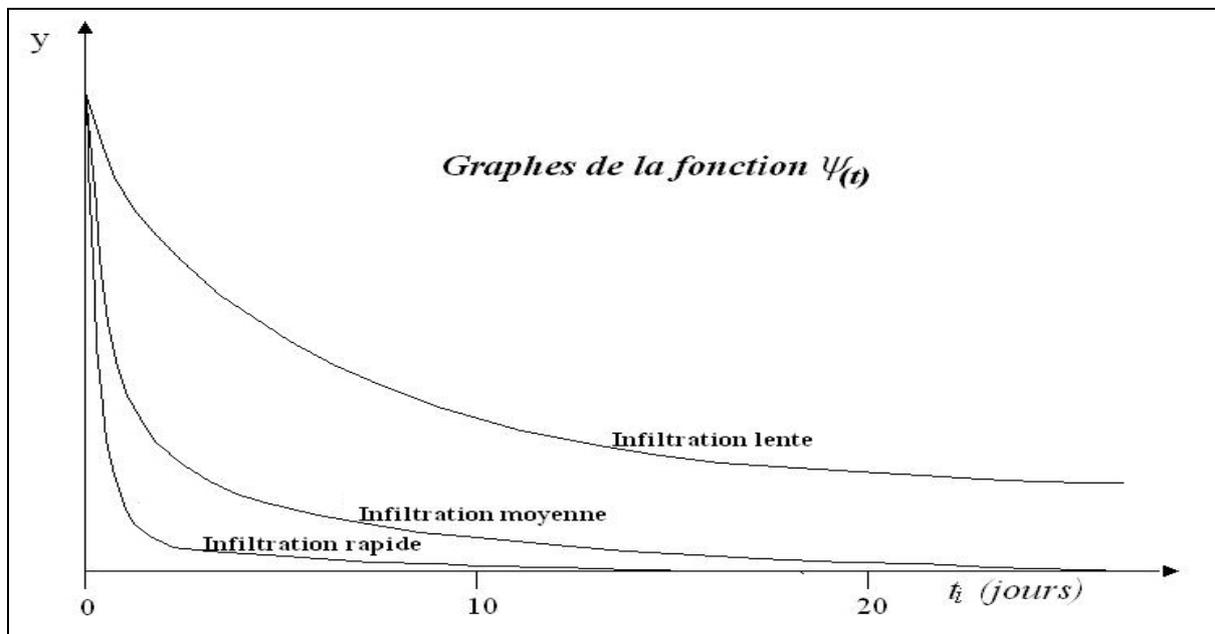


Figure 61. Différents modes d'infiltration selon la forme de la fonction $\Psi(t)$ (Marsaud, 1997).

3.1.2.2.3. Calcul du volume dynamique

Le modèle de Maillet suppose que le coefficient de tarissement ne dépend que des pertes de charges dues au bouchon poreux, et que celles à l'intérieur du réservoir sont négligeables, c'est-à-dire que le mouvement de l'eau dans le réservoir ne subit pas de dissipation d'énergie. Or, lorsqu'une partie du réservoir est située au-dessous de l'exutoire, l'écoulement dans la partie supérieure doit induire le mouvement des eaux situées au-dessous du niveau du bouchon. Par conséquent, Mangin (Marsaud, 1997) considère que dans les aquifères karstiques la dissipation d'énergie dans le réservoir n'est pas négligeable et que la loi de décroissance, fonction de la totalité des pertes de charges dans le réservoir, doit rendre compte de la décroissance du volume d'eau en mouvement et pas seulement du volume supérieur.

Le volume dynamique correspond au volume d'eau en mouvement de la zone noyée au début tarissement et dont l'écoulement fixe le débit Q à l'exutoire ; son expression est donnée par l'équation différentielle de l'équation de mouvement de ce volume qui n'est autre que l'équation de tarissement $Q = Q_{R0}e^{(-\alpha t)}$ d'où $V_{DYN} = 86400 * Q_{R0} / \alpha$ est déduite.

Le volume dynamique initial est donné par l'intégration de l'équation de tarissement définie entre les deux temps $t1$ et $t2$ correspondant au débit d'origine et au débit nul. Ce VD_{ini} est appelé parfois capacité d'emmagasinement dépend de l'importance des crues qui ont précédé la décrue et donc des vitesses de croissance et de décroissance de q et Q . La capacité d'emmagasinement peut donc être supérieure à la valeur du volume dynamique. Elle comprend les volumes d'eau situés au-dessus et au-dessous de l'exutoire.

$$V = \int_0^{\infty} Q dt \quad (VD_{ini})$$

Or d'après l'équation fixé pour Q pendant le tarissement $Q = Q_{R0}e^{(-\alpha t)}$

$$D'où \quad V = \int_0^{\infty} Q_{R0}e^{(-\alpha t)} dt = (Q_{R0} / \alpha) C$$

- Q_{R0} est le débit au moment où le tarissement est effectif,
- C est une constante égale à 86400 si Q_{R0} est exprimé en m^3/s et α en jours.

Or d'après la définition du volume initial, on peut fixer à chaque temps t le volume écoulé ;

$$V = \int_0^t Q_{R0}e^{(-\alpha t)} dt = Q_{R0} C (1 - e^{(-\alpha t)} / \alpha)$$

Donc, pour prévoir l'état du système au bout d'une période d'étiage, à chaque temps t du tarissement le pourcentage du volume dynamique écoulé est donné par :

$$\%VD = 100(1 - e^{(-\alpha t)})$$

3.1.2.2.4. Classification de Mangin

A partir des résultats de l'analyse des courbes de récession qui déterminent le volume dynamique et les paramètres η et ε , deux paramètres de classification (**i** et **k**) sont calculés par Mangin permettant de comparer les systèmes karstiques en fonction des caractéristiques de leur zone d'infiltration et de leur zone noyée (figure 62).

k est le coefficient qui se rapporte à l'importance du karst noyé, il traduit l'aptitude du système à stocker les précipitations et les restituer progressivement dans le temps. Ce coefficient est défini comme le rapport de la plus grande valeur de volume dynamique Vd (observée sur une grande période) et le volume Vt de transit annuel (volume écoulé défini comme suit : $Vt = Qm \times n \times 86400$ où Qm : est le débit moyen de la période d'observation en m^3/s et n est le nombre de jours du cycle), soit $k = Vd / Vt$.

Par le coefficient k on met en évidence, le pouvoir régulateur de l'aquifère :

- $k > 0.5$: le système est non karstique (les aquifères des milieux poreux classiques ont un pouvoir régulateur élevé et un rapport qui tend vers 1 où le volume dynamique est quasiment égal au volume de transit).
- $k < 0.5$: le système est karstique.
- $k < 0.1$: le pouvoir régulateur est presque nul, il s'agit essentiellement d'un système où l'infiltration rapide domine avec un karst noyé négligeable.

i est le coefficient (compris entre 0 et 1) qui se rapporte au fonctionnement de la zone d'infiltration. C'est un indice qui caractérise les apports au karst noyé c'est-à-dire qu'il

traduit les retards à l'infiltration de façon qu'une forte valeur traduit une infiltration lente ou complexe contribuant à une meilleure régulation de l'écoulement, alors qu'une faible valeur est le signe d'un transit rapide des eaux vers la zone noyée. i est égal à la valeur de la fonction homographique deux jours après la pointe de crue parce qu'il a été montré que c'est pour cette durée que l'image de l'infiltration est la meilleure.

$$i = (1 - \eta t) / (1 + \epsilon t) ; \text{ pour } t = 2 \text{ jours, d'où : } i = (1 - 2\eta) / (1 + 2\epsilon)$$

- Si $i > 0.5$, le système karstique est complexe et de grande dimension ;
- Si $0.25 < i < 0.5$, système où le retard dans l'apport est important. Ceci est dû soit à l'intervention d'une couverture neigeuse, soit à la présence d'un ruissellement de surface ;
- Si $i < 0.25$, système spéléologique et réseau de drainage bien développé.

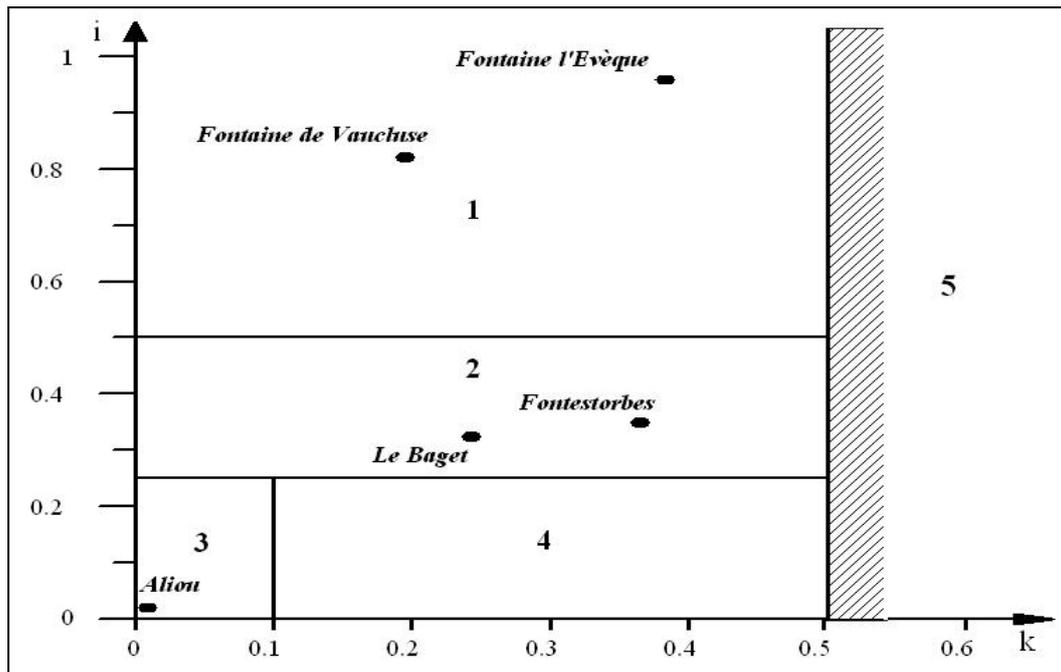


Figure 62. Classification des systèmes karstiques basés sur l'analyse des courbes de récession (Mangin, 1975 in Marsaud 1997).

En groupant sur un seul diagramme les valeurs de k et i de plusieurs systèmes karstiques de référence et bien connus dans le monde (France, Espagne, Suisse, et Maroc), Mangin (1975) a pu distinguer cinq domaines de systèmes karstiques :

- 1- $k < 0.5$ et $i > 0.5$: domaine des systèmes karstiques complexes, qui sont les systèmes de grande taille et dont la structure est faite de nombreux sous-systèmes.
- 2- $k < 0.5$ et $0.25 < i < 0.5$: domaine des systèmes ayant des conduits karstiques plus développés en amont qu'en aval et se caractérisant par des retards dans l'alimentation dus à des terrains non karstiques ou à une couverture neigeuse.
- 3- $k < 0.1$ et $0 < i < 0.25$: domaine des systèmes ayant des conduits très karstifiés en aval où l'infiltration rapide domine avec une zone noyée négligeable et possédant des réseaux spéléologiques très développés.
- 4- $0.1 < k < 0.5$ et $0.1 < i < 0.25$: domaine des systèmes possédant un réseau spéléologique bien développé et débouchant à l'aval sur un important karst noyé.
- 5- $k > 0.5$ et quel que soit i : domaine des aquifères poreux et fissurés non karstiques.

En effet, la classification de Mangin est incapable de prendre en considération les systèmes karstiques caractérisés par des temps de séjour très longs. Mangin et Marsaud

considèrent que k est sans dimensions. En fait, le coefficient k de Mangin est égal au rapport du volume dynamique exprimé en m^3 sur le volume de transit annuel moyen exprimé en m^3/an ; k est conforme à un temps moyen de séjour des eaux exprimé en an. Mangin a donc implicitement considéré que le temps de séjour moyen de l'eau dans les systèmes karstiques est inférieur à six mois (0.5 an). Il n'y a aucune raison de limiter k à cette valeur, comme l'a montré Maalouf (1999) sur l'Oronte et El Hakim (2005) sur les sources d'Anjar et Chamsine qui sont soumis à un climat méditerranéen continental où les périodes de récession peuvent être supérieures à six mois. Selon la classification de Mangin, les systèmes karstiques d'Anjar et Chamsine se situent hors des domaines définis du fait de la grande valeur de k . Les deux sources se trouvent dans la catégorie 5, c'est la famille des systèmes non karstiques. Or, plusieurs indices ont montré que ces sources sont karstiques et donc la nécessité de revoir la classification de Mangin. A partir d'exemples du Proche-Orient, El Hakim et Bakalowicz (2007) ont discuté cette représentation et proposé une classification plus complète définissant explicitement k comme étant le temps de séjour moyen de l'eau souterraine dans la zone noyée en éliminant la limite arbitraire de k à 0.5, en exprimant k en échelle logarithmique, et en prenant comme limite supérieure $k=1$ pour les karsts fonctionnels à réserves modestes à moyennes, soit un temps de séjour moyen d'un an (figure 63).

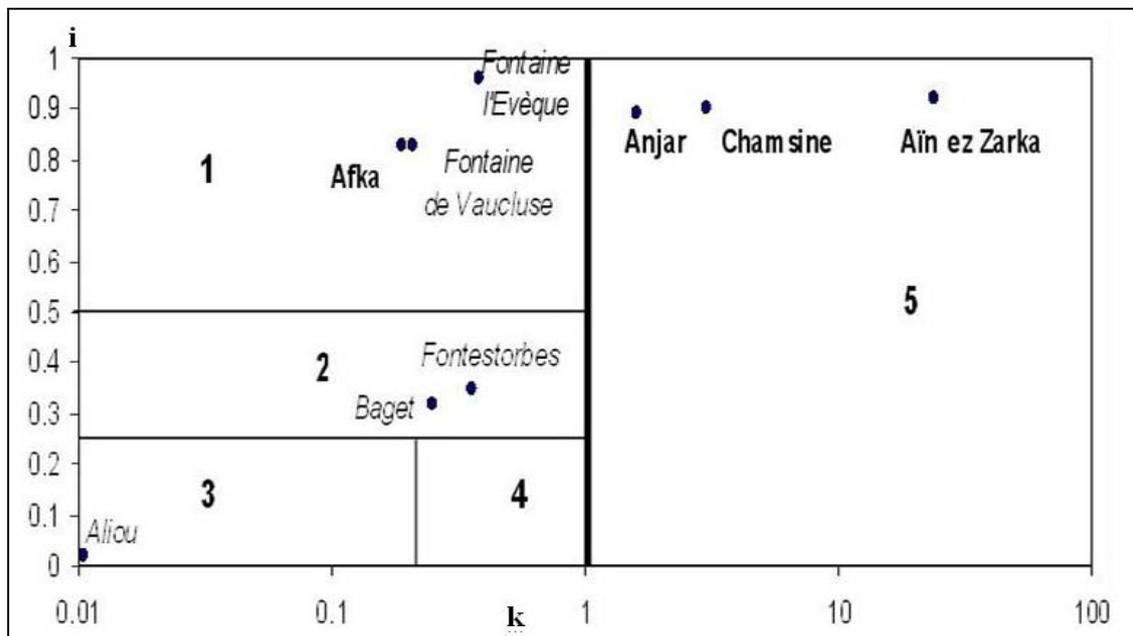


Figure 63. Nouvelle classification prenant en compte les systèmes karstiques à long temps de séjour (El Hakim, 2005).

3.1.2.2.5. Application aux systèmes étudiés

Avec les données de débit des deux rivières, la courbe de récession permet d'analyser le fonctionnement du système karstique de l'amont de la station de mesure. Donc, elle exprime le fonctionnement du système karstique de Mar Challita sur Nahr El Asfour et de Dalleh sur Nahr El Jaouz.

L'analyse de la courbe de récession du Nahr El Asfour et Nahr El Jaouz est faite selon la méthode proposée par Mangin et reprise par Marsaud (1997), permettant de caractériser leurs infiltrations et leurs zones noyées. L'analyse a été faite grâce à une feuille de calcul Excel, qui fait le traitement des courbes de récession. Les résultats donnent les valeurs des coefficients α , ε , η le volume de transit, le volume d'infiltration et le volume dynamique,

ainsi que les deux coefficients k et i qui permettent de placer le système étudié dans la classification.

Nahr El Jaouz (Dalleh-Beit Chlala)

Après sélection des données, de qualité acceptable, les récessions du Nahr El Jaouz du 11/5/1967 au 16/7/1967 (figure 64) et du 14/5/1968 au 19/7/1968 (figure 65) ont été analysées.

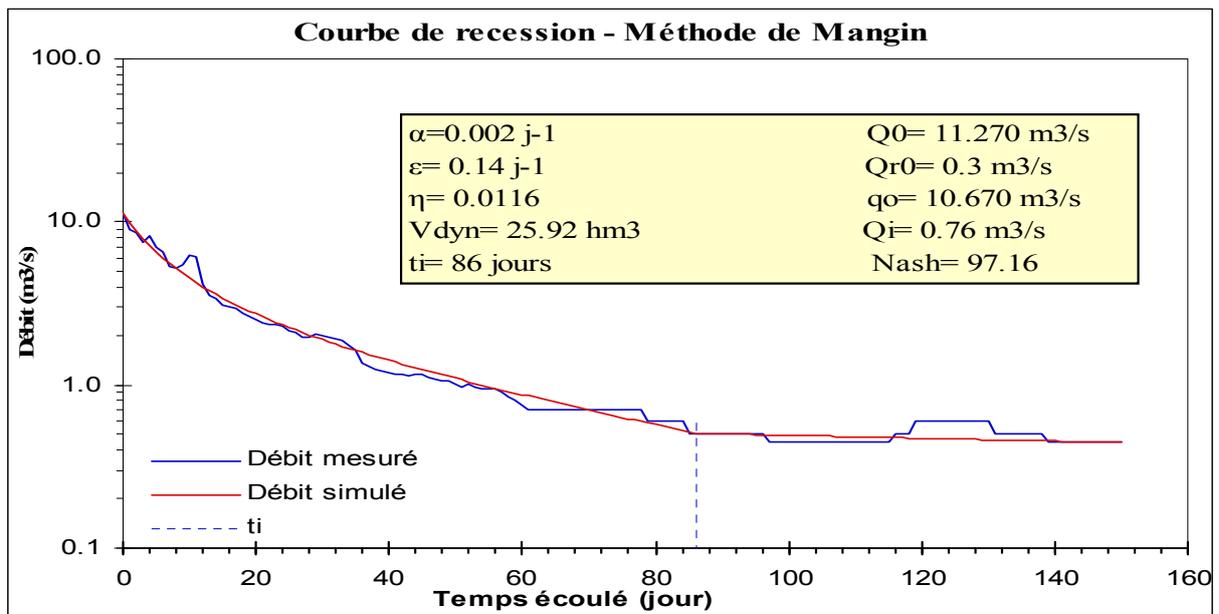


Figure 64. Analyse de la récession du 11/5/1967 au 16/7/1967 du Nahr El Jaouz à Dalleh.

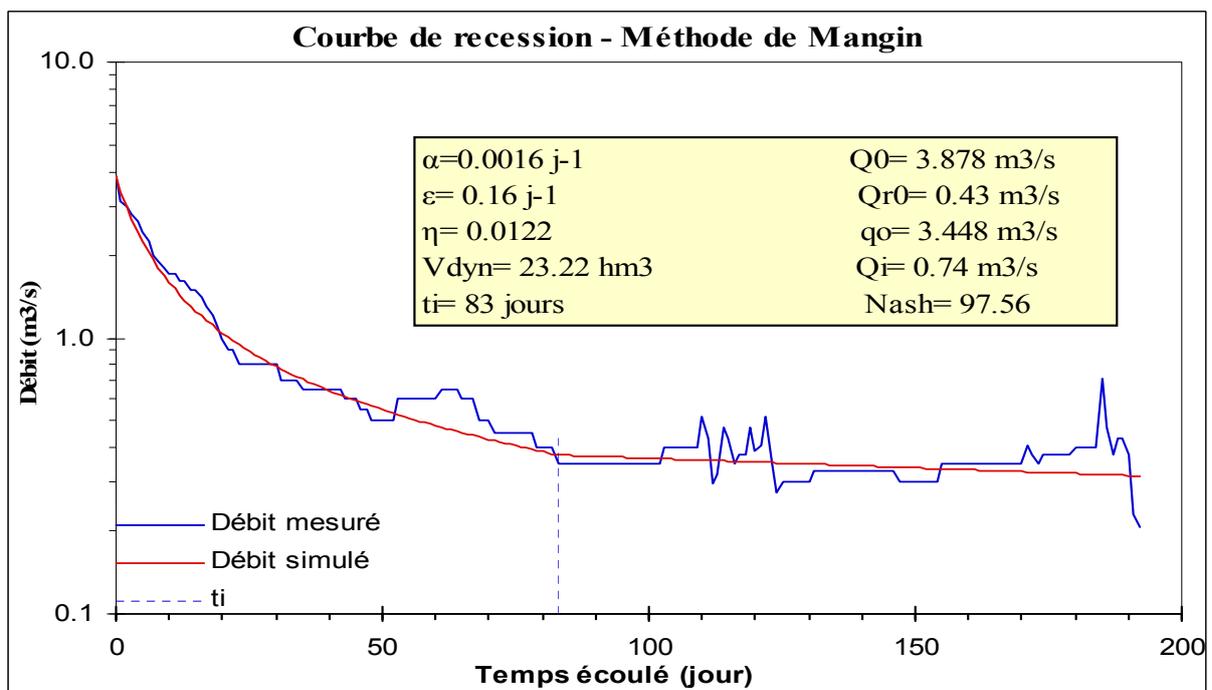


Figure 65. Analyse de la récession du 14/5/1968 au 19/7/1968 du Nahr El Jaouz à Dalleh.

L'analyse des récessions a porté sur d'autres périodes dont les valeurs des divers coefficients sont reportées au tableau 1 :

Période de récession	Récession au niveau du Nahr El Jaouz (Dalleh-Beit Chlala)							
	Coefficients de la fonction homographique $\psi(t)$				Retard à l'infiltration	Coefficients de la fonction de Maillet $\varphi(t)$		
	q_0 (m3/s)	t_i (j)	η (j-1)	ε (j-1)	i	QR0 (m3/s)	α	Vdyn (hm3)
11/5 à 16/7/1967	10.67	86	0.0116	0.14	0.76	0.6	0.002	25.92
14/5 à 19/7/1968	3.45	83	0.012	0.16	0.74	0.43	0.002	23.22
22/4 à 27/6/1970	2.84	92	0.0109	0.22	0.68	0.38	0.002	17.28
14/4 à 19/6/1971	22.7	91	0.011	0.26	0.64	0.55	0.003	19.01
2/5 à 30/6/1972	2.09	103	0.0097	0.14	0.77	0.3	0.001	25.92
21/4 à 26/6/1973	4.61	83	0.012	0.18	0.72	0.24	0.001	18.85
14/4 à 19/6/1974	4.67	82	0.0122	0.16	0.74	0.4	0.003	12.8
14/4 à 31/8/2004	6.76	72	0.0139	0.064	0.86	0.46	0.002	19.87
3/4 à 25/12/2005	6.63	72	0.0137	0.11	0.8	0.25	0.002	10.8
5/4 à 31/8/2006	8.37	69	0.0145	0.1	0.81	0.3	0.002	12.96

Tableau 1. Tableau récapitulatif de l'étude des courbes de récession du Nahr El Jaouz à Dalleh (amont).

Dix périodes de récession ont été analysées, généralement commençant en avril et mai et se terminant en août et septembre. Du tableau précédent, il apparaît que :

1- Le coefficient α de tarissement est très faible. La valeur moyenne de α étant de 0.002 permet de conclure que la karstification de la zone noyée n'est pas très fonctionnelle et que l'écoulement est pérenne.

2- Le coefficient η est lui aussi très faible (moyenne = 0.012). Cela signifie que l'infiltration dure à peu près 83 jours pour la recharge de la zone noyée et que la faible valeur de η indique que l'infiltration lente est prédominante.

3- Le coefficient ε est moyen à faible (moyenne = 0.15). Cela signifie que la décrue est peu rapide. Donc il existe un retard à l'infiltration qui pourrait être dû à la neige. La fonte de la neige prend au moins deux mois sur le bassin d'alimentation de la source.

4- Le volume dynamique V_{Dyn} présente des valeurs très importantes (de 10.8 à 25.9 hm³ avec une moyenne de 18.7 hm³) ce qui correspond à des réserves fortes d'eaux mobilisables de la zone noyée.

5- Le coefficient i a pour valeur moyenne 0.75 pour les dix récessions ; ceci signifie que le système karstique est complexe et de grandes dimensions.

6- Le coefficient k est calculé à partir de la plus grande valeur du V_{Dyn} observée, est 25.9 hm³/an, et du volume de transit annuel moyen calculé sur toute la période des cycles, soit 56.8 hm³/an. Ainsi $k = 25.92 / 56.82 = 0.46$ an (soit 5.5 mois ou 167 jours).

7- Les coefficients i et k ensemble permettent de placer le système karstique de Dalleh dans la classification, où il est situé dans le domaine des systèmes karstiques complexes.

Nahr El Asfour (Pont de Bziza)

Afin d'analyser le comportement de l'aquifère qui alimentent le Nahr El Asfour en amont du Pont de Bziza, quatre courbes de récession qui présentent un tarissement long et perturbé ont été sélectionnées (figure 66).

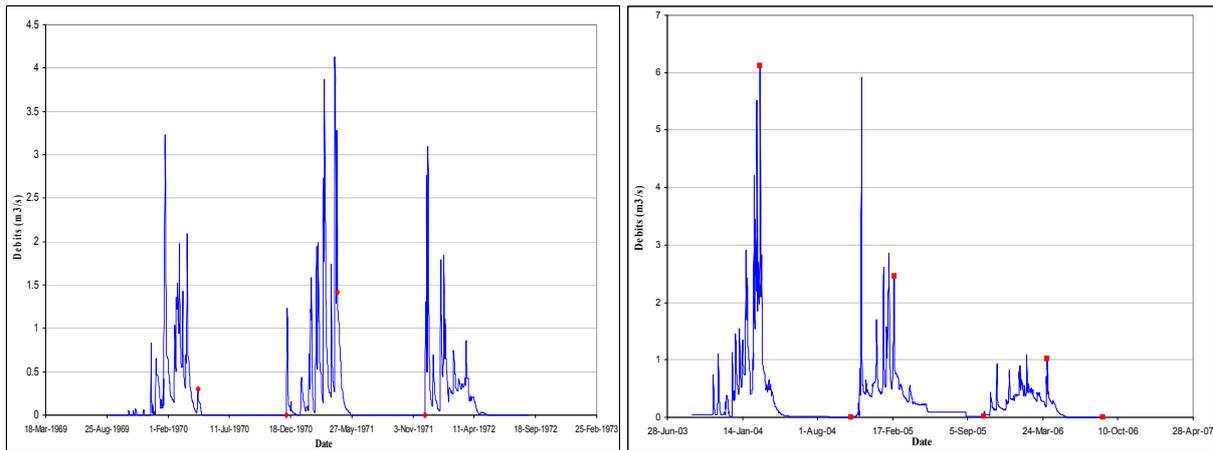


Figure 66. Hydrogrammes au niveau de la station de Bziza (Nahr El Asfour).

- En 1970 ; la décrue commence le 20 avril ; le tarissement finit le 7 décembre ; le tarissement a commencé 15 jours après le début de la décrue.
- En 1971 ; la décrue commence le 19 avril ; le tarissement finit le 5 décembre ; le tarissement a commencé 42 jours après le début de la décrue.
- En 2004 ; la décrue commence le premier mars ; le tarissement finit le 3 novembre ; le tarissement a commencé 69 jours après le début de la décrue.
- En 2005 ; la décrue commence le 21 février ; le tarissement finit le 23 octobre; le tarissement a commencé 60 jours après le début de la décrue.

La mauvaise qualité de données de la station du pont de Bziza a conduit à de mauvais ajustements de la courbe de récession, comme le montre l'exemple de la figure 67 et le tableau 2. La station de jaugeage été récemment remplacée sur Nahr El Asfour ; elle présente une complexité extrême en terme d'aménagement (prélèvements et fuites).

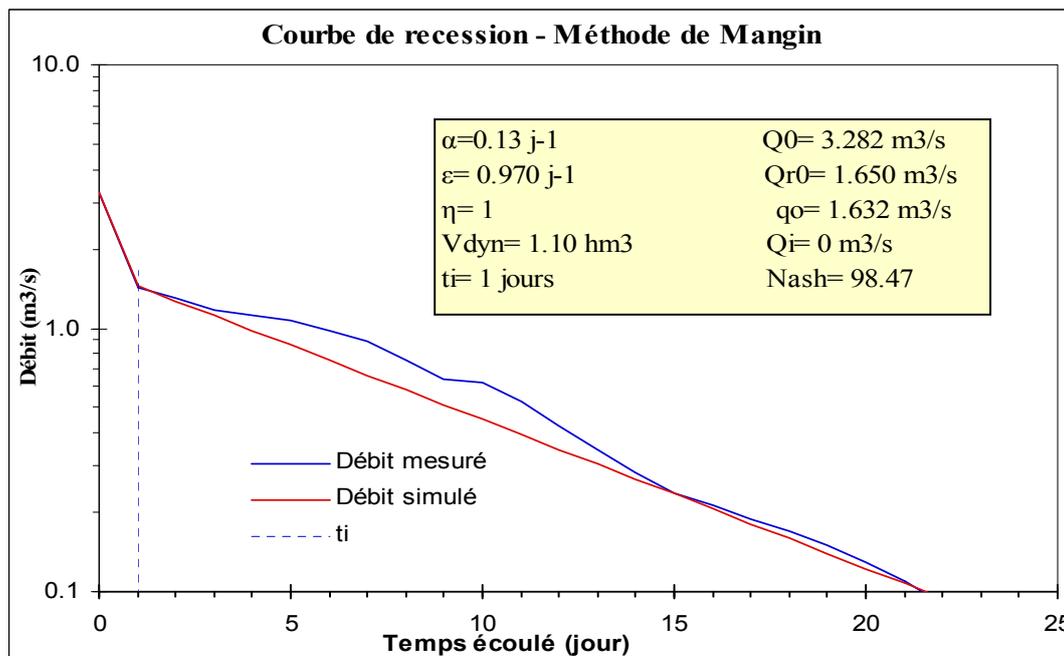


Figure 67. Analyse de la récession du 18/4/1971 au 25/5/1971 du Nahr El Asfour à Bziza.

Récession au niveau du Nahr El Asfour (Pont de Bziza)								
Période de récession	Coefficients de la fonction homographique $\psi(t)$				Retard à l'infiltration	Coefficients de la fonction de Maillet $\phi(t)$		
	q_0 (m ³ /s)	t_i (j)	η (j-1)	ε (j-1)	i	QR0 (m ³ /s)	α	Vdyn (hm ³)
23/3 à 1/5/1970	1.133	2	0.5	1.3	0	0.95	0.13	0.63
18/4 à 25/5/1971	1.632	1	1	0.97	0	1.65	0.13	1.1
10/4 à 20/5/1974	0.606	2	0.5	0.005	0	0.59	0.065	0.78
21/2 à 15/5/2005	1.61	3	0.333	1.9	0.7	0.85	0.03	2.45

Tableau 2. Tableau récapitulatif de l'étude des courbes de récession du Nahr El Asfour.

La récession du 21/2/2005 au 15/5/2005 (figure 68) peut être prise comme exemple. La durée de l'infiltration est très courte (3 jours) ce qui ne permet pas d'apprécier correctement la concavité donnée par ε . Le coefficient de tarissement est fort (0,03) et le volume dynamique relativement élevé (2.45 hm³) pour ce système de dimensions réduites de quelques km².

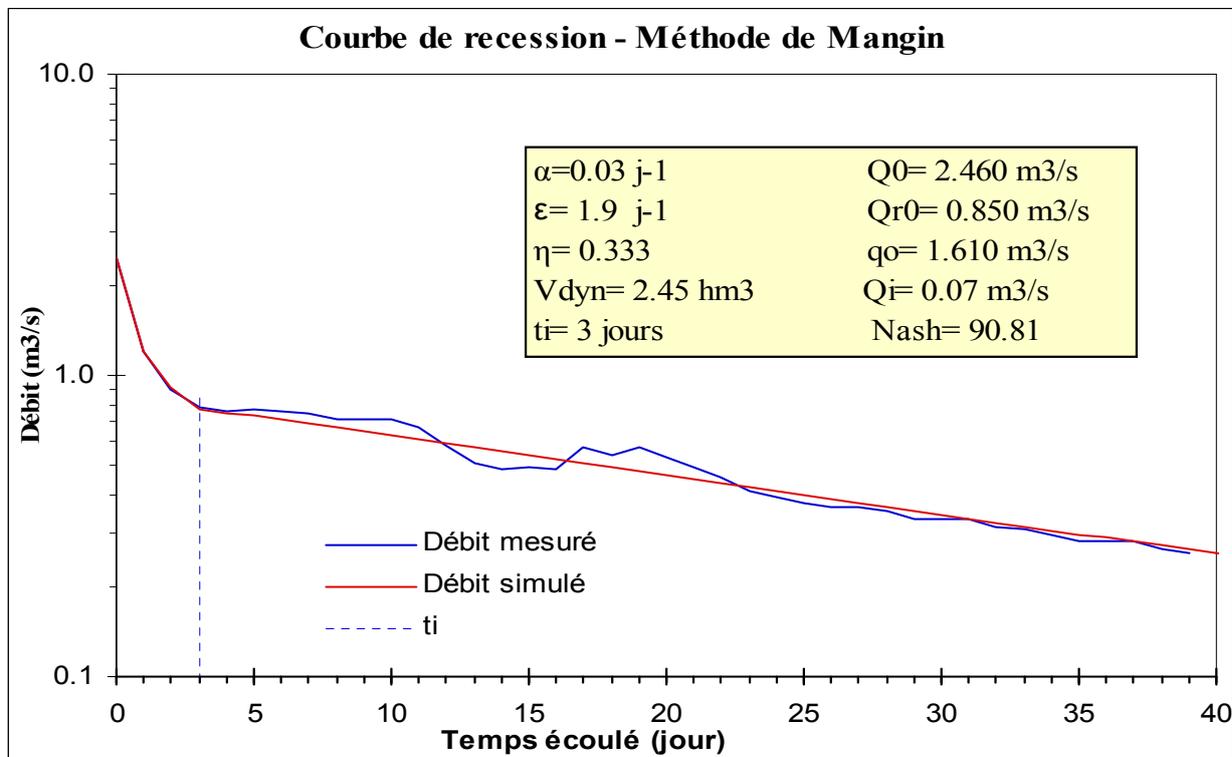


Figure 68. Analyse de la récession du 21/2/2005 au 15/5/2005 du Nahr El Asfour à Bziza.

- 1- Le coefficient de tarissement α est forte (moyenne = 0.03) d'où on peut conclure que la karstification de la zone noyée est très forte et que la rivière ne tarde pas beaucoup à s'assécher à cause de la petite dimension du bassin d'alimentation.
- 2- Le coefficient η est moyen (0.33), ce qui signifie que la durée de l'infiltration est courte (3 jours).
- 3- Le Coefficient ε avec 1.9, signifie que la décrue est rapide au départ puis devient lente.
- 4- Le volume dynamique V_{Dyn} de 2.45 hm³ correspond à des réserves mobilisables moyennes dans la zone noyée.
- 5- Le coefficient i (= 0) est difficile à évaluer correctement car la durée d'infiltration (3 jours) est trop courte.

6- Le coefficient k calculé sur toute la période des quatre cycles est égal à $8.28 \text{ hm}^3/\text{an}$. Ainsi $k = 2.45 / 8.28 = 0.3 \text{ an}$ (soit 3.6 mois ou 108 jours).

7- Les coefficients i et k permettent de placer le système dans la classification. En fait, la source de Mar Challita (Nahr El Asfour) tombe (selon la classification du système karstique de Dalleh) dans le domaine des systèmes karstiques complexes dont la structure est faite de nombreux sous-systèmes. En réalité, cette classification n'est pas significative pour les raisons citées plus haut et ne donne pas clairement l'idée du comportement de l'aquifère karstique du Nahr El Asfour. D'après les données de terrain l'aquifère possède des conduits plutôt karstiques à l'aval et l'infiltration est dominante avec une zone noyée négligeable, donc "apparemment" appartenant au domaine 3 de la classification mais sans aucune signification du fonctionnement du système du Nahr El Asfour. Nous pensons que les hydrogrammes ne sont pas corrects, du fait d'un mauvais fonctionnement de la station de mesure, qui devra être déplacée.

3.1.2.2.6. Discussion et synthèse

Le coefficient i est plus grand que 0.5 et k est inférieur à 1 pour le système du Nahr El Jaouz. La classification de Mangin prend en compte cette catégorie de systèmes car ils possèdent un pouvoir régulateur correspondant au milieu karstique et dont le volume dynamique est inférieur au volume de transit annuel. Le coefficient k , pour Nahr El Jaouz, est estimé à 0.46 an, soit environ 167 jours.

Selon la classification de El Hakim (2005), le système karstique du Nahr El Jaouz se situe dans la catégorie 1 (figure 69), c'est la famille des systèmes karstiques complexes, qui sont les systèmes de grande taille et dont la structure est faite de nombreux sous-systèmes.

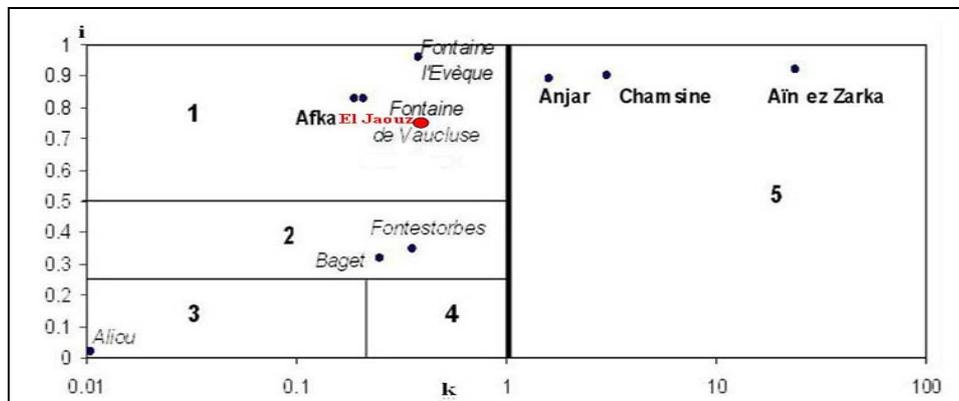


Figure 69. Classification du système karstique de Dalleh.

Plusieurs indices montrent le caractère karstique du système du Nahr El Jaouz :

- La grande variabilité du débit des deux aquifères avec des décharges de grands débits,
- Temps de séjour moyen inférieur à une année,
- L'existence d'une karstification bien développée dans les calcaires jurassiques qui constituent ces systèmes.

A titre de comparaison et selon la classification de Mangin le système de Dalleh apparaît comme un aquifère karstique à degré de karstification fonctionnelle faible caractérisé par des réponses impulsionnelles longues et un fort pouvoir de filtre, lié à des réserves assez importantes. Bziza apparaît comme un système complexe par son comportement, assez bien drainé, possédant un pouvoir inertiel moyen, caractérisé par sa capacité de stockage moyenne et par suite par l'existence de réserves moyennes.

3.1.2.3. Analyse corrélatoire et spectrale

3.1.2.3.1. Généralité et méthodes d'analyse

L'application de l'analyse de séries chronologiques aux données de débits et de pluie a fait l'objet d'études des systèmes hydrologiques de surface dans plusieurs buts, surtout celui de la prévision. L'analyse corrélatoire et spectrale (ACS) a été mise au point par Jenkins & Watts (1968), Box & Jenkins (1976) (in Mangin, 1981,1984). Elle fait partie de l'approche systémique du système karstique et utilise les techniques de traitement du signal. L'application de ce type d'analyse au système karstique repose sur le fait qu'un système possède un comportement de filtre tout en dépendant des entrées les plus récentes de façon que le système possède une mémoire plus ou moins longue des entrées antérieures et que son comportement est plus ou moins inertiel (Marsaud, 1997). Les paramètres qui influencent le comportement de filtre sont l'importance des réserves et le réseau de drainage, c'est-à-dire que plus le système possède de grandes réserves avec un drainage faible, plus le pouvoir filtre du système est grand, ce qui modifie le signal d'entrée en le filtrant et vice versa. Les paramètres obtenus à partir de cette analyse permettent de caractériser le comportement ainsi que la structure du système étudié.

L'ACS décrit et compare la structure des séries chronologiques (la pluie comme entrée du système et le débit comme sortie) et met en évidence les composantes du signal pour connaître le fonctionnement du système. L'analyse corrélatoire étudie la pondération relative des événements entre eux dans le domaine temporel tandis que l'analyse spectrale traduit les périodicités du signal en décomposant la variance de la variable étudiée dans le domaine fréquentiel. Deux types d'analyse sont employés :

- Analyse simple qui correspond au traitement d'une seule chronique (entrée ou sortie).
- Analyse croisée qui traite deux chroniques, l'une considérée comme entrée du système et l'autre comme sortie. L'analyse croisée permet de tester l'hypothèse de la relation entrée-sortie et son domaine de validité.

3.1.2.3.2. Analyse simple

L'analyse simple compare chaque événement aux événements précédents pour mettre en évidence la tendance d'un système à garder la mémoire en vérifiant si pour chaque événement l'information provient des événements précédents. Elle met en évidence les réactions à court, à moyen et à long terme des systèmes hydrologiques par rapport à un signal d'entrée variable. En fait, elle traite séparément les séries chronologiques des pluies et des débits pour identifier leurs composantes, ce qui permet une meilleure compréhension du fonctionnement des systèmes hydrologiques (importance des réserves et leur rôle dans la régulation du système). Dans cette analyse deux outils sont employés : le corrélogramme et le spectre de densité de variance.

Corrélogramme

Le corrélogramme met en évidence la corrélation entre les événements formant la chronique pour des intervalles de temps de plus en plus grands. Après la discrétisation de la série chronologique finie (X_1, X_2, \dots, X_n), les coefficients d'autocorrélation sont calculés à partir de la formule proposée par Jenkins et Watts (1968) avec m , la troncature ($m = n/3$) où n est la longueur de la chronique.

Une décroissance rapide du corrélogramme indique que les événements sont indépendants les uns des autres et sont aléatoires (valeurs proches de 0) ; en revanche une décroissance lente signifie que les événements peuvent être considérés comme dépendant les uns des autres et peuvent être marqués par des périodicités amplifiées.

A partir du corrélogramme simple, "l'effet mémoire" est égal au nombre de jours (k) qui correspond à la valeur $r(k) = 0.2$ du corrélogramme. Il représente l'inertie de l'aquifère et donne une idée de la présence de réserves et du degré de karstification (Mangin 1984). Cet effet est proportionnel au pouvoir de filtre du système ; il est inversement proportionnel au degré de karstification, c'est-à-dire moins un système est drainé avec des réserves importantes, plus la décroissance du débit et du corrélogramme sera lente, et plus les valeurs de l'effet mémoire seront élevées et vice versa.

Spectre de densité de variance

L'approche spectrale est comparable à l'approche corrélatrice : elle exprime dans le domaine fréquentiel ce dont le corrélogramme rend compte dans le domaine temporel (Mangin 1983). Le spectre permet l'identification des événements périodiques par la détermination de leurs fréquences et est obtenu à partir de la méthode proposée par Jenkins et Watts (1968). Le spectre permet de calculer, dans le cas d'une chronique de débits, deux paramètres caractérisant le fonctionnement du système hydrologique :

- **LA FREQUENCE DE COUPURE** est égale à la valeur de fréquence pour laquelle le spectre devient nul et à partir de laquelle les informations liées à la fonction d'entrée du système sont totalement filtrées. Plus cette fréquence est basse, plus l'inertie est grande et donc le système est moins karstifié. Entre autres, elle quantifie la régulation introduite par le système qui filtre l'information à court terme et la restitue à l'échelle du cycle annuel ou pluriannuel. La fréquence de coupure est la durée minimale que doit avoir une pluie pour influencer sur le système.

- **LE TEMPS DE REGULATION** représente la durée d'influence du signal d'entrée, c'est-à-dire la longueur de la réponse impulsionnelle (Mangin, 1984). Par exemple il définit la durée d'influence d'événements pluvieux sur le système. Sa valeur est égale à la valeur du spectre pour $f = 0$, divisée par 2. Plus le temps de régulation est grand, plus le système possède un comportement inertiel, plus les réserves sont grandes et le système est moins karstifié (Marsaud 1997).

3.1.2.3.3. Analyse croisée

L'analyse croisée, comme les analyses corrélatrices et spectrales simples, utilise les corrélogrammes et les spectres. Le traitement se fait entre une série "entrée" par rapport à une série "sortie". Elle permet l'étude de la relation pluie-débit et fournit une image de la réponse impulsionnelle du système par le corrélogramme croisé en assimilant l'aquifère à une boîte noire qui possède le comportement d'un filtre. Cela revient à étudier la corrélation entre une chronique d'entrée (supposée être la cause, par exemple la pluie) et une chronique de sortie (supposée être l'effet, en principe le débit). La forme de la réponse permet d'abord de dire si l'hypothèse faite est bien vérifiée (c'est-à-dire si la pluie est bien responsable des variations des débits).

Le corrélogramme croisé est exprimé pour des retards k, aussi bien positifs que négatifs. Il renseigne sur la réponse impulsionnelle du système due à l'effet du signal d'entrée. Le pic de la réponse est étalé dans le cas des systèmes mal drainés et d'autant plus accentué que le système est bien drainé. Le spectre croisé qui représente la transformée de Fourier du

corrélogramme croisé, montre la dépendance entre l'entrée et la sortie dans le domaine fréquentiel. Quatre fonctions en découlent, la fonction d'amplitude, la fonction de phase, le gain et la cohérence.

- Fonction d'amplitude

Elle fournit la valeur de la fréquence de coupure, déterminée sur le spectre, pour laquelle la corrélation pluie-débit est maximale et devient nulle en passant vers les hautes fréquences. La comparaison de cette fonction avec le spectre simple de la pluie permet de montrer la façon suivant laquelle le signal d'entrée (la pluie) est modulé par le système.

- Fonction de phase

Cette fonction donne le moyen d'estimer, pour chacune des fréquences, le déphasage entre l'entrée et la sortie. Ce déphasage est fonction de la durée de l'impulsion d'entrée, proportionnelle au stockage dans le système. Pour une fréquence donnée, le spectre de phase caractérise le retard de la sortie par rapport à l'entrée.

La phase θ est exprimée en radians ($1 \text{ rad} = 57.3^\circ$). Le retard (déphasage) pour une période donnée $T_0 = 1/f_0$ se déduit de la sorte : Retard (j) = $T_0 \cdot \theta/2\pi$.

- Fonction de cohérence

Cette fonction permet d'évaluer la linéarité du système karstique qui est en relation avec le drainage : plus le drainage est fonctionnel, plus les valeurs de la cohérence sont proches de 0.9. Dans le cas où les crues sont moins violentes et l'eau reconstitue les réserves, la valeur de la cohérence est plus faible.

- Fonction de gain

La fonction de gain permet d'évaluer la dynamique des réserves d'un système donné puisqu'elle représente la régression entre l'entrée (pluie) et la sortie (débit) en fonction de la fréquence :

- Si le gain est supérieur à 1 on a amplification du signal d'entrée, ce qui correspond pour les basses fréquences dans les systèmes hydrologiques, à un déstockage des réserves.

- Si le gain est inférieur à 1 on a atténuation du signal d'entrée, ce qui se traduit pour les hautes fréquences par un stockage lors des crues.

En général, l'intégration de cette fonction sur toute la bande des fréquences est inférieure à 1, car tout système est déficitaire compte tenu de l'utilisation en entrée des données de pluie brute et de la consommation d'eau par l'ETR.

3.1.2.3.4. Classification des systèmes karstiques

Les paramètres calculés à partir des ACS permettent de caractériser le fonctionnement des différents systèmes et d'identifier leur structure en les comparant avec des systèmes connus. Une classification a été établie par Mangin (1984) pour comparer les karsts étudiés à deux systèmes karstiques extrêmes de référence dont la structure est connue, ce sont :

- Aliou (Pyrénées françaises) : Système à degré de karstification élevé et sans réserves. La réponse de ce type de système s'apparente à l'hydrogramme unitaire d'un bassin de surface : effet mémoire réduit (5 jours, peu de réserves), fréquence de coupure très haute (0.30 jours, peu de filtrage) et temps de régulation court (10 à 15 jours, courte réponse impulsionnelle).

- Torcal (Espagne) : système à degré de karstification faible. Le système possède de fortes réserves avec un filtrage important et une longue réponse impulsionnelle.

- Deux autres systèmes intermédiaires, Baget et Fontestorbes, sont envisagés pour compléter la classification (tableau 3).

Types	Effet mémoire (jour)	Fréquence de coupure (jour)	Temps de régulation (jours)
Aliou	5 (Réduit)	0.30 (Très Haute)	10-15
Baget	10-15 (Petit)	0.20 (Haute)	20 - 30
Fontestorbes	50-60 (grand)	0.10 (Basse)	50
Torcal	70 (Considérable)	0.05 (très basse)	70

Tableau 3. Classification de Mangin des systèmes karstiques à partir des paramètres des ACS.

3.1.2.3.5. Application aux systèmes de Dalleh (Nahr El Jaouz) et Bziza (Nahr El Asfour)

Les chroniques disponibles ont été traitées au moyen du logiciel “STOCHASTOS” qui a été réalisé par Mangin et D’Hulst du Laboratoire Souterrain de Moulis. Ce logiciel a été développé pour réaliser le traitement de séries chronologiques de données hydrogéologiques ou climatologiques en autorisant une manipulation simple des données (saisie, filtrages, etc.). Il est destiné au traitement et à la modélisation de ces séries. Ces traitements peuvent conduire à la caractérisation du fonctionnement d’un système. On a procédé à la description de séries chronologiques de pluie et de débit dans l’espace temporel (corrélogramme) et dans l’espace des fréquences (spectre de densité de variance), puis à la mise en évidence de corrélations entre ces séries afin de déduire l’existence de relation entre les variables.

Pour réaliser l’ACS, plusieurs paramètres (les limites inférieure et supérieure de la fenêtre d’observation et le pas d’échantillonnage) ont été fixés, puis deux types de séries chronologiques ont été considérées : le débit moyen et la pluviométrie avec un pas de temps journalier. Deux types d’analyse ont été effectuées : l’analyse à court terme et celle à long terme. Pour le premier type d’analyse, le pas d’échantillonnage fixé est de 1 jour, la limite supérieure de la fenêtre d’observation ($m = n/3$) est de 125 jours avec n le cycle hydrologique (normalement, il débute avec la fin de l’été et se termine à la fin de l’été suivant). Les cycles ont été comparés entre eux avec la même fenêtre d’observation.

Le second type permet d’identifier le comportement moyen du système et d’identifier les phénomènes périodiques de longue période de retour ou bien des tendances à long terme. La longueur minimale des chroniques utilisées est de l’ordre de 5 ans, la borne supérieure de la fenêtre d’observation est de 125 jours avec un pas d’échantillonnage de 1 jour (sans faire un lissage des données).

On a appliqué l’ACS sur le système de Dalleh (Nahr El Jaouz) et sur la station de Bziza (Nahr El Asfour). Il faut noter que la station de Bziza n’est pas bien représentative des débits de l’aquifère de l’amont car elle est située à l’aval loin de la source de Mar Challita et des prélèvements sont faits le long de la rivière.

Les séries chronologiques de pluie et de débit des cycles 1966-1971 pour Dalleh et 1969-1971 pour Bziza ont été traitées afin d’analyser le comportement des deux systèmes. Les méthodes d’analyse employées sont :

- Analyse simple à long et à court terme des séries de pluie.
- Analyse simple des séries de débit.
- Analyse croisée des séries de pluie-débit.

Analyses à court et à long terme des pluies brutes

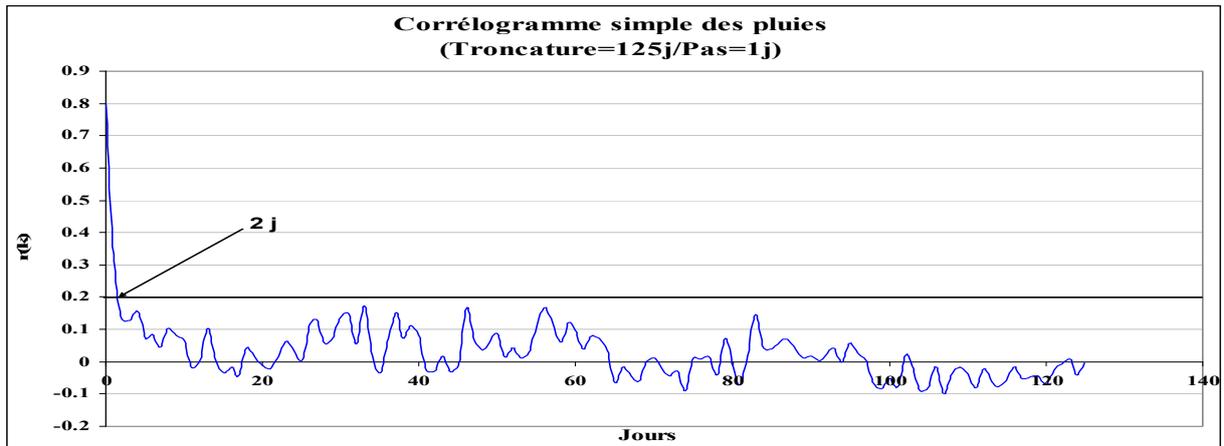


Figure 70. Corrélogramme simple des pluies à court terme.

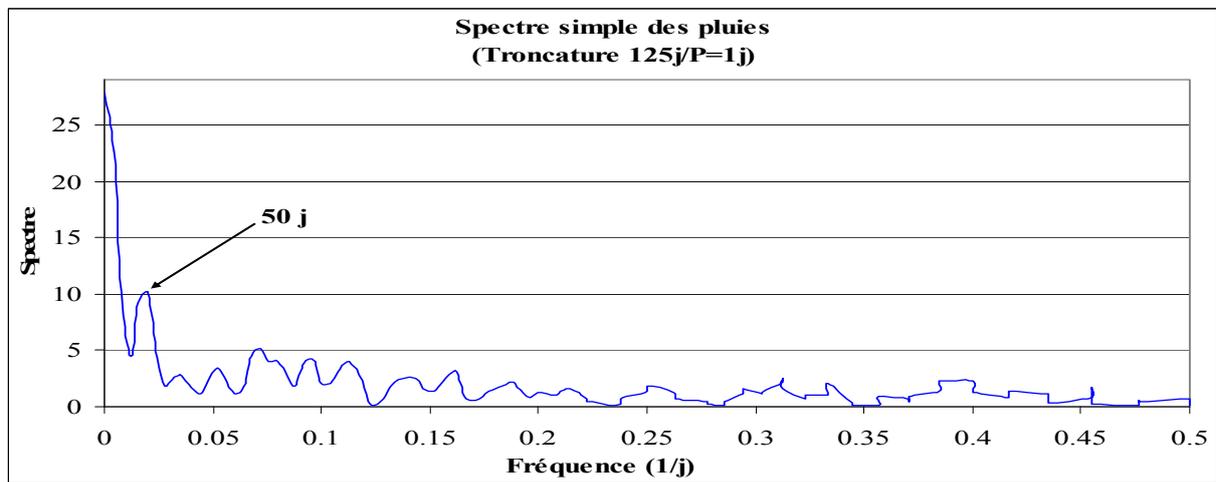


Figure 71. Spectre simple des pluies à court terme.

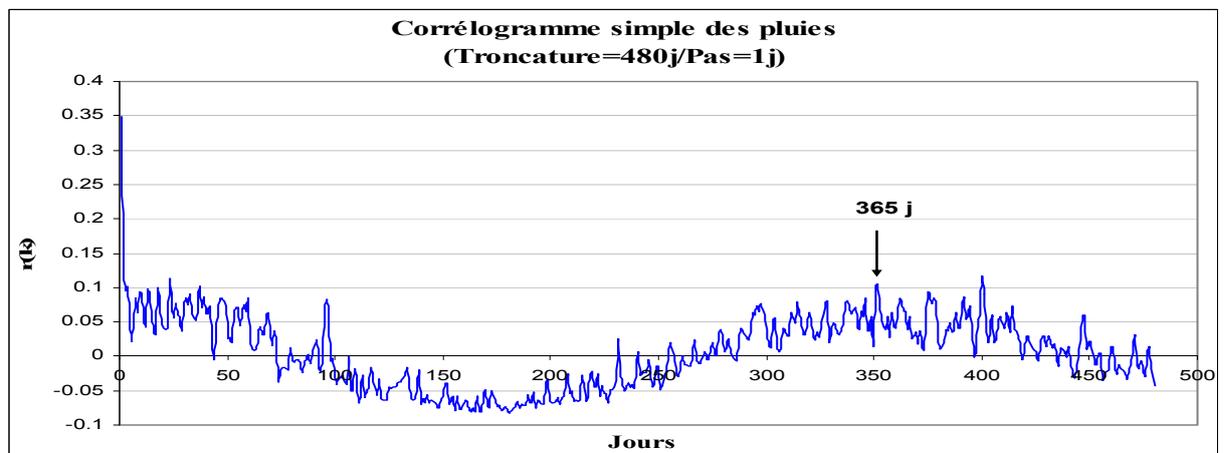


Figure 72. Corrélogramme simple des pluies à long terme.

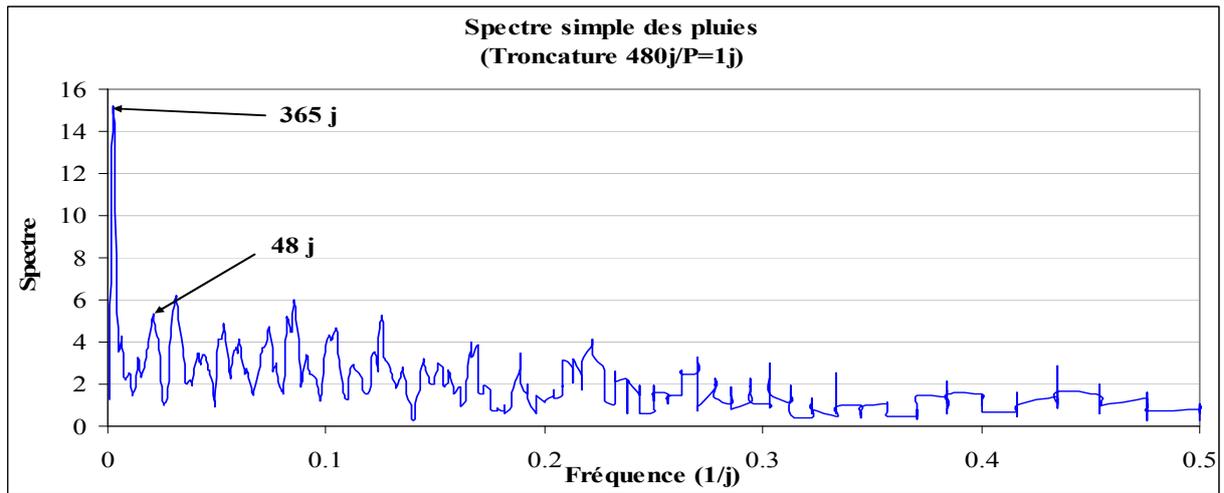


Figure 73. Spectre simple des pluies à long terme.

L'analyse simple de la chronique de pluies étudiée et caractérise la distribution des précipitations ; elle en vérifie la nature aléatoire à court terme (Marsaud, 1997).

L'analyse à court terme (figure 70) présente un corrélogramme qui décroît très vite puis reste proche de $r(k)=0$. La pluie apparaît comme quasi-aléatoire à court terme (< 2 mois) ; ceci est confirmé par le spectre (figure 71), qui montre cependant une faible pseudo-périodicité à 50 jours.

L'analyse à long terme montre la présence d'un cycle annuel de pic de 365 jours sur le corrélogramme (figure 72) ; ceci est confirmé par le spectre (figure 73). Le cycle caractérise le climat méditerranéen à deux saisons : la saison pluvieuse et la saison sèche.

Système de Dalleh

Analyses simples

Analyse à long terme

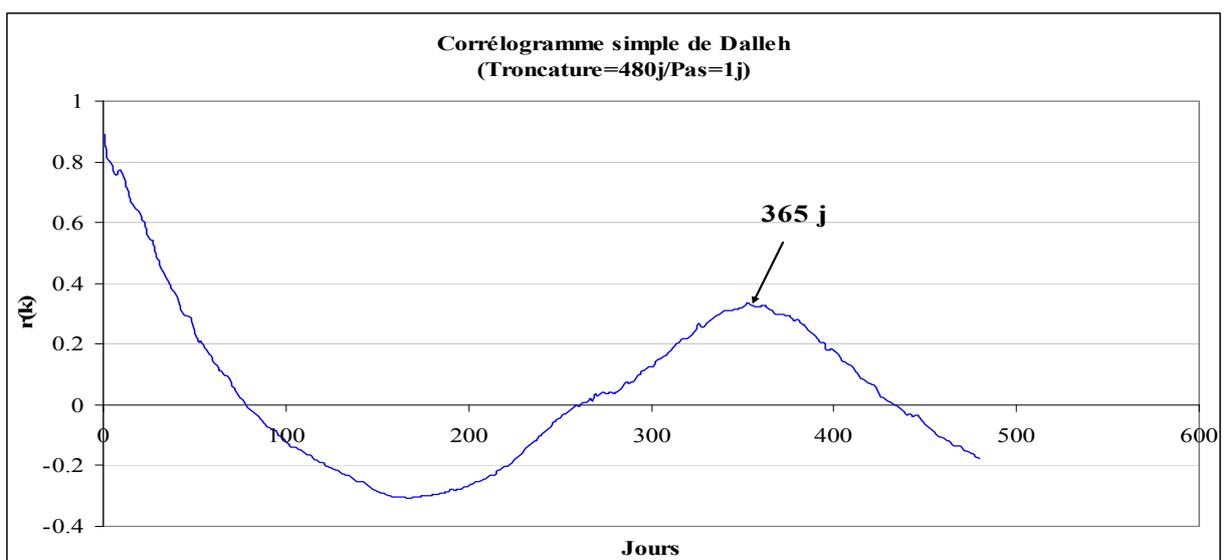


Figure 74. Corrélogramme simple de Dalleh à long terme.

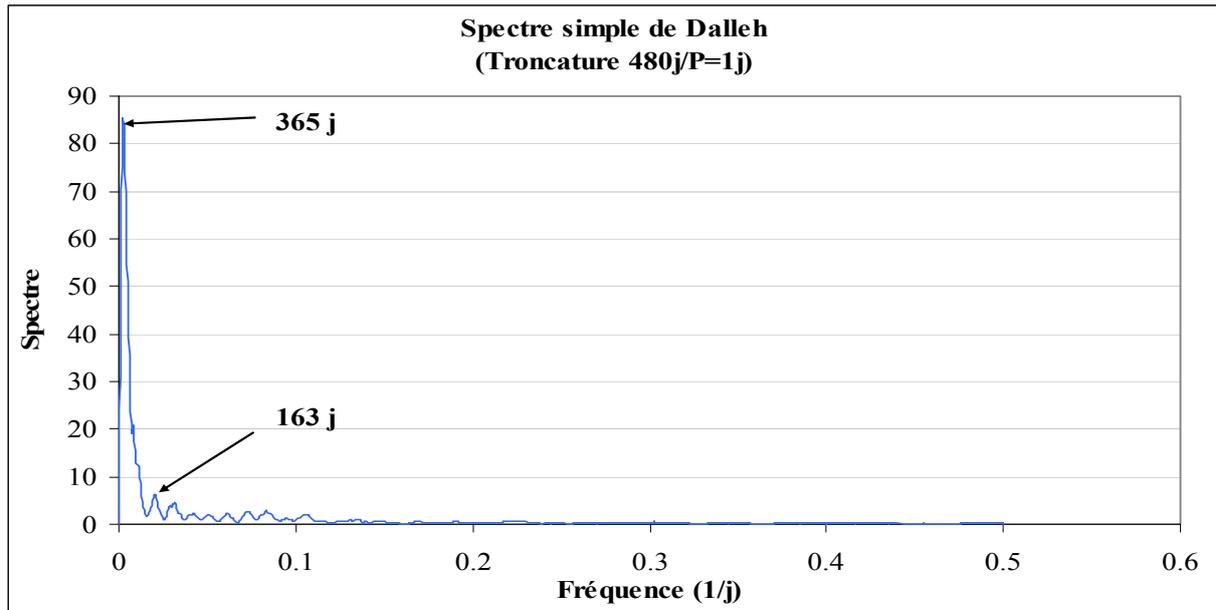


Figure 75. Spectre simple de Dalleh à long terme.

Le corrélogramme simple du débit montre une décroissance lente avec une structure périodique de 365 jours (figure 74) ; ceci est confirmé par le spectre simple correspondant au même cycle hydrologique (figure 75).

Le spectre, à l'origine, présente une ordonnée qui n'est pas négligeable ; il peut donc y avoir une régulation pluriannuelle : les réserves accumulées au cours d'un cycle hydrologique avec un report partiel possible sur les cycles suivants.

D'après le corrélogramme on peut conclure que le système de Dalleh présente une régulation annuelle et restitue les volumes d'eaux infiltrés chaque année ; cette régulation est assurée en grande partie par les grandes réserves existant dans le système.

Analyse à court terme

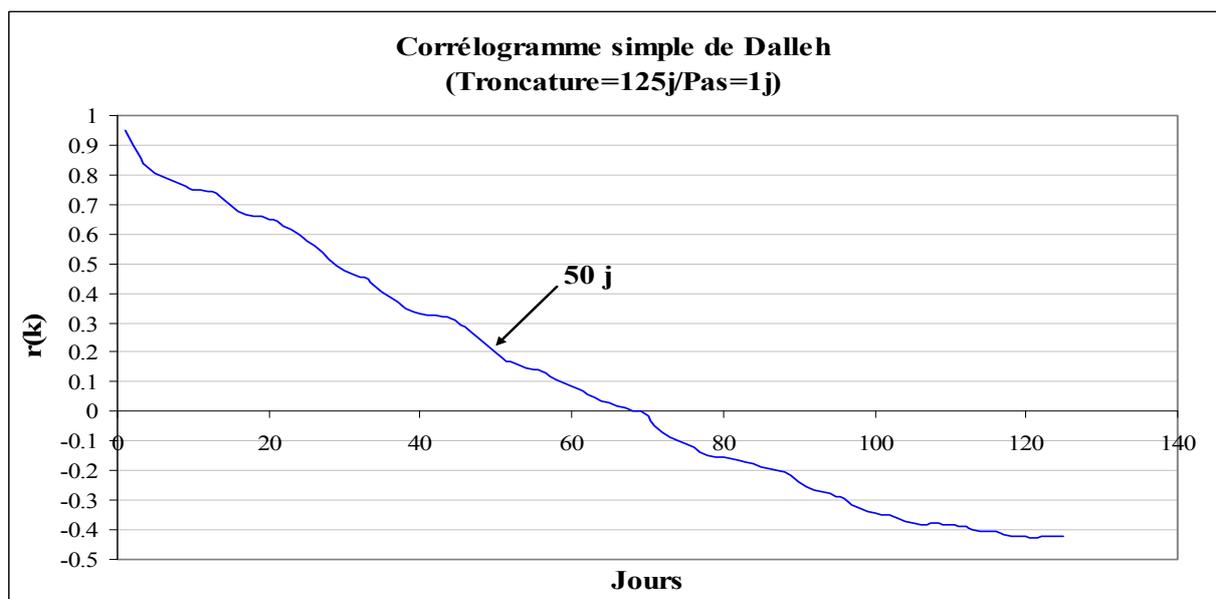


Figure 76. Corrélogramme simple de Dalleh à court terme.

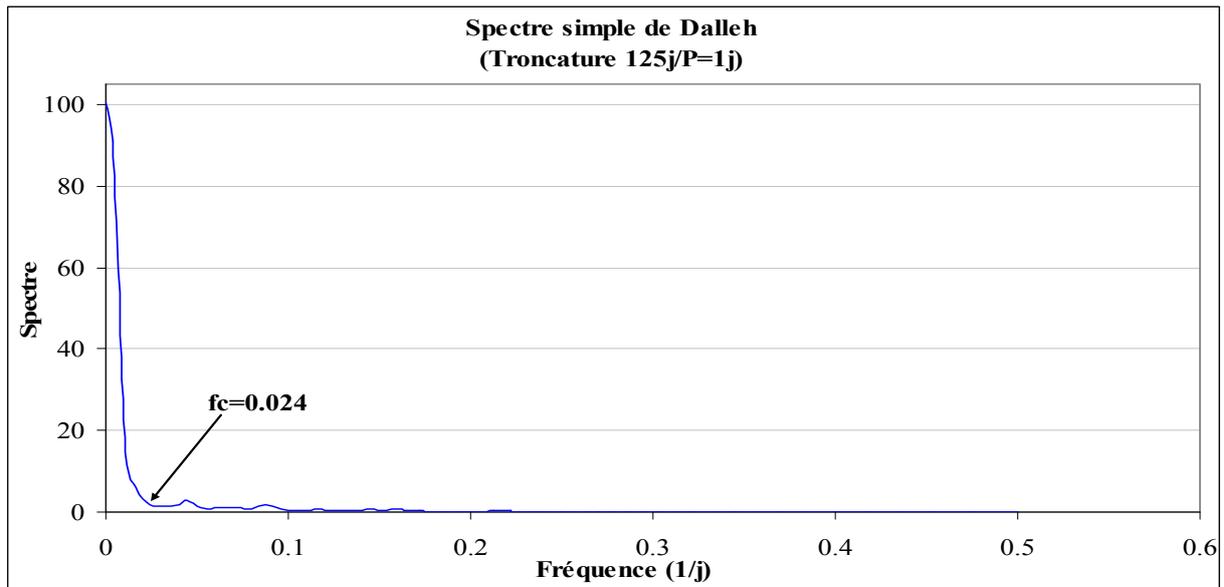


Figure 77. Spectre simple de Dalleh à court terme.

Le corrélogramme simple à court terme du débit de Dalleh (figure 76) décroît lentement et est inférieur à 0.2 à partir de 50 jours. Cette décroissance lente indique un filtrage important ; il s'agit d'un système inertiel avec un degré de karstification fonctionnelle moyen. Le système karstique module les pluies en introduisant un effet mémoire du système qui est proportionnel à ses réserves et traduit la dépendance des événements affectant la chronique de débits dans le temps. Cette dépendance est liée au fonctionnement du système karstique et à la fonte de neige.

Le filtrage induit par le système est confirmé par le spectre simple à court terme (figure 77) ; la fréquence de coupure est de 0.024 (42 jours). Le temps de régulation assez long, de l'ordre de 50 jours (2 mois). L'ensemble de ces paramètres est représentatif d'un système complexe, inertiel à karstification fonctionnelle moyenne ou moyennement développée.

Les analyses croisées pluies- débits

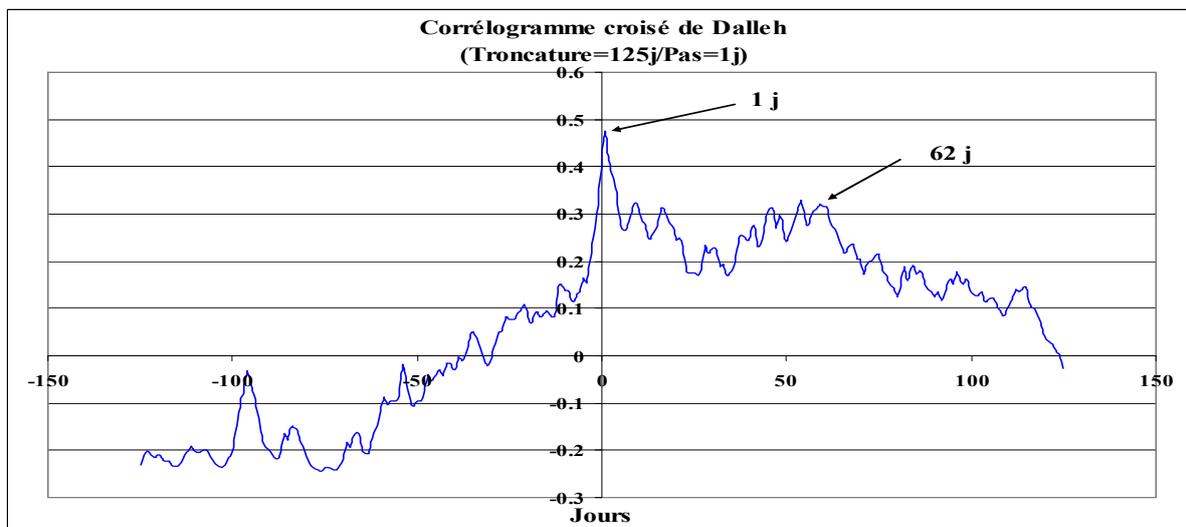


Figure 78. Corrélogramme croisé de Dalleh à court terme.

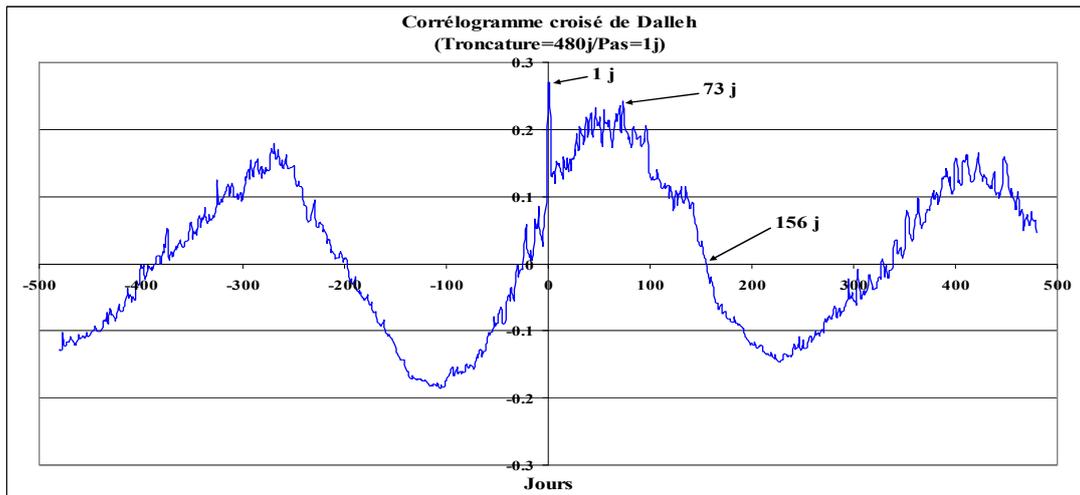


Figure 79. Corrélogramme croisé de Dalleh à long terme.

Les analyses croisées à court et à long terme présentent des réponses comparables. Elles montrent la présence d'une réponse complexe schématiquement composée de deux signaux, un à court terme très rapide et l'autre à écoulement différé (figures 78 et 79).

La source karstique de Dalleh représente l'essentiel du débit total du Nahr El Jaouz. Elle reçoit les écoulements de surface de ce qui vient de l'amont et des trop-pleins du karst. Par conséquent, le signal à la station n'est pas uniquement celui du système karstique. Ces ruissellements constituent certainement la réponse à très court terme ; la réponse à long terme, en partie déformée par le retard à l'infiltration (fonte de neige) est celle du karst. Durant les hautes eaux, une partie des écoulements karstiques échappe à l'effet filtre de l'aquifère par la mise en fonctionnement de trop pleins à l'amont de Dalleh. Ces trop pleins correspondent à un niveau bien karstifié ancien, à fonctionnement hydrologique temporaire.

La réponse du système aux impulsions de pluie se fait selon deux modalités ; en premier, le pic à 1 jour représente l'écoulement rapide, assuré par les ruissellements de surface temporaires et les trop-pleins du karst ; un deuxième pic (73 jours) représente l'écoulement retardé et étalé avec une décroissance lente correspondant à un effet capacitif élevé caractérisant les systèmes mal drainés, peu karstifiés ou possédant des structures non fonctionnelles. Le pic à Dalleh caractérise un drainage plus ou moins fonctionnel donc un système moyennement karstifié.

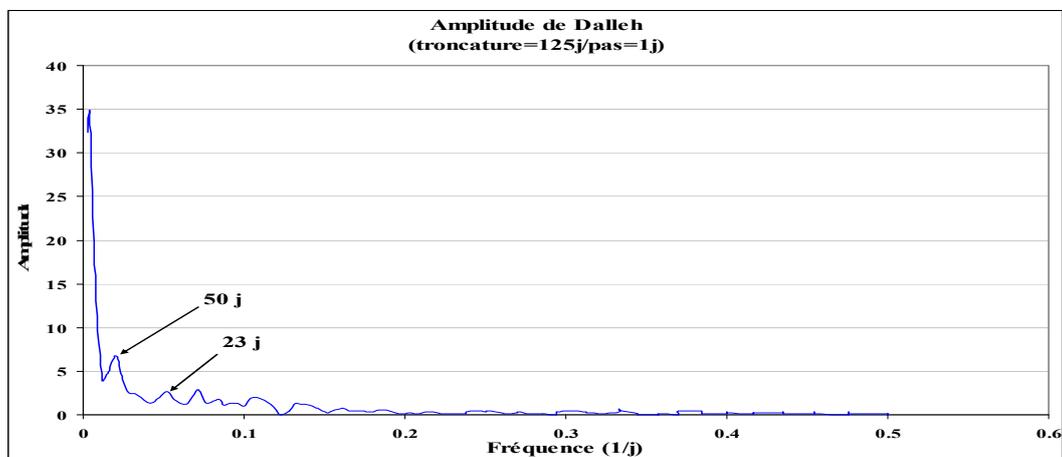


Figure 80. Fonction d'amplitude de Dalleh à court terme.

La fonction d'amplitude (figure 80) montre que la covariance est relativement élevée pour les basses fréquences. A partir de 0.024 j^{-1} (42 jours), elle devient négligeable confirmant la fréquence de coupure déjà calculée. La covariance élevée indique qu'à ces périodes correspond une bonne relation de cause à effet. La fonction d'amplitude montre que la réponse impulsionnelle n'est valide que pour les basses fréquences. Ceci confirme le comportement inertiel du système.

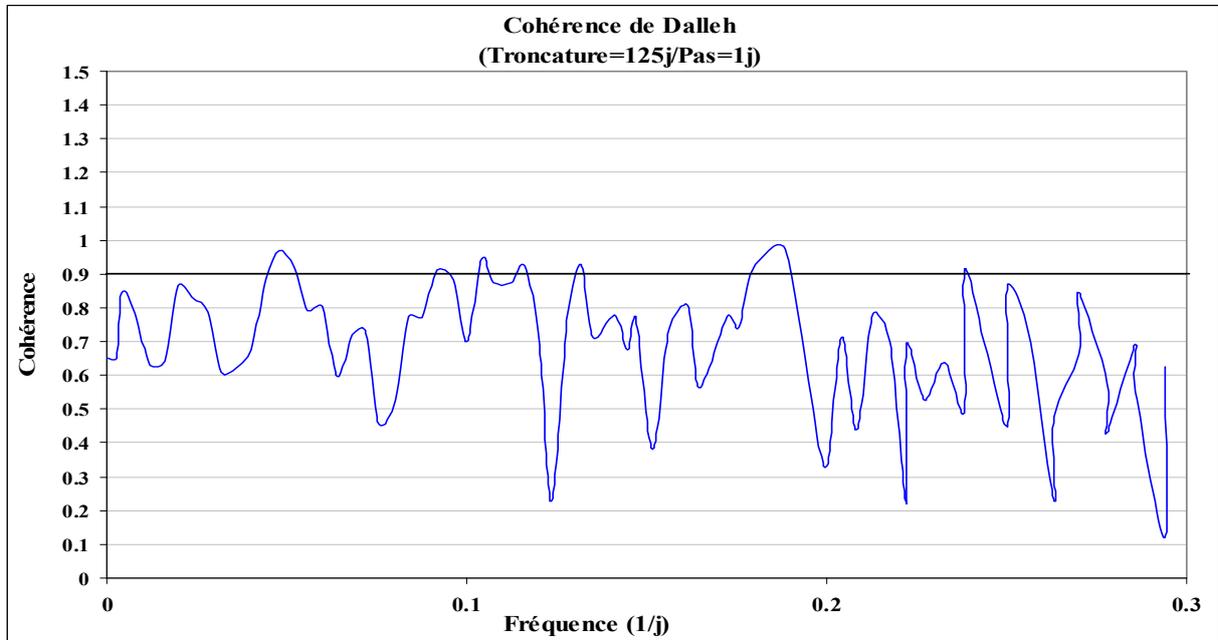


Figure 81. Fonction de cohérence de Dalleh à long terme.

La fonction de cohérence de Dalleh (figure 81) est relativement instable pour les hautes fréquences, ce qui correspond aux écoulements temporaires. Les valeurs de cohérence sont proches de 0.9 ce qui signifie que le fonctionnement est linéaire.

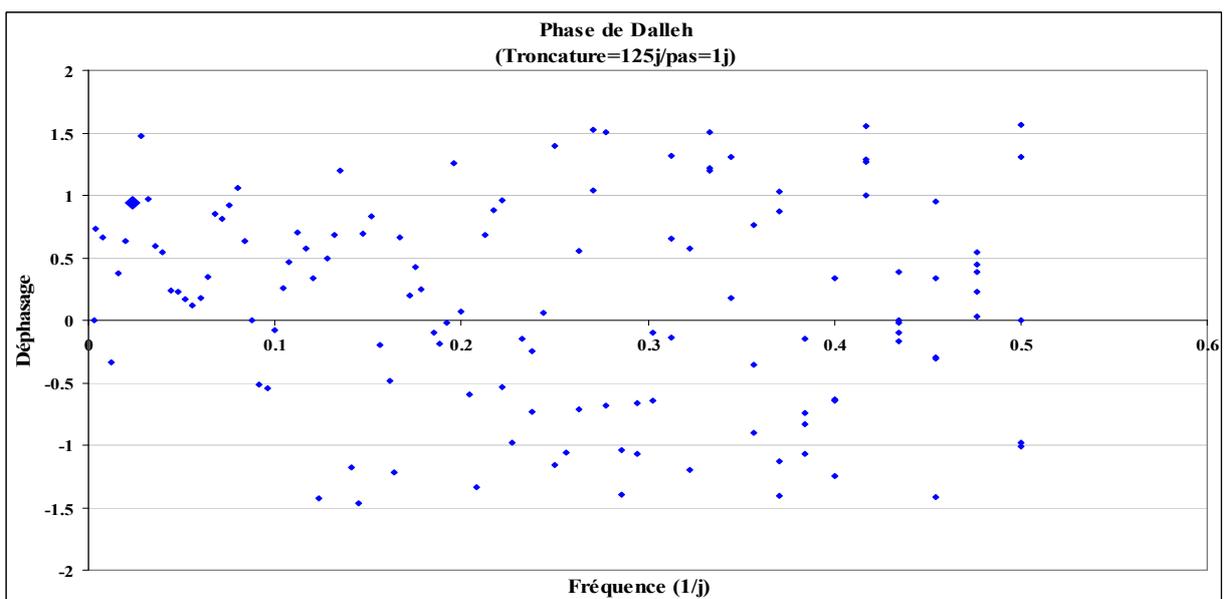


Figure 82. Déphasage du débit de Dalleh par rapport à la pluie à court terme.

Le déphasage (figure 82) représentatif de la relation pluie débit est calculé pour la fréquence de coupure ($0.024 = 42$ jours) et vaut 0.939 rad (53.8°) et donne une valeur de retard de 6 jours. Cette valeur est relativement élevée et permet de conclure que l'effet de la pluie ne peut être perçu à l'exutoire qu'après une semaine environ.

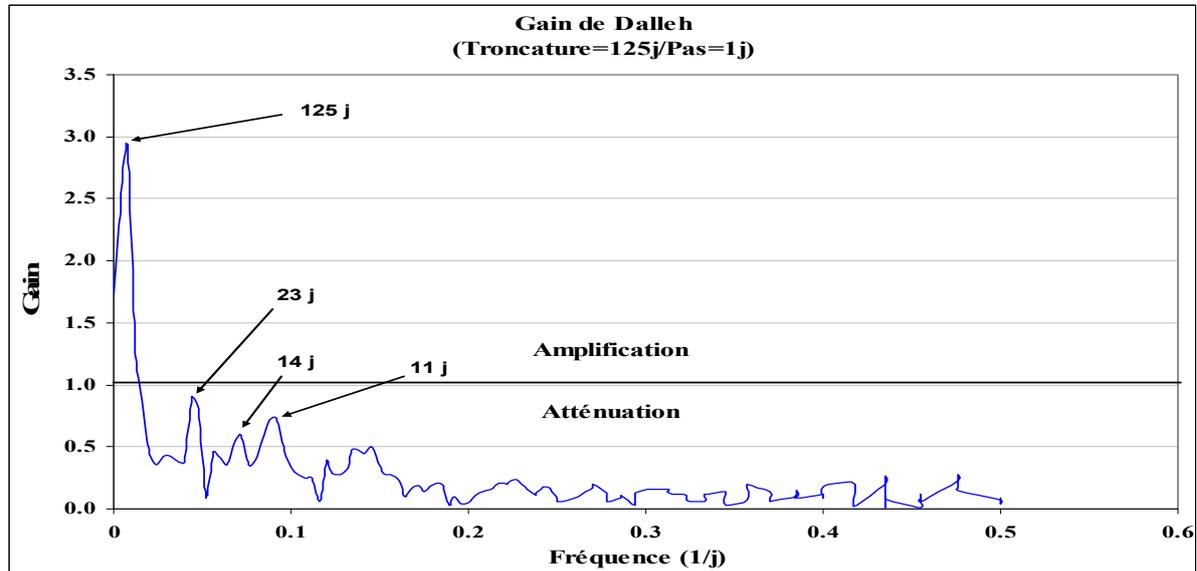


Figure 83. Fonction de gain de Dalleh à court terme.

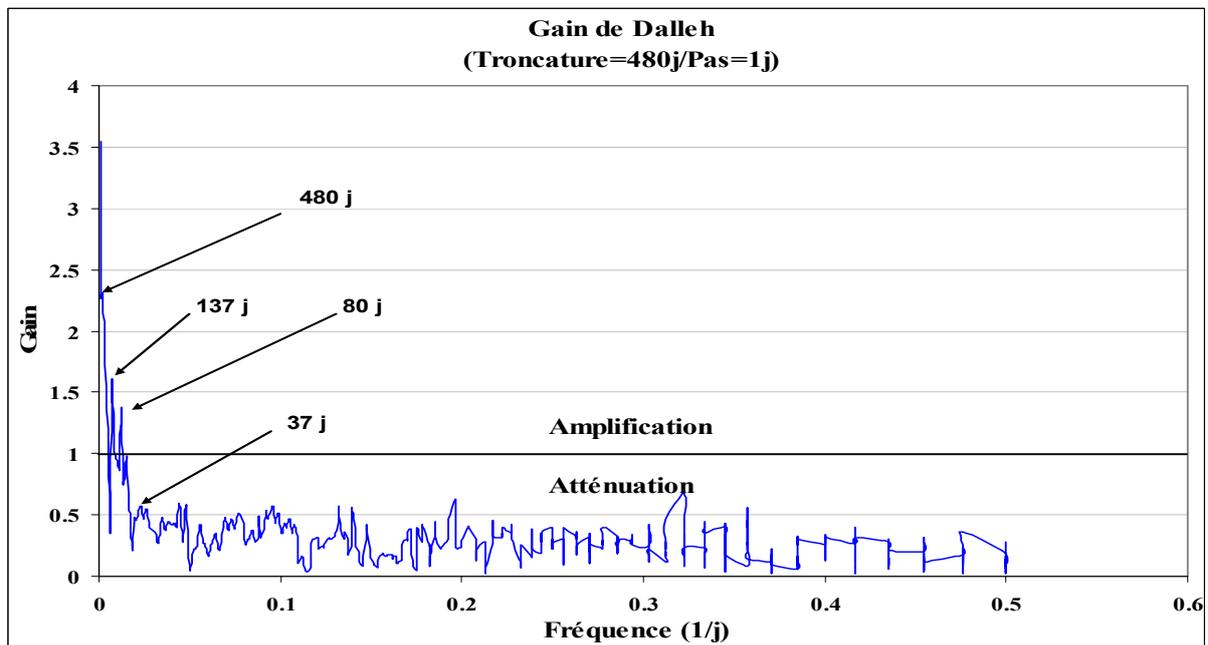


Figure 84. Fonction de gain de Dalleh à long terme.

L'analyse de la fonction de gain de Dalleh indique une atténuation très nette des hautes fréquences au profit d'une amplification à moyen et long termes (figures 83 et 84). Cette amplification est due au pouvoir filtrant du système. Le caractère saisonnier des précipitations est amplifié par le système du fait de la régulation annuelle.

Système de Bziza

Du fait qu'on a seulement deux cycles à traiter (1969-1971), il n'est pas utile de différencier les analyses à court et à long terme ; l'analyse d'un cycle ou des deux donne les mêmes résultats.

Analyses simples

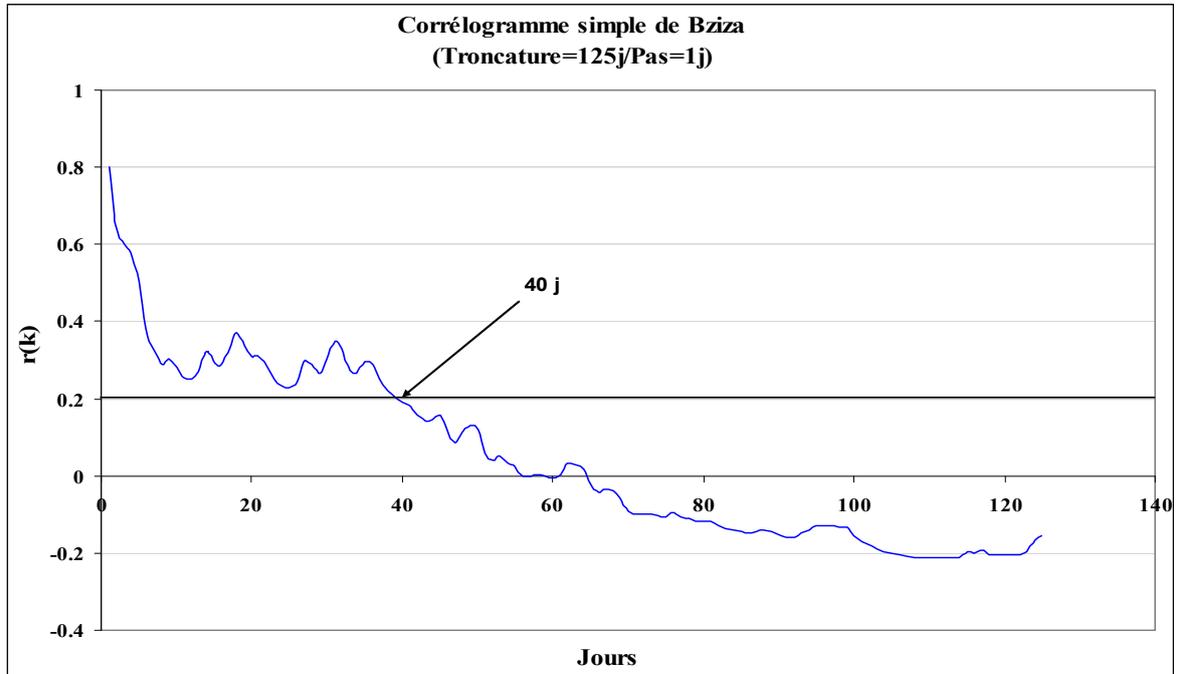


Figure 85. Corrélogramme simple de Bziza.

Pour cette analyse un pas d'échantillonnage de 1 jour avec une fenêtre d'observation de 125 jours est fixé. D'après le corrélogramme et le spectre obtenus, les caractères suivants apparaissent :

Le corrélogramme simple du débit (figure 85) décroît lentement, se stabilise sous forme d'un plateau régulier entre 8 et 38 jours (1 mois) et est inférieur à 0.2 à partir de 40 jours.

La tendance à moyen et long terme peut être attribuée, par comparaison avec Dalleh, aux variations saisonnières dues aux précipitations. Dans l'ensemble, l'effet mémoire est moyen, de l'ordre de 40 jours. Il est en partie lié à la fonte de neige qui soutient le débit pendant "un mois". La décroissance lente du corrélogramme indique un filtrage moyen ; il s'agit d'un système inertiel avec un degré de karstification moyennement fonctionnel.

Donc, le corrélogramme simple du débit montre une décroissance lente avec une tendance probable à des variations saisonnières ; le temps de régulation moyen est associé à des réserves du système moyennes.

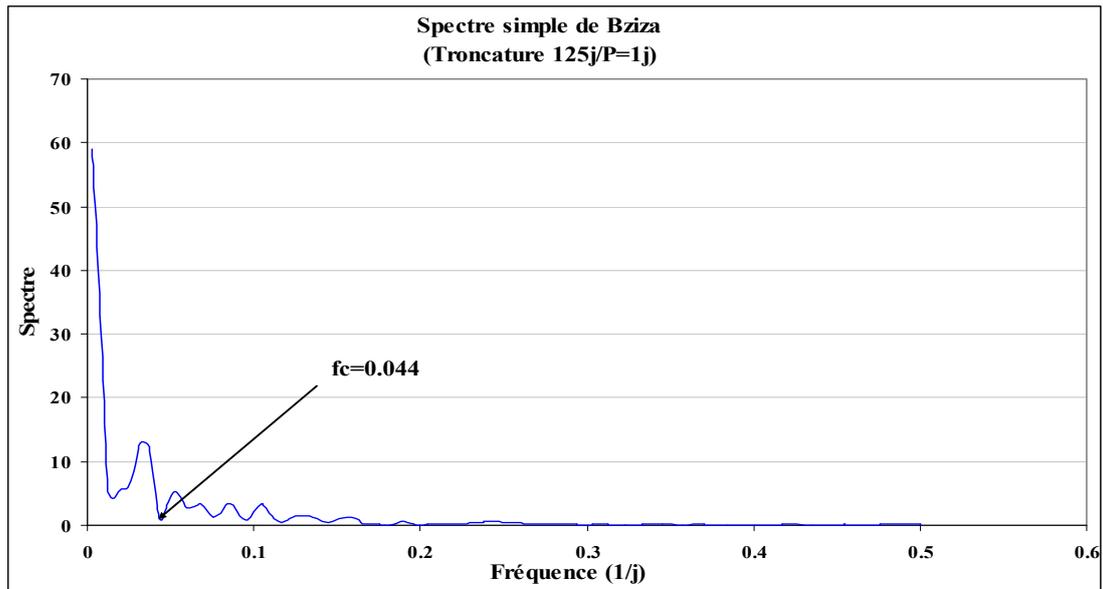


Figure 86. Spectre simple de Bziza à court terme.

Le système de Bziza présente une régulation à l'échelle mensuelle et restitue les volumes d'eaux infiltrés chaque année. Le filtrage induit par le système est confirmé par le spectre simple (figure 86). La fréquence de coupure est de 0.044 (23 jours). Tous les événements pluvieux de durée inférieure au mois sont donc filtrés par le système et n'influencent pas trop les débits à l'exutoire ; c'est pour cela qu'on n'observe pas de forts débits de crue à Bziza (débit maximal $4 \text{ m}^3/\text{s}$) et les variations de débits sont de faibles amplitude. L'ensemble de ces paramètres est représentatif d'un système complexe, inertielle à karstification moyennement fonctionnelle. Les analyses simples confirment l'analyse de courbes de récessions de Bziza qui indique l'existence de réserves moyennes, 2.45 hm^3 pour un système de dimensions réduites de quelques km^2 .

Les analyses croisées pluies-débits

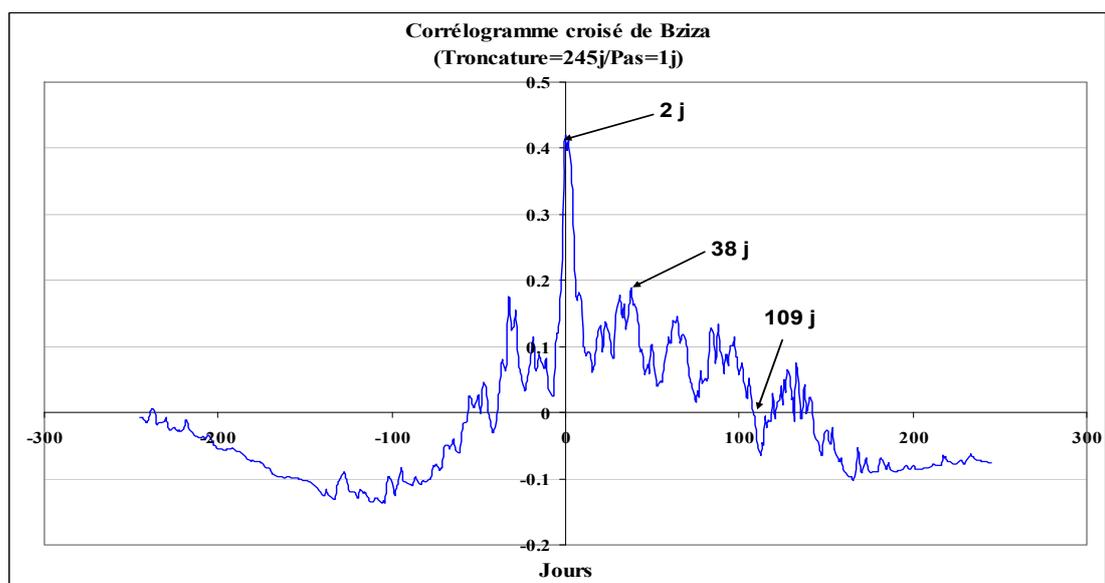


Figure 87. Corrélogramme croisé de Bziza à moyen terme.

La source karstique de Mar Challita représente l'essentiel du débit total du Nahr El Asfour. Mais ce sont les données de la station du pont de Bziza, éloignée de quelques kilomètres en aval de la source qui sont traitées. Cette station reçoit les écoulements de surface de l'amont et la source du karst. Donc, le signal à la station n'est pas uniquement celui du système karstique.

Le corrélogramme croisé de Bziza montre plusieurs pics, à +2 et +38 jours, puis décroît et coupe l'axe à 109 jours. On attribue le pic de 2 jours à l'écoulement rapide, les autres pics seront attribués aux réserves, à la neige, à la structure et à d'autres facteurs qui peuvent induire un retard dans la restitution de l'eau à l'exutoire (figure 87).

Le filtrage des hautes fréquences est moyen. Le second pic caractérise un drainage moyennement fonctionnel caractérisant donc un système à karstification moyenne.

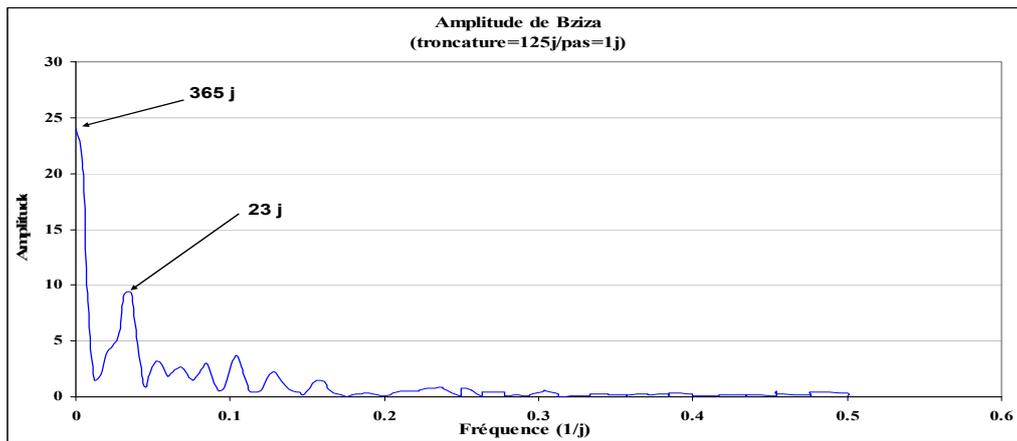


Figure 88. Fonction d'Amplitude de Bziza.

La fonction d'amplitude de Bziza (figure 88) montre que la covariance est relativement élevée pour les basses fréquences. A partir de 0.044 j^{-1} (23 jours), elle devient négligeable confirmant la fréquence de coupure déjà calculée. La covariance élevée indique qu'à ces périodes correspond une bonne relation de cause à effet. Ceci montre que le système de Bziza atténue les événements pluvieux de période inférieure à 23 jours, c'est-à-dire que la relation pluie-débit s'établit à long terme. La fonction d'amplitude montre que la réponse impulsionnelle n'est valide que pour les basses fréquences, c'est-à-dire que le système filtre les hautes fréquences.

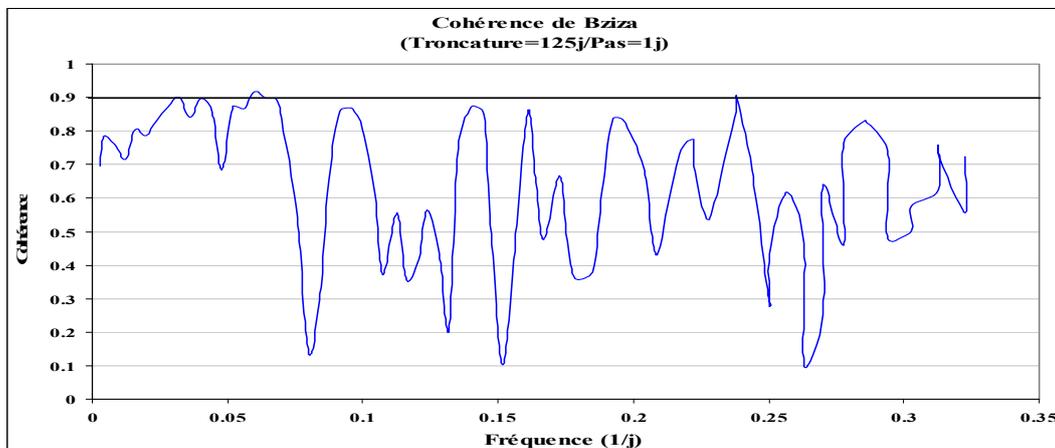


Figure 89. Fonction de cohérence de Bziza.

La fonction de cohérence de Bziza (figure 89) est relativement instable pour les hautes fréquences. Les valeurs de cohérence sont proches de 0.9 ce qui signifie que le drainage est fonctionnel. Ceci est un indice de l'effet régulateur du système qui répartit le signal d'entrée à l'échelle du cycle. De même, la fonction de cohérence présente des valeurs variant entre 0.7 et 0.9 pour les fréquences inférieures à la fréquence de coupure (0.044), ce qui indique une mauvaise linéarité entre la pluie et le débit et qui va dans le sens du comportement complexe du Nahr El Asfour, dans sa partie de l'amont.

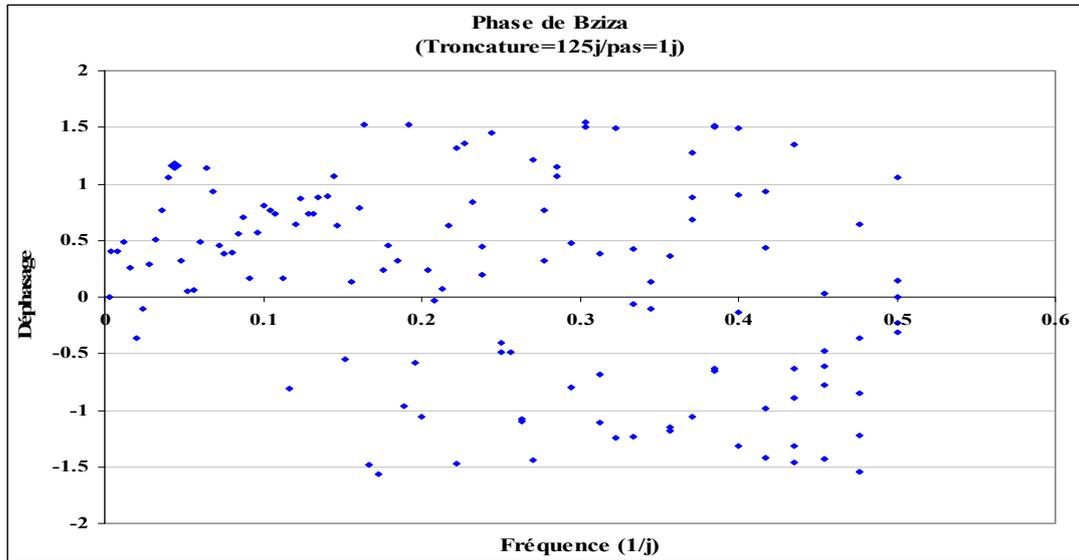


Figure 90. Déphasage du débit de Bziza par rapport à la pluie.

Le déphasage de Bziza (figure 90) représentatif de la relation pluie-débit est calculé pour la fréquence de coupure ($0.044 = 23$ jours) et vaut 1.1609 rad (53.8°) donne un retard de 4 jours. Cette valeur élevée permet de conclure que l'effet de la pluie ne peut être senti à l'exutoire qu'après quelques jours.

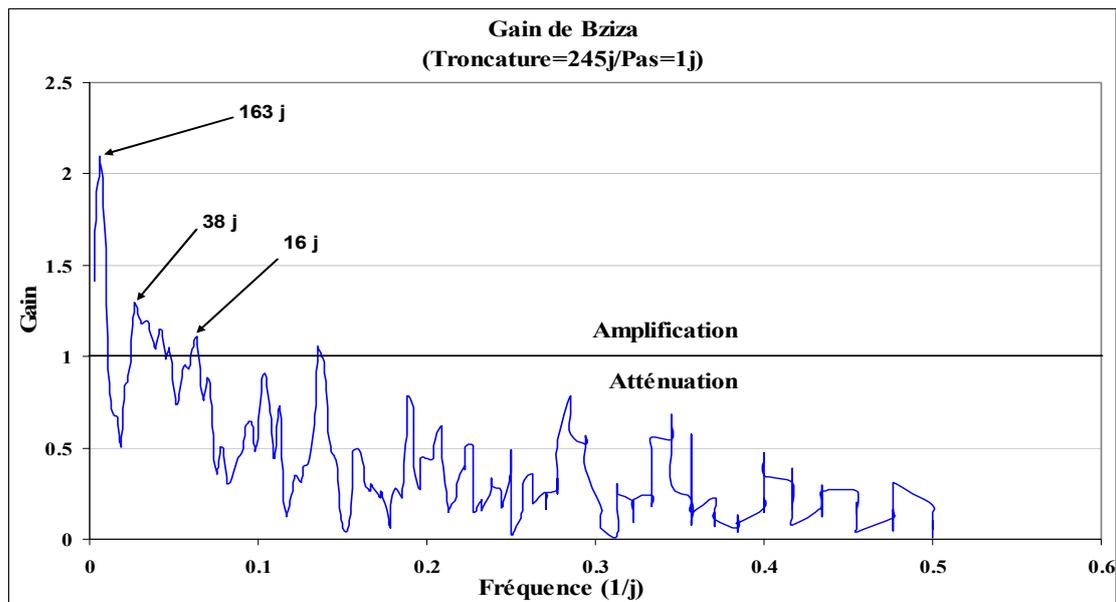


Figure 91. Fonction de gain de Bziza à long terme.

Enfin, l'analyse de la fonction de gain de Bziza (figures 91) indique une atténuation très nette des hautes fréquences au profit d'une amplification à moyen et long terme. Cette amplification peut être due au pouvoir filtrant moyen du système, ce qui indique un pouvoir inertiel moyennement important de l'aquifère de Bziza et l'existence des réserves moyennes.

Le caractère saisonnier des précipitations est amplifié par le système; c'est l'effet de la régulation annuelle qui est bien marqué ; mais d'autres caractères montrent l'amplification à long terme (163 jours) ; ceci est due aux jeux des réserves où on aurait un stockage à long terme (à l'échelle saisonnière) et déstockage à court terme. L'atténuation à court terme peut être due aux prélèvements et/ou aux pertes le long du Nahr El Asfour, à l'amont immédiat de la station hydrométrique.

3.1.2.3.6. Discussion et synthèse

Les analyses corrélatoires donnent la forme de la réponse impulsionnelle du système en nous guidant sur l'effet mémoire, le temps de régulation et la fréquence de coupure du système et en nous aidant à identifier des facteurs qui peuvent avoir un effet sur le fonctionnement du système (neige, degré de karstification, ...).

Dans le cas où les entrées sont aléatoires et la corrélation entre la pluie et le débit est bonne, le corrélogramme croisé fournit une bonne image de la réponse impulsionnelle donc de l'hydrogramme unitaire. Ce qui n'est pas le cas puisque dans les deux cas de Dalleh et Bziza, le corrélogramme croisé ne fournit pas une bonne image de la réponse impulsionnelle et de l'hydrogramme unitaire, il n'explique pas bien la fonction de transfert.

A titre de comparaison, les données concernant les systèmes karstiques de Dalleh et de Bziza présentent des réponses à peut près comparables et ont été rapprochées de celles de différents systèmes karstiques déjà largement étudiés (tableau 4). La source de Dalleh, avec un grand effet mémoire, un temps de régulation moyen (50 jours) et une fréquence de coupure très basse (0.024) est située entre le type Torcal et Anjar. Dans la classification de Mangin elle apparaît comme un aquifère karstique à degré de karstification fonctionnelle faible caractérisé par des réponses impulsionnelles longues et un fort pouvoir de filtre, lié à des réserves assez importantes. Bziza est un système complexe par son comportement, assez bien drainé, possédant un pouvoir inertiel moyen, caractérisé par sa capacité de stockage moyenne et par suite par l'existence de réserves moyennes.

Nom	Effet Mémoire (rk = 0.2)	Fréquence de Coupure	Temps de Régulation	Réponse Impulsionnelle
Aliou	Réduit (5 jours)	Très haute (0.30)	10 à 15 jours	
Baget	Petit (10 à 15 jours)	Haute (0.2)	20 à 30 jours	
Fontestorbes	Grand (50 à 60 jours)	Basse (0.1)	50 jours	
Torcal	Considérable (70 jours)	Très basse (0.05)	70 jours	
Anjar	Considérable (69 jours)	Très basse (0.028)	70 jours	
Chamsine	Très grand (91 jours)	Très basse (0.036)	80 jours	
Dalleh	Grand (50 jours)	Très basse (0.024)	50 jours	
Bziza	Moyennement grand (40 jours)	Très basse (0.044)	40 jours	

Tableau 4. Données tirées de l'analyse corrélatoire et spectrale des systèmes de Dalleh et de Bziza comparées à celle des systèmes de référence selon Mangin (1984) et El Hakim (2005).

3.1.3. Synthèse générale sur le fonctionnement hydrologique régional

Les données disponibles de débits sur Nahr El Jaouz et Nahr El Asfour, représentés respectivement par la source de Dalleh et le pont de Bziza (provenant de Mar Challita), ont été traitées pour étudier le fonctionnement hydrodynamique des aquifères qui les alimentent. Bien que les deux sources jaillissent d'aquifères jurassiques et ne soient pas représentatives de l'aquifère CT, leur fonctionnement devrait informer sur l'état de développement karstique dans toute la région et surtout le bassin d'alimentation karstique de Chekka.

L'analyse des débits classés des deux systèmes, Dalleh et Mar Challita, a reflété leurs comportements qui conduisent à considérer qu'ils ont un fonctionnement hydrologique comparable. En effet, aux bas débits, les deux systèmes reçoivent des apports supplémentaires provenant de leurs réserves de la zone noyée. En hautes eaux, l'extrapolation médiocre de la courbe de tarage ne permet pas d'analyser correctement leur fonctionnement.

L'analyse des courbes de récession a permis de caractériser les infiltrations et les zones noyées. En effet, l'analyse de la courbe de récession de Dalleh a montré que la karstification de la zone noyée n'est pas très fonctionnelle ; l'écoulement est pérenne et un retard à l'infiltration (dû à la neige) existe. Le système est classé dans le domaine des systèmes karstiques complexes et de grandes dimensions.

Pour Mar Challita, la mauvaise qualité des données de la station du pont de Bziza (éloignée de la source principale) a conduit à de mauvais ajustements de la courbe de récession. En fait, l'analyse de ces courbes a classé le système de Mar Challita dans le domaine des systèmes karstiques complexes dont la structure est faite de nombreux sous-systèmes. En réalité, cette classification n'est pas significative et ne donne pas clairement l'idée du comportement de l'aquifère karstique du Nahr El Asfour parce que d'après les données de terrain, l'aquifère possède des conduits karstiques à l'aval et l'infiltration est dominante avec une zone noyée peu importante. Ceci est dû au mauvais fonctionnement de la station de mesure, qui devra être placée plus à l'amont.

Les analyses corrélatoires de Dalleh et Bziza ont donné la forme de la réponse impulsionnelle des systèmes en précisant sur l'effet mémoire, le temps de régulation et la fréquence de coupure du système et en identifiant les facteurs qui peuvent avoir un effet sur le fonctionnement du système parce que les entrées ne sont pas aléatoires et la corrélation entre la pluie et le débit n'est pas bonne. Dans les deux cas (Dalleh et Bziza), le corrélogramme croisé ne fournit pas une bonne image de la réponse impulsionnelle et de l'hydrogramme unitaire en n'expliquant pas bien la fonction de transfert. Malgré tout, les données concernant les systèmes karstiques de Dalleh et de Bziza présentent des réponses à peu près comparables et ont été rapprochées de celles de différents systèmes karstiques déjà étudiés.

3.2. Approche hydrogéochimique

La chimie des eaux, qu'elles soient souterraines ou de surface, est un moyen d'information sur l'origine et sur les modalités d'écoulement des eaux. Elle offre des outils qui permettent d'utiliser les éléments dissous dans l'eau comme des traceurs naturels au moyen desquels l'histoire de l'eau peut être reconstituée.

Un réseau de points d'eau témoins a été l'objet d'observations mensuelles ou tous les deux mois. Le nombre élevé d'analyses effectuées a permis de comparer le chimisme des eaux de l'ensemble des points afin de dégager des caractéristiques liées aux aquifères qu'elles drainent et de définir leur évolution dans le temps et dans l'espace.

Les paramètres considérés sont : température (T), pH, conductivité (C), bicarbonates (HCO₃⁻), calcium (Ca²⁺), magnésium (Mg²⁺), sodium (Na⁺), potassium (K⁺), chlorures (Cl⁻), sulfates (SO₄²⁻), nitrates (NO₃⁻), dureté totale, pression partielle de CO₂ équilibrante de l'eau (pCO₂), indice de saturation par rapport à la calcite SIc et par rapport à la dolomite SI_d. La qualité des informations hydrogéologiques tirées de l'hydrogéochimie est fixée par celle des données hydrochimiques de base. Toutefois ces données de base doivent subir un ensemble d'opérations plus ou moins complexes qui contrôlent en grande partie la qualité des résultats.

3.2.1. Points d'observation

Des travaux marins, des jaugeages, des suivies de mesures, des analyses chimiques et des prélèvements ont été exécutés dans la zone d'étude. Les prélèvements ont débuté en Janvier 2005 en même temps qu'était constitué un fichier groupant les renseignements obtenus. C'est ainsi qu'il a été possible de décrire jusqu'en mai 2006, 18 points sur des rivières et 30 forages parmi lesquels certains dépassent 375 m de profondeur, de même que 17 sources choisies parmi les plus représentatives des formations hydrogéologiques et la source sous-marine S2 (figure 92).

Dès le début de cet inventaire, un réseau de points d'eau témoins sur lesquels des observations ont été poursuivies mensuellement ou tous les deux mois, a été mis en place pour couvrir les principaux aquifères. Il comporte 65 points répartis dans les trois bassins versants principaux ; Abou Ali, El Asfour, El Jaouz et le sous bassin de Koura-Enfeh jusqu'à la côte. Tous les points d'eau sont décrits et cités dans les annexes 2 et 3 et le nombre total des échantillons s'élève à 478 (tableau 5).

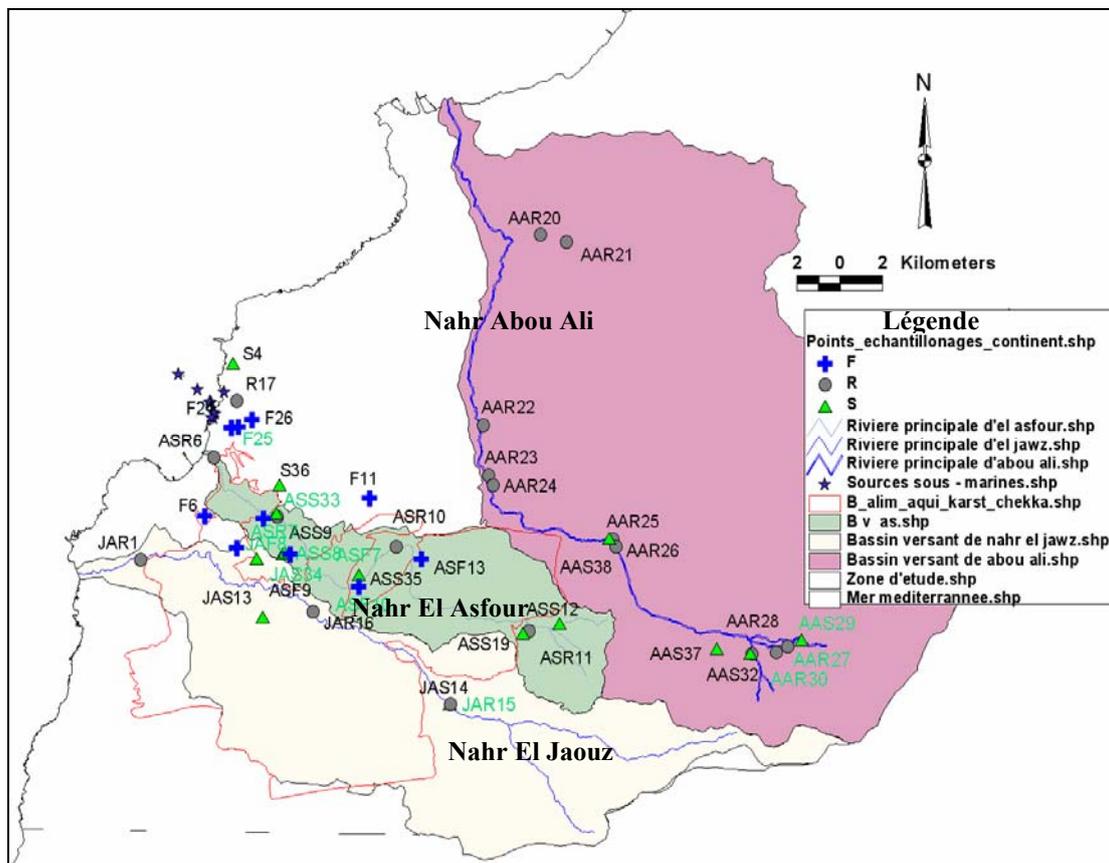


Figure 92. Position des différents points d'eau d'échantillonnage.

Lieu d'échantillonnage	Nombre de points d'échantillonnage				Nbr. d'échantillons
	Forages	Sources	Rivières	Totalité des points	
Bassin versant du Nahr El Jaouz	1	3	3	7	69
Bassin versant du Nahr El Asfour	14	10	5	29	216
Bassin versant du Nahr Abou Ali	0	4	10	14	119
Aquifère Quaternaire de Chekka	15	0	0	15	74
Total	30	17	18	65	478

Tableau 5. Répartition des points d'échantillonnage dans les bassins versants.

Les échantillons d'eau ont été prélevés mensuellement pour analyse sur tous les points inventoriés et tous les deux mois sur les forages du Quaternaire à Chekka. Ceci a été effectué pendant une année hydrologique complète. Le nombre élevé d'analyses effectuées a permis de définir d'une manière généralement précise la qualité chimique des eaux et leur évolution dans le temps et dans l'espace et leur rapport avec l'alimentation de l'aquifère côtier de Chekka (tableau 6). Les analyses ont été exécutées au laboratoire du CREEN à l'ESIB. Les méthodes d'analyses adoptées sont classiques : calcium, magnésium, sodium, potassium, chlorure, sulfate, nitrate, mesure de la conductivité, du pH, de la dureté totale et de l'alcalinité. Les résultats ont été exprimés en milliéquivalents pour que le contrôle de l'équilibre anions-cations soit plus aisé et pour la présentation dans la thèse en mg/l.

Année	Dates d'échantillonnages												Type
	Jan.	Fev.	Mar.	Avr.	Mai	Jui.	Jul.	Aou.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	
2005													F, S, R
													FC
													SSM
2006													F, S, R
													FC
													SSM
2007													SSM

(Type : type de points d'eau, FC : Forage côtier, F : Forage, S : Source, R : Rivière, SSM : Source sous-marine « Les codes sont illustrés dans la figure 92 »).

Tableau 6. Dates et types de points d'eau soumis aux analyses chimiques.

3.2.2. Facteurs responsables de la chimie des eaux carbonatées

Lors de son écoulement, l'eau interagit avec des roches et d'autres facteurs externes naturels ou anthropiques tout en transportant de l'énergie et des matières. Elle dissout les minéraux et les matières organiques, se sature et précipite d'autres minéraux. En conséquence, elle acquiert un nouveau chimisme en circulant.

La solubilité des minéraux dépend de la nature du minéral, de variables physiques (température et pression) et de la composition chimique du solvant (l'eau). Le temps de contact eau/roche et le régime d'écoulement jouent des rôles principaux dans les processus de dissolution. Généralement la minéralisation de l'eau résulte de quatre facteurs : le type de roche, le climat, les conditions d'écoulement et des facteurs externes naturels (pluies, poussières, pollution).

Le type de roche est le facteur principal qui donne les caractéristiques chimiques à l'eau ; la conductivité ($\mu\text{S}/\text{cm}$) est fortement liée à la chimie de la formation géologique

aquifère. Elle est faible pour des eaux circulant dans des milieux granitiques, basaltiques et sableux quartziques et est élevée pour des eaux circulant sur des roches salines, gypse, halite.

Le deuxième et le troisième facteurs sont responsables du taux de dissolution, lié au débit d'écoulement et au contenu en ions, tout en dépendant du temps de résidence des eaux dans l'aquifère. Plus le contact avec la roche est long, plus l'eau a le temps de se minéraliser jusqu'à ce que l'équilibre eau/minéral soit atteint. C'est pour cette raison que les eaux souterraines, possédant un long temps de séjour, sont plus chargées que les eaux de surface.

Deux types de systèmes chimiques peuvent être impliqués dans la chimie des eaux ; diphasiques et triphasiques.

Systèmes diphasiques

Ils sont composés d'un minéral (solide) et de l'eau, solvant liquide. Il s'agit des éléments caractéristiques des aquifères liés généralement à la présence d'évaporite ou de polluant :

- NO_3^- : est un signe de pollution d'origine agricole ou des eaux usées domestiques non traitées.
- SO_4^{2-} : la variabilité des concentrations en SO_4^{2-} dans les eaux karstiques est liée aux eaux de pluies surtout dans les zones industrielles, aux apports par dissolution de roches évaporitiques et aux activités agricoles.
- Cl^- : produit par reconcentration dû à la consommation d'eau par évapotranspiration. Sa concentration est faible dans les eaux karstiques. C'est un marqueur caractérisant les eaux d'origine épikarstique et de même un indicateur de pollution.
- Na^+ et K^+ : sont caractéristiques de la zone d'infiltration. Leur concentration est généralement faible dans les eaux karstiques et ils subissent une reconcentration dû à des phénomènes d'origine chimique (échange de cations Na^+ et K^+ contre Ca^{2+} et Mg^{2+}), biologique (absorption du K^+ par les plantes) ou climatique (lessivage des aérosols par les pluies).

Systèmes triphasiques

Ils sont constitués, en plus du solide et du solvant liquide, d'une phase gazeuse réagissant avec l'ensemble. C'est l'exemple de la chimie des eaux carbonatées, qui sera plus particulièrement détaillé dans le traitement des données chimiques. En fait, la dissolution des carbonates, comme leur précipitation, est le résultat de processus chimiques intervenant dans l'eau et qui mettent en jeu des réactions dans trois phases:

- la phase liquide, la solution,
- la phase gazeuse, l'anhydride carbonique ou CO_2
- la phase solide, la roche carbonatée.

Le système chimique $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{carbonate}$ a été étudié en détail pour la première fois par Roques (1964) qui a montré qu'il faut nécessairement prendre en compte les relations entre les trois phases pour définir le comportement de la solution.

Les réactions sont en fait des équilibres, c'est-à-dire qu'elles sont réversibles, en fonction des concentrations de certains produits en jeu dans les phases liquide et gazeuse.

Par conséquent, la connaissance précise de l'état d'équilibre et de tous les paramètres de la solution permet de reconstituer l'histoire de l'eau avant son prélèvement. De même, pour les carbonates précipités, une telle reconstitution est en partie possible (figure 93).

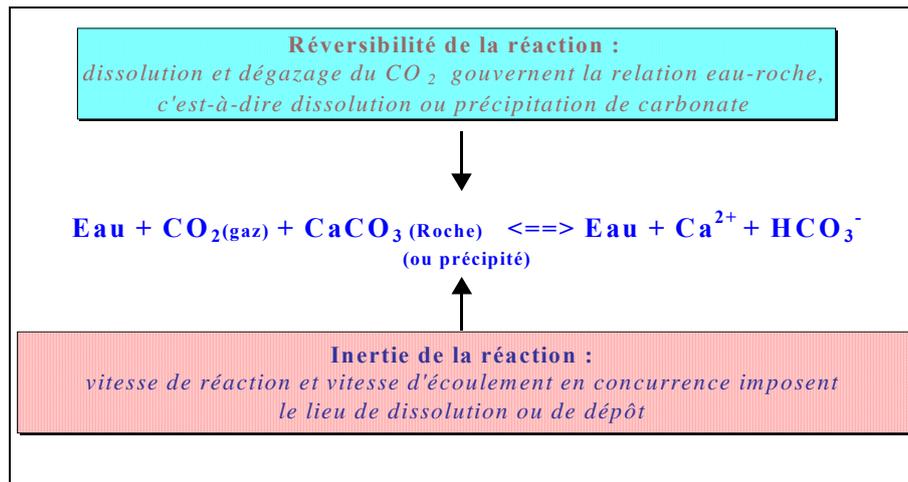


Figure 93. Représentation schématique des équilibres calco-carboniques entre les trois phases, avec leurs caractéristiques essentielles de réversibilité et d'inertie (Bakalowicz, cours, 2004).

En effet, lorsque le temps de contact entre les trois phases a été suffisamment long, toutes les phases sont en équilibre les unes vis-à-vis des autres. À ce moment-là, la teneur de la solution en HCO₃⁻ ou en Ca²⁺ est totalement déterminée par sa teneur en CO₂ (fixée par la pCO₂). En revanche, si elle n'a pas eu le temps de se mettre à l'équilibre, soit avec la phase solide, en dissolvant la roche, soit avec la phase gazeuse, en dissolvant le CO₂ ou en le perdant, sa teneur en HCO₃⁻ ou en Ca²⁺ dépend de sa pCO₂ et de son écart par rapport l'équilibre; cet écart est mesuré par l'indice de saturation par rapport la calcite (ISc). La calcite reste le minéral de référence, car il est, de très loin, le plus abondant dans les roches carbonatées, et par conséquent toujours concerné par la dissolution ; mais surtout, c'est toujours la calcite qui est le minéral carbonaté le moins soluble, qui doit précipiter le premier (figure 94).

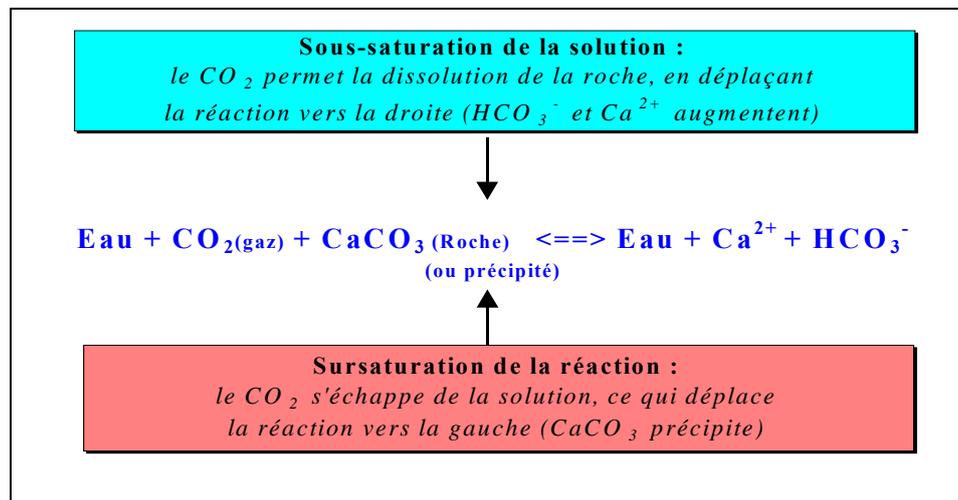


Figure 94. Représentation schématique des équilibres calco-carboniques entre les trois phases montrant les conséquences, pour la solution, de la sous-saturation ou de la sursaturation (Bakalowicz, cours, 2004).

Les deux variables pCO₂ et SI_c contrôlent totalement le système CO₂-H₂O-carbonates et sont les indicateurs qui permettent de caractériser l'état de l'eau par rapport aux conditions d'écoulements et à son temps de contact avec la roche.

Pression partielle en CO₂ ou pCO₂

Le calcul de pCO₂ permet de comparer les concentrations en CO₂ dans les aquifères, conséquences de processus géologiques et hydrologiques et d'expliquer leur variation dans le temps et dans l'espace. Les concentrations en CO₂ peuvent être exprimées en mg/l ; mais il est préférable de l'exprimer en pCO₂ comme un pourcentage de la pression atmosphérique totale car la dissolution des gaz suit la loi de Henri (le gaz est plus dissous à froid qu'à chaud) et dans notre cas la masse dissoute du CO₂ est égale à la constante de dissolution du gaz multiplié par la pression du CO₂ ; or la constante est fonction de la température qui change avec le temps et l'espace.

La variation dans l'espace montre quatre effets différents (*Bakalowicz, 1994*) :

- 1) Un effet de nature du sol et du couvert végétal (les prairies et les terres cultivées produisent moins de CO₂ que les forêts).
- 2) Un effet d'altitude (plus l'aquifère est élevé plus la pCO₂ est basse et vice versa).
- 3) Un effet d'aération (plus la zone d'infiltration est aérée, plus la pCO₂ est basse).
- 4) Une production interne de CO₂ (zones tectoniquement actives ou CO₂ profond).

L'indice de saturation SI

Le calcul de SI permet d'évaluer le taux de saturation de l'eau vis-à-vis des différents minéraux (calcite, dolomite,...). Dans le cas où $SI < 0$, l'eau est dite "sous-saturée", ce qui signifie que l'eau peut dissoudre le minéral jusqu'à atteindre l'équilibre. La sous-saturation est reliée aux temps de résidence courts des eaux en contact avec la roche. Si $SI > 0$, l'eau est dite "sursaturée" et l'eau peut précipiter le minéral. Pour les systèmes triphasiques, la sursaturation est liée à des dégazages dans l'aquifère qui conduisent à la précipitation d'un minéral, par exemple la calcite dans le cas des carbonates. Les valeurs proches de zéro ($-0.05 < SI < 0.05$) signifient que l'eau est en équilibre avec la roche, donc que le temps de résidence a été suffisamment long pour que tous les équilibres se réalisent.

3.2.3. Description des données et diagrammes

La description de données se fait au moyen de plusieurs méthodes. Certaines classent les échantillons dans des diagrammes et d'autres décrivent la variation d'un paramètre en utilisant des histogrammes et d'autres techniques dérivées.

3.2.3.1. Diagrammes décrivant la composition chimique des eaux

L'interprétation des ions majeurs exprimés en milliéquivalents est pratique à réaliser en ayant recours à une représentation graphique appropriée. Différents types de graphiques et diagrammes ont été proposés jusqu'à présent. On peut citer les histogrammes d'abondance ionique, les diagrammes de Stiff et Schoeller.

Le diagramme semi-logarithmique de Schoeller-Berkaloff a été mis au point par Schoeller en 1938 et revu par Berkaloff. Il consiste en un diagramme à échelle semi-logarithmique représentant les concentrations en milliéquivalent par litre qui permet, par des comparaisons, de dire par exemple si les échantillons en présence proviennent d'une même nappe. Il permet d'identifier aisément le faciès chimique et l'importance quantitative de la minéralisation. Il compte 7 échelles principales équidistantes de module 7 correspondant aux principaux ions dosés, c'est-à-dire les cations Ca²⁺, Mg²⁺, (Na⁺ et K⁺) et les anions Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻ et NO₃⁻. Les points de concentration des différents ions d'un échantillon d'eau sont reliés par des segments de droite joignant les coordonnées des concentrations des ions d'un échantillon.

3.2.3.2. Les analyses factorielles

Les analyses factorielles permettent d'observer des relations entre les différentes variables (conductivité, température, pH, ...) et entre les échantillons entre eux et avec les variables. Le nombre de variables est trop grand pour pouvoir faire une synthèse facile des données. Pour cette raison, on a eu recours au logiciel XLSTAT pour effectuer les traitements de données. En fait, on a utilisé une méthode qui est adaptée aux données chimiques : les analyses en composantes principales, ACP (Greenacre, 1984 in Bakalowicz, 1994).

L'ACP est une technique mathématique permettant de réduire un système complexe de corrélations en un plus petit nombre de dimensions. Elle est donc une méthode de réduction du nombre de caractères permettant des représentations géométriques des individus et des caractères. Cette réduction n'est possible que si les p caractères initiaux ne sont pas indépendants et ont des coefficients de corrélation non nuls.

L'ACP est une méthode factorielle car la réduction du nombre des caractères ne se fait pas par une simple sélection de certains d'entre eux, mais par la construction de nouveaux caractères synthétiques obtenus en combinant les caractères initiaux au moyen des "facteurs". C'est une méthode linéaire car il s'agit de combinaisons linéaires.

3.2.4. Caractéristiques géochimiques

La variation du chimisme d'un point d'eau au cours d'une crue ou d'un cycle hydrologique permet d'analyser le fonctionnement et la structure de l'aquifère karstique. L'hydrogéochimie fournit un ensemble d'outils et de méthodes permettant de comprendre le fonctionnement de cet aquifère. En effet, elle présente un nombre élevé de variables d'identification et de méthodes de reconnaissance de diverses modalités d'infiltration, de l'importance des réserves noyées et de leur organisation. Parmi les 65 points d'échantillonnage, cinq ont été choisis et traités : la source de Dalleh, la source de Mar Challita, Nahr El Jaouz, Nahr El Asfour et le forage de Jradeh. Ces points présentent le plus grand intérêt hydrogéologique parce qu'ils sont la source des principales rivières où qu'ils constituent des entrées possibles dans l'aquifère de Chekka, soit enfin qu'il s'agisse d'une source de trop plein et d'un accès à cet aquifère (Jradeh) près de la côte. Le suivi hydrochimique de ces points d'eau a été réalisé sur un cycle entier avec un pas d'échantillonnage mensuel ; chaque prélèvement d'eau est caractérisé par les variables décrites au début de ce chapitre. Devant le nombre important de variables et de données ainsi recueillies, nous avons eu recours pour l'interprétation, à l'ACP qui met en évidence de facteurs à l'origine de l'évolution des variables et de leurs relations.

3.2.4.1. Validité des données de terrain et méthodes d'interprétation

Une analyse de la validité de tous les éléments contenus en solution dans une eau doit être faite avant tout traitement de données. La balance ionique est un moyen de détecter la majorité des erreurs commises. Le nombre de milliéquivalents négatifs doit être égal au nombre de milliéquivalents positives. L'écart relatif sert de critère principal pour l'évaluation de la qualité des résultats d'analyse.

L'erreur sur la balance ionique est donnée en pourcentage et calculée par la relation ci-dessous :

$$\text{B.I. (\%)} = \left(\frac{\sum \text{cations} - \sum \text{anions}}{\sum \text{cations} + \sum \text{anions}} \right) * 100 \text{ avec :}$$
$$\sum \text{anions} = \text{HCO}_3^-_{\text{tot}} + \text{Cl}^-_{\text{tot}} + \text{SO}_4^{2-}_{\text{tot}} + \text{NO}_3^-_{\text{tot}}$$
$$\sum \text{cations} = \text{Ca}^{2+}_{\text{tot}} + \text{Mg}^{2+}_{\text{tot}} + \text{Na}^+_{\text{tot}} + \text{K}^+_{\text{tot}}$$

Pour une erreur inférieure à $\pm 5\%$, l'analyse sera considérée acceptable. Dans le cas contraire, elle sera rejetée ou remise en question. Dans la réalité, le bilan ionique doit être calculé de façon rigoureuse, en prenant en compte les concentrations de toutes les espèces dissoutes, et non pas les concentrations totales fournies par les analyses. Dans une première approche, on peut considérer que si certains échantillons présentent B.I. > 5%, une anomalie est probable. Elle porte le plus souvent sur les substances dissoutes les plus abondantes (bicarbonate, calcium, sulfate). Ce peut être une erreur liée à l'analyse, notamment une solution de titre ou de concentration erroné, ou bien un délai long entre le dosage de l'alcalinité et celui de la dureté.

Les erreurs classiques sont notamment des interversions d'échantillons entre séries différentes, pendant l'analyse (erreur de référence), ou bien des erreurs systématiques sur un ion particulier (auquel cas il apparaît une relation entre B.I. et l'ion concerné). Ces erreurs peuvent être mises en évidence par le traitement statistique, au moyen de l'analyse en composantes principales (ACP). Enfin, des erreurs commises sur le pH (mauvais fonctionnement de l'électrode, solution tampon de référence erronée) ne peuvent éventuellement se manifester que lors des calculs d'équilibres chimiques ; des valeurs aberrantes ou irréalistes de la pression partielle en CO_2 (pCO_2) ou de certains indices de saturation sont alors observées.

La B.I. de tous les échantillons a été calculée par le logiciel "DIAGRAMMES" mis au point par Roland Simler du laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon.

3.2.4.4. Représentation graphique des échantillons

Dans le diagramme de Schoeller on a représenté les cinq sites échantillonnés ; les deux sources du Jurassique (Mar Challita et Dalleh), les deux rivières correspondantes (Nahr El Asfour et Nahr El Jaouz) et le forage de Jradeh (représentant l'aquifère cénomano-turonien de Chekka). La représentation permet de définir le faciès chimique des eaux étudiées et leurs variations entre deux périodes : hautes (avril 2005, figure 95) et basses eaux (juillet 2005, figure 96).

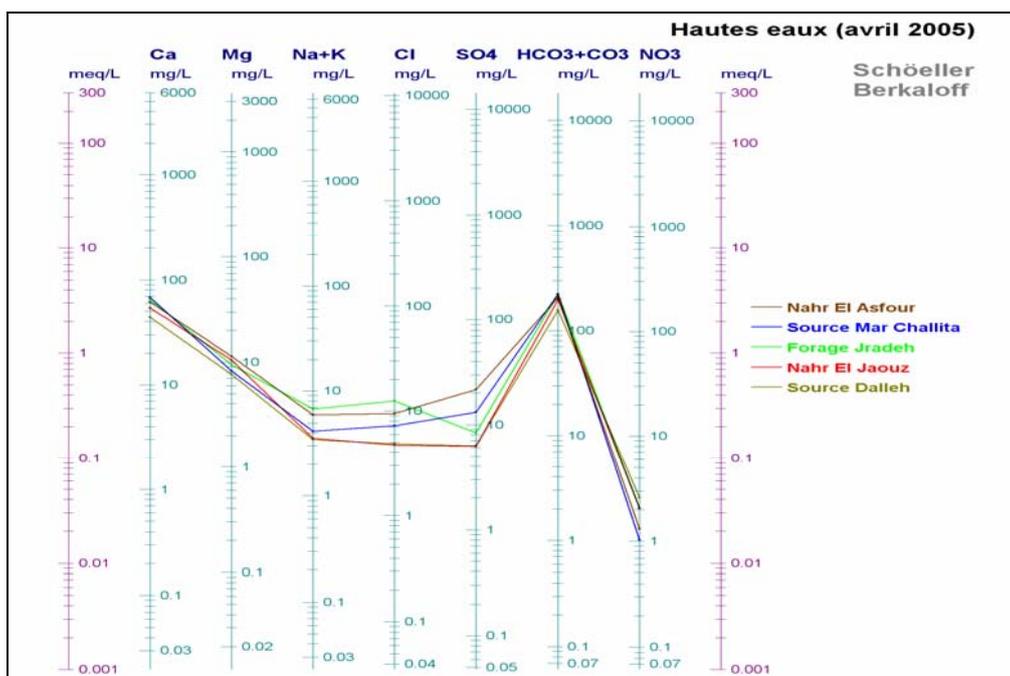


Figure 95. Diagramme de Schoeller pour les échantillons d'avril 2005, période de hautes eaux.

En général, les faciès chimiques des eaux de la source de Dalleh et du Nahr El Jaouz montrent qu'elles sont faiblement magnésiennes, moyennement bicarbonatées calciques, relativement sulfatées, faiblement nitratées (dans les valeurs naturelles), moyennement minéralisées avec des concentrations basses en chlorure.

Le forage de Jradeh est bicarbonaté calcique, faiblement minéralisé, faiblement sulfaté et présente des concentrations faibles en chlorure (10-15 mg/l), mais un peu supérieures aux autres sites.

De même, les eaux de Mar Challita et les affluents du Nahr El Asfour montrent des faciès identiques aux précédents. Mais la minéralisation, la concentration en sulfate et chlorure augmente partiellement dans la rivière en aval de la source.

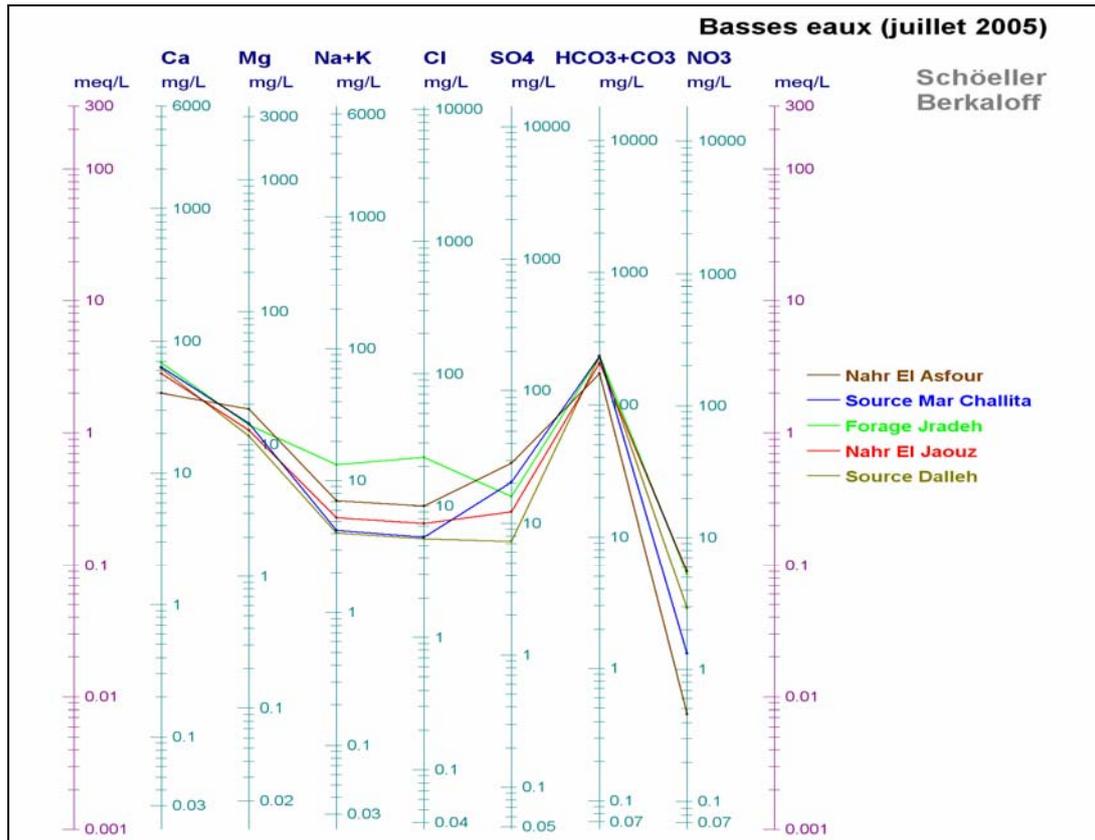


Figure 96. Diagramme de Schoeller pour les échantillons de juillet 2005, période des basses eaux.

Le forage de Jradeh est bicarbonaté calcique, un peu plus minéralisé et chloruré (20-25 mg/l) et des concentrations plus élevées en sodium, en nitrate et en potassium en basses eaux qu'en hautes eaux. Ces dernières valeurs traduisent une pollution.

Les eaux de la source de Dalleh et du Nahr El Jaouz sont plutôt plus bicarbonatées, calciques et magnésiennes en basses eaux qu'en hautes eaux. Elles ont des concentrations basses en chlorures, en sulfates et en nitrates.

Les eaux de Mar Challita et du Nahr El Asfour montrent un faciès bicarbonaté calcique, moyennement minéralisé. Dans la rivière, la concentration en sulfate et chlorure augmente un peu par rapport à la source (Mar Challita).

Que ce soit en hautes ou en basses eaux, tous les faciès chimiques des eaux sont identiques avec des petites variations en chlorure et en magnésium au forage de Jradeh et à Nahr El Asfour.

3.2.4.4. Synthèse des analyses chimiques faites sur les points d'eau

Afin d'avoir quelques informations générales sur la chimie des eaux de la zone d'étude, on a sélectionné les valeurs des hautes eaux (considérant les valeurs du mois d'avril 2005 comme valeurs maximales) et celles des basses eaux (juillet 2005), puis les compositions chimiques moyennes ont été calculées (tableau 7).

- Malgré la grande distance entre le forage de Jradeh et les autres points d'eau, ils possèdent des concentrations systématiquement comparables.

- Les valeurs de $p\text{CO}_2$ comprises entre 0.1 et $2.5 \cdot 10^{-2}$ atmosphère (la $p\text{CO}_2$ de l'atmosphère est environ égale à $3.5 \cdot 10^{-4}$ atmosphère) correspondent à des écoulements souterrains ou qui l'ont été (les eaux souterraines classiques présentent des $p\text{CO}_2$ plus grandes que $1 \cdot 10^{-2}$ atm.). Pour les valeurs plus basses, ceci peut être attribué à un dégazage de l'eau souterraine qui s'écoule à surface libre dans des conduits plus ou moins reliés à l'extérieur ou par dégazage en rivière en aval de la source.

- L'indice de saturation vis-à-vis de la calcite est variable selon les points tout en dépendant des périodes de crue et d'étiage. Quant aux valeurs de la SIc, la sursaturation apparaît en même temps que le dégazage. Avec des valeurs dépassant 0.5, la précipitation de la calcite commence (Nahr El Asfour).

- L'absence de la dolomie dans la zone d'étude fait que le rapport Ca/Mg est élevé et en majorité, la calcite est le minéral carbonaté dissous par l'eau.

- Le rapport Cl/Na est proche de 1 (valeur habituellement observée dans les eaux de pluies). Ceci signifie que ces éléments ont comme origine la pluie et ne subissent pas d'évolution géochimique notable.

- Les points d'eau présentent des concentrations en sels dissous nettement plus basses que le forage de Jradeh où un apport supplémentaire en sodium et chlorure est notable.

- Tous les points d'eau présentent de faibles concentrations en nitrates ; ceci ne signifie pas que les effets anthropiques sont presque nuls sur ce plan, mais que les apports de nitrates par les fertilisants et/ou les eaux usées domestiques sont très faibles. Pour les fertilisants, c'est normal : on n'en utilise pas pour les oliviers, seulement des fertilisants naturels qui restent bien dans les sols (fumure). Pour les eaux usées, l'habitat n'est concentré que sur la côte (Jradeh).

Point d'eau	Code		Date	C μS/cm	T °C	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	SIc	SIc	Ca/Mg	Na/K	Cl/Na	Mg/Ca	pCO ₂ 10 ⁻² atm	BI %
Nahr El Asfour	ASR10	Max	25-May-05	354	23.0	170.8	40.1	18.4	6.0	1.0	0.5	10.1	28.6	0.72	0.87	1.3	9.8	1.1	0.8	0.08	2
		Min	14-Apr-05	370	15.5	207.4	61.7	11.3	4.9	1.1	1.3	9.4	21.7	0.51	-0.09	3.3	7.6	1.3	0.3	0.20	1
		Moy	-	362	19.3	189.1	50.9	14.8	5.4	1.1	0.9	9.7	25.1	0.62	0.39	2.3	8.7	1.2	0.5	0.14	2
Source Mar Challita	ASS12	Max	30-Jul-05	434	15.4	231.8	63.5	14.4	3.7	0.5	1.3	5.8	20.4	0.40	-0.22	2.7	12.1	1.0	0.4	0.32	1
		Min	14-Apr-05	404	13.5	222.0	68.2	8.2	3.7	0.5	1.0	7.2	13.2	-0.53	-2.40	5.0	12.5	1.3	0.2	2.49	1
		Moy	-	419	14.5	226.9	65.8	11.3	3.7	0.5	1.2	6.5	16.8	-0.07	-1.31	3.9	12.3	1.1	0.3	1.40	1
Forage Jradeh	F12	Max	31-Jul-05	516	18.7	234.2	68.0	14.0	11.9	1.3	5.3	23.5	15.8	0.56	0.13	3.0	15.2	1.3	0.3	0.28	2
		Min	14-Apr-05	403	15.9	222.0	65.3	9.4	5.9	0.8	2.1	12.4	8.4	-0.37	-1.95	4.2	12.6	1.4	0.2	1.86	1
		Moy	-	460	17.3	228.1	66.7	11.7	8.9	1.1	3.7	17.9	12.1	0.10	-0.91	3.6	13.9	1.3	0.3	1.07	2
Nahr El Jaouz	JAR16	Max	30-Jul-05	416	23.1	207.4	56.4	12.7	4.6	0.7	5.6	7.3	12.3	0.57	0.27	2.7	11.9	1.0	0.4	0.23	2
		Min	14-Apr-05	335	10.9	197.6	53.8	10.3	3.0	0.6	2.0	4.7	6.2	-0.41	-2.00	3.2	9.2	1.0	0.3	1.06	2
		Moy	-	376	17.0	202.5	55.1	11.5	3.8	0.6	3.8	6.0	9.2	0.08	-0.87	2.9	10.5	1.0	0.3	0.64	2
Source Dalleh	JAS14	Max	30-Jul-05	426	15.1	231.8	61.2	11.5	3.6	0.4	2.9	5.6	7.3	0.19	-0.73	3.2	14.0	1.0	0.3	0.51	0
		Min	14-Apr-05	281	11.6	156.2	44.0	7.7	2.9	0.6	2.6	4.9	6.3	-0.88	-2.97	3.5	8.7	1.1	0.3	1.73	2
		Moy	-	354	13.4	194.0	52.6	9.6	3.3	0.5	2.7	5.3	6.8	-0.35	-1.85	3.4	11.3	1.0	0.3	1.12	1

Tableau 7. Synthèse des données chimiques des points d'eau en hautes et basses eaux (les concentrations ioniques sont en mg/l).

3.2.4.4. Analyses en composantes principales

Sur les 65 points d'échantillonnages, on a sélectionné cinq points dont on a étudié la variation du chimisme durant deux campagnes : la première en avril 2005 (période de recharge ou hautes eaux) et la deuxième en juillet 2005 (période d'étiage ou basses eaux), soit 10 échantillons répartis de la manière suivante :

F12	Aquifère du Cénomano-Turonien ; forage de Jradeh
JAS14, ASS12	Sources locales du Jurassique ; Dalleh et Mar Challita
JAR16, ASR10	Nahr El Jaouz et Nahr El Asfour (eau de surface)

Les valeurs correspondant à ces échantillons figurent dans le tableau précédant. Sur ces prélèvements ont été pris en compte les paramètres suivants : pH, Conductivité (C), dureté, IEC, HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- et les paramètres calculés: SI_c , SI_d , pCO_2 , Ca/Mg et Cl/Na . Pour traiter ces données, de nombreuses ACP ont été nécessaires. Seules les plus caractéristiques ont été retenues pour aider à l'interprétation des données.

ACP des hautes eaux

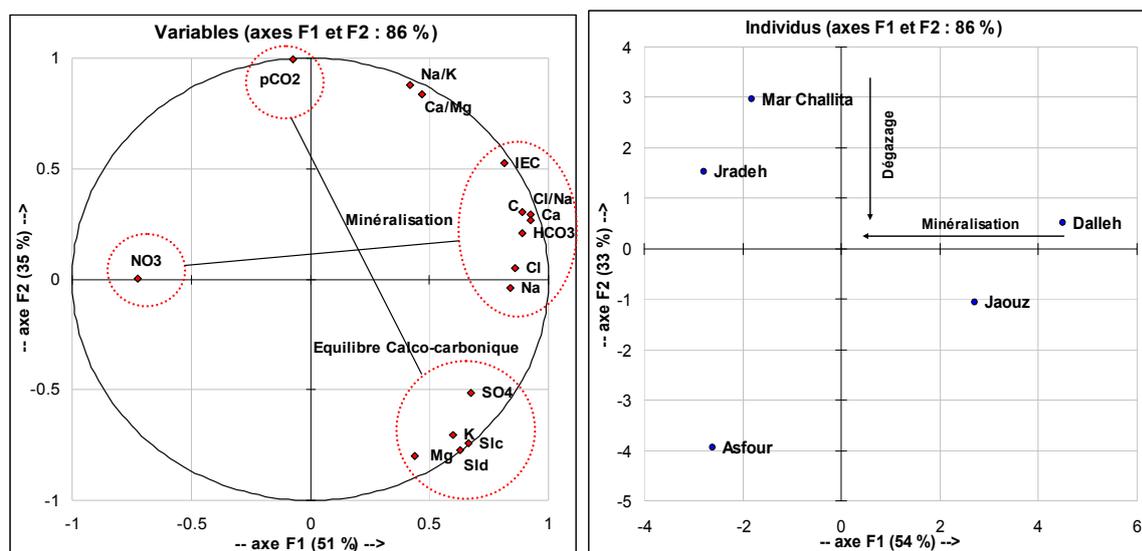


Figure 97. Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables et des individus pour les hautes eaux.

L'ACP porte sur les données du 14 avril 2005 (figure 97). Certains paramètres redondants ou non significatifs ont été enlevés : la température, la dureté et le pH. Le résultat de cette analyse montre que les données sont fortement structurées : le plan F1-F2 explique l'essentiel de cette structure, avec 86 % de la variance totale.

Le facteur F1 explique 54 % de la variance totale et les variables définissant F1 sont caractéristiques de la minéralisation des eaux ; l'axe F1 oppose des eaux plus riches en nitrates à des eaux moins riches, mais plus minéralisées. En fait, le pôle NO_3^- est caractérisé par la source Dalleh et Nahr El Jaouz (à l'aval de Dalleh). Donc l'origine de la (faible) pollution est les agglomérations urbaines (Tannourine, ...) situées en amont. De même, cet axe met en opposition les eaux de Dalleh et du Nahr El Jaouz moins minéralisées avec les autres eaux souterraines marquées par de plus fortes concentrations. Cette opposition n'est pas liée à la pCO_2 qui dépend du facteur F2.

Le facteur F2, expliquant 33 % de la variance, est défini par : Si_d , Si_c et pCO_2 . Cet axe représente les équilibres calco-carboniques. Dans le plan des individus, il met en opposition la pCO_2 avec Si_c ; les eaux très sursaturées du Nahr El Asfour (pôle dégazé) et les eaux presque en équilibre (pôle non dégazé) avec la calcite qui peuvent être à écoulement rapide (Mar Challita) et entre les deux se trouvent les eaux moyennement sursaturées ou intermédiaires (Jradeh et Dalleh).

ACP des basses eaux

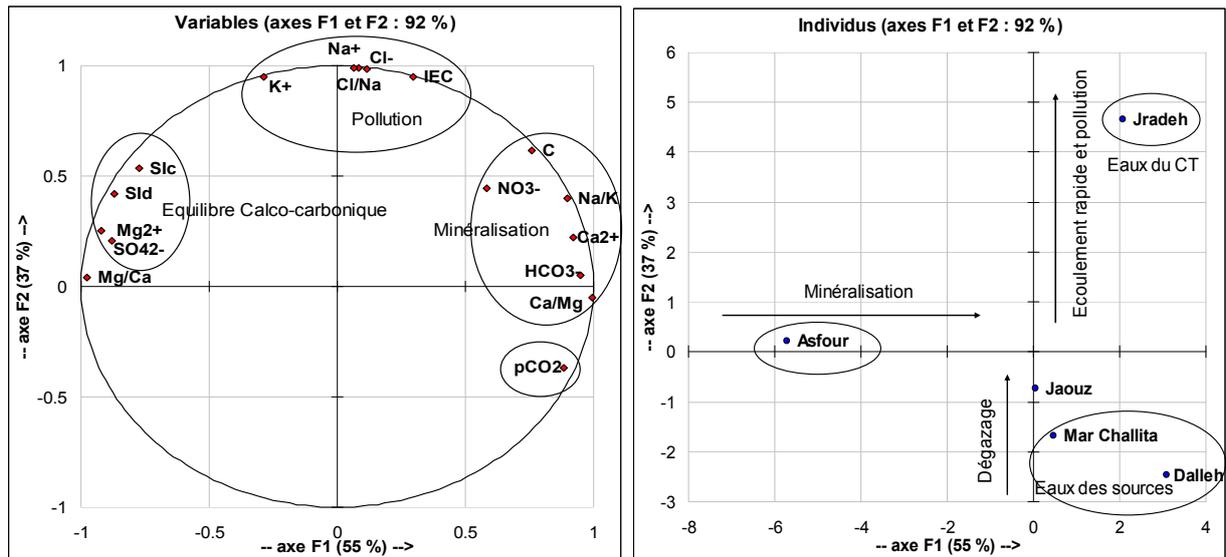


Figure 98. Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables et des individus pour les basses eaux.

L'ACP analyse les données du 30-31 juillet 2005 (figure 98). Le plan F1-F2 explique l'essentiel de cette structure (92 % de la variance totale).

Le facteur F1 explique 55 % de la variance totale et les variables définissant F1 sont caractéristiques de la minéralisation des eaux. De même, F1 explique aussi en grande partie les équilibres calco-carboniques, probablement à cause du dégazage et de la précipitation de la calcite. Cet axe met en opposition les eaux souterraines moins minéralisées avec les eaux marquées par de plus fortes concentrations en sulfates. F1 oppose tous les sites au Nahr El Asfour, moins minéralisé, mais un peu plus riche en Mg et SO₄. Nahr El Asfour subit un fort dégazage avec précipitation de calcite ; son enrichissement faible en Mg et SO₄ est probablement lié au lessivage des marnes sénoniennes.

Le facteur F2, expliquant 37 % de la variance, est défini par : Cl, Na et K. Cet axe représente une faible pollution. Dans le plan des individus, il met en opposition les eaux sursaturées de Jradeh aux autres. De même, le dégazage est marqué sur le plan des individus suivant l'axe F2. Plus il est important et plus les eaux sont sursaturées

3.2.5. Analyse du chimisme des points d'eau

3.2.5.1. Distribution de fréquence de conductivité

Bakalowicz (1977), a montré que la forme de la courbe de distribution de la minéralisation d'une source fournit une image du degré d'organisation des écoulements

souterrains dans l'aquifère karstique. En plus, l'auteur a mis en place un catalogue de distributions de fréquence de la minéralisation de plusieurs aquifères karstiques français grâce auquel il a différencié des aquifères à distributions unimodales (Evian Cachat) et bimodales ou multimodales (Fontaine de Vaucluse). L'unimodalité est la conséquence de l'homogénéisation chimique réalisée dans les aquifères carbonatés poreux ou fissuré, dont la structure karstique est non fonctionnelle. La majorité des aquifères karstique à structures fonctionnelles se caractérise par l'apparition de plusieurs modes avec une grande dispersion de la minéralisation, conséquence de la non homogénéisation des caractéristiques chimiques dans l'aquifère (figure 99).

En fonction du temps, cette variation de la minéralisation est considérée comme une série aléatoire d'une variable régionalisée (Matheron, 1965). A titre explicatif, la distribution de fréquence d'une variable est une approche de la loi de probabilité définissant la fonction aléatoire soumise à des variations saisonnières.

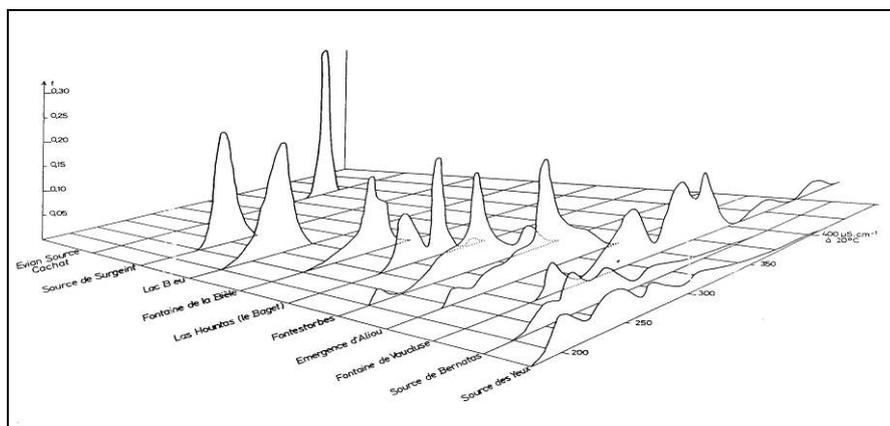


Figure 99. Catalogue de référence de distribution de la conductivité (Bakalowicz, 1994).

La méthode a été appliquée aux sources karstiques de Dalleh et Mar Challita, aux Nahr El Jaouz et El Asfour et au forage de Jadeh avec 13 à 14 valeurs pour chaque point. Malgré ce nombre réduit de valeurs, Bakalowicz (1979) a montré que l'approche de la distribution de fréquence reste acceptable.

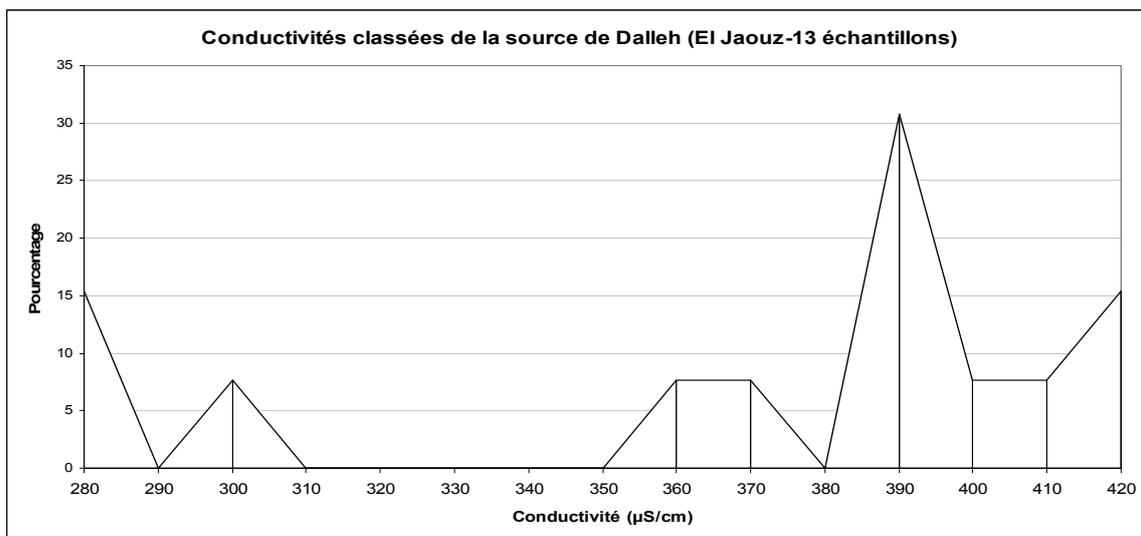


Figure 100. Conductivités classées de la source de Dalleh.

La source de Dalleh a une distribution bimodale et très étalée sur 140 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (figure 100). La variabilité de la conductivité, ou du chimisme, témoigne la non homogénéisation des eaux d'infiltration. Ceci peut être mis en relation avec un réseau de drainage plus ou moins organisé collectant les eaux du Jurassique de l'amont et les eaux de fonte de neige infiltrées.

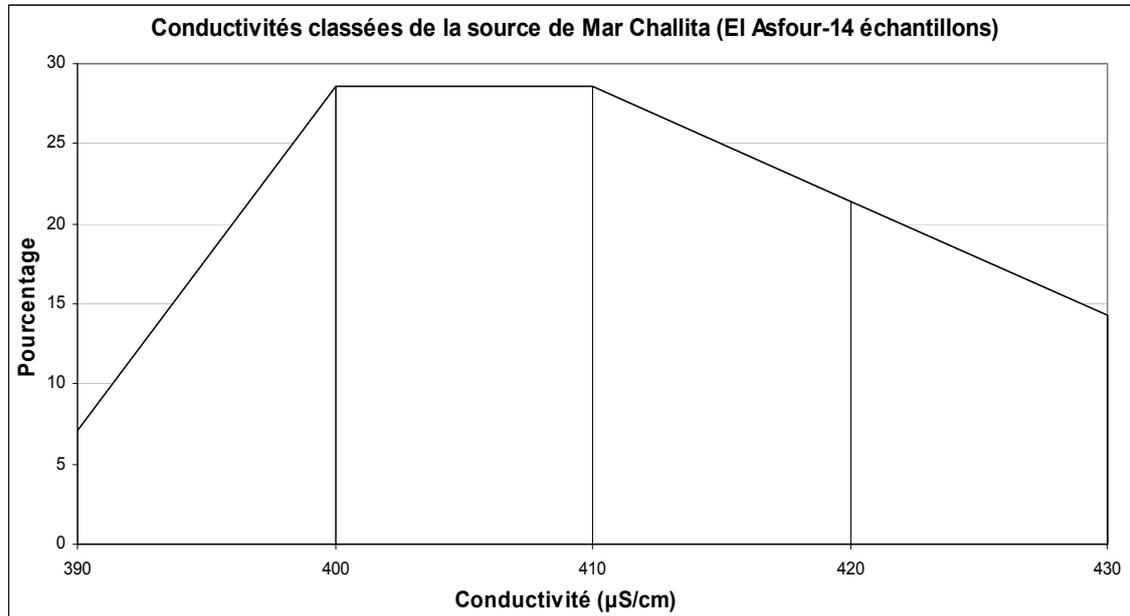


Figure 101. Conductivités classées de la source de Mar Challita.

La souce de Mar Challita a une distribution unimodale peu étalée (figure 101). L'intervalle de variation de conductivité (40 $\mu\text{S}/\text{cm}$) montre qu'il se produit une homogénéisation des caractéristiques chimiques dans un aquifère karstique au drainage peu développé avec un temps de séjour d'eau moyen.

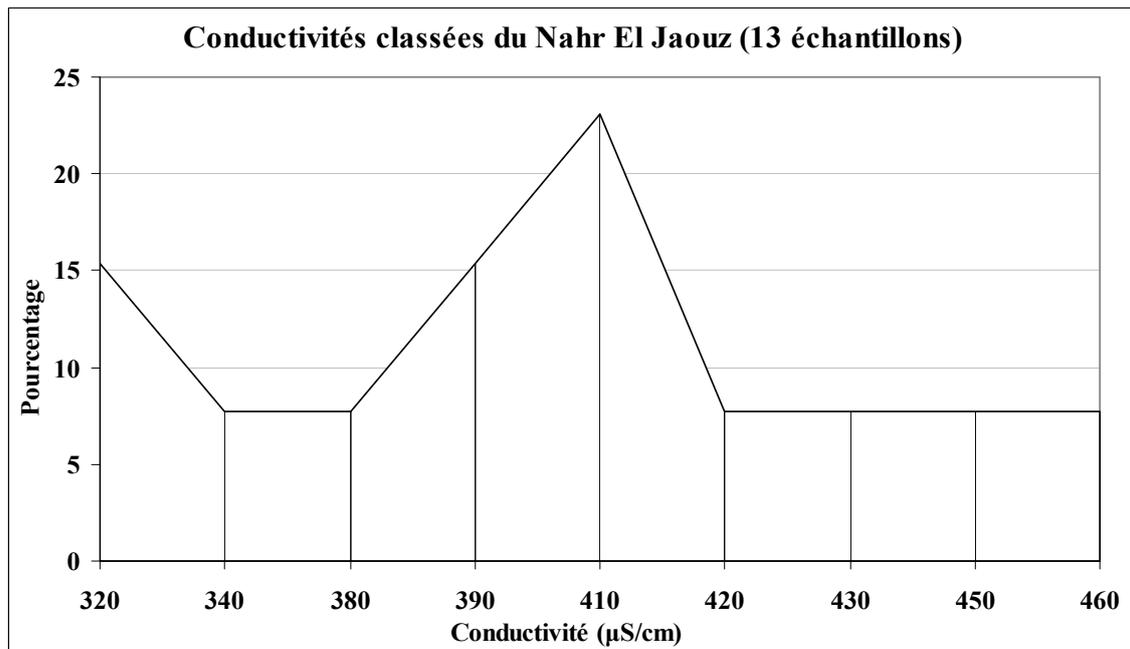


Figure 102. Conductivités classées du Nahr El Jaouz.

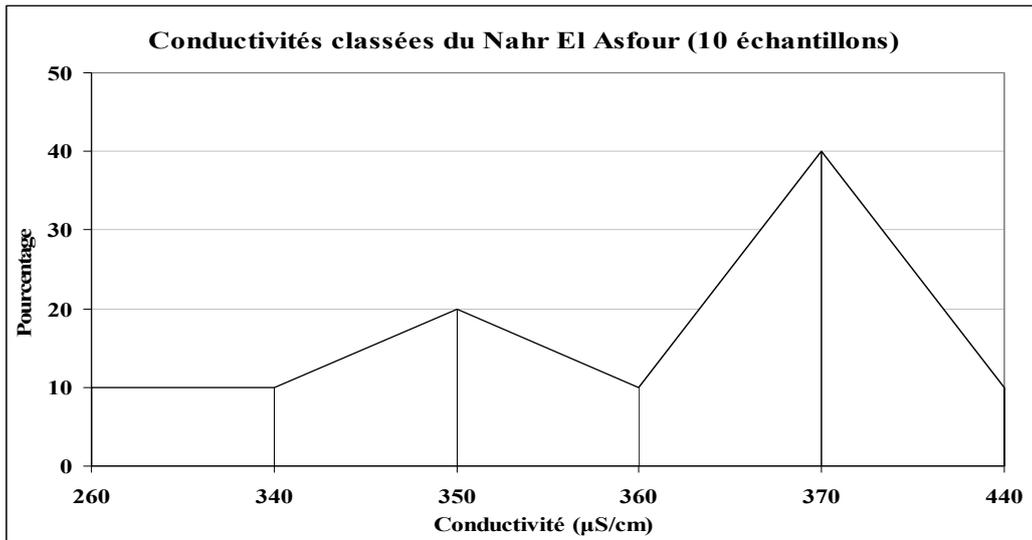


Figure 103. Conductivités classées du Nahr El Asfour.

Nahr El Jaouz et Nahr El Asfour présentent des distributions bimodales et étalées (figures 102 et 103). La variabilité de leur chimisme témoigne de la non homogénéisation des eaux alimentant les rivières, provenant du ruissellement de surface, des petites sources ou de plus grands aquifères.

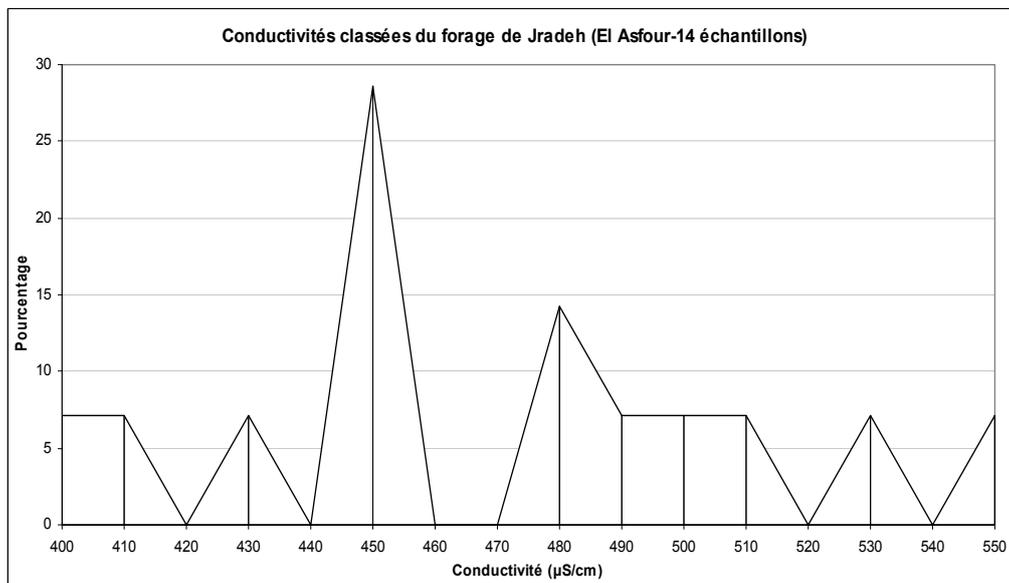


Figure 104. Conductivités classées du forage de Jradeh.

Pour le forage de Jradeh, la distribution plurimodale de la minéralisation et la large étendue de variation témoignent de la non homogénéisation de l'aquifère karstique de Chekka (figure 104). Ceci traduit l'existence d'un réseau de drainage plus ou moins organisé.

3.2.5.2. Etude du comportement hydrochimique des émergences

Les figures suivantes présentent l'évolution du chimisme des cinq points au cours de la période d'étude (voir données annexe 4). Chaque point est présenté à part, puis l'ACP

correspondante sur les échantillons notés par site avec les deux premiers caractères du mois et l'année.

3.2.5.2.1. Evolution du chimisme

L'hydrogramme de Dalleh du mois de janvier 2005 jusqu'au mai 2006 qui présente, en gros, la même réponse hydraulique des aquifères étudiés (figure 105), est donné pour se repérer sur les hautes et basses eaux. Les évolutions du chimisme des eaux des sources et des rivières sont suivies sur la même chronique.

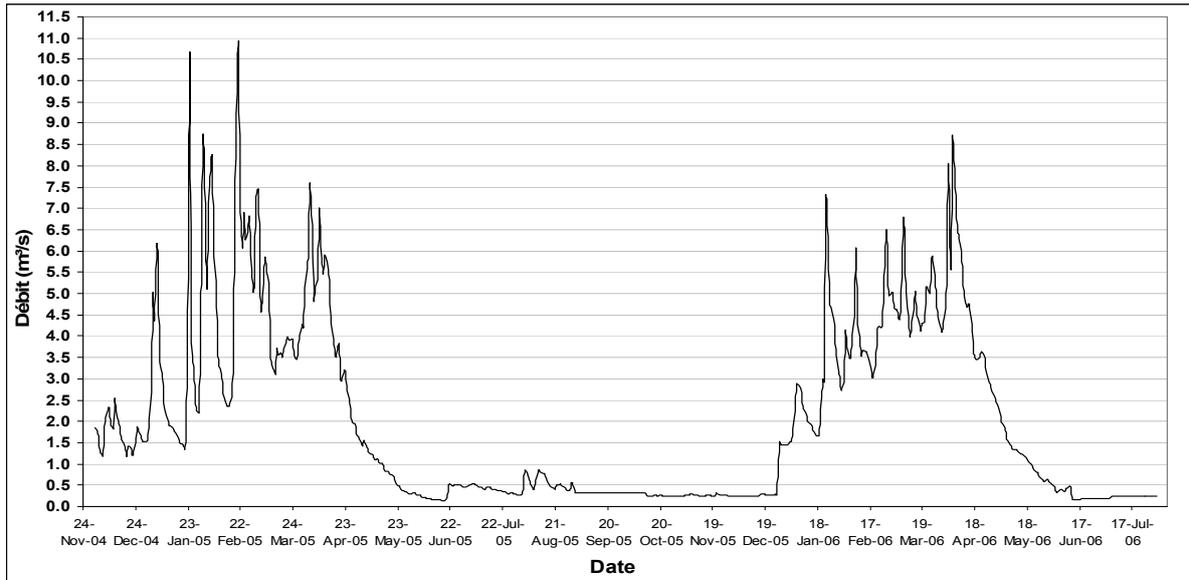


Figure 105. Hydrogramme de la source de Dalleh entre novembre 2004 et juillet 2006 (ONL).

Source de Dalleh

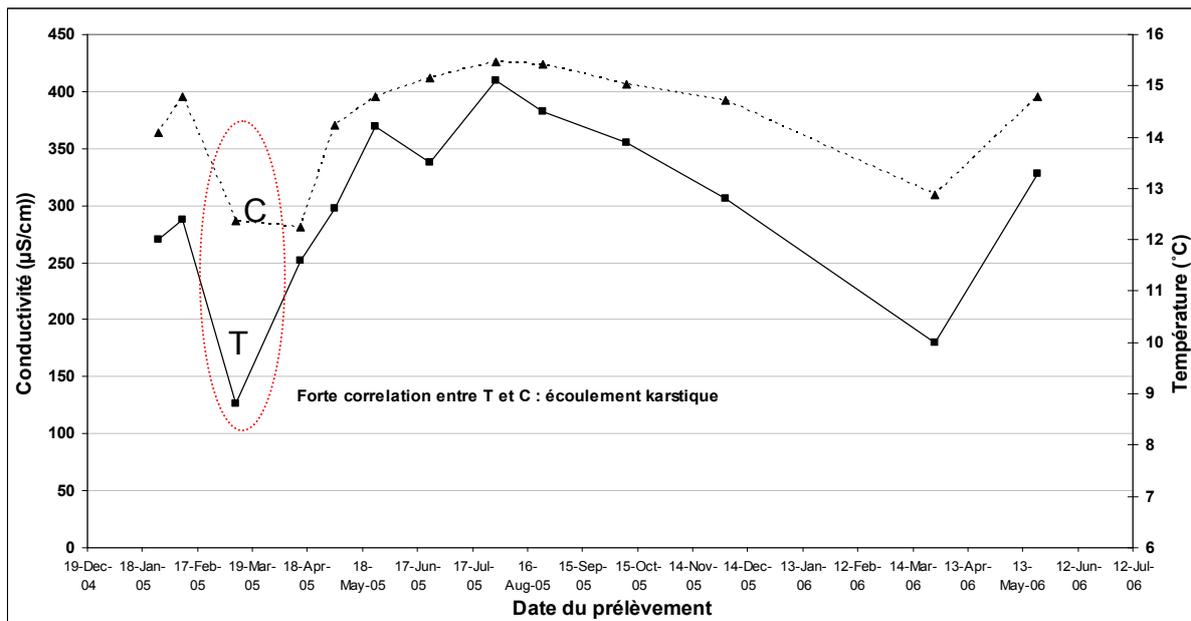


Figure 106. Variations de la température et de la conductivité à Dalleh.

Les variations de la température et de la conductivité (figure 106) sont de grande amplitude, avec les températures minimales entre février et mars (période de recharge de l'aquifère). Durant une longue période (mai-octobre) une faible amplitude de variation existe avec un écart de 1°C ; ceci est probablement dû à un temps de séjour assez long de l'eau dans l'aquifère. La forte corrélation entre la température et la conductivité peut être expliquée par deux pôles ; un écoulement karstique rapide en conduits durant les hautes eaux et un écoulement lent associé à la zone noyée.

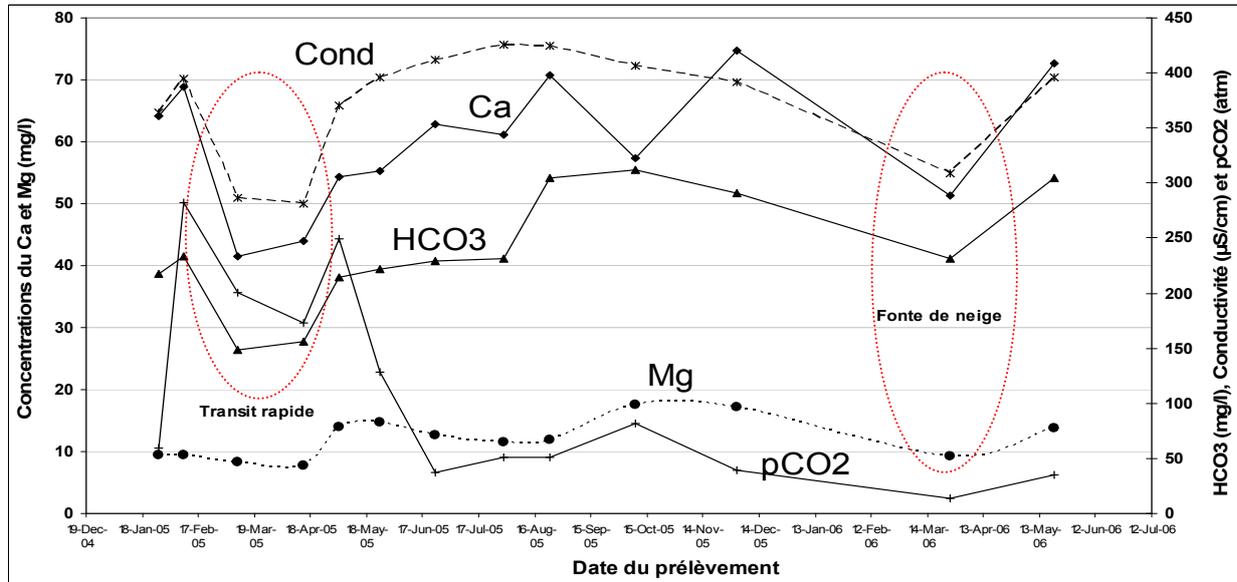


Figure 107. Variations du calcium, magnésium, bicarbonates, C et pCO₂ à Dalleh.

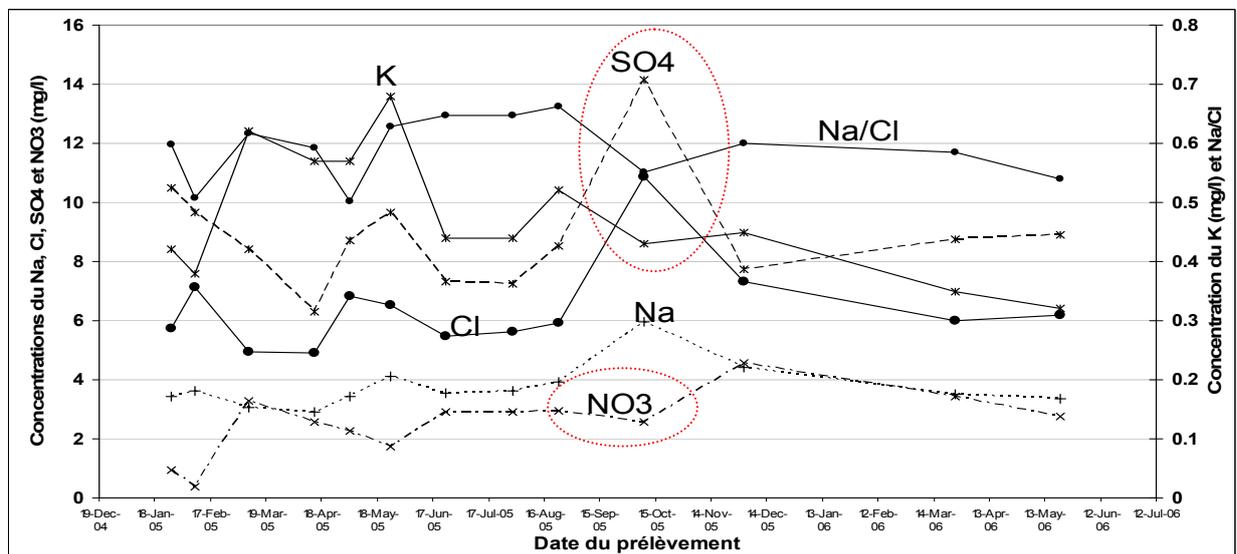


Figure 108. Variations du sodium, potassium, chlorures, sulfates et nitrates à Dalleh.

A la source de Dalleh, tous les ions montrent des variations saisonnières plus ou moins amples. Le magnésium, le sodium et les nitrates varient faiblement (figures 107 et 108). Par contre, le calcium, les bicarbonates, les chlorures et le potassium montrent des variations saisonnières de grande amplitude. Les fortes concentrations apparaissent avant les grandes crues lors des toutes premières pluies. La fonte de neige abaisse les concentrations et durant

l'étiage, les concentrations de ces éléments sont proches de la moyenne annuelle dans l'aquifère.

Les concentrations des nitrates et des chlorures permettent d'identifier une pollution d'origine domestique. Dans le bassin d'alimentation de Dalleh des petites collectivités sont présentes et leurs eaux usées sont rejetées dans des puits à fond perdu. Ces eaux usées, accumulées dans la zone d'infiltration, sont transportées par les eaux de recharge jusqu'à la zone noyée, donc à l'exutoire avec les premières crues : les eaux polluées apparaissent à l'exutoire avant les crues de fin d'hiver. Malgré tout, les valeurs observées ne sont pas critiques.

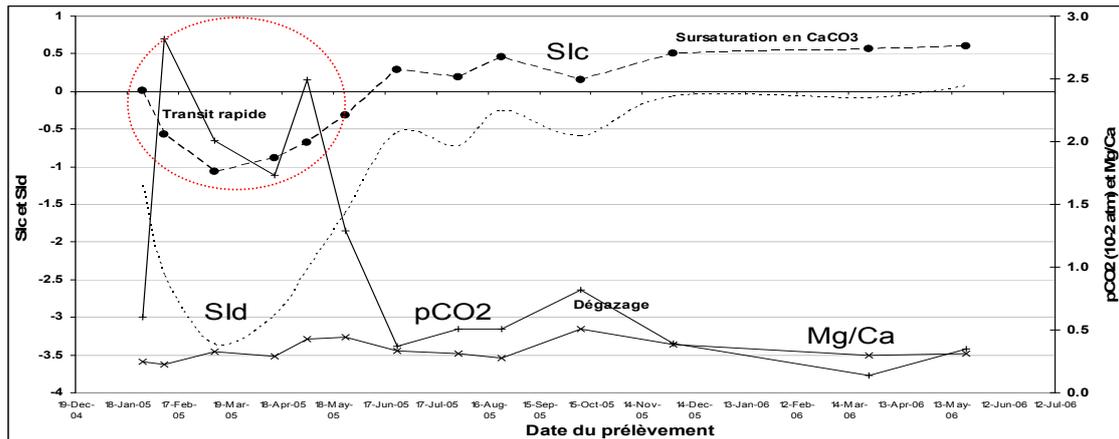


Figure 109. Variations des indices de saturation de la calcite et la dolomite avec la pression partielle en CO_2 à Dalleh.

SId est toujours négatif et SIc est supérieur à 0 pendant presque toute l'année. La pCO_2 varie entre $2.6 \cdot 10^{-3}$ et $2.7 \cdot 10^{-2}$ atm. La figure 109 montre les variations opposées entre les indices de saturation de la dolomite et de la calcite et la pCO_2 . L'augmentation de la pCO_2 se produit en période de crue avec l'apport des eaux de recharge sous-saturées. Pendant la période des basses eaux, les valeurs positives de SIc témoignent d'un écoulement à surface libre favorisant un fort dégazage.

Source de Mar Challita

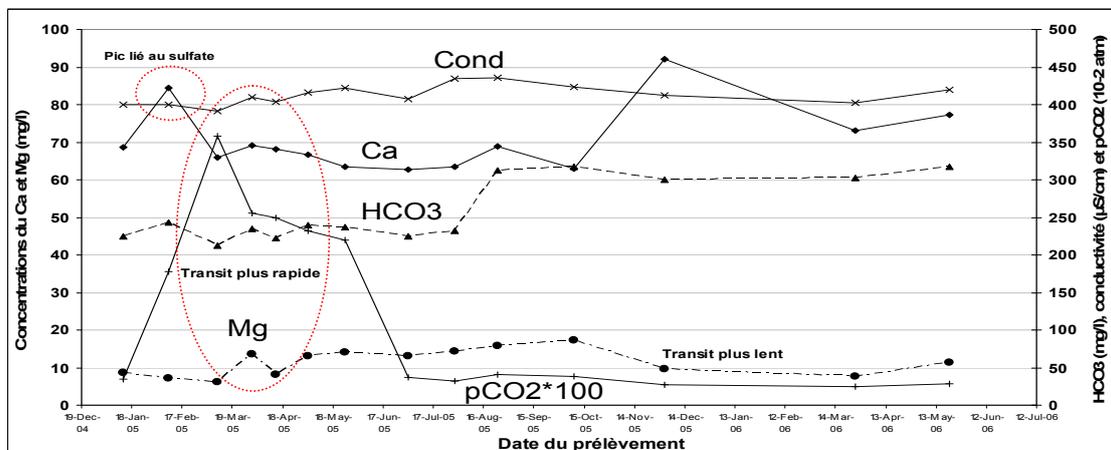


Figure 110. Variations du calcium, magnésium, bicarbonates, C et pCO_2 à Mar Challita.

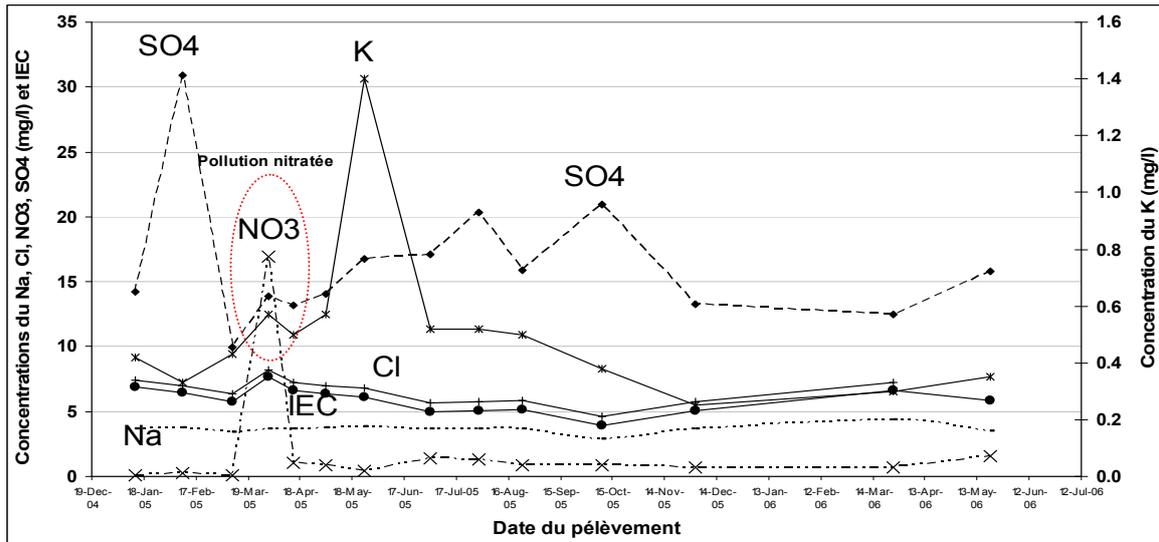


Figure 111. Variations du sodium, potassium, chlorures, sulfates et nitrates à Mar Challita.

Le chimisme de la source de Mar Challita varie peu pour le magnésium, sodium et chlorures (figures 110 et 111). Les nitrates, sulfates et potassium varient fortement souvent pour un échantillon isolé. Le calcium et les bicarbonates subissent une variation saisonnière et les fortes concentrations apparaissent après les crues.

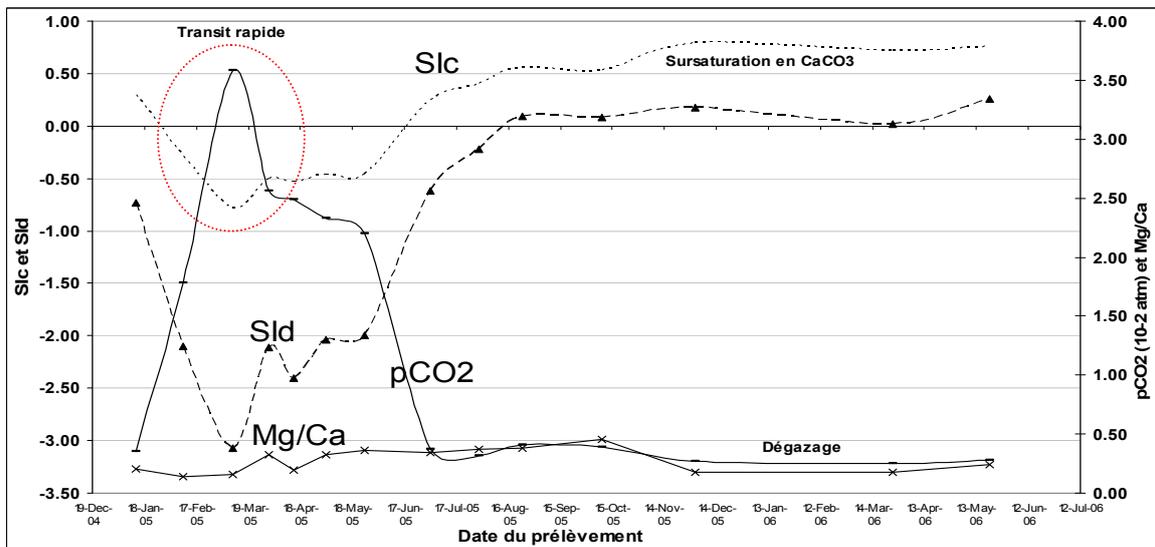


Figure 112. Variations des indices de saturation de la calcite et la dolomite avec la pression partielle en CO_2 à Mar Challita.

La figure 112 montre les variations de la pression partielle du CO_2 , entre 0.2 et 3.7 10^{-2} atm. Les indices de saturation de la calcite et de la dolomite varient aussi mais inversement proportionnel à $p\text{CO}_2$. De juillet à mai, S1c est supérieur à 0.1 et la solution est nettement sursaturée. Ceci est probablement dû à l'écoulement souterrain à surface libre pendant une grande partie de l'année, ce qui provoque le départ du gaz carbonique de l'eau. Pendant les crues de printemps, la $p\text{CO}_2$ est la plus élevée et S1c est négatif, ce qui traduit un écoulement rapide.

Nahr El Jaouz à Kaftoun

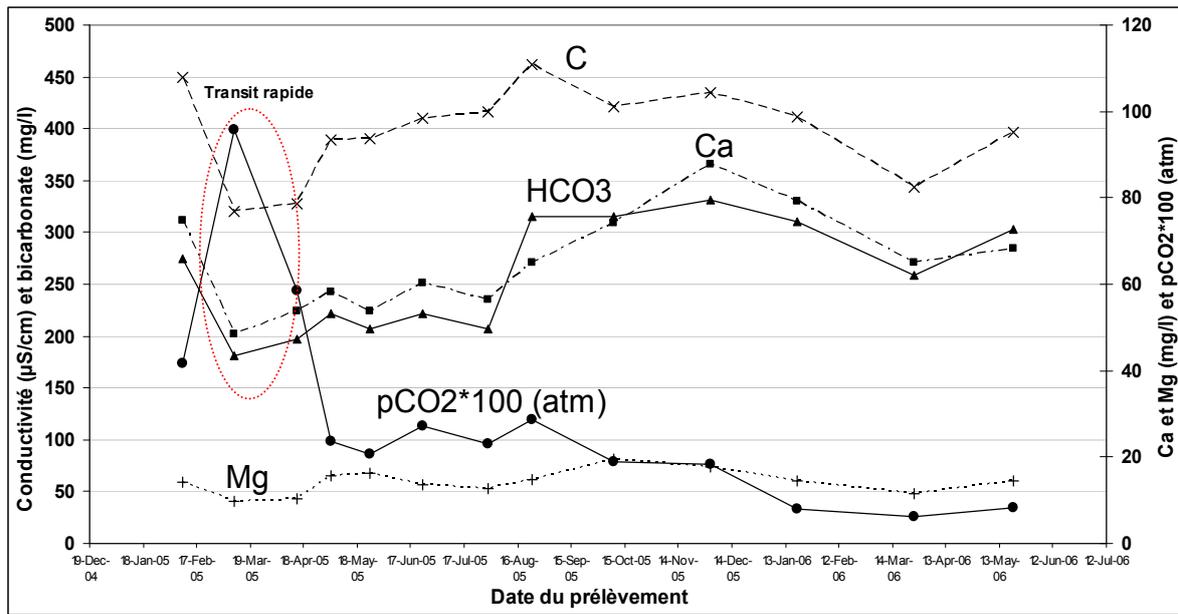


Figure 113. Variations du calcium, magnésium, bicarbonates, C et pCO_2 à Kaftoun.

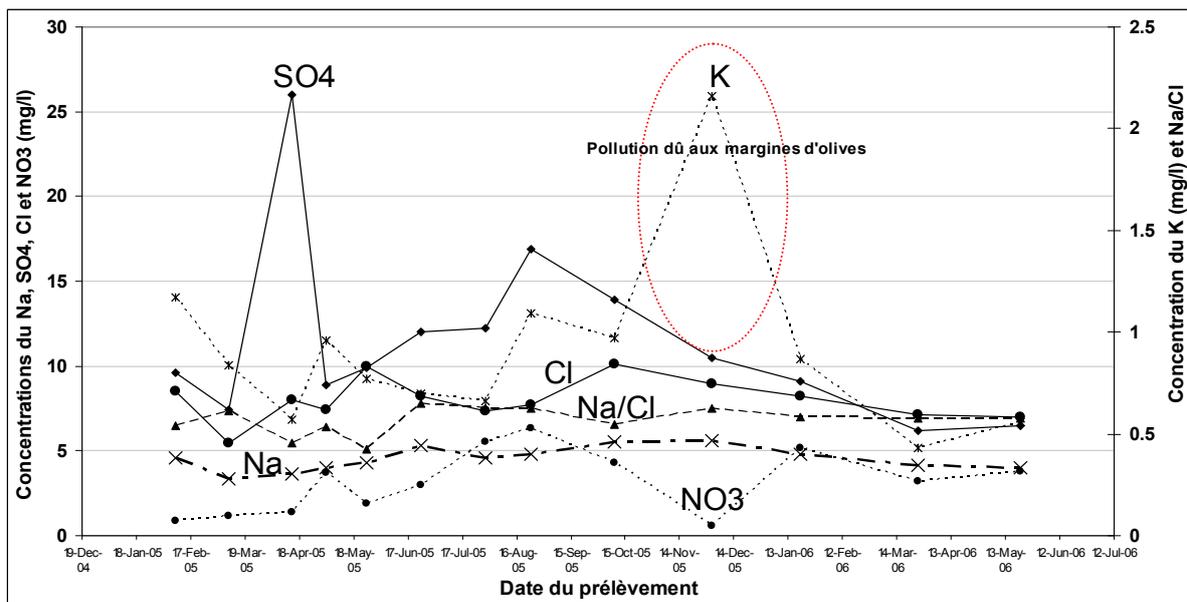


Figure 114. Variations du sodium, potassium, chlorures, sulfates et nitrates à Kaftoun.

Le chimisme du Nahr El Jaouz varie peu pour le sodium, les chlorures et le magnésium (Figures 113 et 114). Le calcium, les bicarbonates et la conductivité subissent des variations saisonnières ; ils diminuent avec la fonte de neige. Les nitrates sont faibles durant tout le cycle ; mais les quelques variations liées à des eaux contenant 5 à 6 mg/l indiquent des apports polluants dus probablement aux eaux usées domestiques. Les sulfates et le potassium sont soumis à des variations de fortes amplitudes ponctuelles avec de fortes concentrations après les premières crues ; elles sont probablement dues au lessivage des sols et aux rejets directs de margines d'olive. Le calcium, les bicarbonates et la conductivité fluctuent après chaque événement hydrologique (fonte de neige, pluie ou crue).

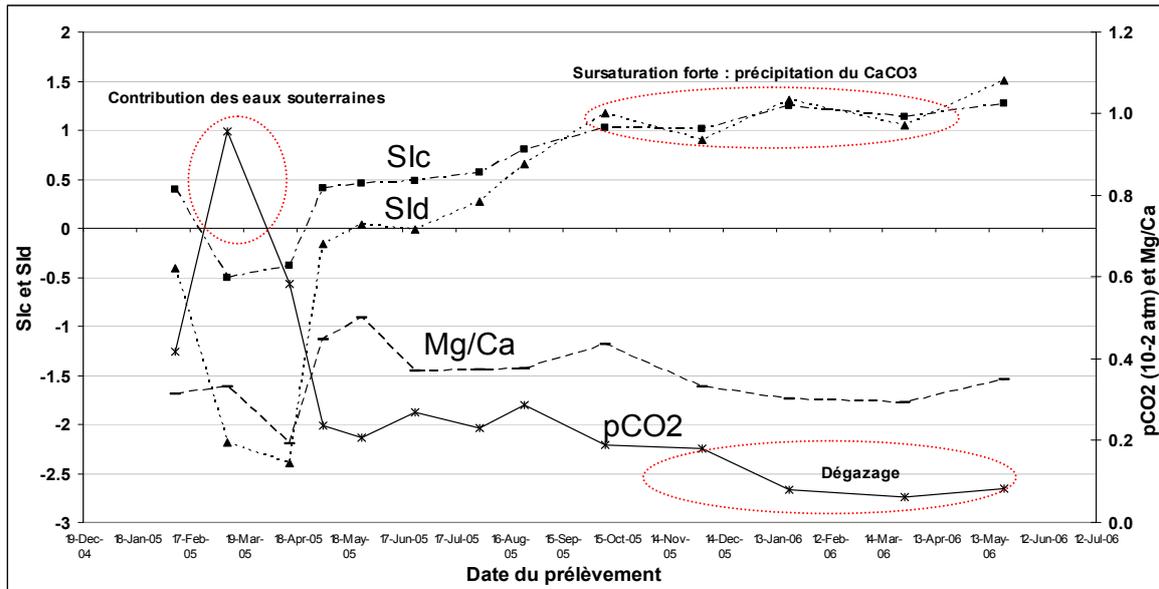


Figure 115. Variations des indices de saturation de la calcite et la dolomite avec la pression partielle en CO₂ à Kaftoun.

La figure 115 montre que la variation des indices de saturation de la calcite et de la dolomite est inversement proportionnelle à celle de la pression partielle en CO₂. La pCO₂ varie entre 0.08 et 0.9 10⁻² atm et les valeurs les plus élevées sont observées en début de période de crue. Les indices de saturation de la calcite varient entre -0,5 et 1.3. Les valeurs faibles et négatives sont observées en début de période de crue en relation avec les écoulements plus ou moins rapides (contribution des eaux souterraines) alors que sur le reste du cycle, les valeurs sont positives et témoignent du dégazage du CO₂ dans la rivière. L'indice de saturation de la dolomie possède des basses valeurs (-2,5) ; ceci est dû à l'absence de la dolomie dans le bassin.

Nahr El Asfour à Bziza

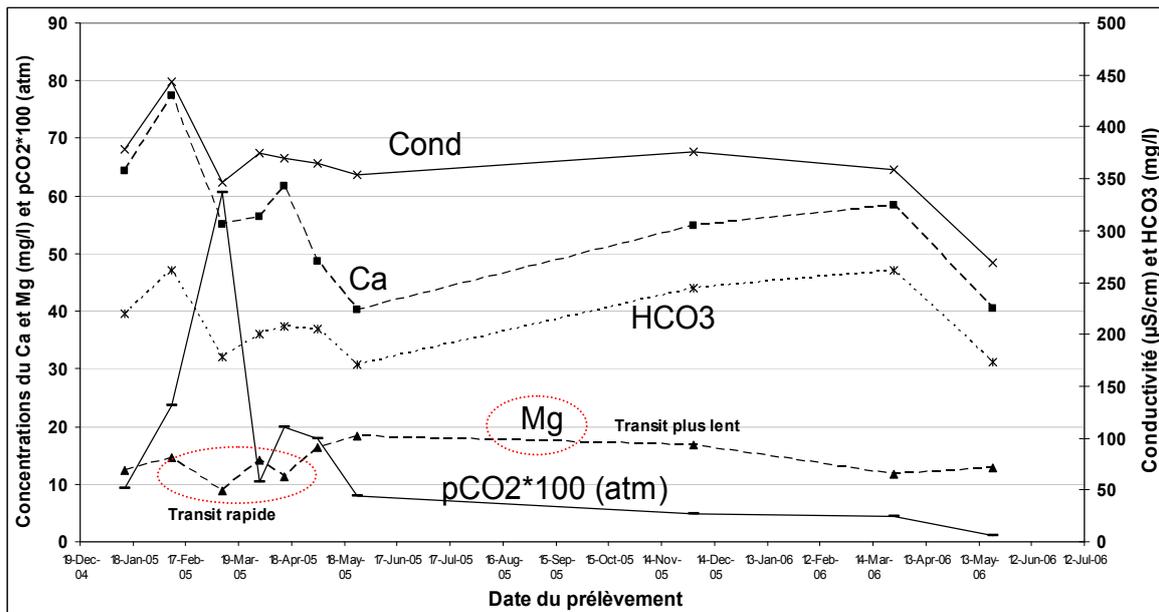


Figure 116. Variations du calcium, magnésium, bicarbonates, C et pCO₂ à Bziza.

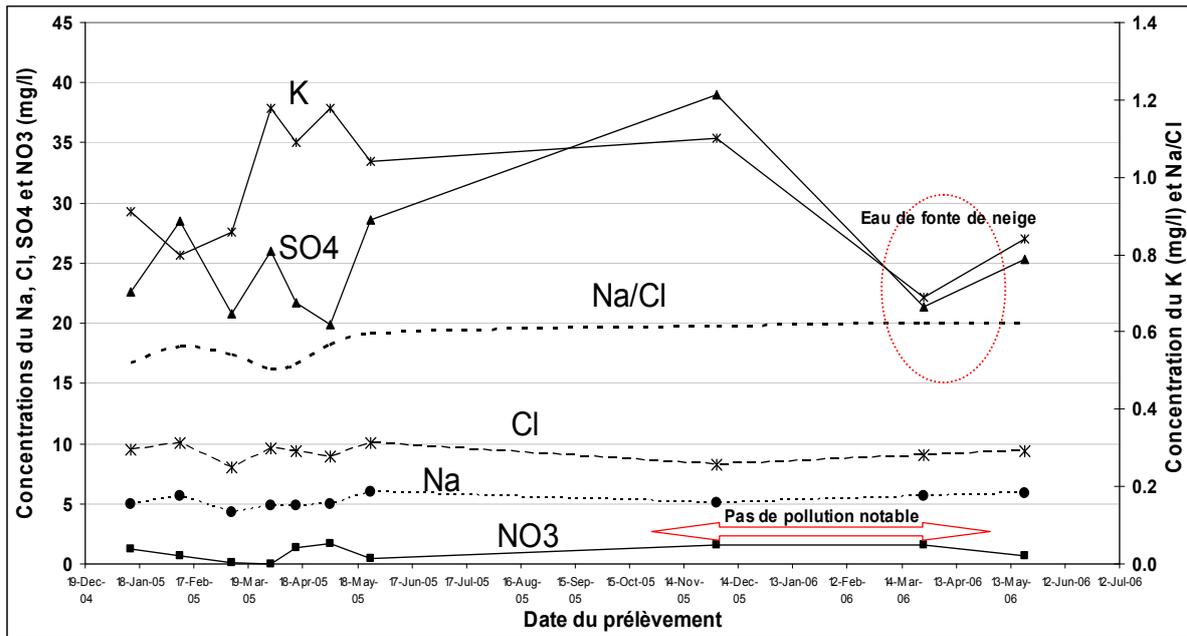


Figure 117. Variations du sodium, potassium, chlorures, sulfates et nitrates à Bziza.

Au Nahr El Asfour, tous les ions montrent des variations saisonnières de leurs concentrations. Le magnésium montre deux types de transit ; rapide (février et mars) et lent (étiage) correspondant respectivement aux faibles et fortes concentrations. Le sodium, les nitrates, les chlorures et le magnésium varient faiblement (figures 116 et 117) ; il n'existe pas de pollution nitratée notable. Par contre, le calcium, les bicarbonates, les sulfates, et le potassium montrent des variations saisonnières de grande amplitude. Les fortes concentrations apparaissent lors des premières crues. La fonte de neige abaisse les concentrations et durant l'étiage, les concentrations de ces éléments sont proches de la moyenne annuelle dans l'aquifère.

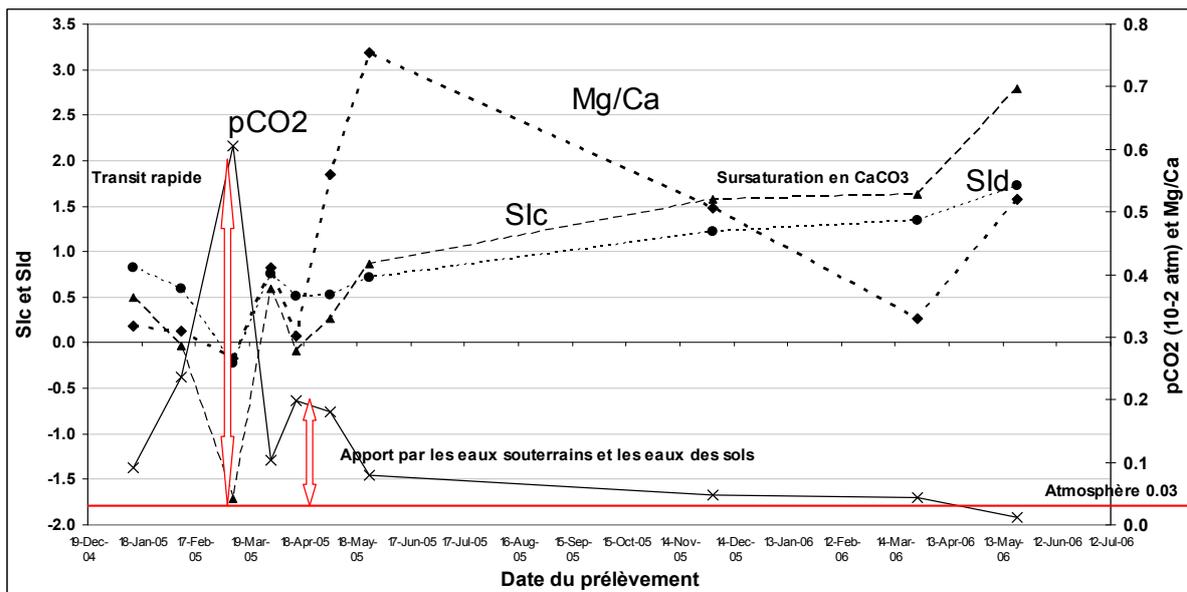


Figure 118. Variations des indices de saturation de la calcite et la dolomite avec la pression partielle en CO_2 à Bziza.

Sid et Sic sont supérieurs à 0 pendant presque toute l'année. La pCO_2 varie entre 0.02 et 0.6 10^{-2} atm. La figure 20 montre les variations opposées entre les indices de saturation de la dolomite et de la calcite et la pCO_2 (figure 118). L'augmentation de la pCO_2 se produit avec les premières crues, avec l'apport des eaux de recharge sous-saturées selon un transit rapide, par apport des eaux provenant des sols et de l'épikarst. Pendant la période des basses eaux, les valeurs positives de Sic témoignent d'un écoulement à surface libre.

Forage de Jradeh

Les variations de la température et de la conductivité sont de grandes amplitudes saisonnières ; les températures minimales sont observées en janvier et février. Or, une forte amplitude de variation avec un écart de 10 °C est probablement due à des apports non dilués d'eaux froides de surface. La forte corrélation entre la température et la conductivité rend compte de l'écoulement karstique rapide.

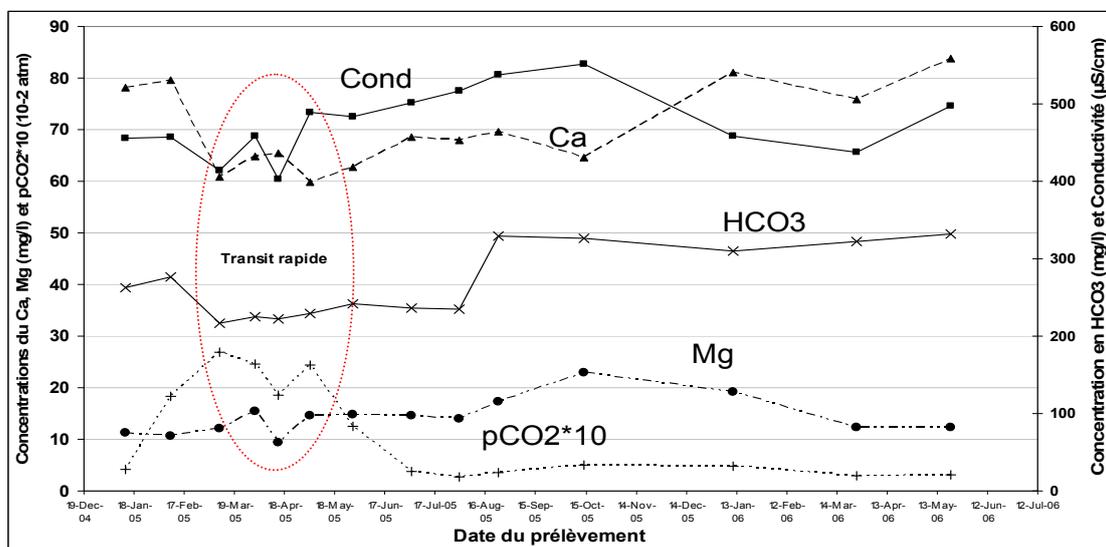


Figure 119. Variations du calcium, magnésium, bicarbonates, C et pCO_2 à Jradeh.

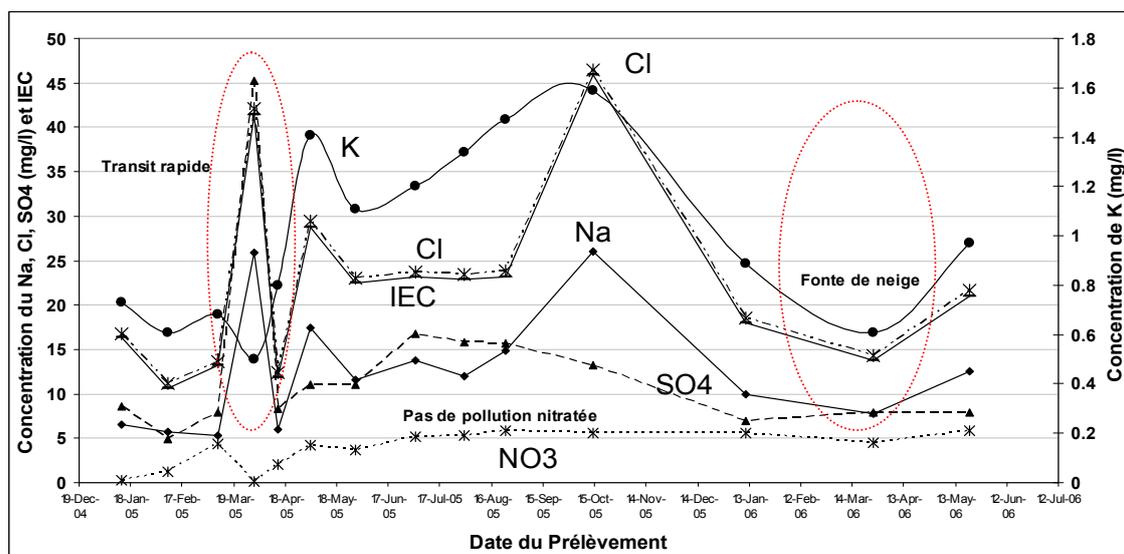


Figure 120. Variations du sodium, potassium, chlorures, sulfates et nitrates à Jradeh.

Le forage de Jradeh est le point principal de l'aquifère cénomano-turonien hors de l'intrusion marine. Les eaux du forage montrent une forte minéralisation et des concentrations très élevées en sodium, chlorures, potassium et sulfates. Jradeh est le plus minéralisé de tous les points.

Il présente de petites variations pour les nitrates ; la pollution nitratée n'est pas notable et n'est pas critique pour l'eau potable. Pour les chlorures, les sulfates, le sodium, le potassium et la conductivité (figures 119 et 120), le forage présente une composante saisonnière bien marquée. Les fortes concentrations sont présentes après les premières crues marquant un transit rapide. La concentration maximale en chlorures et en sodium est trop faible pour être due à une intrusion saline ou à une contribution locale de la pluie (en région côtière, la pluie est riche en sels d'origine marine). En effet, SO_4 est associé à Cl et Na, d'où Cl et Na marqueurs d'une pollution par les eaux usées domestiques. Cependant, les tests de pompage faits en 1963 avaient provoqué une intrusion nette. Il se peut qu'une légère contamination se produise à partir de l'aquifère quaternaire très proche.

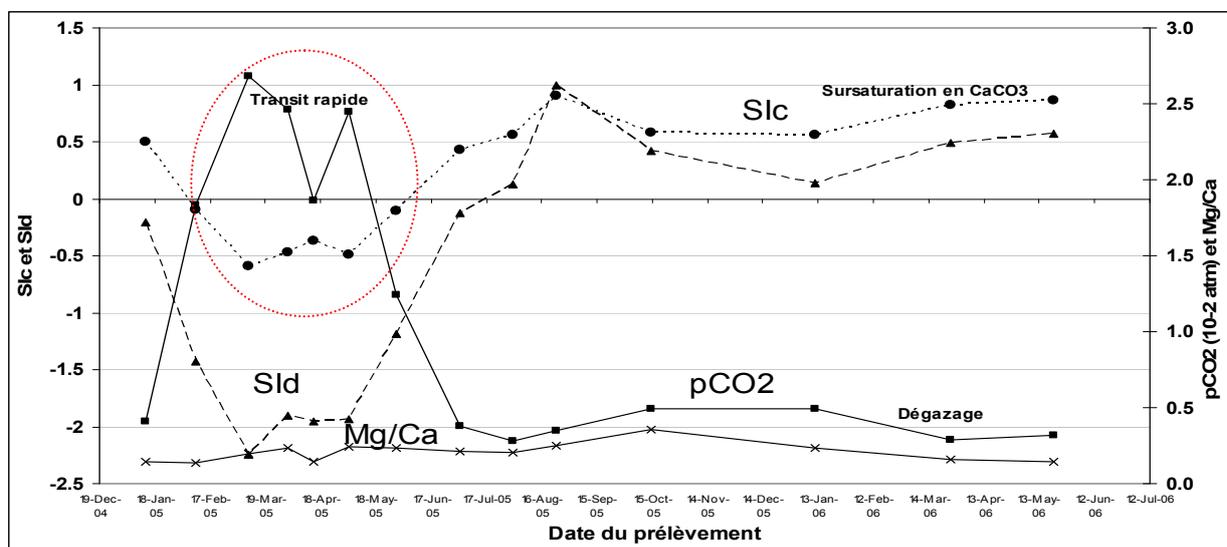


Figure 121. Variations des indices de saturation de la calcite et la dolomite avec la pression partielle en CO_2 à Jradeh.

A Jradeh, l'indice de saturation de la calcite suit des variations saisonnières. En période de crues, l'augmentation de pCO_2 est accompagnée d'une baisse de cet indice. Pour la dolomite, l'indice a des valeurs négatives et très basses pendant les périodes de crues. La figure 121 montre une corrélation forte entre les indices de saturation de la calcite et de la dolomite et la pression partielle en CO_2 . La forte sursaturation de l'eau vis-à-vis la calcite témoigne d'un écoulement en contact avec une phase gazeuse (écoulement dans un conduit à surface libre); le dégazage est responsable d'une baisse de la pCO_2 et par suite d'une augmentation de l'indice de saturation. Pendant les crues, les eaux recueillies à l'exutoire sont le mélange des eaux de recharge sous-saturée et des eaux résidant dans la zone noyée à l'équilibre ou légèrement sursaturées.

3.2.5.2.2. Analyses en composantes principales des points d'eau

Les références correspondant à ces points figurent dans le tableau d'inventaire placé en annexe 5. Sur ces prélèvements ont été mesurés les paramètres suivants : Conductivité (C), HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- et les paramètres calculés: SI_c , SI_d , pCO_2 ,

Ca/Mg, Cl/Na. Dans ces ACP, certains paramètres redondants ont été enlevés : la dureté, le pH et la température. Pour traiter ces données, de nombreuses ACP ont été nécessaires. Seules les plus caractéristiques ont été retenues pour aider à l'interprétation des données.

Source de Dalleh

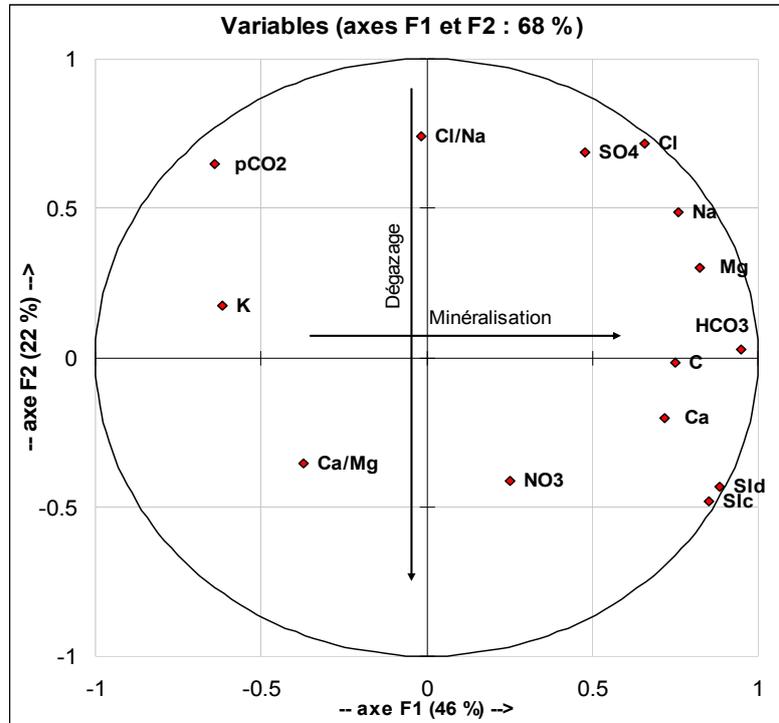


Figure 122. Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables (Dalleh).

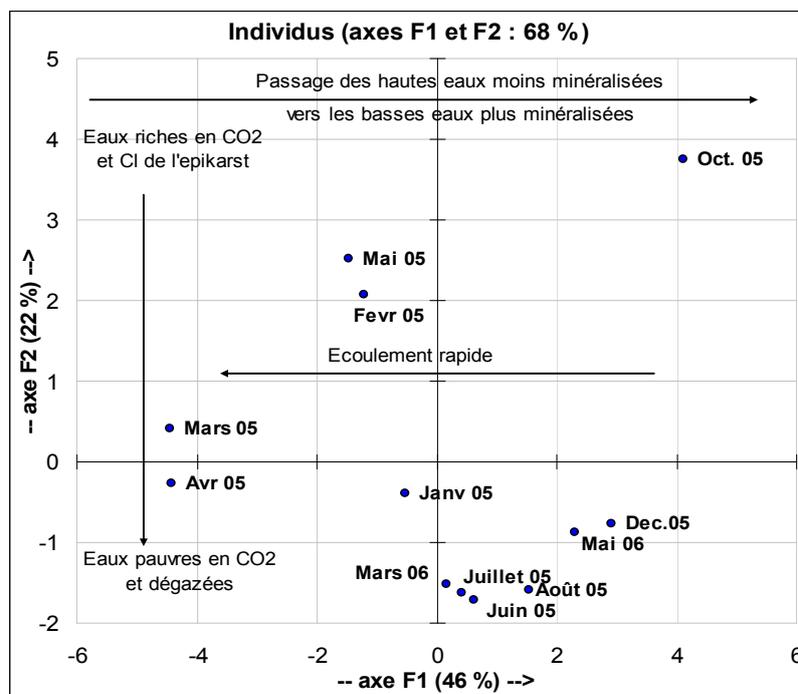


Figure 123. Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus (Dalleh).

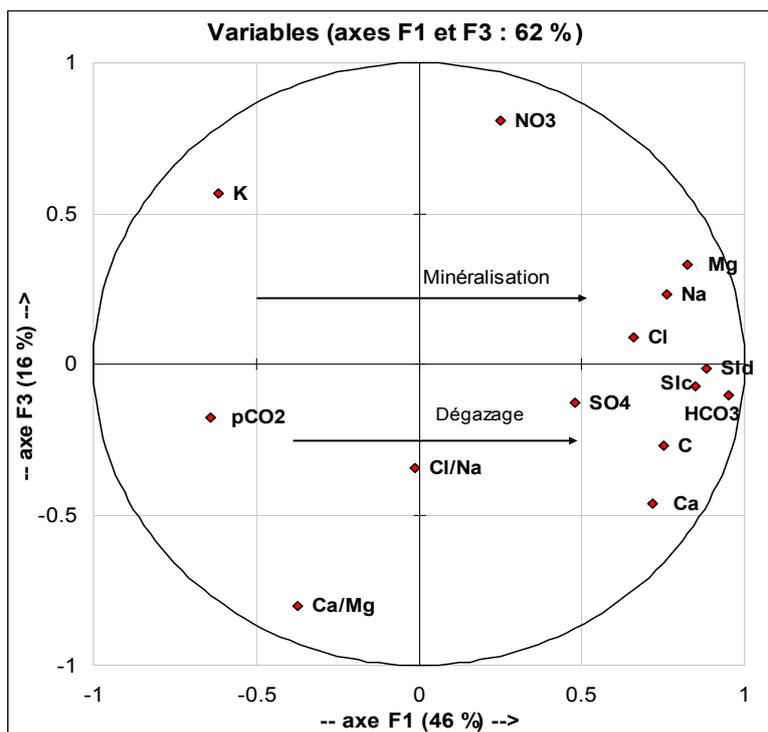


Figure 124. Représentation du plan principal F1-F3 dans l'espace des variables (Dalleh).

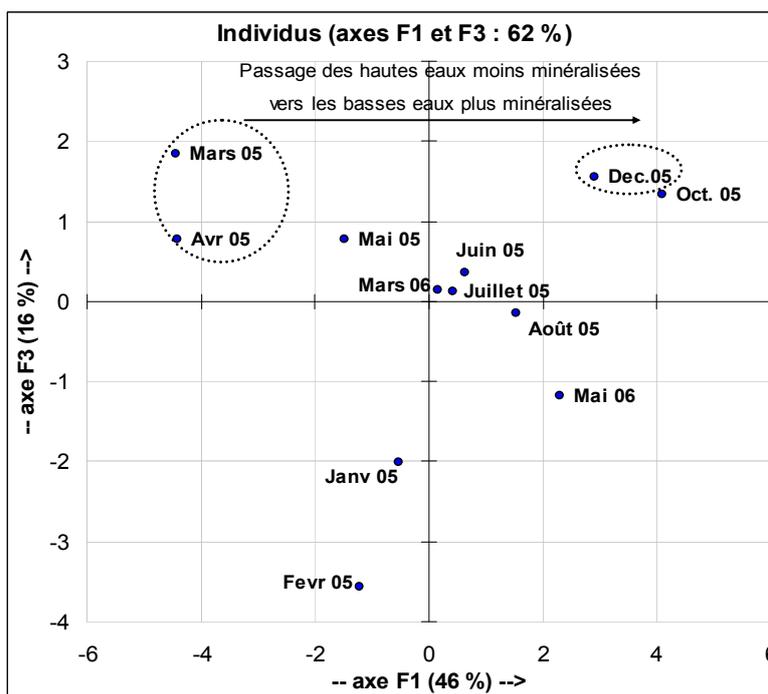


Figure 125. Représentation du plan principal F1-F3 dans l'espace des individus (Dalleh).

L'axe F1 (figure 122) explique 46% de la variance totale et est défini par plusieurs variables : HCO_3 , C, Na et Mg opposé à pCO_2 , SiC, Sid et Cl. Cet axe est totalement lié à la minéralisation et partiellement à l'équilibre calco-carbonique qui est fonction des conditions d'écoulement (pCO_2 opposé à SiC et Sid). Plus le débit est fort, plus les écoulements sont rapides et moins minéralisés ; les eaux n'ont pas le temps de s'équilibrer et les indices de

saturation sont négatifs. Quand le débit est faible, l'écoulement se fait à surface libre avec un dégazage qui est marqué par des indices de saturation positifs et une pCO_2 plus faible. De même, cet axe définit le pôle anthropique domestique responsable des concentrations en chlorures un peu supérieures à la normale (11 mg/l). Les eaux usées domestiques proviennent des différentes collectivités qui se trouvent à l'amont de la source.

Dans le plan des individus (figure 123), l'axe F1 montre un passage progressif entre les eaux de crues sous-saturées et moins minéralisées (Février 2005) aux basses eaux légèrement sursaturées et plus minéralisées (Juillet et août 2005, ...). En effet, en période de crue, les écoulements sont plus rapides et les eaux d'infiltration sous-saturées n'ont pas assez de temps pour s'équilibrer vis-à-vis la calcite et les eaux à l'exutoire sont sous-saturées. Les basses eaux, les plus minéralisées, sont opposées aux hautes eaux les moins minéralisées. La présence du potassium est classique car le K marque les eaux du lessivage des sols (mars et avril) permettant une mise en solution de ce minéral.

L'axe F2 (figure 122), expliquant 22% de la variance totale rend compte aussi d'une partie des équilibres calco-carboniques. Il oppose pCO_2 , Na, Cl et Cl/Na à S1c et S1d ; cela est peut-être lié au stockage dans l'épikarst ou dans les sols. Sur les bissectrices sont présents le SO_4 , Cl, Na et pCO_2 opposé à S1c et S1d.

Dans le plan F1/F3 (Figure 124), F3 n'explique que 16% de la variance totale et est uniquement défini par le nitrate. Le comportement propre du NO_3 qui reste dans les valeurs normales (4.57 mg/l) ne peut être considéré comme pollution ; il est bien distinct de celui de Cl et Na, qui pourrait, eux, marquer le lessivage des pollutions domestiques par les premières crues du cycle. Cela est peut-être dû aux effets de la dénitrification. Sur le plan des individus, les échantillons sont regroupés d'une façon dispersée (Figure 125).

Source de Mar Challita

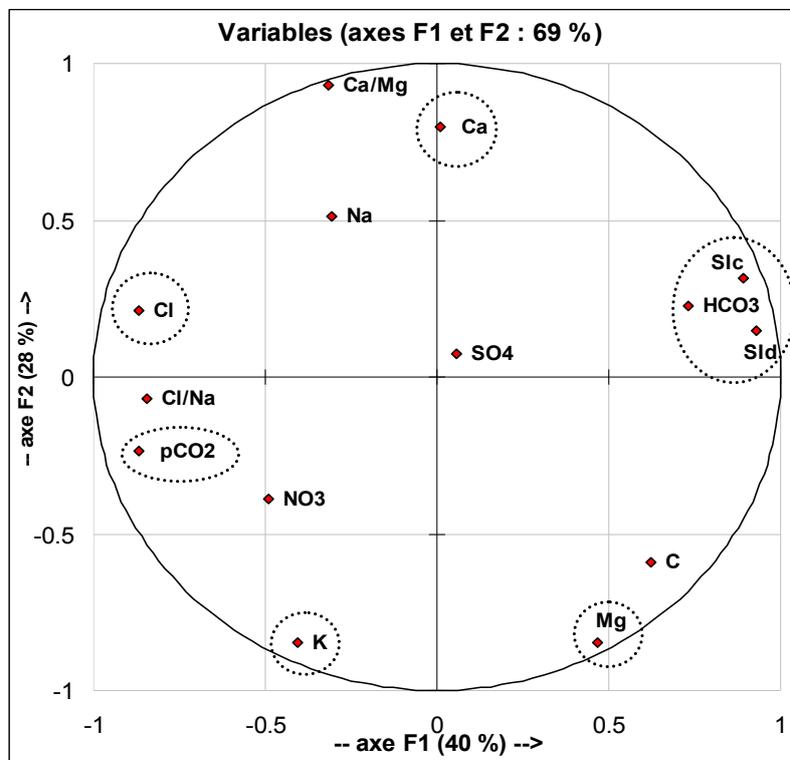


Figure 126. Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables (Mar Challita).

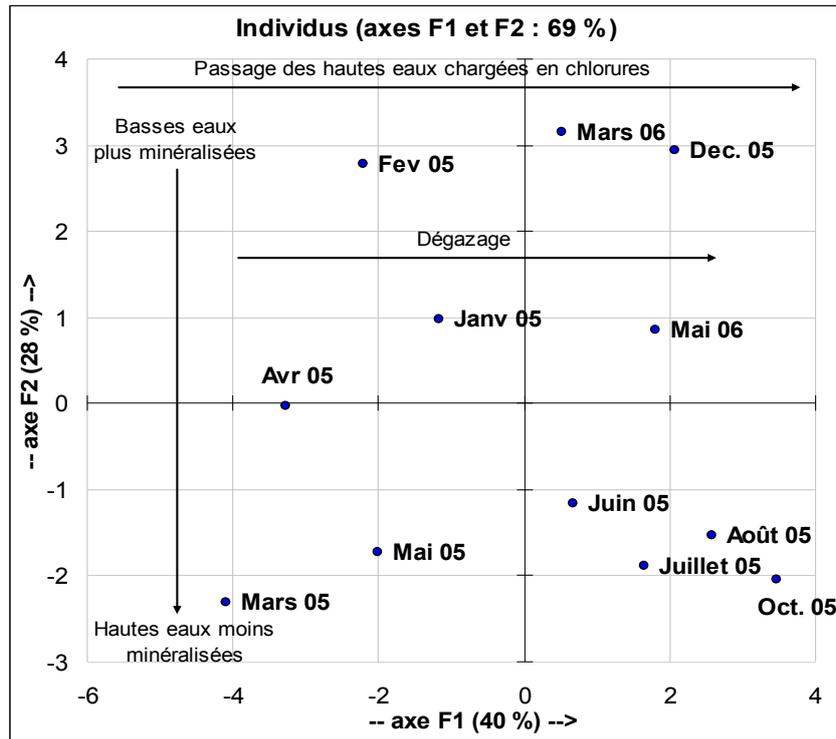


Figure 127. Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus (Mar Challita).

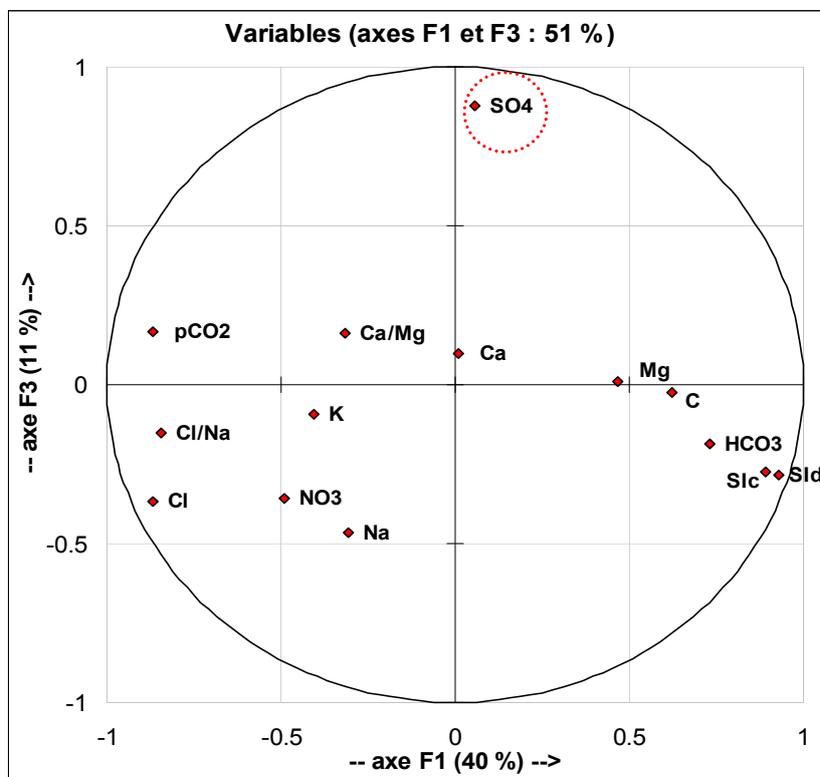


Figure 128. Représentation du plan principal F1-F3 dans l'espace des variables (Mar Challita).

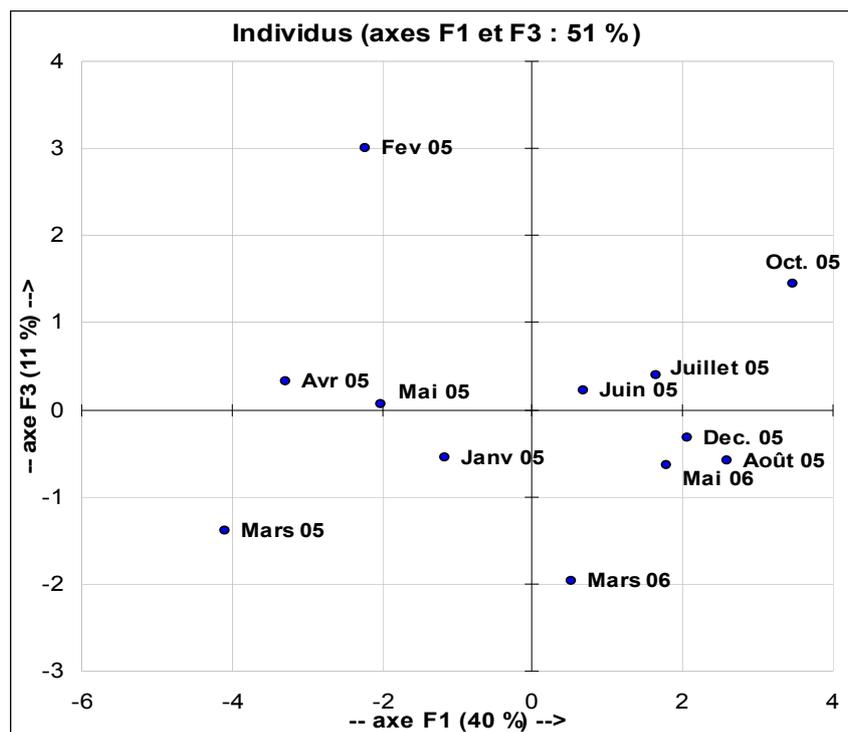


Figure 129. Représentation du plan principal F1-F3 dans l'espace des individus (Mar Challita).

L'axe F1 (figure 126) explique 40% de la variance totale et est défini par plusieurs variables : HCO_3 , SI_c et SI_d en opposition avec pCO_2 , Cl et Cl/Na . Cet axe est lié à l'équilibre calco-carbonique qui est fonction des conditions d'écoulement. Quand les écoulements sont rapides, les indices de saturation sont négatifs et les faibles écoulements se font à surface libre avec un dégazage qui est marqué par des indices de saturation positifs. Dans le plan des individus (figure 127), l'axe F1 montre un passage progressif entre les hautes eaux sous-saturées, moins minéralisées et chlorurées (Avril 2005) aux basses eaux sursaturées et plus minéralisées (Juin, juillet et août 2005). Il explique l'existence d'une eau dégazée à écoulement lent dans des drains ouverts. Les fortes concentrations en chlorures (7.23 mg/l), en hautes eaux, peut être expliqué par le lessivage des chlorures existant dans l'épikarst associé à celui du CO_2 et non pas à une pollution domestique.

L'axe F2 (figure 126), expliquant 28% de la variance totale, est défini par le calcium opposé au magnésium et au potassium. L'opposition entre Ca et Mg est classique et liée à des temps de séjour courts pour le Ca (crues) et à temps de résidence plus long pour Mg et K (marque les eaux d'étiage).

La vitesse de dissolution du carbonate de calcium supérieure à celle du carbonate de magnésium engendre une augmentation du calcium plus rapide que celle du magnésium et par suite un rapport Ca/Mg plus grand en période de crue où les écoulements sont rapides. L'augmentation de la minéralisation de l'eau, associée à la position de la conductivité sur cet axe, les basses eaux, les plus minéralisées, sont opposées aux hautes eaux les moins minéralisées.

Dans le plan F1/F3 (figure 127), F3 n'explique que 11% de la variance totale et est uniquement défini par le sulfate. Il pourrait être lié au lessivage des sulfures, durant les périodes de pluies. Ces sulfures sont associés aux niveaux de charbons du grès de base, qui recouvre les calcaires Jurassiques. Ceci est bien visible en hiver 2005 et mai 2006, dans le plan des individus (figure 128).

Nahr El Jaouz à Kaftoun

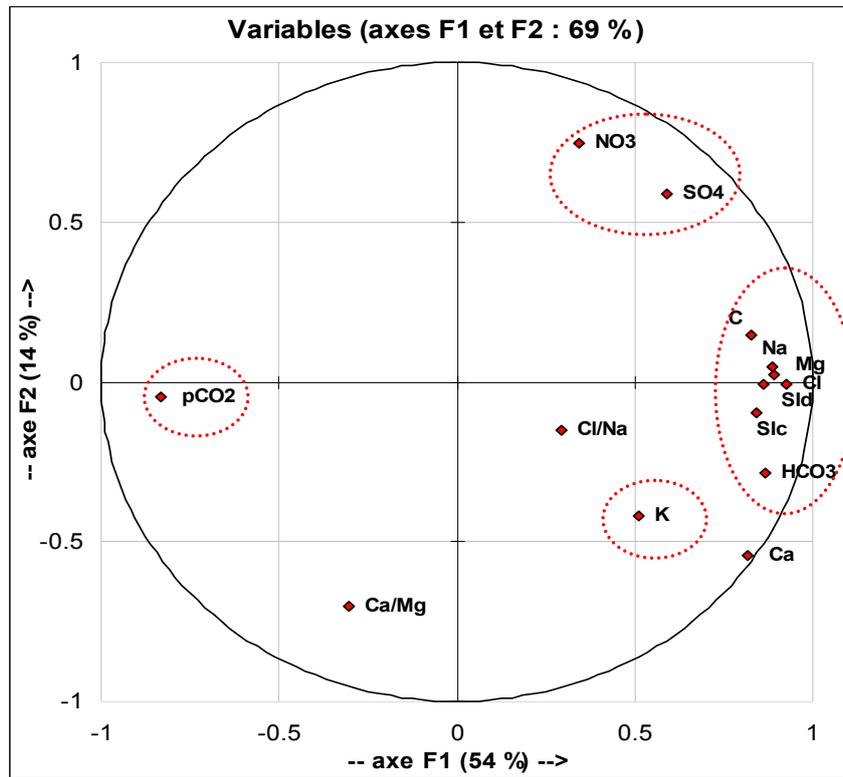


Figure 130. Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables (Nahr El Jaouz).

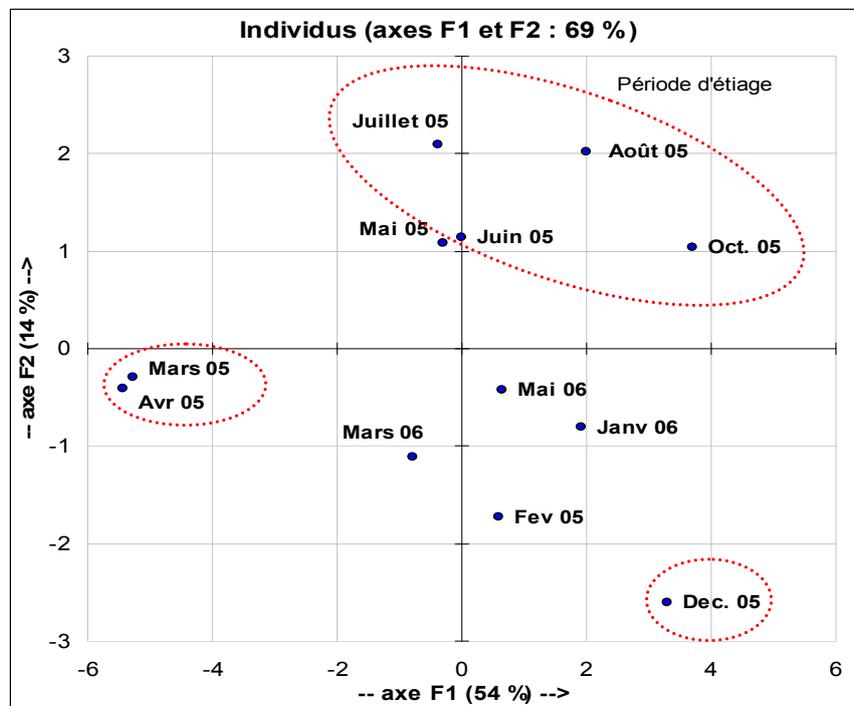


Figure 131. Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus (Nahr El Jaouz).

L'axe F1 (figure 132), expliquant 40% de la variance totale, est défini par plusieurs variables : Na, SiC et SId en opposition avec pCO₂, Ca/Mg et Cl/Na. Comme pour les autres points d'eau, cet axe est lié à l'équilibre calco-carbonique, fonction des conditions d'écoulement. Durant les basses eaux, l'écoulement à surface libre se fait avec un dégazage marqué par des indices de saturation positifs, tandis qu'en hautes eaux ces indices sont négatifs et marquent un écoulement rapide.

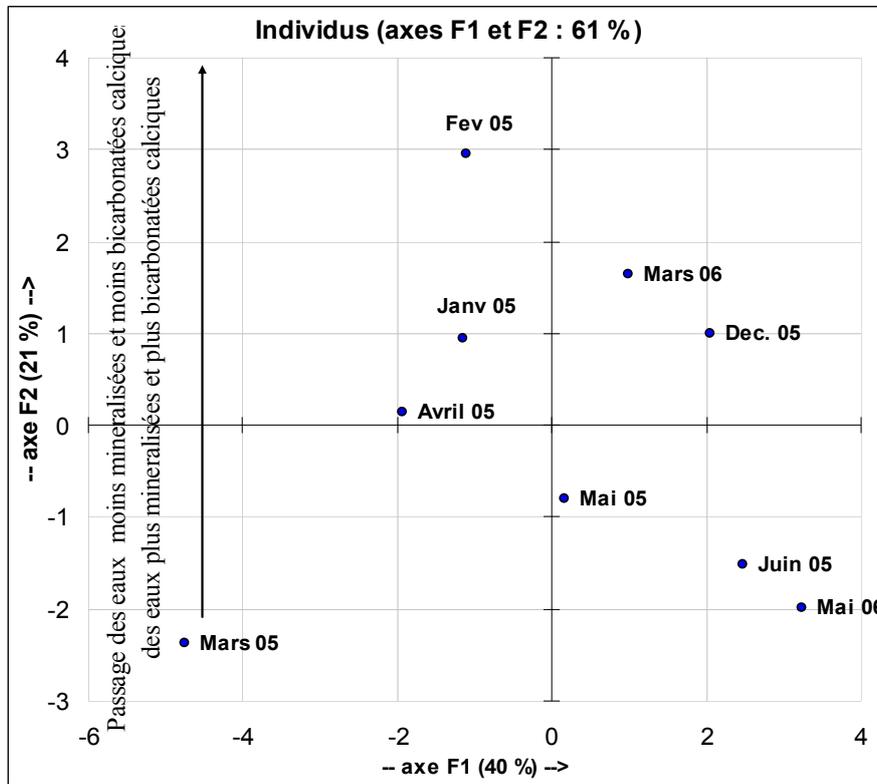


Figure 133. Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus (Nahr El Asfour).

Dans le plan des individus (figure 133), l'axe F1 montre un passage progressif entre les hautes eaux sous-saturées et moins sodiques (Avril 2005) aux basses eaux sursaturées et plus sodiques (Juin et décembre 2005). La présence du sodium caractérise la zone d'infiltration. Leur concentration est généralement faible dans les eaux karstiques du Nahr El Jaouz (4 à 6 mg/l) et ils subissent une reconcentration dû à des phénomènes d'origine chimique ; échange de cations Na⁺ contre Ca²⁺ et Mg²⁺.

L'axe F2 (figure 132), expliquant 21% de la variance totale, est principalement défini par HCO₃, C et Ca. Dans le plan des individus (figure 133), on a passage des eaux plus minéralisées et plus carbonatées calciques à des eaux moins minéralisées et moins carbonatées calciques.

Forage de Jradeh

Le facteur F1 (figure 134) explique 42 % de la variance totale et est défini par la conductivité, le magnésium et le potassium. L'axe F1 oppose pCO₂, et Ca/Mg à C, K, Mg (les plus importants) et Cl, Na, NO₃, HCO₃, SiC et SId (les moins importants). Ce facteur oppose les eaux à transit rapide aux eaux à transit plus lent. Les premières (à transit rapide) sont

éventuellement caractérisées par un stockage près de la surface (épikart et sols) se caractérisant par de forte pCO_2 , par un rapport Ca/Mg élevé et par de faible concentration en K, tandis que les secondes (à transit lent) se caractérisent par des plus fortes concentrations en C, Mg et K avec une faible pCO_2 (par dégazage, d'où Sic et Sld sont élevés). La concentration en potassium est généralement faible dans les eaux karstiques de Jradeh (1.2 mg/l).

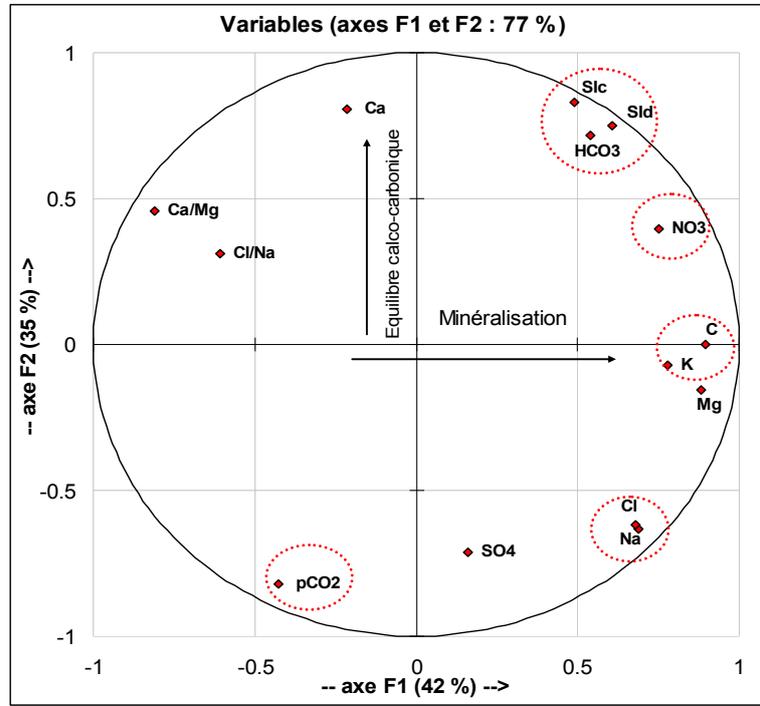


Figure 134. Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables (Jradeh).

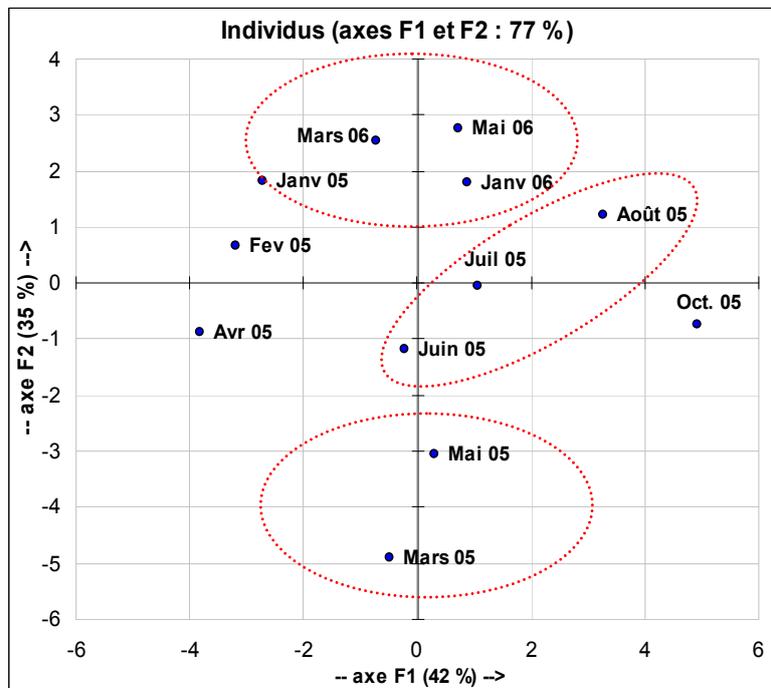


Figure 135. Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus (Jradeh).

De même, l'axe F1 oppose des eaux plus riches en nitrates (5.9 mg/l) à des eaux moins riches et moins minéralisées. Dans le plan des individus (figure 135) ; il met en opposition les eaux à transit rapide plutôt des mois de janvier et février et les eaux à transit lent (juillet et août 2005).

Le facteur F2 (figure 134), expliquant 35 % de la variance, est défini par : SiD , SiC et HCO_3 opposé à pCO_2 . Cet axe représente les équilibres calco-carboniques en opposant les eaux dégazées à celles transférées rapidement depuis les zones à fortes pCO_2 . Dans le plan des individus (figure 135), il met en opposition les eaux très sursaturées des mois de janvier et février (pôle dégazé) et les eaux légèrement sous-saturés (pôle non dégazé) avec la calcite qui peuvent correspondre à un écoulement rapide (Mars 2005) ; entre les deux se trouvent les eaux moyennement sursaturées ou intermédiaires (Juin et juillet 2005). L'association entre la pCO_2 et Na et Cl sont classiques des eaux stockées dans l'épikarst et les sols.

3.2.6. Conclusion

La distribution des fréquences de conductivité pour les points d'eau (source, rivière et forage) est en général bimodale et étalée. En fait, la variabilité de leur chimisme témoigne de la non homogénéisation des eaux d'infiltration. Ceci doit être mis en relation avec un réseau de drainage plus ou moins organisé.

L'interprétation des données hydrochimiques a révélé des caractéristiques propres aux aquifères de l'amont (Source de Dalleh et Mar Challita), aux rivières (Nahr El Asfour et El Jaouz) avec leurs affluents et à l'aquifère cénomanien alimenté par les points cités et présenté par le forage de Jadeh. Les eaux des sources sont moyennement minéralisées avec un faciès bicarbonaté calcique faiblement magnésien. Celui des rivières est bicarbonaté, calcique et magnésien avec des eaux moins minéralisées. La pollution anthropique et agricole est présente mais avec de très faibles concentrations. Elle est mise en évidence par des concentrations plus ou moins élevées en chlorures qui sont d'origine domestique.

Durant les basses eaux, l'écoulement à surface libre produit un dégazage marqué par des indices de saturation positifs et par une baisse de la pCO_2 . En hautes eaux ces indices sont négatifs et la pCO_2 plus forte. En général, l'indice de saturation de la calcite est négatif en période de crue à Dalleh et Mar Challita témoignant d'un écoulement monophasique et rapide (écoulement dans un drain), et faiblement sursaturé le reste du temps. Il en est de même pour la pCO_2 de tous les points qui présentent des valeurs moyennes de 0.2, 0.4, 0.6 10^{-2} atm. Ces valeurs sont liées à l'équilibre calco-carbonique, fonction des conditions d'écoulement et montrent un passage progressif entre les hautes eaux légèrement sous-saturées et moins minéralisées (janvier, février, mars, avril,...) aux basses eaux légèrement sursaturées et plus minéralisées (juin, juillet, août, ...). L'absence de la dolomie dans les deux aquifères a pour conséquence un rapport Ca/Mg élevé (entre 3 et 4).

Le potassium est sélectivement absorbé par les plantes ; ceci se traduit sur tous les sites par des concentrations faibles en potassium et par des rapports élevés de Na/K. Le rapport de Cl/Na est aussi peu différent entre les différents points d'eau. Le chlorure apparaît bien surtout dans le forage de Jadeh. En fait, l'amplitude de variation du chimisme de Jadeh est plus faible que les autres points, témoignant d'un séjour des eaux plus long dans l'aquifère côtier permettant une meilleure homogénéisation des eaux.

Chapitre 4 - Hydrogéologie des calcaires cénomano-turonien : le Système Karstique de Chekka

4.1. Présentation générale

Les principaux aquifères du Liban sont constitués principalement par les calcaires du Jurassique et du Cénomano-turonien. D'autres comme les aquifères calcaires du Lutétien au sud et du Miocène dans le nord du Liban peuvent présenter un certain intérêt local (tableau 8). L'ensemble de grès littoraux aptiens et albiens couvrant les calcaires jurassiques est peu perméable et sert de substratum imperméable aux calcaires cénomano-turonien. Ces derniers sont surmontés par les marnes crayeuses sénoniennes imperméables (Dubertret, 1953).

FACIES	AGE	EPAISSEUR (m)	Q DES SOURCES (l/s)	Q INSTANTANES DES OUVRAGES (l/s)	TRANSMISS. (m ² /s)
Calcaires, marnes	NUMMULITIQUE Eocène	100 à 300	<100	<50	Médiocre
Calcaires récifaux	NEOGENE Miocène	200 à 250	100-1000	<100	Souvent élevée
Calcaires subrécifaux	NUMMULITIQUE Eocène	100 à 800	100-1000	<100	Souvent élevée
Calcaires et marno-calcaires à lits de silex	CRETACE Turonien	= 200	100-1000, >1000	>100	Le plus souvent élevée
Calcaires régulièrement lités	CRETACE Cénomano-Turonien	800 à 1000	<100, 100-1000, >1000	>100	Le plus souvent élevée
Calcaires massifs et calcaires dolomitiques avec intercal de marnes	JURASSIQUE	>1000	<100, 100-1000, >1000	>100	Le plus souvent élevée

Tableau 8. Description et caractéristiques hydrogéologiques des différentes formations carbonatées d'après PNUD, 1972.

En conséquence, les formations calcaires constituent les aquifères principaux fournissant la majorité de ressources en eaux souterraines du Levant. Il existe deux épaisses formations de calcaires ; le calcaire du Jurassique et celui du Crétacé supérieur (Cénomaniens et Turonien). Il existe d'autres calcaires constituant des aquifères locaux séparés par les marnes, les argiles et les grès du Crétacé inférieur. Ce sont le calcaire de l'Aptien, de l'Albien, et le calcaire du Miocène marin, affleurant seulement le long du rivage marin et en particulier dans la région de Chekka. Toutes ces formations de calcaires montrent des formes de reliefs karstiques.

Les formations alluviales constituent un autre type d'aquifère au Liban. Appartenant aux alluvions du Pliocène et du Quaternaire, elles sont présentes dans la plaine côtière étroite de Chekka. Ces aquifères alluviaux peuvent être reliés aux aquifères carbonatés quand ils les recouvrent. Le système karstique de la zone d'étude se développe dans le calcaire CT. Il est en partie couvert de marnes et de marnes crayeuses du Sénonien et du Paléogène, qui peuvent localement rendre l'aquifère captif. Toutefois la majorité des marnes a été érodée pendant le récent soulèvement à l'exception de la région de Chekka où le soulèvement est probablement plus récent.

Au sud et au nord de Chekka, les calcaires miocènes, couvrant les marnes, sont bien préservés. Ils montrent localement un plongement à l'ouest, dû au soulèvement récent. En profondeur, la forte épaisseur du Crétacé inférieur (imperméable), où les intrusions basaltiques sont abondantes dans cette région, forme une barrière entre les aquifères calcaires du Crétacé supérieur et du Jurassique. Toutefois il laisse développer les écoulements de surface, alimentés principalement par les sources de l'aquifère jurassique, et à l'origine des fleuves principaux. Ces fleuves traversent les affleurements carbonatés du Crétacé supérieur, puis les marnes, avant d'atteindre la mer. Donc, la zone d'alimentation du système karstique de Chekka correspond aux affleurements calcaires et par conséquent aux fuites des rivières.

4.2. Travaux réalisés sur le site de Chekka et sur l'aquifère CT

Malgré la présence de plusieurs études hydrologiques sur la région de Chekka (Kareh, FAO, PNUD, Chaaban, Ayoub, Saad) il n'existe pas de données fiables sur le fonctionnement du bassin d'alimentation des sources sous-marines et de ses limites hydrogéologiques ni sur les volumes que ces sources peuvent fournir. C'est pourquoi une synthèse des données recueillies est tentée ici. La démarche suivie pour établir entre autres certains paramètres du bilan hydrogéologique du SKC est présentée également.

En mars 1968, dans le cadre du projet d'étude des eaux souterraines au Liban réalisé par le PNUD, une reconnaissance a été faite sur le secteur de Chekka. La surface de la région étudiée est 11 km², 109 sondages électriques ont été réalisés. Cette étude avait pour objectifs :

- d'obtenir des échantillons des différentes couches et déterminer s'il s'agit de calcaires, de marnes ou de calcaires fissurés ou compacts,
- de faire des essais de pompage afin de déterminer les caractéristiques hydrogéologiques de l'aquifère,
- de mesurer les fluctuations de la nappe et l'intrusion saline à partir de piézomètres.

Un forage a été exécuté directement dans les calcaires du Cénomano-Turonien jusqu'à une profondeur de 240 m ; les autres ont traversé les couches quaternaires sur une épaisseur de 18.5 m. Malgré le nombre élevé de forages, peu d'informations scientifiques sur les transmissivités et les coefficients d'emmagasinement caractérisant l'aquifère de la région ont été obtenues.

Les valeurs obtenues montrent que les débits exploités de cet aquifère sont importants et que la majorité des forages montre la présence d'une intrusion de l'eau de mer tout le long de la zone littorale (tableau 9).

N° du Forage	Z	Prof. m	Ø tubage "	NHA m	T m ² /s	Q/R m ² /s	S %	Q max l/s
25/4	18.5	21	22	13	2 .10 ⁻²	7.5 .10 ⁻³	-	30
21/4	18.5	-	-	13	-	1.3 .10 ⁻²	-	20
5 11	18.5	-	-	13	-	-	-	*
55/4	20.4	240	10	7.3	2 .10 ⁻²	-	-	-
51/4	18	20	22	-	1 .10 ⁻²	-	-	*
52/4	18	20	22	-	1 .10 ⁻²	-	-	*
58/4	18	22	40	-	-	-	-	*

NHA (Niveau Hydrostatique Absolu), T (Transmissivité), Q/R (Débit Spécifique), S (Coefficient d'emmagasinement), * (Eau salée)

Tableau 9. Forages exécutés en 1968 par le PNUD dans la région de Chekka.

Dans les années quatre vingt dix et dans la recherche de nouvelles ressources en eau pour l'alimentation en eau potable, l'Etablissement des Eaux du Liban Nord (ELN) a exécuté plusieurs forages dans la région de Chekka (tableau 10).

Région	Caza	Altitude (m)	Profondeur (m)	Débit d'exploitation (l/s)	Géologie
Hamat1	Batroun	0	90	9	m2
Bijdarfel	Batroun	420	430	17	c4
Ijdabra	Batroun	420	450	17	c4
Kfifane	Batroun	410	430	16	c4
Jrane	Batroun	430	400	9	c4
Ouata Houb	Batroun	1350	120	17	j6
Hamat2	Batroun	0	90	9	m2

Tableau 10. Données hydrogéologiques sur les forages de l'ELN dans le Cénomanién.

Les données fournies par les forages exécutés par l'Etablissement des Eaux du Liban Nord (ELN) et celles obtenues par le PNUD ont été comparées, tout en prenant en compte les conditions géologiques locales et les études antérieures faites sur la région. La corrélation ainsi établie a permis de déterminer des classes de productivité pour chaque unité litho-stratigraphique. La majorité des crépines des forages productifs est située vers la cote 0. Ces forages produisent en moyenne 18 l/s, avec une transmissivité moyenne autour de 10^{-2} m²/s. L'important volume pompé par le captage de Jradeh (7800 m³/j) avec une conductivité constante (450 µS/cm) montre la ressource en eau exploitée que le bassin fournit. En l'absence de travaux plus récents dans la région et dans l'impossibilité d'exécuter des travaux durant la thèse, ces valeurs seront considérées comme des paramètres équivalents pouvant caractériser l'aquifère karstique relatif à Chekka.

4.3. Hydrogéologie et karstification

Kareh avait considéré que le bassin d'alimentation des sources de Chekka couvrait l'ensemble de la formation des calcaires du CT, depuis le nord du Nahr Abou Ali, jusqu'à la région de Chekka. Il incluait dans ce bassin l'importante source de Rachaiine, la considérant comme un exutoire perché de cet aquifère. Il suppose que le bassin d'Abou Ali, avec ses 480 km² de surface, est une partie du système karstique côtier de Chekka. De plus, des fuites de l'aquifère jurassique sont supposées comme zone d'alimentation potentielle de l'aquifère crétacé. La surface du bassin d'alimentation de Chekka atteindrait plusieurs centaines de km² (600 à 1200 km² selon autres auteurs). Les bassins des trois rivières d'Abou Ali, El Asfour et El Jaouz sont alors considérés comme des entrées potentielles du système karstique côtier de Chekka (figure 136).

Il existe entre le Asfour et Abou Ali des petits bassins de surface n'appartenant pas à l'aquifère CT, parce qu'ils se développent dans les marnes de Sénonien et donnent seulement des écoulements de surface vers la mer. Sur les deux rives de l'Abou Ali existent deux sources karstiques principales Mar Sarkis et Rachiine.

L'hypothèse de Kareh ne peut pas être retenue. En effet l'importance de la source de Rachaiine et son altitude (120 m) ne sont pas compatibles avec des écoulements souterrains vers la mer dans un aquifère bien karstifié. Cette source a un débit dépassant souvent plusieurs m³/s, et plusieurs centaines de l/s à l'étiage. Son importance et sa variabilité indiquent que les calcaires du CT s'étendant au nord du Nahr Abou Ali sont bien karstifiés et totalement drainés par cette source en constituant un système karstique bien individualisé. De plus, le Nahr Abou Ali ne présente pas de pertes significatives sur la courte portion de son cours traversant les calcaires du CT. Enfin, la structure géologique régionale ne permet pas d'envisager des écoulements du nord ou nord-est vers le sud-ouest : les pendages le long de la côte sont faibles,

en direction du nord-ouest et les principaux accidents sont orientés est-ouest. Tout ceci conduit à envisager un compartimentage, certainement lié aux accidents décrochants est-ouest, séparant le bassin d'alimentation des sources de Rachaiine et Mar Sarkis de celui de Chekka.

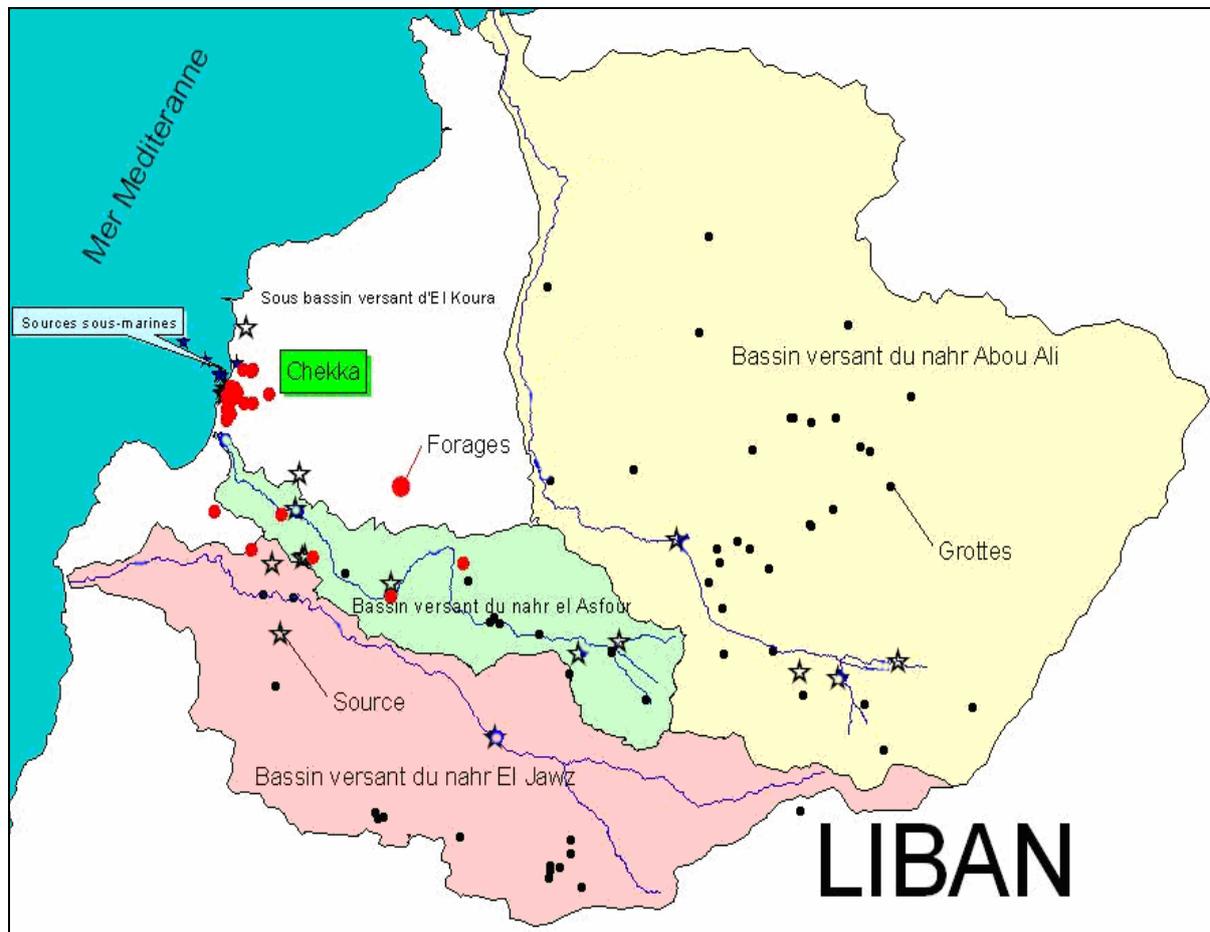


Figure 136. Carte positionnant les principaux sites (sources, forages, rivières et grottes) dans les trois bassins versants considérés.

4.3.1. Limites géologiques et géométrie de l'aquifère

A partir des quatre cartes géologiques au 1:50.000^{ème} représentant la zone d'étude (Batroun, Trablous, Jbayl et Qartaba) et des cartes topographiques au 1:20.000^{ème} numérisées par la Direction des Affaires Géographiques de l'Armée Libanaise, le système karstique de Chekka a été délimité (figure 137), sur la base des hypothèses suivantes : compartimentage favorisé par les décrochements est-ouest, pendages généraux vers le nord-ouest. Ainsi les limites, l'extension et l'altitude moyenne ont pu être définies et sont présentées à la figure 137.

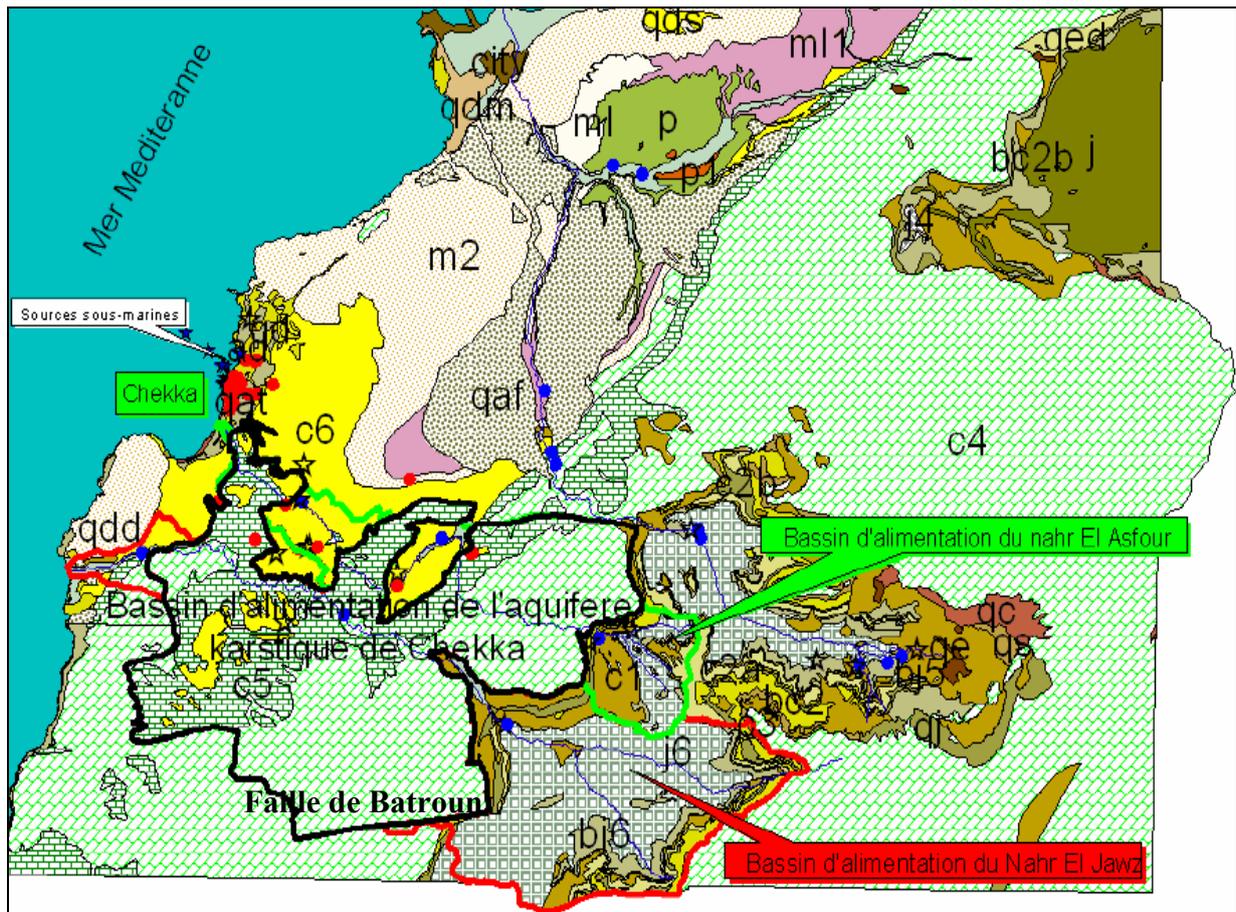


Figure 137. Limites du Système Karstique de Chekka (en noir) et des bassins d’El Jaouz (en rouge) et d’El Asfour (en vert).

Dans la région nord-ouest du système, la limite est imposée par l’axe anticlinal qui correspond à la ligne de crête. La limite nord est imposée par le contact des calcaires du Cénomano-turonien avec les marnes et les lignes de crêtes du Sénonien tandis qu’au nord-est est elle fixée au débouché de la vallée de la Qadicha, de la vallée du Abou Ali et par la faille de Moghor El Ahwal.

Les limites sud-ouest et sud-est du bassin sont formées respectivement par une faille passant par le village de Fghal et par la grande faille de Batroun, supposée constituer un écran imperméable, qui soulève les calcaires au nord avec un pendage vers l’intérieur du système tandis que ceux du sud le sont vers le système du Nahr Ibrahim. La limite est constituée par le contact des formations imperméables du Crétacé inférieur avec le Jurassique. En effet leur pente générale conduit les ruissellements de surface vers les calcaires du Crétacé supérieur. Les calcaires du Jurassique de la région de Tannourine n’entrent pas dans le système, mais alimentent un autre système karstique, celui de la source de Dalleh. Ce système constitue la source pérenne du Nahr El Jaouz. A l’ouest, la limite est imposée par le contact des calcaires du Turonien avec les marnes imperméables du Sénonien ou les alluvions du Quaternaire de la côte de Chekka.

Par conséquent, le système karstique de Chekka comprend : l’impluvium constitué par les affleurements de calcaires du CT, les terrains imperméables voisins, quand le ruissellement qui les parcourt est drainé par les calcaires. La délimitation de l’impluvium carbonaté au sud, dans la région de Batroun laisse une incertitude, car les cartes géologiques donnent peu d’indications permettant de proposer une limite vraisemblable.

Le logiciel Arc-GIS 8.2 a été utilisé pour obtenir la délimitation et la surface du bassin versant. Le système karstique ainsi défini couvre environ 154 km². Il s'agit d'un système binaire, puisqu'il est alimenté par des pertes de rivières. Mais les bassins d'alimentation des cours d'eau ne peuvent pas être pris en compte dans les limites du système karstique de Chekka, puisque ces pertes sont partielles.

En utilisant les courbes de niveau numérisées et équidistantes de 10 m, le MNT (Modèle Numérique de Terrain) a été créé pour calculer l'altitude moyenne du bassin en figurant la courbe hypsométrique (figure 138). La répartition des surfaces par tranches d'altitude permet de construire la courbe hypsométrique. Cette courbe donne, en ordonnées, la surface cumulée du bassin qui se trouve au-dessus des cotes d'altitude portées en abscisse. Elle est considérée comme une sorte de profil moyen du bassin; elle présente la courbe des fréquences altimétriques qui donne, par un diagramme en échelons, les superficies (en % cumulés) des éléments du bassin compris entre des altitudes par tranches de 10 m.

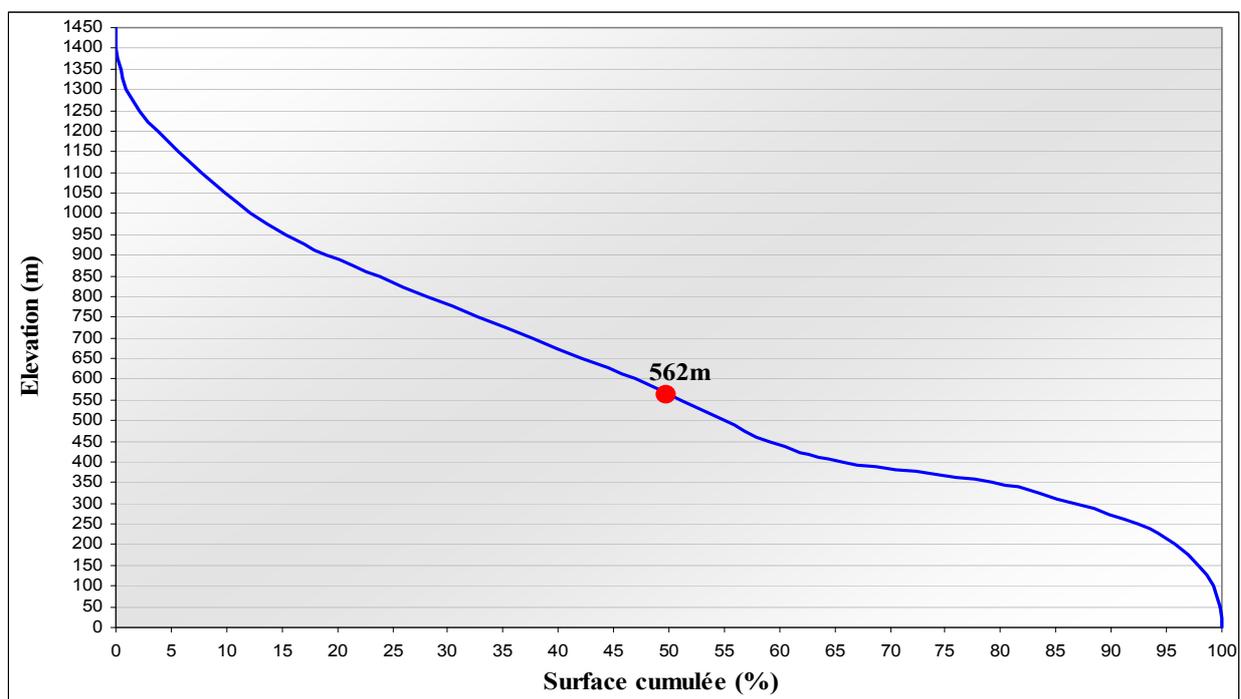


Figure 138. Courbe hypsométrique du bassin d'alimentation de l'aquifère karstique de Chekka.

La courbe hypsométrique montre que les sommets qui dépassent 1000 m sont rares et que 65% de la surface du bassin se trouve entre le niveau de mer et 450 m. Le passage entre ces deux valeurs se fait rapidement et se traduit par une forte pente du relief. La forte pente est un facteur favorable au ruissellement et peut expliquer la présence de ravins qui ont fonctionné à certaines périodes lorsque les pluies étaient assez fortes pour permettre un ruissellement sur les calcaires. Le ruissellement peut aussi avoir d'abord pris naissance sur les marnes du Sénonien. Il aurait alors érodé progressivement ces marnes pour pénétrer dans les calcaires. C'est ce qu'on voit bien dans la région côtière et qui a fait dire à Kareh que l'aquifère calcaire serait captif. L'altitude moyenne du SKC est de 562 m. Les limites du bassin d'alimentation ainsi définies permettent l'identification des conditions de recharge et de décharge de l'aquifère. Le calcul du bilan hydrologique permettra de valider les différents entrées et sorties du système et par suite les limites de ce bassin.

4.3.2. Evolution karstique du littoral libanais

Le long du littoral, le paysage diffère fortement entre Chekka et les régions rocheuses du nord et sud. Dans la partie sud qui est la plus soulevée (entre Chekka et Batroun) avec les falaises miocènes, se développent les marnes fortement érodées par les eaux de surface. Une étude détaillée de l'évolution géologique de la région côtière (Sanlaville, 1977) montre une migration de la côte pendant le Quaternaire en laissant des plages, des terrasses d'alluvions et des dunes de sable à différentes altitudes. La plus haute terrasse de plage est connue à environ +300 m au-dessus du niveau de mer actuel et est datée du Quaternaire inférieur et moyen. Ce soulèvement a suivi celui du Pliocène, qui n'est pas documenté.

Avant le Pliocène, la crise de salinité du Messinien s'est produite dans le bassin méditerranéen (Clauzon, 1982 ; Rouchy et Saint-Martin, 1992) en abaissant le niveau de la mer probablement de 1.500 m au-dessous du niveau marin actuel. Les effets morphologiques de cette crise sont bien documentés le long des côtes occidentales de la Méditerranée, mais pas le long des côtes du Levant. Cependant une carte récente des fonds marins par une mission océanographique française montre l'incision profonde du plateau continental par les fleuves libanais principaux jusqu'à la plaine profonde. Le long de la côte, le Messinien est probablement l'événement géomorphologique le plus important, avant le soulèvement du Pliocène et du Quaternaire, qui a déterminé le paysage régional.

L'enfoncement des vallées au Messinien a couvert la totalité de la série géologique, y compris les calcaires du Crétacé. La conséquence a été la création d'un potentiel très élevé de développement karstique (Bakalowicz, 1996) qui a permis au karst de se développer en profondeur. Tous les karsts et les paléokarsts côtiers trouvés dans les calcaires du Crétacé supérieur doivent être liés à cette phase. De même, la surrection plio-quaternaire et les variations eustatiques ont donné naissance à la karstification quaternaire le long de la côte de Chekka (figure 139).

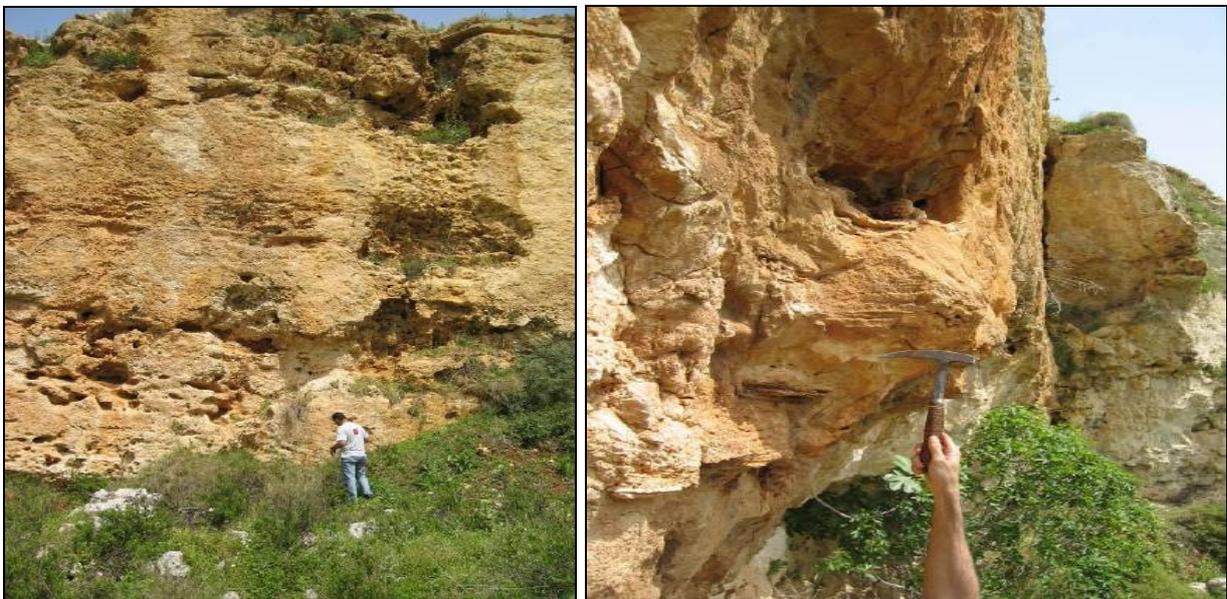


Figure 139. Karstification quaternaire des calcaires miocènes sur la côte de Chekka.

Gauche : niveaux de conduits superposés.

Droite : gisements avec des spéléothèmes re-dissous, indiquant l'inondation de la grotte.

Avec la présence des conduits karstiques à divers niveaux, les travaux de terrains ont montré que le calcaire de l'aquifère côtier est karstifié en profondeur, probablement jusqu'à plusieurs centaines de mètres au-dessous du niveau marin actuel.

L'existence des sources sous-marines karstiques est liée à cette phase. Se produisant à une profondeur de -100 m en dessous du niveau marin actuel, les sources étaient beaucoup plus profondes au début de Quaternaire, au moins de -400 m, et plus profondes au début de Pliocène, du fait d'un soulèvement estimé à 300 m pendant le Quaternaire (Sanlaville, 1977 ; Elias, 2006).

4.3.3. L'aquifère cénomano-turonien (CT) de Chekka

Dans la partie centrale du SKC (Système Karstique de Chekka) surtout dans les affleurements calcaires (Kaftoun, Bejdarfil, Oussaya, ...), les carrières montrent localement une karstification très abondante, mais totalement colmatée. Il s'agit d'une phase ancienne de karst qui a été obstruée par des sédiments variés, dans la région de Bejdarfil (région centrale du Nahr El Jaouz). Ce paléokarst dans le Crétacé montre des formes phréatiques, avec des dépôts finement lités caractéristiques d'écoulements lents saisonniers, mais aussi avec des remplissages détritiques (éboulis et argiles) et des spéléothèmes (figure 140). Ceci montre que les cavités ont fonctionné dans le passé et ce fonctionnement a été interrompu, puis a repris avant que le conduit soit abandonné définitivement. L'abandon du conduit est dû à une baisse du niveau de base, suivi d'une nouvelle phase d'activation du conduit avec des dépôts de sable et d'argiles et de l'érosion des parois. La réactivation du conduit est probablement liée à une descente du niveau de base. Donc, cette karstification souterraine correspond à un fonctionnement hydrologique actif qui a été arrêté et colmaté pendant une phase d'inondation due à une remontée du niveau de base.

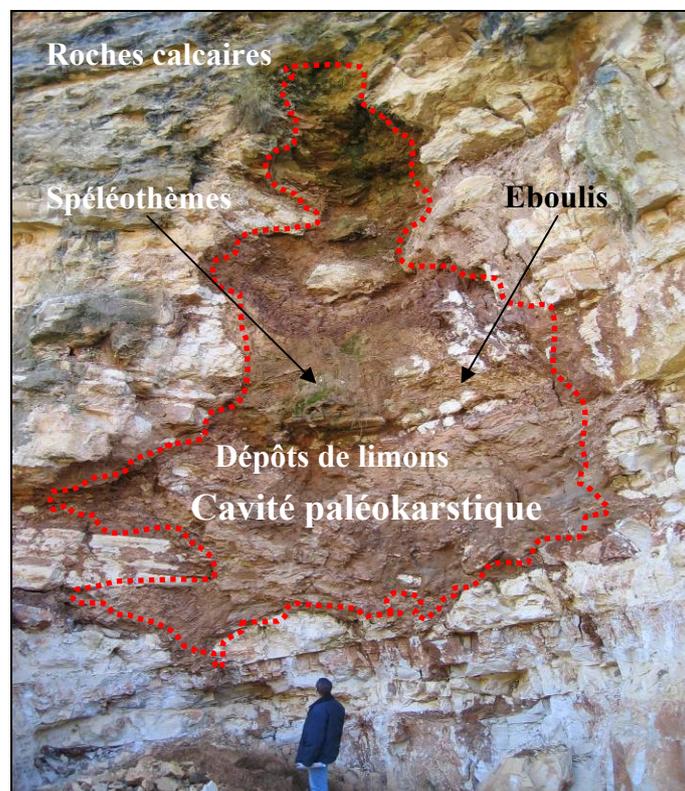


Figure 140. Paléokarsts avec des remplissages détritiques à Bejdarfil.

Ce karst ancien situé à 250 m d'altitude a par conséquent été soumis aux phases suivantes :

- Abaissement du niveau de base qui a permis la création d'un réseau de conduits.
- Stabilisation du niveau de base avec développement de formes phréatiques (conduits noyés, en charge).
- Remontée progressive du niveau de base ou apports massifs de sédiments détritiques depuis la surface, colmatant progressivement les conduits. Quelques phases d'arrêt des écoulements sont marquées par des éboulis et des spéléothèmes qui montrent que le niveau de base peut être par moments au moins plus bas (conduits dénoyés),
- Colmatage complet et arrêt de fonctionnement par descente du niveau de base.

Puisque dans les vallées supérieures les calcaires du CT ont été exposés depuis longtemps, la karstification s'est plus développée en amont qu'en aval. Ceci se traduit également par l'existence de pertes des rivières dans leurs parties supérieures. L'existence de pertes diffuses peut être interprétée comme un signe de jeunesse du karst actuel ; c'est en fait le résultat de l'érosion intense de la couverture de marnes consécutive au soulèvement qui a créé les conditions de développement du karst. Les vallées associées au ruissellement de surface dominant dans le paysage. Elles se sont développées évidemment sur les séries imperméables du Sénonien et du Crétacé inférieur, mais aussi sur les calcaires du CT, où elles forment des canyons. Dans les calcaires, mises à part les vallées des Nahr Abou Ali, El Jaouz et El Asfour où existe un écoulement au moins saisonnier, toutes les vallées affluentes restent sèches. Les écoulements, s'ils se produisent, paraissent être limités à des durées très courtes, sur des trajets courts.

Décrites par Gruvel (1929), Moullard et al. (1965) et Kareh (1967), les SKSM de Chekka sont les seuls exutoires naturels permanents connus des calcaires CT de la région depuis Tripoli jusqu'au sud de Batroun. Kareh considère qu'elles émergent des marnes sénoniennes, maintenant captif l'aquifère des calcaires. Il les relie à des "crevasses" plus ou moins largement ouvertes à terre, qui se présentent en fait comme une dépression d'origine karstique au fond de laquelle affleurerait les marnes. D'après Kareh, la couverture marneuse permettrait d'éviter l'entrée de l'eau de mer dans l'aquifère (figure 141).

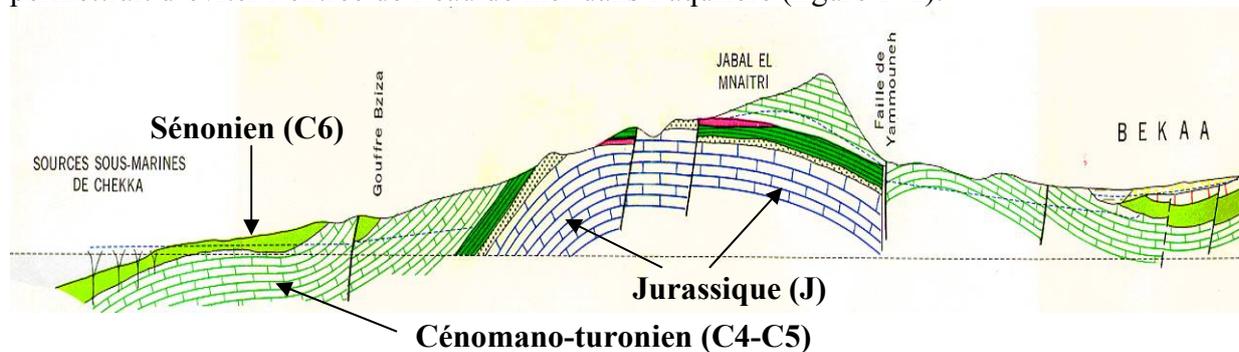


Figure 141. Coupe géologique du Liban Nord montrant les sources sous-marines de Chekka (Kareh, 1967, PNUD, 1973 et Hakim, 1985).

Nos investigations montrent que les marnes sénoniennes sont en réalité absentes, aux SKSM (Sources Karstiques Sous-Marines) elles-mêmes, et également dans la dépression de Jradeh entre Chekka et Enfeh et dans le fond de la vallée du Nahr el Asfour, comme le montre d'ailleurs la carte géologique de Dubertret (1958). Les calcaires du CT affleurent directement ou sont recouverts de quelques mètres de grès dunaire quaternaire (le ramleh) (figure 142).

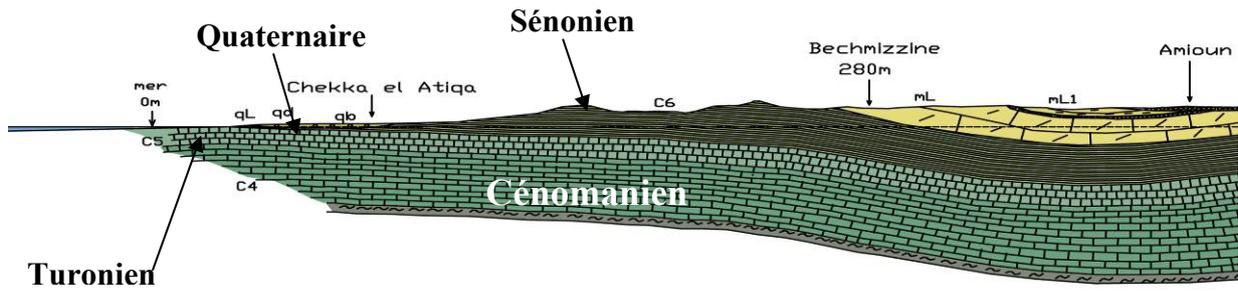


Figure 142. Coupe géologique de la zone d'étude montrant les affleurements du CT et C6.

Les dépressions et gouffres constituant les exutoires permanents et temporaires, sous-marins ou non, sont tous situés dans l'axe de la vallée du Nahr el Asfour ou d'un affluent (figure 143).

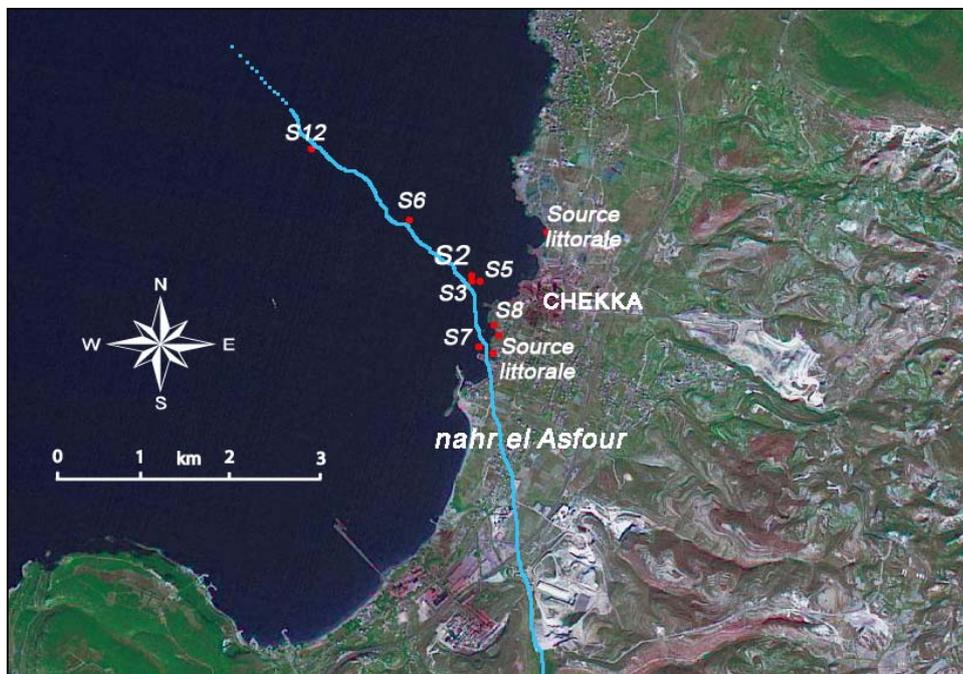


Figure 143. Image satellite positionnant les sources sous-marines et littorales par rapport à la vallée et la paléovallée submergée du Nahr El Asfour.

Ce sont de toute évidence à l'origine des formes karstiques d'introduction, des pertes qui ont pu se développer lors de bas niveaux marins, dans l'axe de la vallée, du fait de l'érosion superficielle créée par le ruissellement sur les marnes. Le flux d'eau sortant de l'aquifère depuis que le niveau marin est remonté, empêche les dépôts sédimentaires marins très localement en favorisant le maintien de cette structure en entonnoir.

4.3.4. Aquifère littoral du Quaternaire de Chekka

Dans la zone littorale de Chekka, les calcaires CT sont recouverts de quelques mètres de grès dunaire quaternaire, le ramleh. Ces grès très poreux constituent un petit aquifère littoral.

Toutefois l'absence fréquente des marnes sénoniennes entre ces grès et le calcaire karstifié du Cénomano-Turonien fait que cet aquifère des grès peut être en communication avec celui des calcaires.

Les variations piézométriques et chimiques de cette nappe superficielle ont pu être étudiées grâce aux nombreux puits et forages existants. Les résultats sont présentés ici, car ils rendent compte de la dynamique de l'aquifère calcaire. Ces variations ont été suivies pendant un cycle par des campagnes de mesures et des prélèvements mensuels (figures 145, 146, 147, 148, 149). Pour construire les cartes piézométriques correspondantes, il a fallu réaliser un nivellement des têtes de puits et forages de la région, donnant leur altitude précise (figure 144 et tableau 11).

L'interprétation des variations piézométriques devrait être faite en prenant en compte l'effet de la densité sur le niveau. En effet, l'eau saumâtre a une densité plus grande que celle de l'eau douce ; de ce fait pour une même charge dans deux forages, celui ayant l'eau saumâtre apparaît avec un niveau plus bas.

Dans un premier temps, l'interprétation des variations piézométriques a été tentée après avoir corrigé les niveaux en tenant compte de la densité, quand il s'agissait d'eau saumâtre. Toutefois, les résultats présentaient trop d'incertitudes, du fait : 1) de la méconnaissance de l'épaisseur de l'aquifère quaternaire reposant sur les calcaires du Crétacé, 2) de l'existence de conduits karstiques dans ces calcaires et 3) de l'absence locale de grès quaternaire, faisant que certains puits ou forages sont directement dans l'aquifère des calcaires crétacés. Pour ces raisons, j'ai considéré les cotes piézométriques mesurées, sans aucune correction.

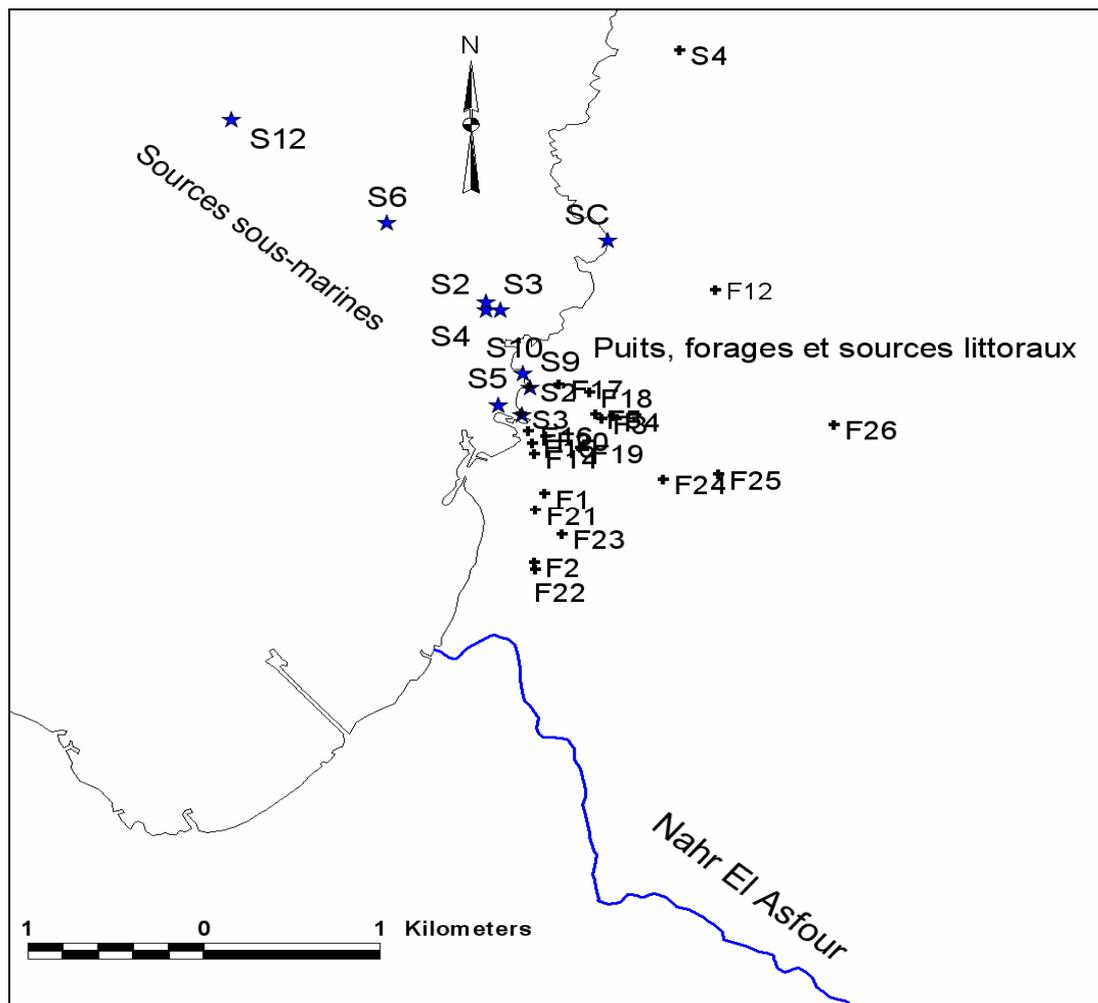


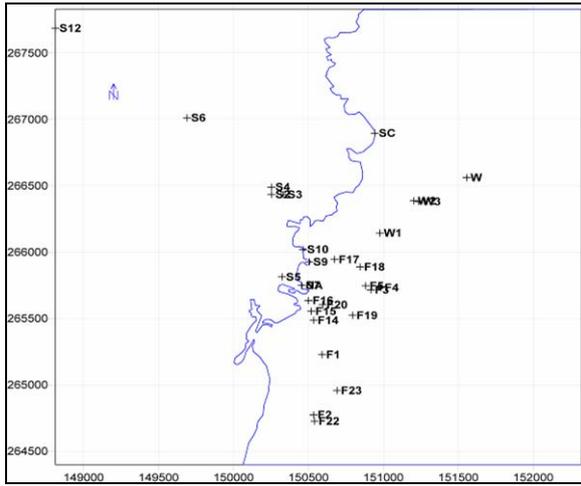
Figure 144. Localisation des puits et forages littoraux.

Lieu de prélèvement	Code	X	Y	Altitude (m)
Forage ancien à Chekka	F1	150592	265227	7.51
Chahid Jrajj	F2	150535	264774	10.37
Hanna Jaajah	F3	150917	265715	6.93
Georges Farah	F4	150982	265732	8.07
Salim El Hidd	F5	150882	265746	6.51
Remond Saad	F14	150535	265486	5.16
Challita Antouri	F15	150520	265554	4.25
Maison de la famille Makhoul	F16	150501	265635	7.4
Maison de Georges Yacoub	F17	150675	265944	9.05
Immeuble de Georges Sassine	F18	150845	265888	12.37
Maison du Toni Khalil	F19	150795	265523	9.21
Bakhoss Abou Haydar	F20	150595	265603	8.43
Youssef Daher	F22	150541	264726	11.86
Tony Fadaous	F23	150691	264957	10.9
Station Jradeh (Chekka)	W	151556	266561	20
Cimenterie Nationale Libanaise (Chekka)	W1	150977	266144	12
Cimenterie Holcim (Chekka)	W2	151204	266386	15
Industrie de Selaata (Chekka)	W3	151236	266381	15
Ain El Ajouz (Chekka)	NA	150455	265749	0
Source littorale	SC	150943	266896	0

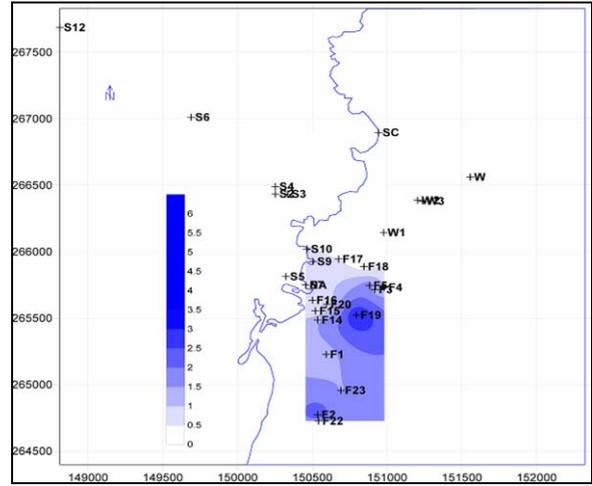
Tableau 11. Coordonnées et altitude des forages littoraux.

4.3.4.1. Variations piézométriques saisonnières

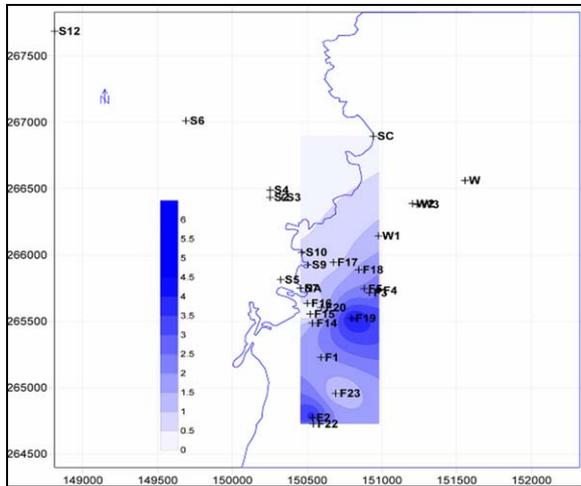
Les variations piézométriques montrent que les sens d'écoulements souterrains sont toujours commandés par la vallée du Nahr El Asfour (figure 145). Le forage F19 est situé sur une crête d'eau douce, toujours présente sur toutes les cartes. Les niveaux piézométriques atteignent des hautes valeurs au mois d'avril (période de crue de la rivière) et commence à diminuer avec le tarissement (juillet, août et septembre). Les cartes montrent que des abaissements peuvent atteindre des niveaux proches de ceux de la mer et se mettent en équilibre avec elle. En effet la carte piézométrique du 15/10/2005 montre un niveau inférieur à celui de la mer. Cela est dû au fait qu'aucune correction n'a pu être appliquée (voir page précédente).



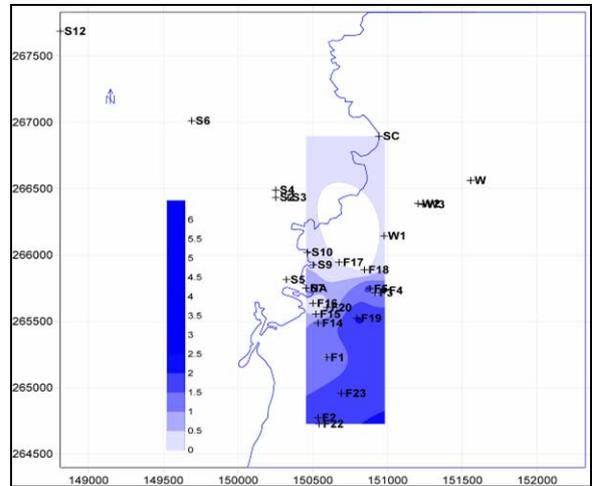
Cartes des forages et des sources



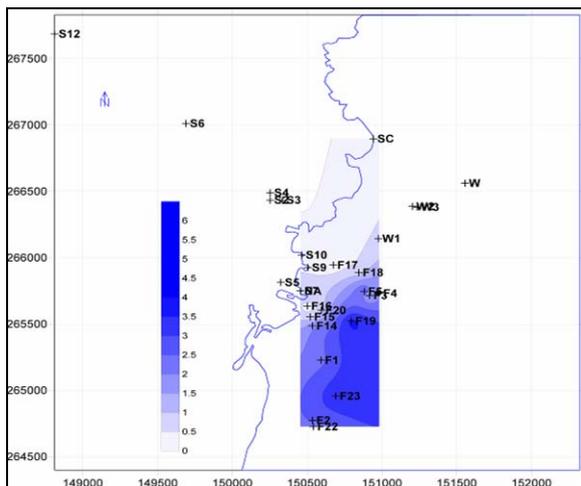
Carte piézométrique du 29/5/2005



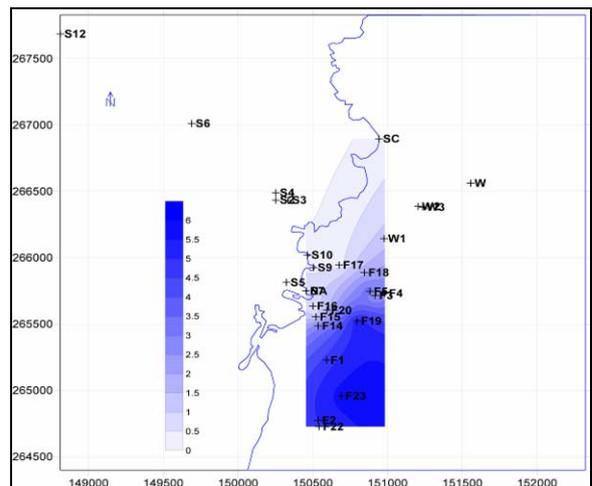
Carte piézométrique du 31/7/2005



Carte piézométrique du 15/10/2005



Carte piézométrique du 11/1/2006



Carte piézométrique du 9/4/2006

Figure 145. Variations piézométriques dans les forages de l'aquifère littoral (cote en m par rapport au 0 du nivellement général du Liban – NGL).

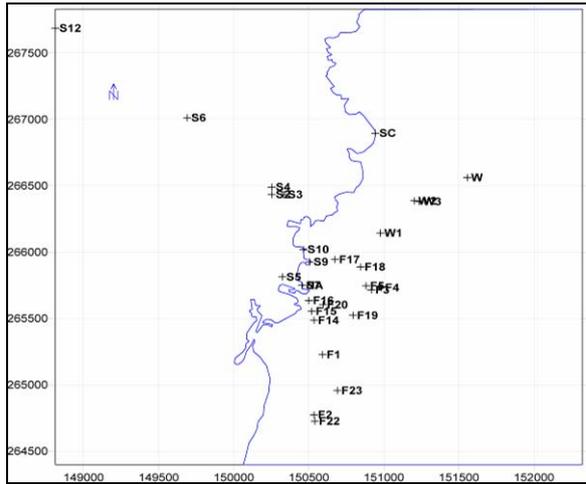
4.3.4.2. Variations chimiques saisonnières

La répartition du nitrate montre la pollution anthropique qui varie avec la densité de l'agglomération urbaine et les périodes des bas niveaux piézométriques (figure 146). En effet, avec l'absence d'assainissement, les eaux d'égouts se perdent en totalité dans l'aquifère donnant des variations temporelles importantes des concentrations en nitrate dans les eaux souterraines ($\text{NO}_3 > 65 \text{ mg/l}$ le 31/7/2005 et le 9/4/2006 en F19).

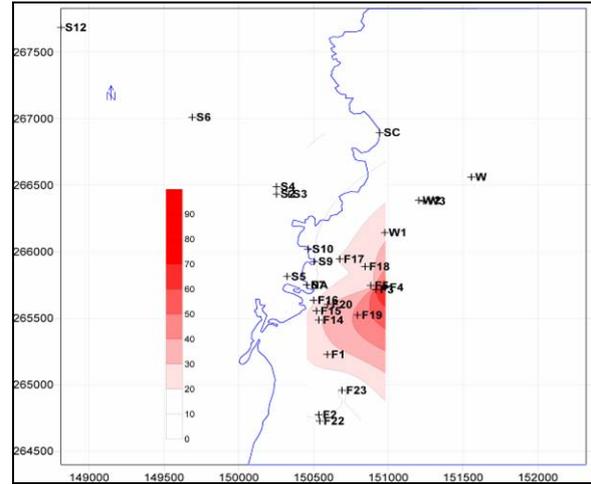
L'intrusion saline est démontrée par les cartes d'iso concentrations en chlorure. En outre, avec un haut niveau piézométrique, l'eau douce agit comme une barrière contre l'eau salée (figure 147). Cependant des pompages provoquant une intrusion locale, mais limitée. L'intrusion d'eau de mer se fait très certainement par "Up-coning" qui fait monter l'eau salée à la faveur de conduits karstiques. L'effet de pompage est démontré dans le forage F23 qui montre une concentration en chlorure de 214 mg/l le 9/4/2006.

La distribution du sulfate dans les forages a deux origines (figures 148 et 149) :

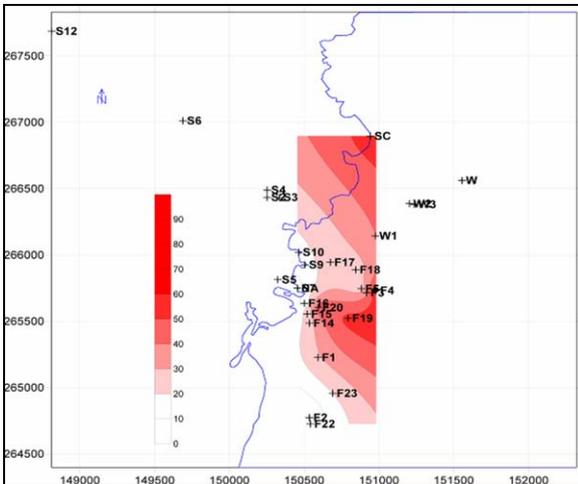
- l'intrusion marine, comme le montre la comparaison avec les cartes de distribution des chlorures,
- une pollution d'origine industrielle provenant du cours du Nahr El Asfour, dans le secteur sud, sur les cartes des 11/1/2006 et 9/4/2006. Pour être sure de cette pollution, on a eu recours à construire des cartes d'iso-concentrations en rapport $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$. En effet, les cartes du 31/7/2005 et 9/4/2006 ont montré des rapports plus fort au sud de la zone d'étude qu'au nord ; respectivement aux points F19 et F16. En conséquence, il se peut que le Chlorure du sud ne soit pas dû à une intrusion marine, mais au lessivage des phospho-gypses. Les eaux alors alimenteraient localement l'aquifère.



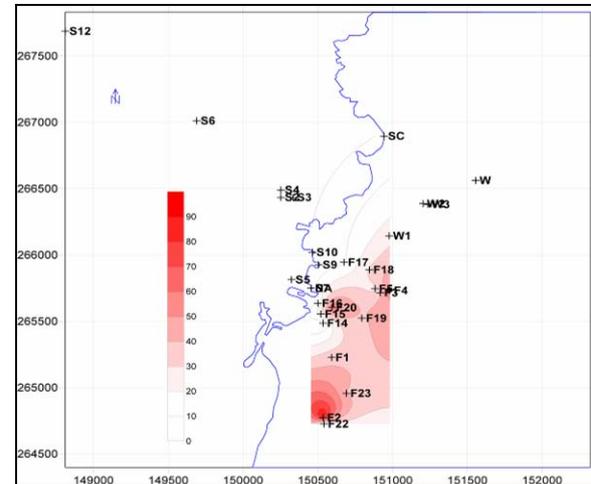
Cartes des forages et des sources



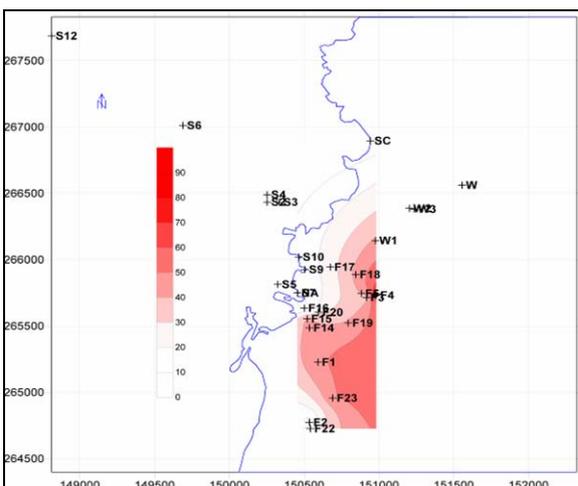
Cartes des variations en NO_3^- du 29/5/2005



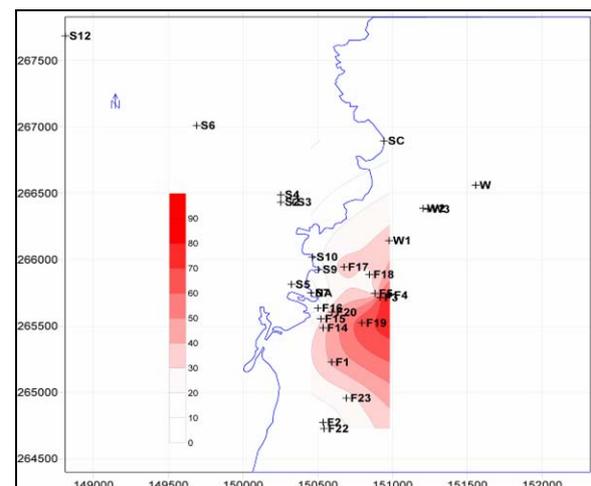
Carte des variations en NO_3^- du 31/7/2005



Carte des variations en NO_3^- du 15/10/2005

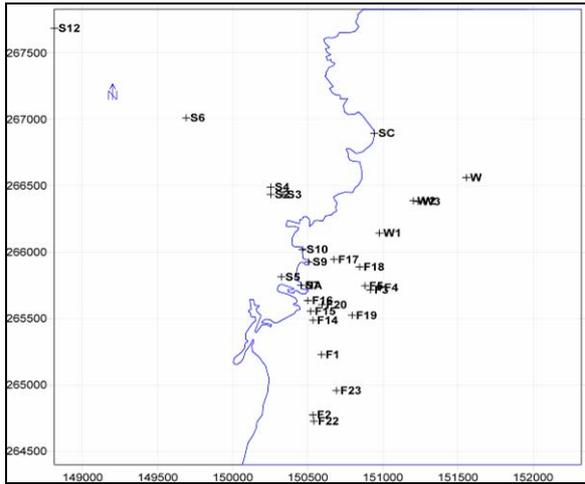


Carte des variations en NO_3^- du 11/1/2006

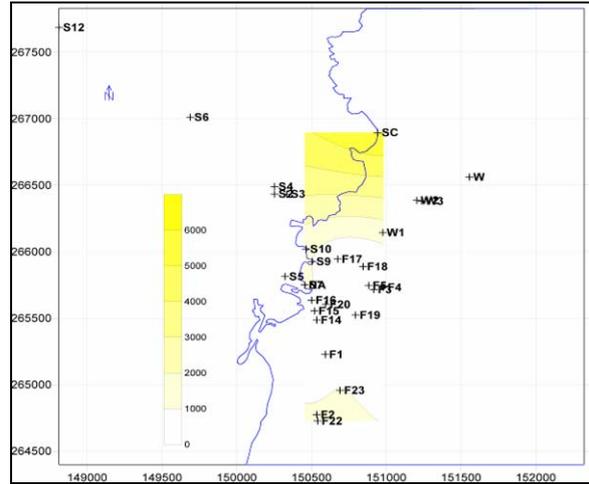


Carte des variations en NO_3^- du 9/4/2006

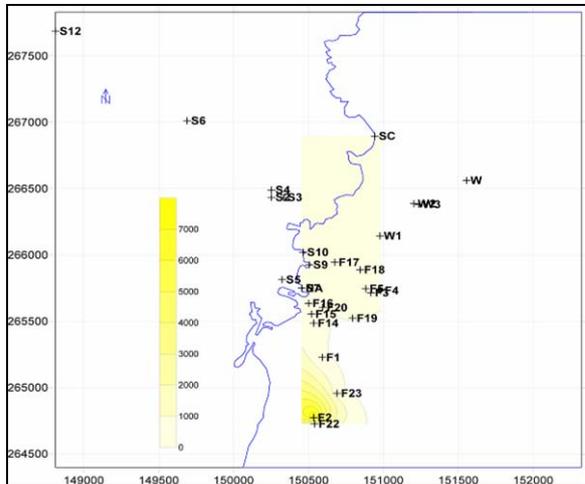
Figure 146. Cartes d'iso-concentrations en nitrate dans l'aquifère littoral (en mg/l).



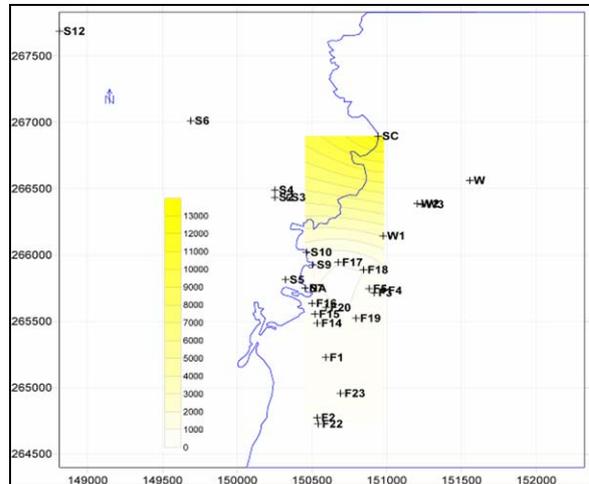
Cartes des forages et des sources



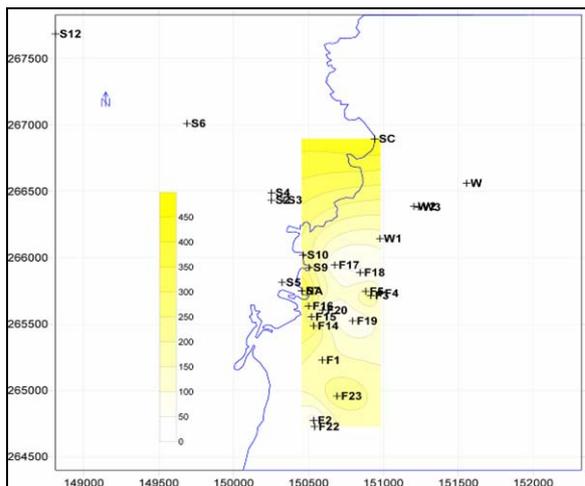
Cartes des variations en Cl⁻ du 29/5/2005



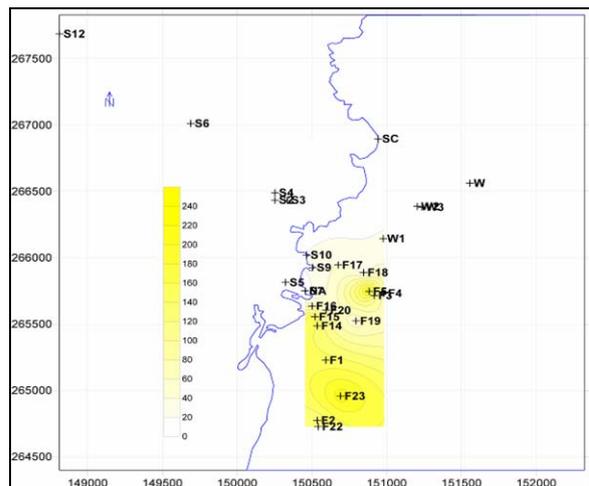
Carte des variations en Cl⁻ du 31/7/2005



Carte des variations en Cl⁻ du 15/10/2005

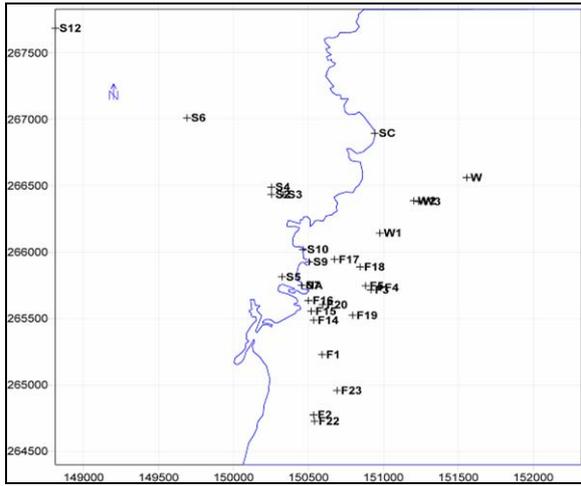


Carte des variations en Cl⁻ du 11/1/2006

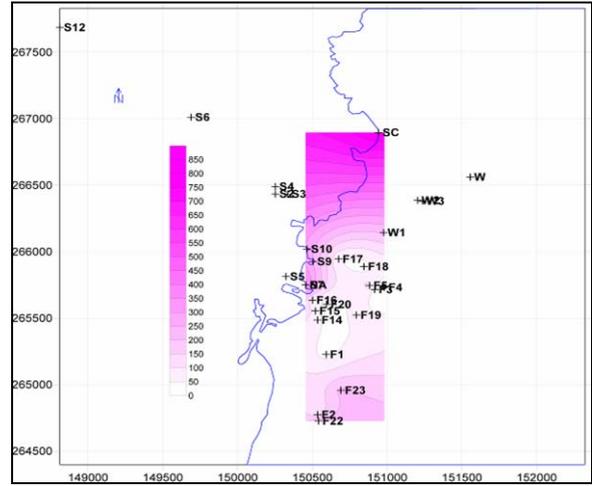


Carte des variations en Cl⁻ du 9/4/2006

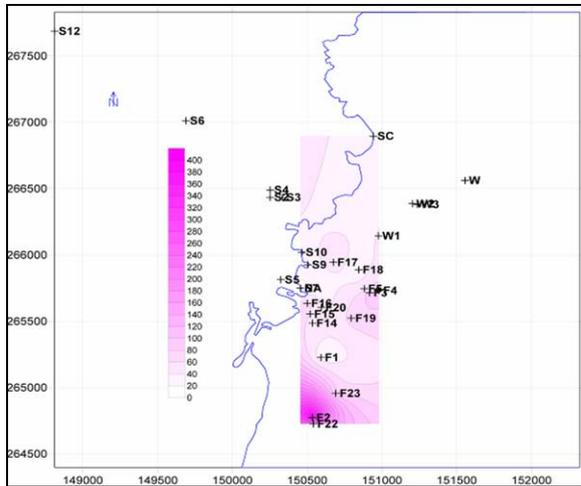
Figure 147. Cartes d'iso-concentrations en chlorure dans l'aquifère littoral (en mg/l).



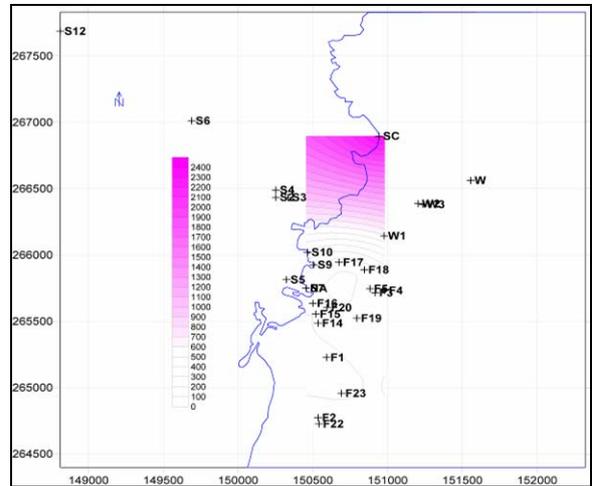
Cartes des forages et des sources



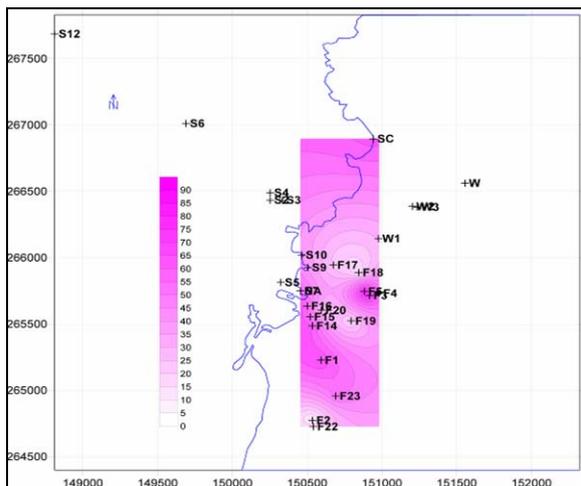
Cartes des variations en SO_4^{2-} du 29/5/2005



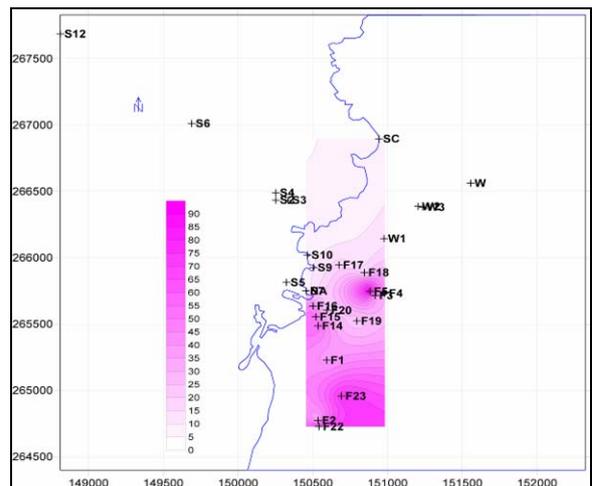
Carte des variations en SO_4^{2-} du 31/7/2005



Carte des variations en SO_4^{2-} du 15/10/2005

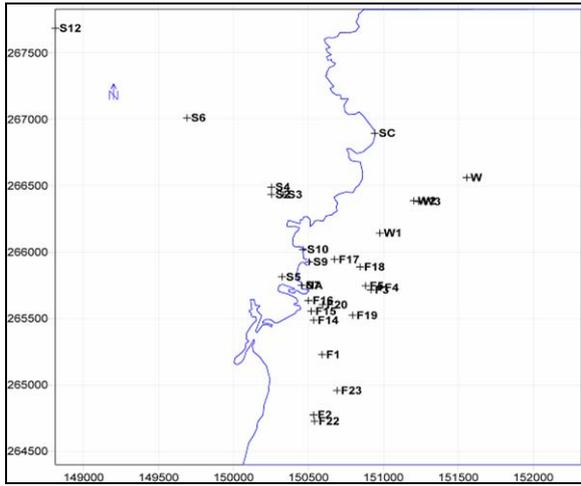


Carte des variations en SO_4^{2-} du 11/1/2006

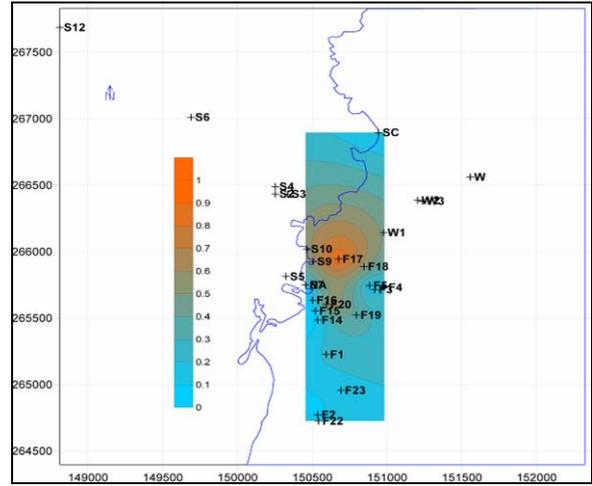


Carte des variations en SO_4^{2-} du 9/4/2006

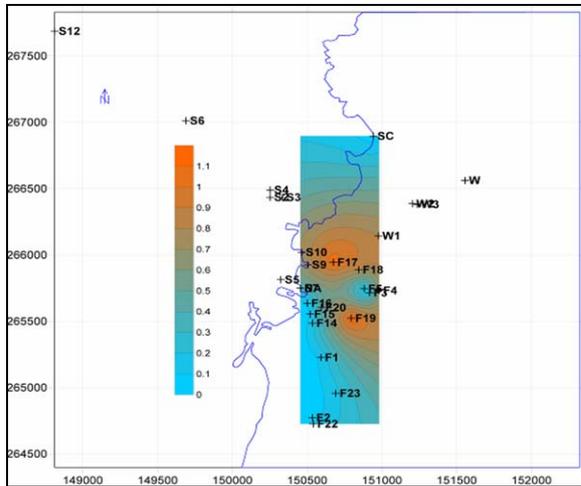
Figure 148. Cartes d'iso-concentrations en sulfate dans l'aquifère littoral (en mg/l).



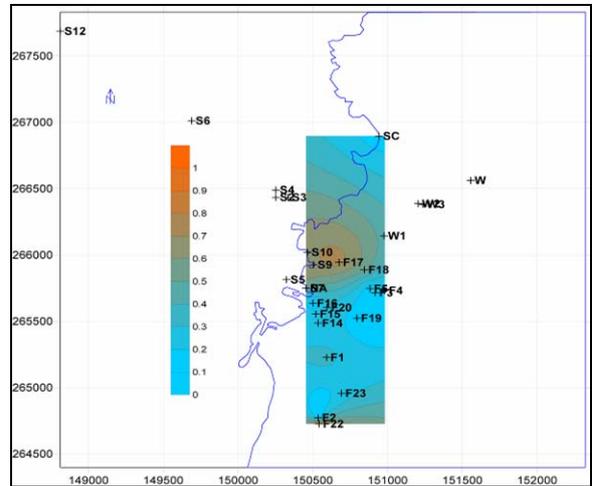
Cartes des forages et des sources



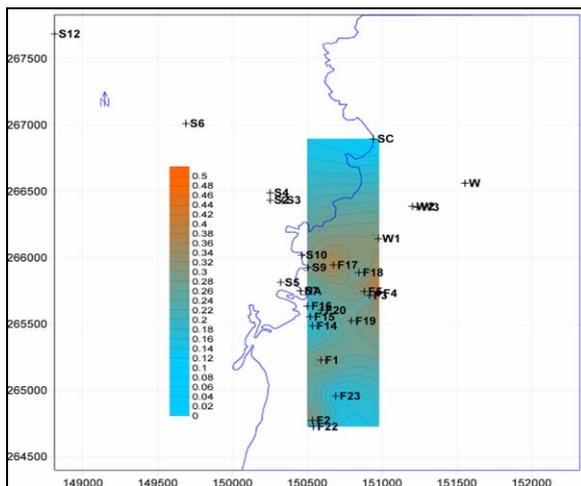
Cartes des variations en SO_4^{2-}/Cl^- du 29/5/2005



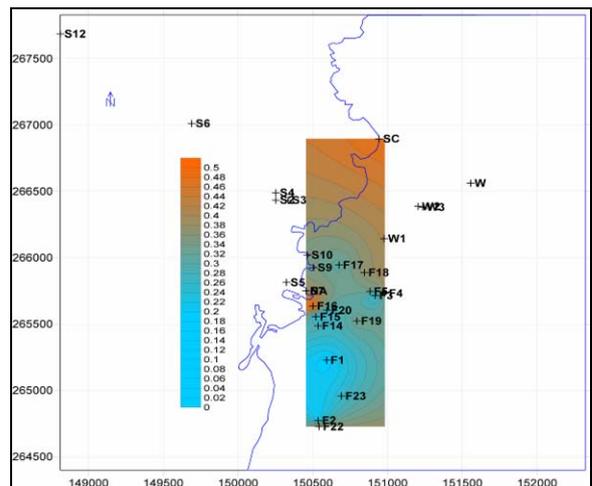
Carte des variations en SO_4^{2-}/Cl^- du 31/7/2005



Carte des variations en SO_4^{2-}/Cl^- du 15/10/2005



Carte des variations en SO_4^{2-}/Cl^- du 11/1/2006



Carte des variations en SO_4^{2-}/Cl^- du 9/4/2006

Figure 149. Cartes d'iso-concentrations en SO_4^{2-}/Cl^- dans l'aquifère littoral.

4.3.5. Pertes des rivières et jaugeages différentiels

Les hydrologues en général, et le ministère en particulier disaient jusqu'à présent que le tarissement du Nahr El Jaouz et Nahr El Asfour serait dû aux prélèvements pour l'irrigation. Tandis que les hydrogéologues (Kareh et ses successeurs) ont dit que le bassin versant d'Abou Ali et surtout le bassin de la source de Rachiine sont les responsables de l'alimentation des sources sous-marines de Chekka. D'où la nécessité de contrôler l'évolution des débits le long des trois principaux cours d'eau en période hivernale, non influencée ni par le ruissellement de surface, ni par les prélèvements agricoles.

Des pertes sont probables dans la traversée des calcaires du CT, à la fois à cause de la géologie, de la présence des phénomènes karstiques et de différences de débit entre les stations de l'amont et de l'aval faisant apparaître une diminution générale des débits. Ces pertes correspondent à l'alimentation du SKC sont due aux fuites des trois rivières ; Abou Ali, El Asfour et El Jaouz. Elles sont calculées par différence de débit entre l'amont (Pont de Bziza et Beit Chlala) et l'aval (Chekka et Msaylha ou Embouchure) respectivement pour Nahr El Asfour et El Jaouz. Cependant, l'évaluation de ces pertes dans le cas de manque de données, est trop compliquée en raison de l'absence de jaugeages récupérés ou par cause des activités humaines qui interfèrent dans les pompages d'eau superficielle ou souterraine avec méconnaissance des volumes pompés d'où des jaugeages différentiels (annexe 6) ont été réalisés en périodes de crues et d'étiages sur les trois rivières et par le moyen de deux techniques : au moulinet ou par injection de sel ou jaugeage chimique par un traceur (Praderio, 2003) (figure 150).

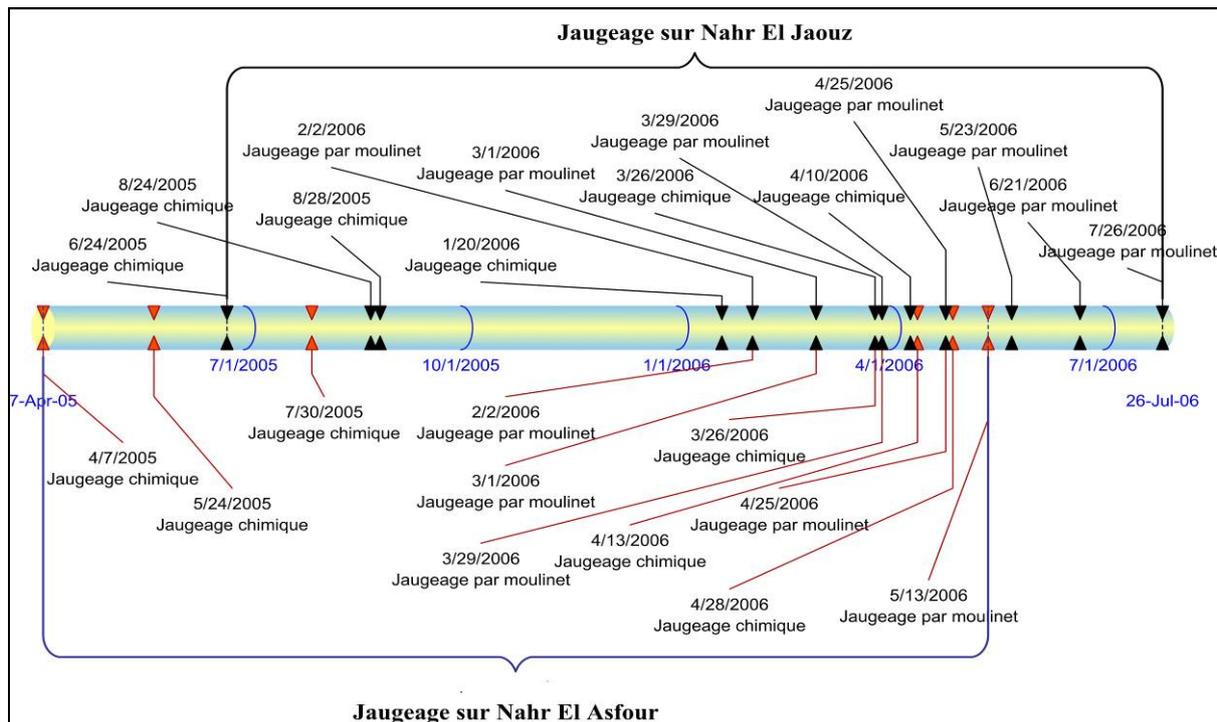


Figure 150. Dates des jaugeages différentiels sur Nahr El Jaouz (24/6/2005-26/7/2006) et Nahr El Asfour (7/4/2005-13/5/2006).

En comparant les mesures des stations entre elles pour la même date, il devient possible d'établir les relations entre les débits à l'amont et à l'aval. Il apparaît que des pertes se produisent dans le lit des rivières entre les stations, dans la traversée des calcaires.

a) Nahr Abou Ali

Les données de débits, exprimées par la moyenne de débit mensuel des stations différentes et non pas par les valeurs du chaque cycle hydrologique à part, ne sont pas suffisantes pour montrer les fuites entre l'amont et l'aval dans le lit de la rivière (tableau 12), d'autant que les périodes ne concordent pas.

Station	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Jui.	Juil.	Août
Amont : Torza (1965-1973)	0.80	0.92	1.03	2.71	3.49	4.28	6.59	8.47	6.77	3.13	1.39	0.90
Aval : Kousba (1948-1972)	0.64	0.76	1.09	2.33	3.27	4.97	6.92	8.21	6.78	3.20	1.26	0.76

Tableau 12. Débits aux deux stations limnigraphiques sur Nahr Abou Ali, en m³/s.

Six jaugeages différentiels sur l'amont et l'aval de la rivière d'Abou Ali, ont été réalisés en périodes de crues et d'étiages. Nos mesures montrent qu'il n'existe pas de fuites significatives entre les stations de mesures. Par exemple, les jaugeages du 28 avril 2005 ont donné 384 l/s à la station de Torza (amont), 352 l/s à Kousba (aval).

b) Nahr El Asfour

Le bassin versant du Nahr El Asfour est caractérisé par de nombreuses grottes et cavités karstiques, dont celle de Saint Elie dans les calcaires du CT. Cette karstification rend très probable l'existence de pertes dans le lit de la rivière. La démonstration de leur existence a été faite par des jaugeages différentiels à deux sites l'un à l'entrée des calcaires au pont de Kfarhazir, l'autre à Chekka (à l'embouchure).

Sur Nahr El Asfour, ayant des données de débits d'une seule station (Pont de Bziza), le seul moyen pour créer une chronique de débit de pertes a été d'effectuer des jaugeages différentiels, en trois points de mesure ont été retenues Pont de Bziza en amont, Pont de Kfarhazir au centre et Chekka en aval. Les mesures sont données dans le tableau (13) suivant :

N	Date	Bziza	Kfarhazir	Chekka	Type de jaugeage	Source
1	7-Avr-05	0.512	0.458	0.312	Chimique	MEDITATE
2	24-Mai-05	0.007	0.000	0.000	Chimique	MEDITATE
3	30-Jul-05	0.000	0.000	0.000	Chimique	MEDITATE
4	2-Fev-06	0.370	0.205	0.190	Moulinet	MEDITATE
5	1-Mar-06	0.346	0.198	0.167	Moulinet	MEDITATE
6	26-Mar-06	0.207	0.152	0.147	Chimique	MEDITATE
7	29-Mar-06	0.198	0.157	0.139	Moulinet	MEDITATE
8	1-Avr-06	0.193	0.142	0.100	Moulinet	ONL
9	13-Avr-06	0.190	0.138	0.092	Chimique	MEDITATE
10	25-Avr-06	0.209	0.120	0.040	Moulinet	ONL
11	28-Avr-06	0.130	0.045	0.036	Chimique	MEDITATE
12	13-Mai-06	0.045	0.015	0.007	Moulinet	ONL

Tableau 13. Jaugeages effectués sur Nahr El Asfour, en m³/s.

A partir de ces données, l'équation liant les débits des stations entre elles (figure 151) a servi à créer une série de valeurs de débit journalier moyen qui manque à Chekka (Tableau 14), en prenant comme référence le débit au pont de Bziza. Les pertes sont ensuite calculées par différence de débit, sur Nahr El Asfour (figure 152).

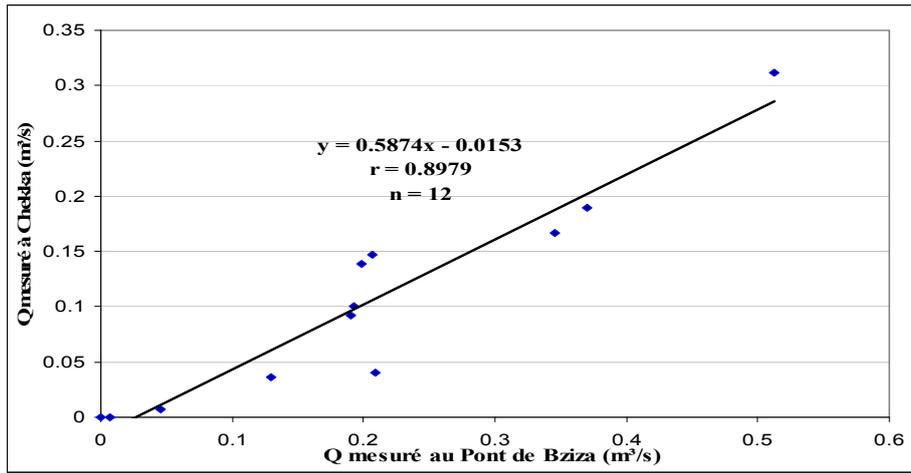


Figure 151. Corrélation liant les débits de Bziza à ceux de Chekka, et droite de régression.

Mois	1969-1970		1970-1971		2003-2004		2004-2005		2005-2006	
	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C
Septembre	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Octobre	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00
Novembre	0.01	0.00	0.00	0.00	0.15	0.07	0.41	0.22	0.23	0.12
Décembre	0.07	0.03	0.15	0.08	0.38	0.21	0.47	0.26	0.25	0.13
Janvier	0.70	0.40	0.11	0.05	1.10	0.63	0.77	0.44	0.45	0.25
Février	0.59	0.33	0.64	0.36	1.82	1.05	1.20	0.69	0.48	0.27
Mars	0.81	0.46	1.01	0.58	1.14	0.65	0.45	0.25	0.32	0.17
Avril	0.12	0.06	1.08	0.62	0.17	0.09	0.29	0.16	0.32	0.17
Mai	0.00	0.00	0.08	0.03	0.03	0.00	0.17	0.09	0.04	0.01
Juin	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.10	0.04	0.00	0.00
Juillet	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.10	0.04	0.00	0.00
Août	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.10	0.04	0.00	0.00
QME (m³/s)	0.19	0.11	0.26	0.14	0.41	0.23	0.34	0.19	0.18	0.09

B : Bziza, C : Chekka et QME : Débit mensuel moyen.

Tableau 14. Débit mensuel moyen (mesuré à B et estimé à C) sur Nahr El Asfour.

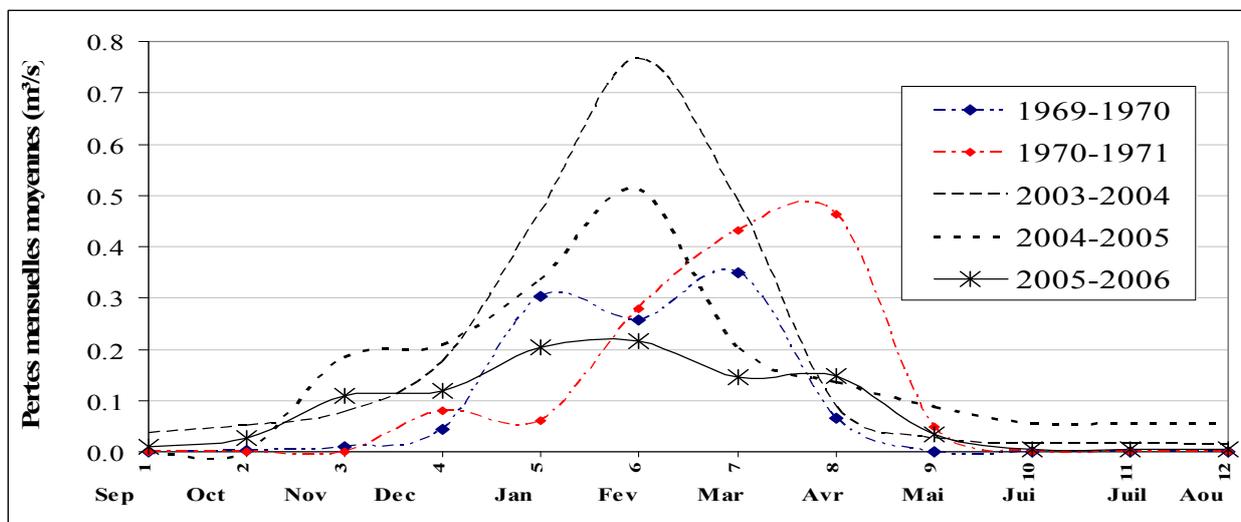


Figure 152. Pertes mensuelles sur Nahr El Asfour selon différents cycles hydrologiques.

c) Nahr El Jaouz

Il est équipé par deux stations hydrométriques de 1965 jusqu'à 1973 et de septembre 2003 à août 2006. Cependant, l'examen détaillé des hydrogrammes montre que les valeurs de débits mensuels subissent une diminution des débits de l'amont vers l'aval. Cette diminution est habituellement interprétée comme la conséquence des prélèvements pour l'eau potable et, surtout, l'irrigation. Par contre, les jaugeages différentiels ont montré des pertes le long du Nahr El Jaouz pendant une même journée sans aucune relation avec les prélèvements (figure 153).

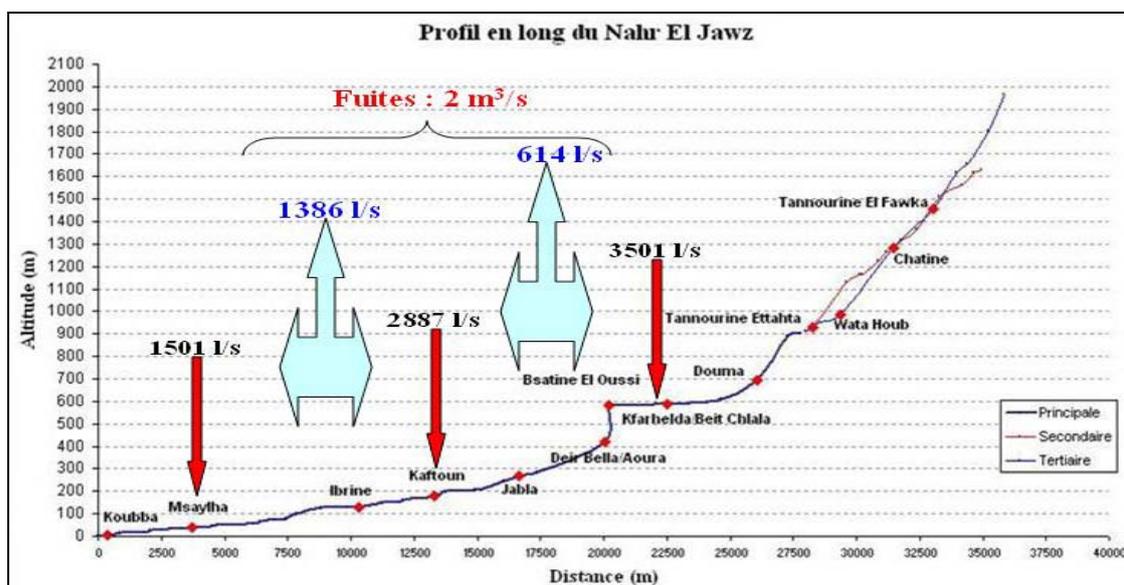


Figure 153. Evaluation des pertes sur Nahr El Jaouz entre les trois stations le 10/4/2006.

La même démarche du calcul des fuites que précédemment a été suivie. Les jaugeages effectués entre l'amont et l'aval ont servi à établir l'équation de régression qui lie les débits aux deux stations (tableau 15 et figure 154).

Jaugeages sur Nahr El Jaouz (m³/s)					
N	Date	Beit Chlala	Msaylha	Type de jaugeage	Source
1	24-Jun-05	0.31	0.19	Chimique	MEDITATE
2	24-Aug-05	0.15	0.00	Chimique	MEDITATE
3	28-Aug-05	0.17	0.00	Chimique	MEDITATE
4	20-Jan-06	2.58	1.58	Chimique	MEDITATE
5	2-Feb-06	3.02	2.40	Moulinet	ONL
6	1-Mar-06	5.04	3.95	Moulinet	ONL
7	26-Mar-06	4.05	2.75	Chimique	MEDITATE
8	29-Mar-06	4.23	3.35	Moulinet	ONL
9	10-Apr-06	3.50	2.30	Chimique	MEDITATE
10	25-Apr-06	3.13	2.32	Moulinet	ONL
11	23-May-06	0.81	0.40	Moulinet	ONL
12	21-Jun-06	0.18	0.01	Moulinet	ONL
13	26-Jul-06	0.23	0.01	Moulinet	ONL

Tableau 15. Jaugeages effectués sur Nahr El Jaouz.

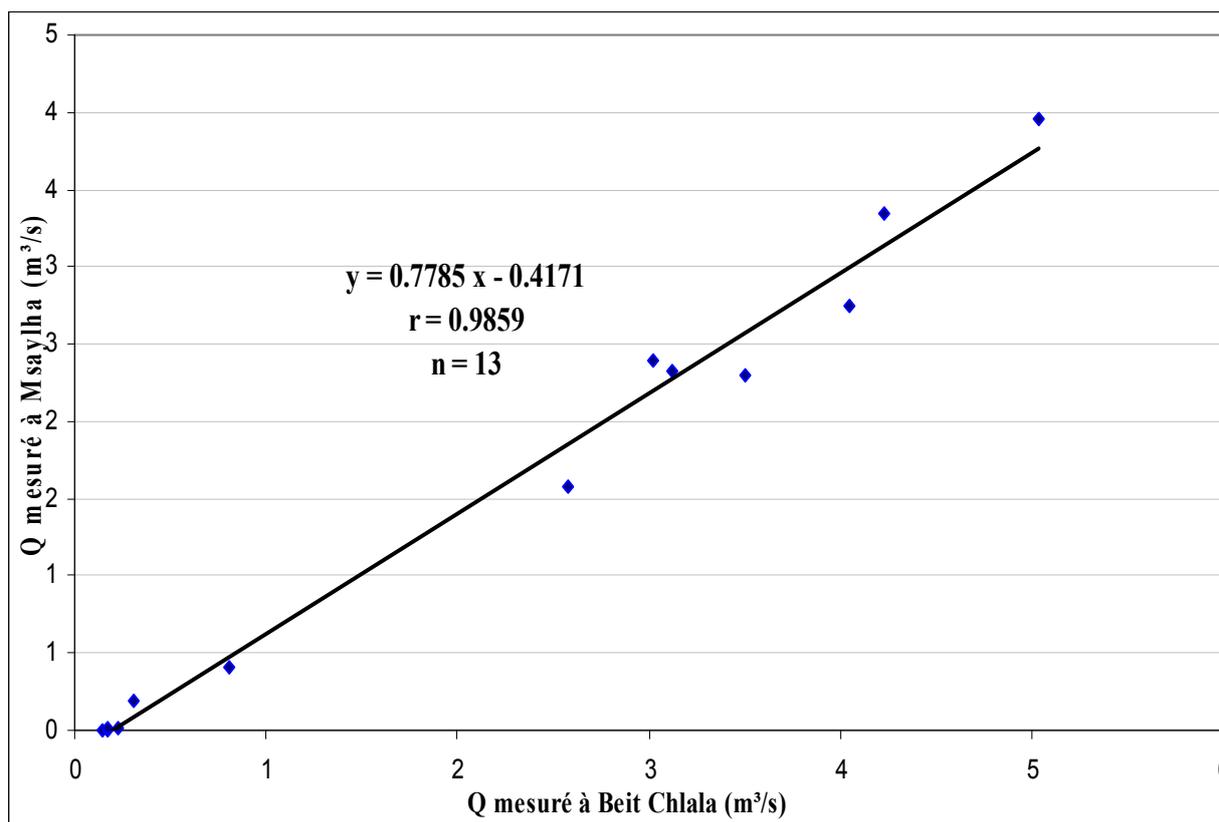


Figure 154. Corrélation liant les débits de Beit Chlala (amont) à ceux de Msaylha (aval) et droite de régression.

Afin de calculer les pertes sur Nahr El Jaouz, cette équation a été appliquée sur les données de débit journalier de la station de Beit Chlala pour reconstituer celles de Msaylha (tableau 16 et figure 155).

Mois	1969-1970		1970-1971		2003-2004		2004-2005		2005-2006	
	Q.BC	Q.M	Q.BC	Q.M	Q.BC	Q.M	Q.BC	Q.M	Q.BC	Q.M
Septembre	1.04	0.4	0.76	0.18	0.65	0.1	1.82	1	0.81	0.22
Octobre	1.07	0.41	0.9	0.28	0.85	0.23	3.54	2.34	0.73	0.14
Novembre	1.19	0.52	0.75	0.17	1.25	0.56	4.81	3.36	0.67	0.12
Décembre	2.12	1.23	1.94	1.09	2.01	1.14	4.52	3.1	1.2	0.51
Janvier	5.01	3.47	3.25	2.11	6.89	4.94	8.6	6.27	7.56	5.46
Février	5.81	4.14	5.35	3.78	12.01	8.95	13.66	10.25	9.8	7.24
Mars	12.2	9.07	13.1	9.77	25.94	19.76	11.78	8.74	12.83	9.56
Avril	5.81	4.11	23	17.49	15.93	11.98	11.1	8.23	12.14	9.04
Mai	1.91	1.06	7.53	5.43	4.9	3.39	2.34	1.4	3.23	2.09
Juin	1.02	0.38	2.34	1.41	2.88	1.83	0.76	0.22	0.71	0.18
Juillet	0.9	0.28	1.31	0.6	1.13	0.46	1.08	0.41	0.61	0.05
Août	0.77	0.17	1.08	0.41	0.91	0.28	1.47	0.72	0.61	0.05

BC. : Beit Chlala et M. : Msaylha.

Tableau 16. Débit mensuel moyen (mesuré à B.C et estimé à M.) sur Nahr El Jaouz.

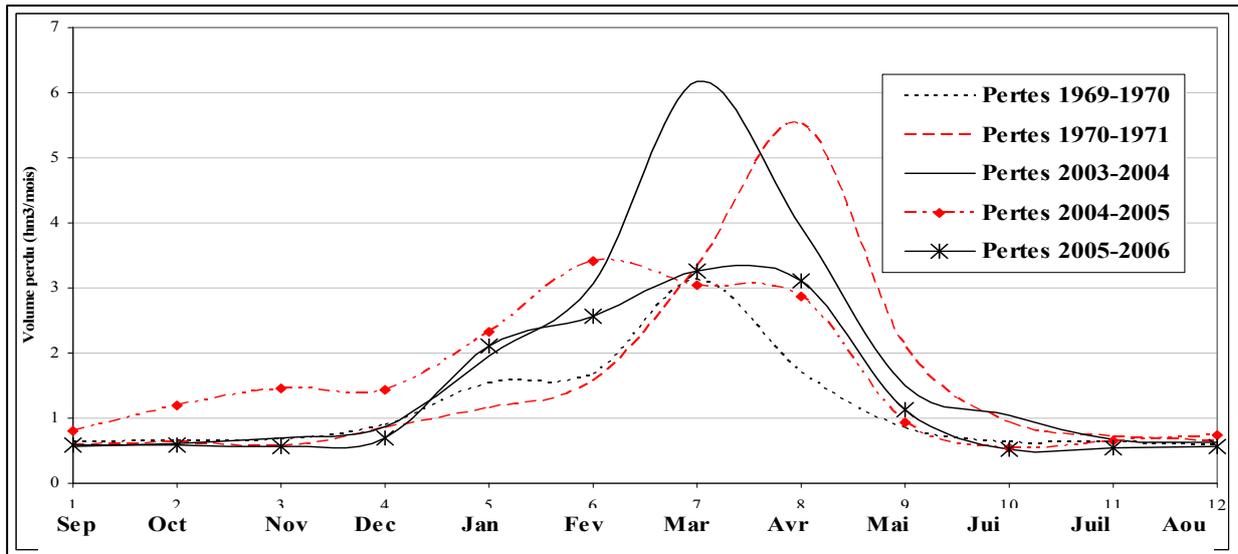


Figure 155. Pertes mensuelles sur Nahr El Jaouz selon différents cycles hydrologiques.

Les pertes sont significatives aux mois de janvier, février, mars et avril où aucun prélèvement d'eau pour l'irrigation des cultures n'est fait durant cette période.

Les résultats des jaugeages différentiels montrent que (figure 156) :

- Les fuites n'existent pas le long du fleuve d'Abou Ali, qui a un écoulement permanent.
- les fuites se produisent le long des cours d'El Jaouz et d'El Asfour dans la partie de leur cours traversant les calcaires du C.T,
- les fuites représentent respectivement 42 % pour Nahr El Asfour et 23% pour Nahr El Jaouz du débit à l'amont,
- les cours en amont sont sujets à des fuites plus importantes que ceux en aval à cause d'un plus grand développement du karst.

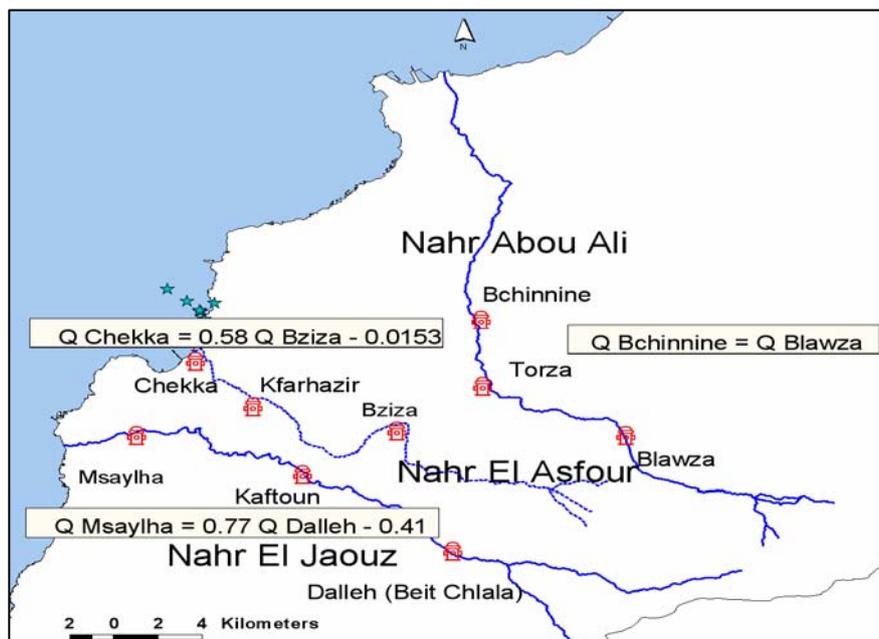


Figure 156. Résultats des jaugeages différentiels sur Nahr Abou Ali, El Jaouz et El Asfour.

Le débit des pertes est linéairement lié au débit de l'amont des rivières pour des débits inférieurs à 5 m³/s et 2 m³/s respectivement pour Nahr El Jaouz et Nahr El Asfour. Ceci n'a pas pu être vérifié pour des débits plus élevés, qui n'ont pas été observés pendant l'étude. Cependant, si on se réfère à l'étude des pertes de la Buèges qui alimentent le karst de la vallée de l'Hérault dans un contexte très comparable (Dörfliger et al., 2008), il est probable que cette relation ne soit plus respectée aux forts débits et que le débit des pertes n'augmente plus.

En conséquence, de la série chronologique de débit aux stations de mesures il sera possible de calculer la quantité journalière et annuelle de pertes, c'est-à-dire l'alimentation du système karstique de Chekka par les rivières. Ces résultats donnent l'impression que les deux rivières ont des comportements comparables.

4.4. Modèle conceptuel du Système Karstique de Chekka

La recherche des eaux souterraines alimentant l'aquifère karstique de Chekka et ses exutoires (sources sous-marines et littorales) doit en général commencer par l'inventaire systématique des points d'émergence naturels ou artificiels tels les sources, les forages et les fuites sur les rivières. Ce travail permet de définir, en première approximation et en fonction des conditions géologiques et hydrogéologiques, les grands ensembles d'aquifères et d'obtenir une première estimation du mode d'alimentation des nappes souterraines, du sens de leurs écoulements et de leurs débits.

Sur le bassin d'alimentation du système karstique de Chekka (SKC) il est possible d'établir un modèle conceptuel et de connaître les échanges entre les différents compartiments hydrogéologiques. En général, le SKC a comme entrées les précipitations et les fuites le long des cours des deux rivières (El Asfour et El Jaouz) et des sorties sous forme d'ETR, des prélèvements (pour l'irrigation, l'Alimentation en Eau Potable, par des forages industriels et forages privés), des sources littorales et sous-marines (figure 157).

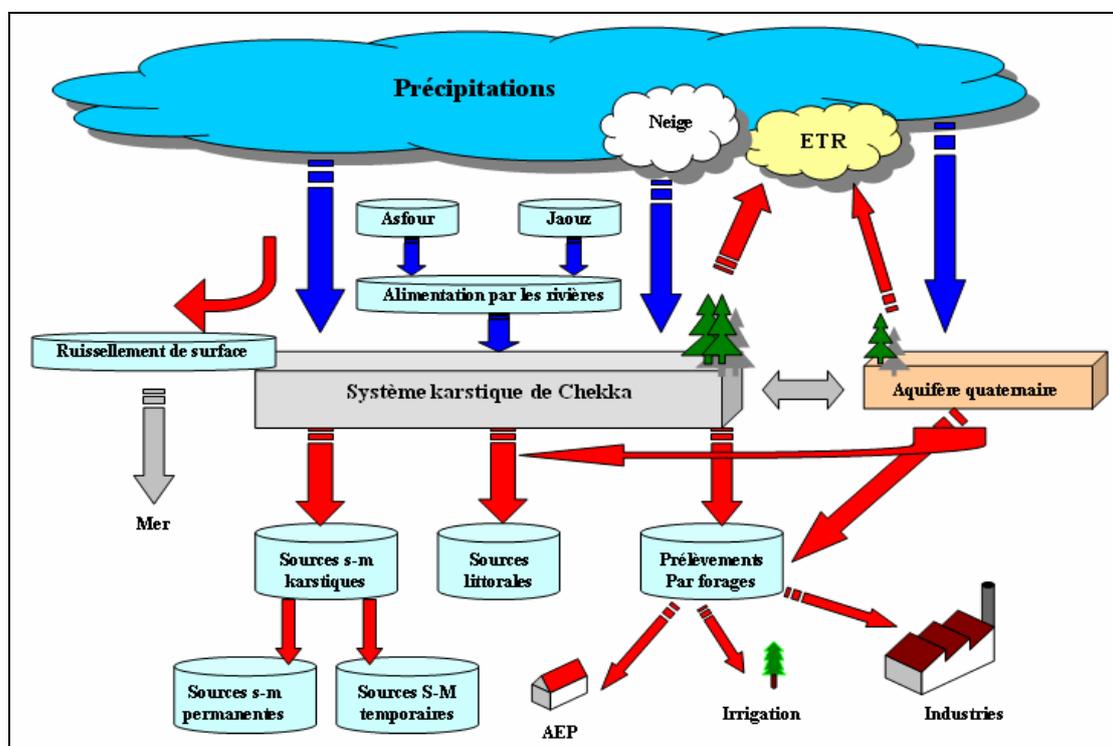


Figure 157. Modèle conceptuel du système karstique de Chekka.

Donc, il est nécessaire d'avoir une approche globale pour valider les limites de l'aquifère karstique de Chekka ainsi que ses conditions de recharge et de décharge pour évaluer les sorties du système. Les paramètres d'entrées et de sorties, les jaugeages différentiels, les travaux marins et des analyses chimiques (prélèvements) permettent de définir chaque paramètre du modèle conceptuel à part, puis de faire une approche du bilan hydrogéologique.

Afin de réaliser un bilan hydrologique, il est indispensable de bien choisir la période et le domaine sur lesquels sont effectués les calculs. Partant des données fournies par les stations climatologiques, les limnimètres, le Ministère de l'Agriculture et par les municipalités, il apparaît un manque pour établir un bilan sur une longue période de temps. Les chroniques des mesures journalières existant pour chaque cycle hydrologique (Septembre-Août) sont données dans le tableau 17 suivant :

	Chroniques de données trouvées dans le bassin d'alimentation karstique											
	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	2003	2004	2005	2006
Q à Beit Chlala	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Q au Jaouz embou.	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Q au pont de Bziza				X	X	X			X	X	X	X
Pluies à Kaftoun	X	X	X	X	X	X						
Temp. à Kaftoun	X	X	X	X	X	X						
Pluies à Beit Chlala									X	X	X	X

Beit Chlala et Jaouz embouchure se trouvent sur Nahr El Jaouz, Bziza sur Nahr El Asfour.

Tableau 17. Chroniques de données fournies par l'ONL et les stations climatologiques.

De ces données, un aperçu général du choix de la chronique du bilan n'est valable que pour deux cycles hydrologiques complets, Septembre 1969 – Août 1970 et Septembre 1970 – Août 1971. Malheureusement, cette chronique est courte. De même, le manque en valeurs des volumes prélevés pour l'AEP, ou pour l'irrigation n'a pas aidé notre approche de calcul. Pour cette raison, le bilan a été calculé pour trois cycles récents (Septembre 2003 – Août 2006) tout en plaçant des pluviomètres dans le bassin d'alimentation de l'aquifère karstique de Chekka. Ce bilan s'appuie sur des jaugeages hebdomadaires, chimiques ou par moulinet, surtout sur l'aval du Nahr El Asfour et prenant des températures ponctuelles sur des sources différentes pour déduire la température moyenne du bassin d'alimentation karstique de Chekka. Les besoins en eaux des cultures, les volumes pompés par les forages privés, officiels et industriels et les données journalières de l'ONL à Beit Chlala et à l'embouchure sur Nahr El Jaouz ainsi que sur Nahr El Asfour au pont de Bziza ont été utilisés dans les bilans "2003-2006". Ensuite, les résultats de ces bilans ont été comparés avec ceux de "1969-1971".

4.5. Bilan

Le bilan hydrogéologique du bassin d'alimentation de l'aquifère karstique de Chekka, s'appuie sur les termes du bilan :

a) Les entrées :

Les précipitations sur le bassin.

Les apports par les pertes des rivières.

b) Les sorties :

Les sources (littorales ou sous-marines).

L'évapotranspiration réelle (ETR).

Les prélèvements pour l'AEP, les industries, les hôtels et l'irrigation.

L'équation peut être écrite comme suit : $Q = P + PAs + PJa - ETR - PAEP - PIRR - PFOR$

Où Q représente l'écoulement des eaux souterraines aux exutoires du système (sources littorales et sous-marines),

P les précipitations,

PA les pertes le long du Nahr El Asfour,

PJa les pertes le long du Nahr El Jaouz,

ETR l'évapotranspiration réelle,

PAEP les prélèvements par l'Office de l'Eau du Nord pour l'alimentation en eau potable,

PIRR les prélèvements pour l'irrigation des cultures,

PFOR les prélèvements par les forages privés et industriels.

4.5.1. Les entrées du système

4.5.1.1. Les pertes des rivières

Lors des travaux de terrain et des investigations géologiques, des jaugeages différentiels sur l'amont et l'aval des rivières ont été réalisés dans des périodes de crues et d'étiages. Nos mesures montrent que les fuites n'existent pas sur Nahr Abou Ali, mais existent sur les deux autres rivières. A partir des jaugeages, l'équation liant les débits des stations entre elles a servi à estimer une série de valeurs de débit journalier moyen à Chekka (embouchure du Nahr El Asfour) et à Msaylha (embouchure du Nahr El Jaouz). Les pertes ont ensuite été calculées par différence de débit entre l'amont et l'aval, sur Nahr El Asfour et Nahr El Jaouz (tableau 18).

Mois	Nahr El Asfour					Nahr El Jaouz				
	69-70	70-71	03-04	04-05	05-06	69-70	70-71	03-04	04-05	05-06
Septembre	0	0	0.04	0	0.01	0.25	0.22	0.21	0.31	0.23
Octobre	0	0	0.05	0	0.03	0.25	0.23	0.23	0.45	0.22
Novembre	0.01	0	0.08	0.18	0.11	0.26	0.22	0.27	0.56	0.22
Décembre	0.04	0.08	0.17	0.21	0.12	0.33	0.32	0.32	0.53	0.26
Janvier	0.3	0.06	0.47	0.33	0.2	0.57	0.43	0.73	0.87	0.78
Février	0.26	0.28	0.77	0.51	0.21	0.69	0.65	1.22	1.41	1.06
Mars	0.35	0.43	0.48	0.2	0.15	1.17	1.24	2.31	1.13	1.22
Avril	0.06	0.46	0.09	0.14	0.15	0.66	2.13	1.52	1.11	1.2
Mai	0	0.05	0.03	0.09	0.03	0.32	0.78	0.56	0.35	0.43
Juin	0	0	0.02	0.06	0	0.25	0.36	0.4	0.21	0.21
Juillet	0	0	0.02	0.06	0	0.23	0.27	0.25	0.25	0.21
Août	0	0	0.02	0.06	0	0.22	0.25	0.23	0.28	0.21
PAM (m³/s)	0.09	0.11	0.18	0.15	0.09	0.43	0.59	0.69	0.62	0.52
PAM (hm³/an)	2.71	3.57	5.83	4.8	2.69	13.65	18.65	21.72	19.64	16.36

PAM : Perte Annuelle Moyenne.

Tableau 18. Pertes mensuelles moyennes sur les deux rivières.

La somme des pertes annuelles des deux rivières, qui alimentent directement le système karstique de Chekka, donne un volume annuel moyen de 21.93 hm³, soit environ 0.7 m³/s.

4.5.1.2. Les précipitations sur le SKC

Le régime est typiquement méditerranéen, avec une sécheresse estivale marquée, une grande variabilité des précipitations et la fréquence des averses brutales. La zone côtière

reçoit généralement en moyenne 800-900 mm de pluies, mais dans la région de Batroun-Chekka, située en avant de la partie culminante du massif, il tombe un surplus de 100 mm d'eau en moyenne. Avec l'altitude, les précipitations s'accroissent et le gradient pluviométrique est particulièrement fort sur les montagnes et les versants bien exposés. Vers 800-1000 m, les précipitations dépassent le mètre. De même, des différences importantes apparaissent d'une station à l'autre en fonction de l'exposition : à Amioun la hauteur de pluie est sensiblement inférieure à celui de Tripoli, tandis qu'aux Cèdres (985 mm à 1925 m d'altitude), il est particulièrement bas. Faute de stations sur les sommets, on ne connaît pas le gradient pluviométrique des régions élevées ; mais Hakim (1985) dans sa thèse a donné une approche de ce gradient, qu'il l'estime à 40 mm pour une élévation de 100 m. Etant donné la répartition hivernale des précipitations, une bonne partie d'entre elles tombe sous forme neigeuse au-dessus de 1200 m (Tannourine, Qnat, ...).

Les chroniques de précipitations mensuelles font apparaître deux saisons très tranchées. La saison pluvieuse ne commence véritablement qu'en novembre – ou vers la mi-octobre- et dure jusqu'en mars ou à la mi-avril. Mais les précipitations se produisent surtout de décembre à mars : ces 4 mois reçoivent, en effet, 70 à 80 % du total annuel, avec un net maximum en janvier (20 à 25 % du total annuel).

Les données pluviométriques fournies par l'Atlas climatique du Liban (1977) ne peuvent pas être prise en compte pour faire les calculs de bilans. En effet, elles présentent la moyenne pluviométrique sur une chronique de 19 ans pour la station de Kaftoun et 30 ans pour Kfar Helda (Beit Chlala), bien plus longue que celles des débits. En plus, la carte présente plusieurs anomalies sur le Mont Liban dues à un manque de stations en altitude, surtout entre les deux bassins versants d'El Jawz et Ibrahim. De toute façon, on a utilisé pour la chronique 1969-1971 uniquement les données de précipitations journalières de la station pluviométrique de Kaftoun puisqu'il n'existe pas de station sur le SKC. La station de Kaftoun, situé à 215 m d'altitude n'est pas représentative de tout le bassin d'où la nécessité d'avoir d'autres stations pour estimer le gradient de précipitation et la lame d'eau moyenne précipitée sur le SKC. La valeur de gradient obtenue par Hakim (1985) égale à 40 mm pour chaque 100 m a été considérée. Ceci permet d'estimer les valeurs mensuelles moyennes de précipitations sur le SKC représenté par une station supposée présente à l'altitude moyenne du bassin (562 m) tout en prenant comme origine les valeurs de la station de Kaftoun (tableau 19).

Mois	Pluies enregistrées à Kaftoun		Pluies calculées sur SKC	
	1969-1970	1970-1971	1969-1970	1970-1971
Septembre	0	8.7	0	9.7
Octobre	101.1	75.3	114.2	84.2
Novembre	96.5	12.9	109	14.4
Décembre	231	235.4	261	263.3
Janvier	220.7	109.9	249.4	122.9
Février	110.6	250.6	125	280.3
Mars	217.8	174.7	246.1	195.4
Avril	39.5	300.2	44.6	335.8
Mai	43.4	0.2	49	0.2
Juin	0	0	0	0
Juillet	0	0	0	0
Août	7	2.1	7.9	2.4
P totale (mm)	1067.6	1170	1206.4	1308.8

Tableau 19. Pluies mensuelles moyennes estimées au niveau du SKC.

Pour les cycles hydrologiques allant de 2003 à 2006, compte tenu du manque de stations pluviométriques dans la zone d'étude, on a utilisé les valeurs de précipitations enregistrées à la station de Kfarchakhna (200 m) et on a suivi la même méthodologie pour l'estimation des pluies sur le bassin karstique (tableau 20).

Mois	Pluies enregistrées à Kfarchakhna (mm)			Pluies calculées sur SKC (mm)		
	2003-2004	2004-2005	2005-2006	2003-2004	2004-2005	2005-2006
Septembre	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Octobre	21.9	32.2	290.6	25.9	37.8	326.9
Novembre	84.6	240.3	161.2	99.9	282.2	181.4
Décembre	193.1	88.1	176.2	228.1	103.5	198.2
Janvier	261.3	161.3	206.4	308.6	189.4	232.2
Février	205.2	206.0	114.9	242.4	241.9	129.3
Mars	12.8	43.0	68.8	15.1	50.5	77.4
Avril	20.8	56.0	138.5	24.6	65.8	155.8
Mai	0.0	3.7	1.2	0.0	4.3	1.4
Juin	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.2
Juillet	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Aout	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
P totale (mm)	799.7	830.6	1158	944.5	975.4	1302.8

Tableau 20. Valeurs calculées des précipitations mensuelles sur SKC.

Les valeurs de précipitations estimées sur le système karstique de Chekka ont été utilisées dans le calcul du bilan de chacun des cycles (tableau 21).

Mois	Cycle hydrologique				
	1969-1970	1970-1971	2003-2004	2004-2005	2005-2006
Septembre	0	9.7	0.0	0.0	0.0
Octobre	114.2	84.2	25.9	37.8	326.9
Novembre	109	14.4	99.9	282.2	181.4
Décembre	261	263.3	228.1	103.5	198.2
Janvier	249.4	122.9	308.6	189.4	232.2
Février	125	280.3	242.4	241.9	129.3
Mars	246.1	195.4	15.1	50.5	77.4
Avril	44.6	335.8	24.6	65.8	155.8
Mai	49	0.2	0.0	4.3	1.4
Juin	0	0	0.0	0.0	0.2
Juillet	0	0	0.0	0.0	0.0
Août	7.9	2.4	0.0	0.0	0.0
P totale (mm)	1206.4	1308.8	944.5	975.4	1302.8
P sur SKC (hm³/cycle)	186.6	202.4	146.1	150.8	201.5

Tableau 21. Volume total des précipitations sur l'aquifère karstique de Chekka.

4.5.2. Les sorties du système

4.5.2.1. Les sources

Une centaine de sources a été identifiée dans les deux bassins topographique (El Jaouz et El Asfour). La plupart présente de faibles débits (1 à 5 l/s en moyenne) et s'assèchent en fin de printemps, tandis que d'autres sont pérennes et présentent de forts débits (tableau 22).

Source	Caza	Région	Années de mesures	Q min. (l/s)	Q max. (l/s)
Dalleh	Batroun	Kfar Hilda	1966-1974	128	4500
Ajouz	Batroun	Chekka	1969-1980	0.58	80
Iskandar	Bcharreh	Mazraet Assaf	1966-1974	39	55
Mar Challita	Bcharreh	Qnat	1966-1976	16	1000

Tableau 22. Sources majeures des bassins versants et leurs débits moyens (Ministère de l'Energie et de l'Eau).

En principe, si ces sources se trouvent topographiquement à l'intérieur des bassins, elles appartiennent en fait à des aquifères qui s'étendent au-delà des limites topographiques des bassins hydrologiques. Par exemple deux sources importantes, Nabeh Dalleh à Kfar Hilda et Mar Challita à Qnat, alimentent respectivement Nahr El Jaouz et Nahr El Asfour mais jaillissent des formations jurassiques de Tannourine et de Hadath El Jobbeh ; elles sont, du point de vue hydrogéologique, hors du système karstique.

Or, selon la délimitation du bassin d'alimentation de l'aquifère karstique de Chekka, il n'existe que deux sources principales appartenant au même bassin ; Nabeh Iskandar et Jradeh avec des débits annuels moyens de 1600 m³/jour pour Iskandar (valeurs fournis par le Ministère des Ressources Hydrauliques et Electriques des années 1966-1971). Jradeh est une source littorale temporaire, maintenant exploitée par un champ de forages (8 forages) pour l'AEP de la région de Chekka. Elle fonctionne très rarement, quelques jours par an. A ces sources viennent s'ajouter plusieurs petites sources de faible débit et qui s'assèchent rapidement.

Dans les années soixante dix, les sources alimentant le système karstique n'étaient pas captées et leurs débits font partie des hydrogrammes des rivières. Maintenant elles sont exploitées par l'Etablissement des Eaux du Liban Nord (ELN) et appartiennent aux débits fournis pour l'alimentation en eau potable. Pour cette raison, on a entré dans le calcul du bilan le volume de ces sources avec les volumes des captages.

4.5.2.2.L'évapotranspiration réelle (ETR)

Le déficit d'écoulement intègre, dans l'ensemble du bassin considéré, les évaporations physiques et physiologiques, elles mêmes influencées par les caractéristiques topographiques (pente des versants, nappes d'eau libres), géologiques (terrains perméables et imperméables, profondeur de la nappe phréatique) et la couverture végétale de celui-ci.

De nombreux chercheurs ont observé en effet que le déficit d'écoulement moyen annuel $P - Q$ varie relativement peu sous nos climats et certainement beaucoup moins que le coefficient de ruissellement Q/P employé parfois pour relier le débit Q aux précipitations.

L'ETR peut être calculée par différentes méthodes. La formule simple de Turc (1) établie à partir des observations faites sur 254 bassins versants situés sous tous les climats du globe, donne des résultats satisfaisants à l'échelle de temps et d'espace (Castany ; 1977, Réménieras ; 1960).

$$\text{ETR ou D} = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (1)$$

Avec :

L (facteur « héliothermique ») = $300 + 25 \cdot T + 0.05 \cdot T^3$

T, température moyenne annuelle dans le bassin considéré en °C.

P, pluviométrie moyenne annuelle de la même période.

Calcul de la température moyenne du SKC :

La station la plus proche de Chekka où les températures ont été régulièrement enregistrées, mais sur une période courte, est Kaftoun (1966-1971). L'autre station est celle de la ville de Tripoli (capitale du Liban Nord), avec une très longue période d'enregistrement. Elle est située à 20 km de Chekka, mais ses données ne peuvent être appliquées sur la zone d'alimentation des sources sous-marines puisqu'elle est hors du SKC (d'après les bulletins mensuels du service climatologique de la République Libanaise. Observations depuis 1931. Période retenue : 1931-1955).

L'atlas climatique du Liban (1977) fournit des valeurs de températures pour les stations de Kaftoun et Kfar Halda situées respectivement à 215 m et 580 m d'altitude dans les limites du système, soit une différence d'altitude de 365 m. Ces valeurs débutant en septembre 1966 et se terminant en août 1969 ne peuvent pas être utilisées directement dans le calcul du bilan des deux cycles 1969-1970 et 1970-1971. Mais elles permettent de calculer le gradient thermique (tableau 23). Ce calcul donne un gradient thermique de -0.7 °C pour une élévation de 100 m, valeur proche de celle de Hakim (-0.6 °C) à l'échelle de la chaîne (Hakim, 1985).

	Janv.	fev.	mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
Température mensuelle moyenne à Kaftoun (215 m)												
1966									24.4	21.7	19.4	13.1
1967	11.4	11.4	12.2	16.1	18.7	22.6	24.3	27.2	24.2	20.5	15.7	12.7
1968	10.3	11.4	13.2	18.1	22.4	25.2	27.3	26.5	24.6	20.8	16.5	12.8
1969	10.6	12.2	14.6	15.7	23.1	26.8	27.5	26.9				
Somme	32.3	35.0	40.0	49.9	64.2	74.6	79.1	80.6	73.2	63.0	51.6	38.6
T mensuelle moy.	10.8	11.7	13.3	16.6	21.4	24.9	39.6	40.3	24.4	21.0	17.2	12.9
T annuelle moy.	21.2 °C											
Température mensuelle moyenne à Kfar Helda (580 m)												
1966									21.9	19.2	16.9	10.6
1967	8.9	8.9	9.7	13.6	16.2	20.1	21.8	24.7	21.7	18.0	13.2	10.2
1968	7.8	8.9	10.7	15.6	19.9	22.7	24.8	24.0	22.1	18.3	14.0	10.3
1969	8.1	9.7	12.1	13.2	20.6	24.3	25.0	24.4				
Somme	24.7	27.4	32.4	42.3	56.6	67.0	71.5	73.0	65.6	55.4	44.0	31.0
T mensuelle moy.	8.2	9.1	10.8	14.1	18.9	22.3	35.8	36.5	21.9	18.5	14.7	10.3
T annuelle moy.	18.4 °C											

Tableau 23. Températures mensuelles moyennes des deux stations.

Pour la chronique des quatre cycles choisis (1969-1971 et 2003-2005), on a eu accès à des données, non publiées, de températures journalières à Kaftoun. Par conséquent et selon le gradient thermique, déjà cité, la température moyenne sur le SKC pour la même chronique est égale à 16.4 °C (tableau 24).

Cycle hydrologique							
1969-1970		1970-1971		2003-2004		2004-2005	
Température annuelle moyenne (°C)							
Kaftoun	SKC	Kaftoun	SKC	Kaftoun	SKC	Kaftoun	SKC
19.0	16.6	18.2	15.8	18.5	16.5	18.7	16.7

Tableau 24. Températures annuelles moyennes à Kaftoun et sur le SKC.

Du fait de l'absence de données de températures pour le cycle hydrologique 2005-2006, une autre démarche a été suivie pour le calcul de la température moyenne du SKC. Elle a été obtenue à partir des températures de l'eau des sources du bassin hydrogéologique. Or la température de l'eau des sources ne présente pas de variation diurne et l'amplitude annuelle est faible ou même nulle ; celle des nappes aquifères plus proches de la surface est sensible à la température des pluies qui les alimentent et ont été exclues de la sélection des sources.

Le tableau suivant représente les températures recensées de différentes sources avec les altitudes correspondantes qui ont permis de calculer un gradient altimétrique par l'équation de la régression entre la température et l'altitude : $\text{Altitude (m)} = -143.72 T + 2922.4$. Par application de cette équation, la température moyenne du SKC (altitude moyenne 562 m) est égale à **16.4°C**, une valeur très proche de celle fournies par les données non publiées (tableau 25 et figure 158).

Date	Sources du SKC					
	El Fawka	Dar Beehtar	Kfarhata	Abou Naaoum	Ett Tahta	Ayya
13/1/2005	18	-	-	-	16.8	-
27/1/2005	-	-	-	-	-	18.4
9/2/2005	16.4	-	-	-	16.5	18.3
10/3/2005	16.9	-	-	-	16.7	17.5
31/3/2005	-	-	-	-	-	-
14/4/2005	-	-	-	-	17.9	-
29/4/2005	-	18.2	-	-	-	-
3/5/2005	-	-	17.9	17.6	18.6	-
25/5/2005	18.7	-	-	-	20.3	-
2/7/2005	-	-	-	-	-	-
3/7/2005	-	-	19.8	17.9	-	-
30/7/2005	-	-	18.3	20.6	-	-
31/7/2005	-	20.2	-	-	-	-
24/8/2005	-	-	18.6	20.4	-	-
9/10/2005	-	-	19	20.1	-	-
14/10/2005	-	20.3	-	-	-	-
2/12/2005	17.9	-	18.2	18	18.3	-
4/12/2005	-	19	-	-	-	-
20/1/2006	-	-	-	-	-	18.3
26/3/2006	17.7	-	17.8	17.9	17.4	-
9/4/2006	-	17.8	-	-	-	18.3
T moyenne (°C)	17.6	19.1	18.5	18.9	17.8	18.2
Altitude (m)	310	295	250	140	290	400

Tableau 25. Variations de température des sources en fonction de la saison et de l'altitude.

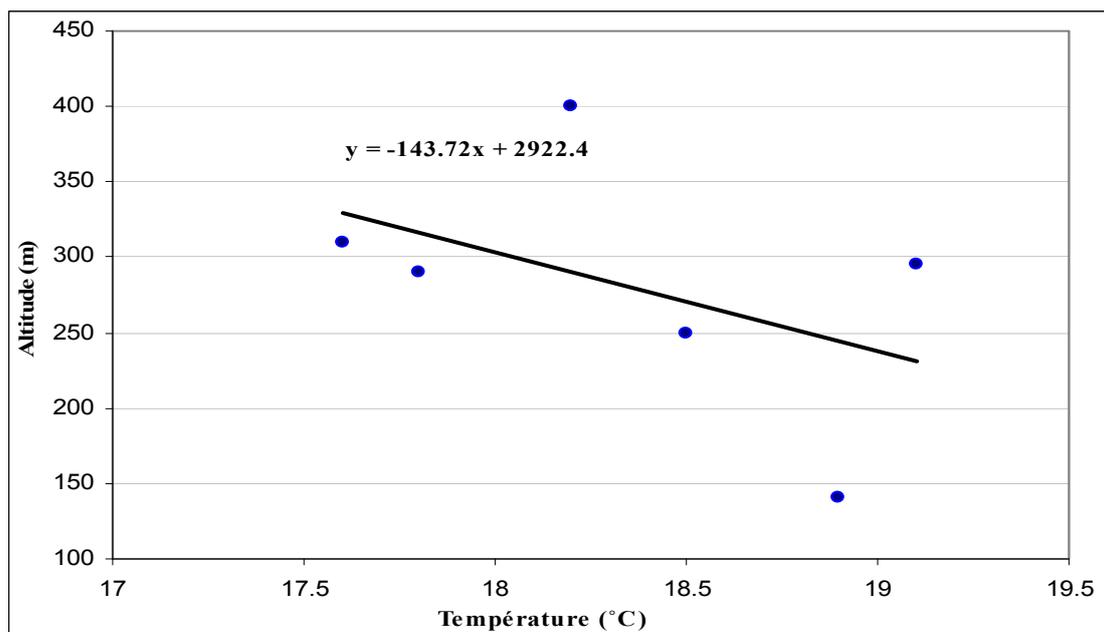


Figure 158. Variation de la température des sources en fonction d'altitude.

Par suite, on a calculé L, facteur "héliothermique", qui est utilisé dans le calcul de l'ETR. Il est égal à $300 + 25 \cdot T + 0.05 \cdot T^3$ (Tableau 26).

Cycle hydrologique	Température annuelle moyenne (°C)	L	L ²
1969-1970	16.6	944	890598
1970-1971	15.8	892	796049
2003-2004	16.5	937	878168
2004-2005	16.7	950	903209
2005-2006	16.4	931	865918

Tableau 26. Valeurs du facteur héliothermique des cycles hydrologiques étudiés.

Les différents paramètres de (1) ont été calculés pour l'altitude moyenne du SKC (562 m) et pour la surface moyenne de 154 km². Connaissant L et P, l'ETR du SKC pour chaque cycle hydrologique est donné au tableau 27.

Mois	Cycle hydrologique				
	1969-1970	1970-1971	2003-2004	2004-2005	2005-2006
Précipitation totale (mm)	1206.4	1308.8	944.5	975.4	1302.8
Température annuelle moyenne (°C)	16.6	15.8	16.5	16.7	16.4
ETR (hm ³ /cycle)	117.2	115.9	105.5	107.9	119.1

Tableau 27. ETR de l'aquifère karstique de Chekka.

4.5.2.3. Les prélèvements dus aux pompages et pour l'irrigation

4.5.2.3.1. Prélèvements pour l'irrigation

Au début du printemps, le Nahr El Jaouz est exploité pour l'irrigation des vallées agricoles et de la plaine de Batroun. Pour quantifier la part de cette rivière dans l'irrigation des cultures du bassin, on a étudié les besoins en eaux des cultures existantes. Le système karstique présente une diversité de cultures en fonction des variations climatiques et des altitudes, des différents types de sol et de la présence de canaux d'irrigation et de sources. Cette diversité n'a pas beaucoup changé depuis la fin de la guerre civile en 1990. En fait le couvert végétal a été réduit du fait des exploitations pour les charbonnières et des carrières ont été ouvertes partout. Par comparaison avec la carte agricole du Liban Nord faite en 1972 par le Ministère de l'Agriculture et celle de la FAO en 2000, il n'apparaît pas de grandes variations agricoles en termes de quantité ou de type de culture.

Pour cette raison le calcul des besoins en eau des cultures sur le SKC est basé tout d'abord sur la carte agricole extraite de la carte d'occupation des sols numérisée de la FAO, sur le logiciel Cropwat version 4.0 et sur les données de précipitations et climatiques de la même chronique (septembre 1966-août 1971).

Ce logiciel, distribué par la FAO, utilise la formule de Thornthwaite pour le calcul des besoins en eaux des cultures. Cette formule prend en compte la position géographique de la zone cultivée qui considère le nombre d'heures diurnes avec son coefficient de correction F, sur les paramètres climatiques (vitesse du vent, précipitations réelles et effectives), l'ETP (évapotranspiration potentielle) obtenue par le calcul de l'ETo (évapotranspiration de référence) et le coefficient cultural Kc qui dépend du genre de cultures et de leurs périodes de croissance.

La carte d'occupation des sols du bassin d'alimentation karstique permet d'obtenir les surfaces des différents types de couverts (figure 159, tableau 28).

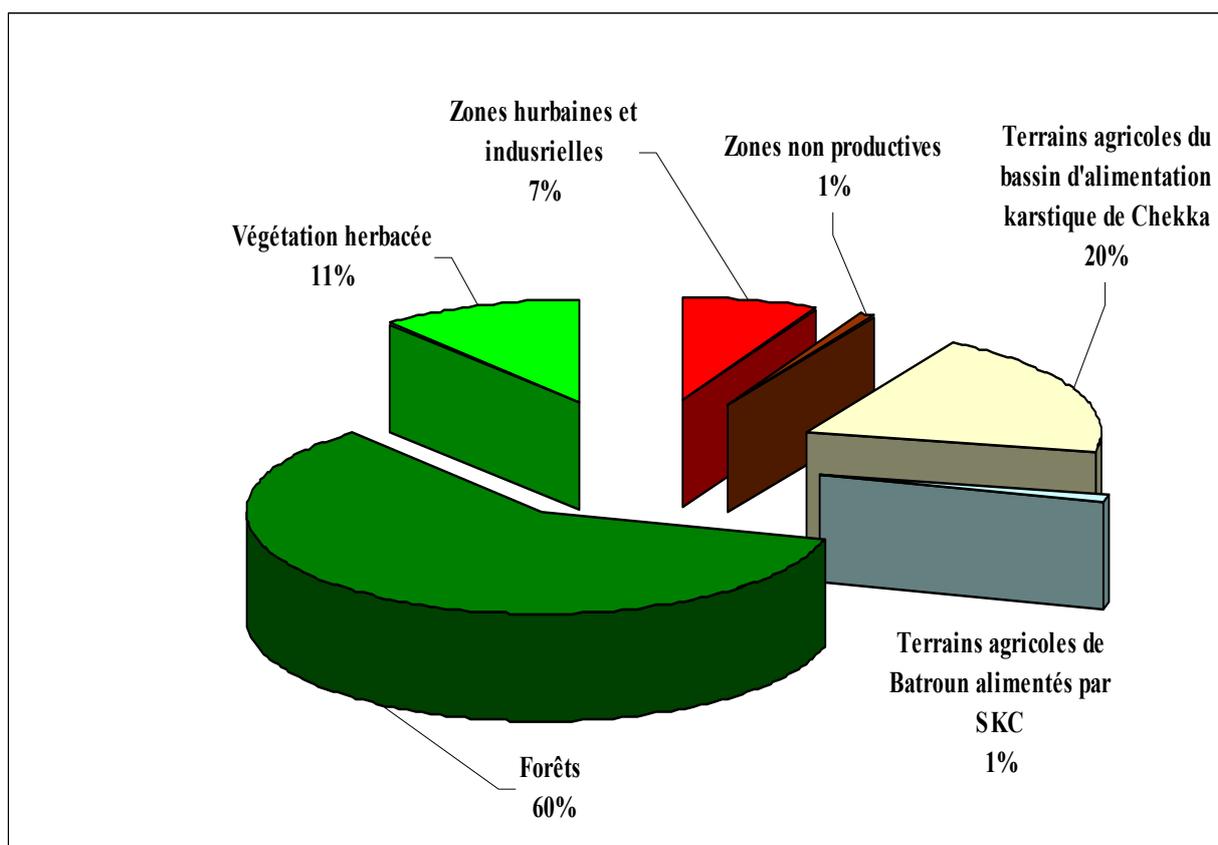


Figure 159. Répartition des occupations des sols du SKC.

Types de couverts	Surface (km ²)	Types de couverts	Surface (km ²)
Végétation herbacée	17.45	Sol nu	0.87
Plage	0	Roche nue	0.66
Lacs collinaires	0.01	Quercus spp.	53.27
Tissu urbain	8.45	Pinus spp.	1.8
Extraction de matériaux (ciment)	1.93	Forêt mixte	0.91
Loisir, sport	0.15	Forêt de feuillus	0.56
Industries	0.14	Conifères denses	0.13
Complexe touristique	0	Arbustes	36.98
Equipement de construction	0.04	Cèdres	0
Carrière (remblais)	0.96	Cupresus spp.	0
Total :	29.13	Total :	95.18

Tableau 28. Surfaces des différents types de couverts des sols (en km²).

Les cultures irriguées à partir des prélèvements d'eau du SKC (sources, forages et prises d'eau en rivière) sont situées soit dans le bassin lui-même (environ 15 km²), soit hors du bassin (tableau 29).

Cultures irriguées situées dans le SKC		Cultures irriguées par le SKC	
Types de couverts	Surface (km ²)	Types de couverts	Surface (km ²)
Vignobles	2.07	Vignobles	0
Cultures maraîchères	0.04	Cultures maraîchères	0.51
Culture sous serres	0.04	Culture sous serres	0.01
Cultures plein champ	11.37	Cultures plein champ	0
Arbres fruitiers	1.41	Arbres fruitiers	0.23
Agrumes	0.01	Agrumes	1.14
Total :	14.94	Total :	1.89

Tableau 29. Surfaces des cultures irriguées (km²).

Par exemple, le canal de Msaylha prélève les eaux du Nahr El Jaouz pour irriguer la plaine de Batroun (environ 2 km²). Les cultures alimentées par ce canal sont donc ajoutées aux calculs du bilan hydrogéologique. Les volumes nécessaires pour l'irrigation (annexe 7) sont donnés dans le tableau suivant (tableau 30).

	Types de cultures				
	Sous serres	maraisières	Plein champ	Fruitiers	Agrumes
Besoins en eau des cultures (mm)	631	90	357	0	0
Besoins en eau des cultures (m ³ /hectare)	6314	904	3570	2834	114.7
Surfaces agricoles (hectare)	5.1	55.3	1136.9	164.6	39.43
Besoins en eau d'irrigation (hm ³ /an)	0.03	0.05	4.06	0.47	0.45
Besoins totaux en eaux d'irrigation (hm ³ /an)	5.1				

Tableau 30. Besoins en eau des cultures calculés par Cropwat.

Par conséquent, les besoins moyens en eau des cultures irriguées à partir du SKC sont de l'ordre de 5.1 hm³/an.

4.5.2.3.2. Prélèvements des forages industriels et privés

Chekka et Enfeh sont deux régions connues par leurs industries (cimenteries, production des fertilisants agricoles, ...) et leurs zones de loisirs (hôtels, chalets, ...). Ceci se traduit par une concentration urbaine tout le long du littoral et donc par une augmentation de la demande en eau potable et pour les utilisations domestiques et industrielles. Le captage de Jradeh satisfait les besoins en eau potable. Les autres forages sont privés.

L'absence de respect de la réglementation des droits d'exploitation ou de protection des nappes phréatiques a induit un désordre et une détérioration de l'aquifère. Les cimenteries, les hôtels, les industries (raffinage de la canne à sucre), les écoles et les maisons, en plus du captage de Jradeh, sont responsables d'une situation chaotique. Des permis d'exécution de forages privés sont donnés par le Ministère de l'Energie et de l'Eau, mais aucun suivi des prélèvements n'est assuré. En outre, la surexploitation et les rejets d'eaux usées, avec une station d'épuration non fonctionnelle, ont favorisé l'intrusion de l'eau de mer et la détérioration qualitative de l'eau.

Une enquête de terrain a permis de constituer un inventaire non exhaustif des puits et forages privés et industriels (annexe 3). Pour l'année 2005-2006 et par des références et des études confidentielles non publiés (annexe 4) on a pu connaître approximativement les noms des propriétaires, les nombres, les profondeurs et les volumes pompés des forages privés et industriels au niveau de la zone côtière de Chekka et du SKC. Ainsi 96 forages pompent $26.369 \text{ m}^3/\text{j}$ (soit **9.6 hm³/an**). Pour les années 69-70, il est vrai que le nombre des forages était réduit à 53 pour un volume total de $24873 \text{ m}^3/\text{j}$, soit **9.1 hm³/an**, était presque le même (annexe 8) ce qui montre que cette différence en volume est due aux forages domestiques privés dont le débit ne dépasse pas les $2 \text{ m}^3/\text{j}$.

4.5.2.3.3. Prélèvements des captages pour l'eau potable

Actuellement l'Etablissement des Eaux du Liban Nord (ELN) comprend huit comités d'eau responsables d'alimentation en eau potable du Liban Nord ; Tripoli, Minieh-Dannieh, Zgharta, Bcharreh, Koura, Batroun, Akkar et Qbaiyat. Ces comités fonctionnent en une seule unité et sous une seule direction administrative. Leurs ressources hydrauliques diffèrent d'une région à l'autre, soit par des forages, soit par des sources.

Replacés par rapport au système karstique de Chekka, deux de ces comités Koura et Batroun, contrôlent directement les prélèvements d'adduction en eau potable provenant des ressources du SKC. Ils alimentent 132 villages dont 47 % seulement sont connectés aux réseaux, pour une quantité journalière de 51294 m^3 .

Afin d'estimer le volume d'eau pompé de l'aquifère karstique de Chekka, les cartes de gestion des deux comités ont été superposées pour établir une carte présentant chacune des ressources (forage ou source) avec les bénéficiaires (villages, industries et hôtels). Par exemple, certaines agglomérations alimentées en eau potable par les comités de Koura et Batroun, se trouvent en dehors des limites du SKC (Chekka, Enfeh et Batroun), tandis que d'autres se trouvent à l'intérieur du système, mais sont alimentées par des ressources externes provenant d'un autre aquifère comme la source de Dalleh (débit pompé de $20.000 \text{ m}^3/\text{j}$, alimentant 44 villages). Le premier cas a été inclus dans le calcul des volumes des prélèvements, mais le second en a été exclu.

Les données des prélèvements pour l'adduction en potable fournies par l'ELN, par des forages ou par sources, datent de 2005 et donnent un volume total de $5 \text{ hm}^3/\text{an}$ (Tableau 31).

Alimentation en Eau Potable par l'ELN (année 2005)					
Comité	Ressources	Origine	Prélèvements (hm³/an)	Villages bénéficiaires	Remarques
Koura	Nabeh Iskandar	Source	0.58	Bhabbouch, Btaaboura, Bziza, Chnata, Dar Beachtar, Kaftoun, Metrit, Majdel, Kfarsaroun, Wata Fares, Zgharta El mtawleh, Kfarhata	Existant
Koura	Ijid Ibrine	Forage	0.20	Ijid Ibrine, Kefraya, Kelbata, Bednayel	Nouveau 1999
Koura	Kfarhata	Forage	0.13	Kfarhata	Nouveau 2000
Koura	Jradeh Qalhat	Forage	0.09	Qalhat	Nouveau 1998
Koura	Jradeh Chekka	Forage	1.53	Chekka	Renouvelé 1994
Koura	Jradeh Enfeh	Forage	1.16	Anfeh	Renouvelé 1994
Koura	Jradeh LasSalinas	Forage	0.07	Las Salinas	Nouveau 1994
Batroun	Jranne	Forage	0.25	Iddeh, Jrane, Kfar Aabida	Nouveau 1999
Batroun	Kfifane	Forage	0.44	Batroun, Koumba, Wajh El Hajar, Selaata	Nouveau 1998
Batroun	Bijdarfil	Forage	0.52	Batroun, Koumba, Wajh El Hajar, Selaata	Nouveau 1998

Tableau 31. Volume total prélevé par l'ELN des ressources en eaux souterraines du SKC en 2005.

Dans le but d'estimer le volume prélevé du SKC durant la chronique 1969-1971, on a d'abord estimé la population qui existait à cette période, pour évaluer sa demande en eau. Pour cela, on s'est basé sur les données de population de Khatib et Alami (Bureau d'étude libanais) pour connaître la population des villages bénéficiaires du SKC pour les années 1969, 1970 et 1971, estimer leurs demandes et éliminer les nouvelles ressources (captages récents qui n'existaient pas). Le volume prélevé pour l'adduction en eau potable en 1970 a été reconstitué et est égal à 2.08 hm³/an (tableau 32).

Comité	Ressources	Origine	Prélèvements (hm³/an)	Villages bénéficiaires
Koura	Nabeh Iskandar	Source	0.27	Bhabbouch, Btaaboura, Bziza, Chnata, Dar Beachtar, Kaftoun, Metrit, Majdel, Kfarsaroun, Wata Fares, Zgharta El mtawleh, Kfarhata
Koura	Jradeh Chekka	Forage	0.35	Chekka
Koura	Jradeh Enfeh	Forage	1.16	Anfeh
Batroun	Kfifane-Bijdarfil	Forage	0.30	Batroun, Koumba, Wajh El Hajar, Selaata

Tableau 32. Prélèvements d'eau estimés du SKC en 1970.

Il faut noter que pour la consommation domestique en eau, environ 75% sont abonnées au service public de l'eau ; mais le volume fourni par ce service ne représente que 38% des consommations d'eau des professionnels, et 27% si on inclut l'arrosage des espaces publics. Les volumes consommés provenant des captages représentent un volume supérieur à celui fourni par le service public. Il s'agit d'estimations peu précises sachant que seulement un quart des branchements est équipé de compteurs et qu'aucun captage n'en est équipé, quelle que soit l'activité. Cela démontre l'absence de politique de gestion de l'eau. A peine le tiers des abonnés au service public est alimenté en continu en hiver, et seulement le quart en été. Ces résultats rejoignent ceux observés pour les ménages.

4.6. Conclusion

Les facteurs essentiels qui interviennent dans le calcul des termes du bilan sont l'altitude moyenne du bassin (562 m) et la surface du SKC (154 km²). Tous les paramètres nécessaires au calcul du bilan hydrologique ont été replacés dans le modèle conceptuel du système de la figure 157. Le débit annuel moyen de l'ensemble des sources littorales et sous-marines de Chekka (pour l'ensemble des cycles) est ainsi évalué à 2.15 m³/s, soit 68 hm³/an (figure 160 et tableau 33).

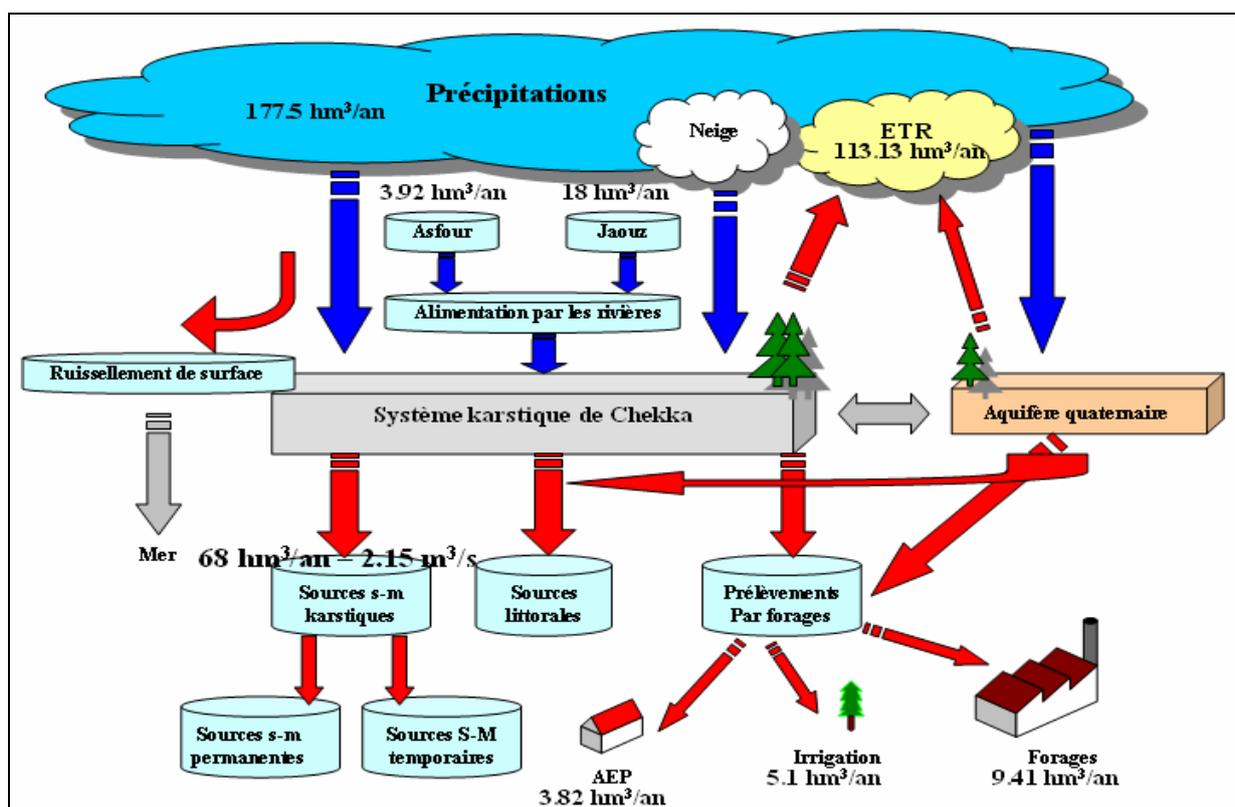


Figure 160. Bilan hydrologique moyen pour les cinq cycles.

Paramètres	Année hydrologique				
	1969-1970	1970-1971	2003-2004	2004-2005	2005-2006
ETR (hm ³ /an)	117.2	115.9	105.5	107.9	119.1
P (hm ³ /an)	186.6	202.4	146.1	150.8	201.5
PJa (hm ³ /an)	13.7	18.7	21.7	19.6	16.4
PAs (hm ³ /an)	2.7	3.6	5.8	4.8	2.7
PIRR (hm ³ /an)	5.1	5.1	5.1	5.1	5.1
PAEP (hm ³ /an)	2.1	2.1	5	5	5
PFOR (hm ³ /an)	9.1	9.1	9.6	10	9.6
Q (hm ³ /an)	69.5	92.5	48.4	47.7	81.7
Q (m ³ /s)	2.2	2.9	1.5	1.5	2.6

Tableau 33. Bilans hydrologiques du système karstique de Chekka pour différents cycles.

Dans cette approche du bilan hydrologique, de nombreuses incertitudes ont été introduites.

- Le bilan est appliqué sur la surface du bassin d'alimentation karstique, déterminé par une approche géologique, mais non validé par des traçages artificiels.

- La délimitation du bassin hydrogéologique n'a pas pris en compte une possible alimentation à partir de la zone noyée du Jurassique dans le cas d'un contact avec l'aquifère cénomano-turonien du fait de failles.

- Les mesures faites par l'Office National du Litani entre 1966 et 1972 étaient bien contrôlées, ce qui n'est pas le cas avec les plus récentes de la période 2003-2006 qui présentent des ruptures et des variations aberrantes.

- La formule de Turc, qui est empirique, a été utilisée pour évaluer l'ETR.

- Les mesures de débit sur les sources, faites par l'ONL, présentent une incertitude due soit à une surestimation des débits ou une sous-estimation des crues mais éventuellement beaucoup de sources ne sont pas mesurées.

- La pluviométrie est mal connue.

- Il manque une station de jaugeage à Chekka qui permettrait de mieux évaluer les pertes sur Nahr El Asfour.

- Les prélèvements des eaux de rivière ou de l'aquifère pour l'irrigation et pour l'utilisation industrielle et domestique ne sont pas contrôlés.

Le débit annuel moyen des sources sous-marines et littorales reste dans les estimations et la valeur de $2.15 \text{ m}^3/\text{s}$, environ dix fois plus bas qu'assumé par les études précédentes, est toujours une hypothèse dont on a essayé de la valider par mesure et suivie en continue sur la côte et même dans la mer. Ce débit est dans la gamme des principales sources karstiques connus dans le Mont Liban (EL Hakim et Bakalowicz 2007). En dépit de l'importance de leurs débits, les sources sous-marines ne peuvent pas être exploitées directement. En effet, leurs débits sont trop variables et les eaux sont souvent saumâtres en raison de l'intrusion d'eau de mer se produisant pendant la longue période des basses eaux. Les effets de l'exploitation continentale des aquifères côtiers karstiques peuvent être connus, de sorte que la ressource côtière d'eaux souterraines peut être contrôlée correctement en évitant l'intrusion d'eau de mer. Les instruments destinés à mesurer en continu le débit, la salinité, la température et la pression sont très efficaces pour le suivi des sources sous-marines. Dans une approche préliminaire, le suivi est nécessaire pour déterminer si la source pourrait être captée et exploitée, avec ou sans dessalement. Dans le cas des sources sous-marines de Chekka, la majorité des eaux souterraines coulant pendant l'été sont exploitées sur le littoral par divers forages privés ou industriels ou par la station de Jraddeh pour l'alimentation en eau potable.

Chapitre 5 - Les sources sous-marines de Chekka : fonctionnement de la source permanente principale S2

5.1. La source sous-marine S2

Les sources de la baie de Chekka présentent un grand intérêt parce qu'elles se manifestent dans une région où, dans un futur proche, les ressources en eau risquent de ne pas pouvoir satisfaire tous les besoins. Elles sont en outre considérées comme les plus importantes connues par leur débit, certainement parce qu'elles sont les seules à avoir été l'objet de mesures directes comme l'exemple de la source sous-marine S2. C'est pourquoi cette ressource pérenne en eau inexploitée présente un si grand intérêt.

5.2. Travaux marins, dimensionnement et équipement

La connaissance du fonctionnement de la source karstique sous-marine S2 est une nécessité absolue pour un éventuel usage durable de cette ressource en eau souterraine en termes de quantité et de qualité. Son fonctionnement ne peut pas être approché en surveillant seulement le niveau piézométrique à terre ou le débit des sources côtières. La surveillance doit prendre en compte les variations de charge, de débit et de salinité ainsi que des prélèvements d'échantillons à la source S2 elle-même et des mesures du débit. Dans ce but, une méthode spécifique de captage a dû être développée.

Le dimensionnement d'un captage pour le suivi ou l'exploitation de l'eau devrait s'appuyer sur des conditions préliminaires, par exemple : l'ordre de grandeur du débit et sa gamme de variation devrait être connue pour le dimensionnement. De même pour la variation de température et de salinité pour décider le but d'utilisation, si un traitement est nécessaire (dessalement par exemple).

Cette technique a été développée pour contrôler la sortie d'eau sous-marine bien localisée pour un suivi en continu du débit (débitmètre) et de la qualité en eau (CTD).

Le CNRS, par son unité de recherche HydroSciences Montpellier, a fait appel à la société Géomines pour apporter ses compétences techniques en matière de plongée et de travaux sous-marins et pour effectuer des reconnaissances par plongées sous-marines sur des sites du Liban et de Syrie. Deux personnels du laboratoire HydroSciences et moi-même étions en charge de cette partie sous-marine. Par la suite, les travaux sous-marins ont été assurés par le club de plongée Lebanon Divers. Durant les missions le matériel nécessaire (blocs, bateau et matériel de sécurité) avait été fourni sur place par le club de plongée Lebanon Divers et était conforme aux exigences de sécurité formulées par les plongeurs.

Les plongées se sont déroulées sur le site S2 dans les meilleures conditions de sécurité possibles, sans aucun incident et la profondeur de travail était de l'ordre de -21 m, à 500 m de la côte environ. Dès la première plongée, on a dû faire face à une situation imprévue ; le site avait été en grande partie colmaté par des pneus, des galets, des scories et des déblais, ce qui n'a pas permis d'atteindre complètement les objectifs fixés. Le nettoyage devait permettre de dégager les affleurements rocheux d'où sortent les conduits karstiques. Une telle opération était nécessaire pour bien contrôler les écoulements d'eau douce et réaliser le captage dans des conditions optimales. Ce captage pourrait par la suite être utilisé comme captage expérimental, pour faire les tests de récupération de l'eau douce.

Le but des missions de plongées et des travaux marins a donc été :

a) **localisation géographique des sources temporaires et permanentes** : aidé par des pêcheurs locaux la plupart des sources sous marines de Chekka a été localisée et codée à partir du système GPS (Garmin avec une précision de 5 m).

Douze sources ont été identifiées et repérées dont seulement six sont permanentes, les autres étant temporaires (tableau 34, figure 161). La numérotation des sources est celle proposée par Kareh (1967).

Sources sous-marines et littorales	X	Y	Type d'écoulement	Profondeur (m)
S Littorale	150943	266896	permanent	0
S1	150200	265900	permanent	-9
S2	150253	266434	permanent	-22
S3	150334	266434	permanent	-16
S4	150253	266490	permanent	-11
S5	150324	265813	permanent	-10
S6	149690	267012	permanent	-15
S7	150455	265749	temporaire	-4
S8	150600	266300	temporaire	?
S9	150505	265926	temporaire	-3
S10	150464	266020	temporaire	-3
S11	149700	266600	temporaire	?
S12	148812	267687	temporaire	-110

Tableau 34. Coordonnées des sources sous-marines et littorales de Chekka repérées par GPS.

L'objectif était de faire la reconnaissance de toutes les sources même la plus grande source (S12) qui se situe à 1500 m de la côte, s'ouvrant à -65 m de profondeur et explorée jusqu'à -110 m. Cette grande source a été éliminée de notre équipement à cause des difficultés d'accès parce que, à telles profondeurs, des nouvelles techniques de paliers et des mélanges de gaz (Nitrox) doivent être utilisées.

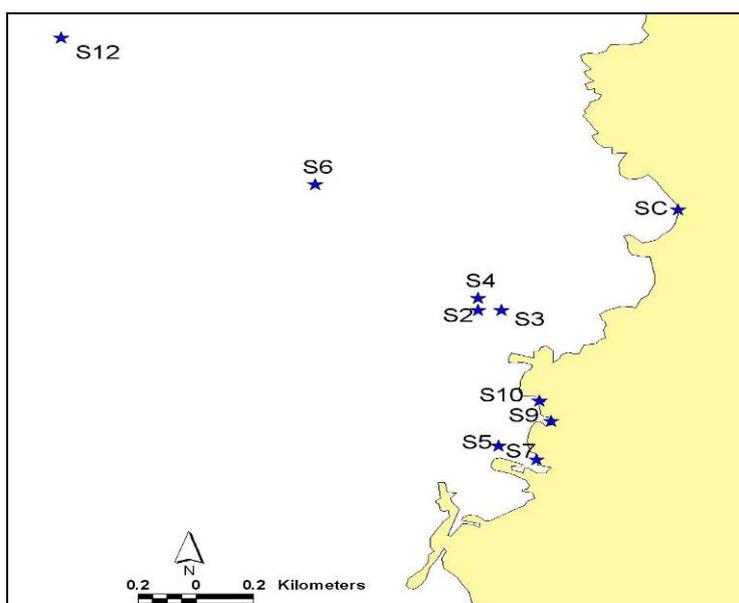


Figure 161. Position des sources sous-marines et littorales dans la baie de Chekka.

Pour ces raisons techniques et d'accès, la source permanente (S2), la plus proche de la côte, a été sélectionnée comme prototype et sujet d'étude. Il s'agit de la principale source sous-marine à écoulement permanent, à laquelle Kareh (1967) attribue un débit moyen de 2 m³/s.

b) Exploration des panaches d'eau douce des sources sous-marines.

Cette exploration devait être réalisée à Baniyas (Syrie) et à Chekka (Liban) pour en mesurer le débit et les caractéristiques physiques et chimiques au moyen d'un automate sous-marin léger. Il s'agit du prototype TAIPAN 2 du LIRMM (figure 162).

Le sous-marin se caractérise par une mise en œuvre facile, un nombre élevé des points de mesure, une rapidité dans l'exploration du panache et une répétition possible des expériences pour différentes conditions hydrologiques. Il mesure la salinité, la température, le champ des vitesses et prend des images du panache. L'utilisation des données enregistrées se fait en reconstruisant le panache d'eau douce en 3-D à partir du champ des températures, de salinité et des vitesses, en modélisant le panache, à partir de la bathymétrie, pour différents débits, puis en comparant le panache simulé au panache observé pour évaluer le débit réel. Mais pour des raisons divers, ces expériences n'ont pas encore pu être entreprises au Liban, bien que tous les aménagements et les suivis aient été faits en prévision de ces missions.



Figure 162. Taipan, le sous-marin autonome du LIRMM

c) Nettoyage et équipement de la source S2.

Avec les premières plongées et à partir des caractéristiques de la source (débit, profondeur, dimensions et forme de l'ouverture) (figure 163), un captage a été réalisé pour supporter l'instrumentation (débitmètre et sonde de pression, température et conductivité électrique, avec la chaîne d'acquisition de données).

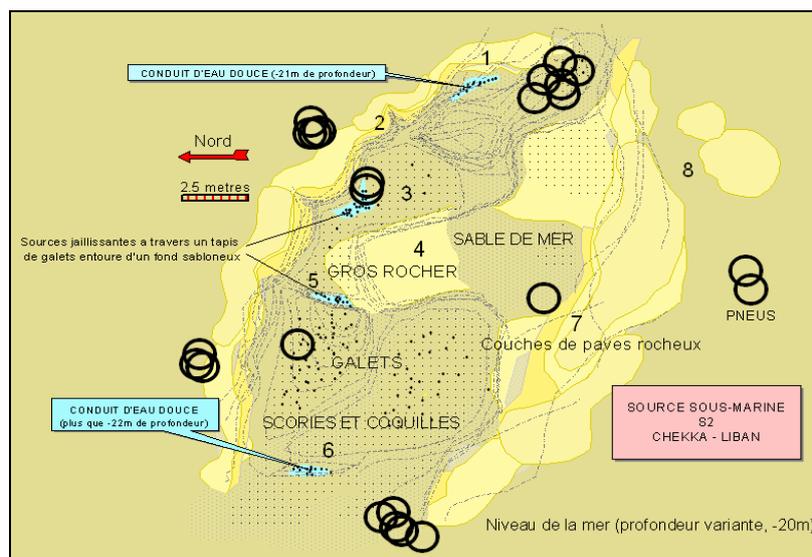


Figure 163. Etat original de la source S2 lors de la première plongée en octobre 2004.

Une fois le site nettoyé, les vidéos, les photos, les mesures, les dimensionnements et les croquis ont permis de préparer la suite des opérations. L'équipement a nécessité deux tuyaux en PVC de diamètre interne 200 et 300 mm (4 m de long) pour le captage de la source et les instrumentations correspondantes. Après nettoyage et mis en place de sacs de sables pour former une ceinture de protection tout autour de la source, il est apparu qu'il n'existe qu'un seul exutoire principal et l'autre (200 mm) est apparu secondaire et a donc été négligé par la suite (figure 164).



Figure 164. Etat physique de la source sous-marine S2 avant, pendant et après nettoyage.

Dans un premier temps la canalisation du flux de l'exutoire principal a été testée. Le tuyau de 300 mm a été inséré dans la source, et entouré par une jupe en PolyUréthane avec confection d'un rempart de sacs de sable pour isoler le captage instrumental du milieu marin (figure 165).

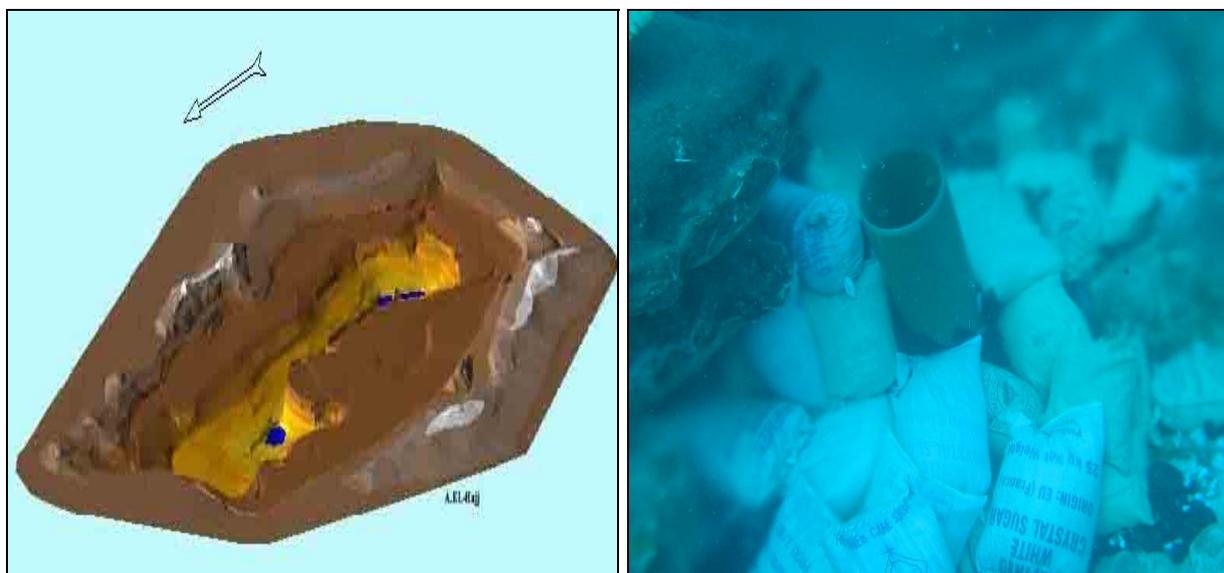


Figure 165. Modèle en 3D de la source S2 et la S2 après captage.

D'après les données obtenues à partir du suivi des sources sous-marines karstiques, il est apparu que, selon les conditions hydrologiques, leur débit subit de fortes variations au cours du temps et que l'écoulement est principalement de type "conduit". En fait ces décharges correspondent aux fuites du système se produisant dans des endroits où la charge d'eau de mer est inférieure à celle de l'eau douce dans les conduits. La connexion hydraulique entre les

conduits karstiques et la mer et la décharge des eaux souterraines est commandée par la différence de densité entre les deux fluides (eau douce/eau salée) et les colonnes respectives en eau. La relation de Ghyben-Herzberg, montrée au moyen d'un tube en U avec une branche remplie d'eau douce et l'autre par de l'eau salée (eau de mer), l'explique en présentant "le potentiel hydraulique" qui différencie l'anomalie entre la charge réelle et celle correspondant simplement à la hauteur de la colonne d'eau salée.

Un système de suivi du captage a été conçu tenant compte de la variation de débit se produisant dans les deux tuyaux. On s'est basé sur une partie de l'écoulement, sur le tuyau principal fixé au mur du rocher et attaché à trois blocs lourds de béton, en ne bloquant pas l'écoulement avec des sacs de sable. En fait, ce système partiel a donné toutes les informations sur les variations quantitatives et qualitatives de l'eau. Malheureusement, les fortes crues de l'hiver 2005 ont déplacé une grande partie de l'installation. Les travaux marins ont été suspendus en 2006 à cause des événements militaires au Liban. L'installation a été refaite en 2007 d'une façon plus professionnelle. Au mois de mai 2007, la source a été nettoyée et le tube remis en place avec l'appareillage de mesure (figure 166).

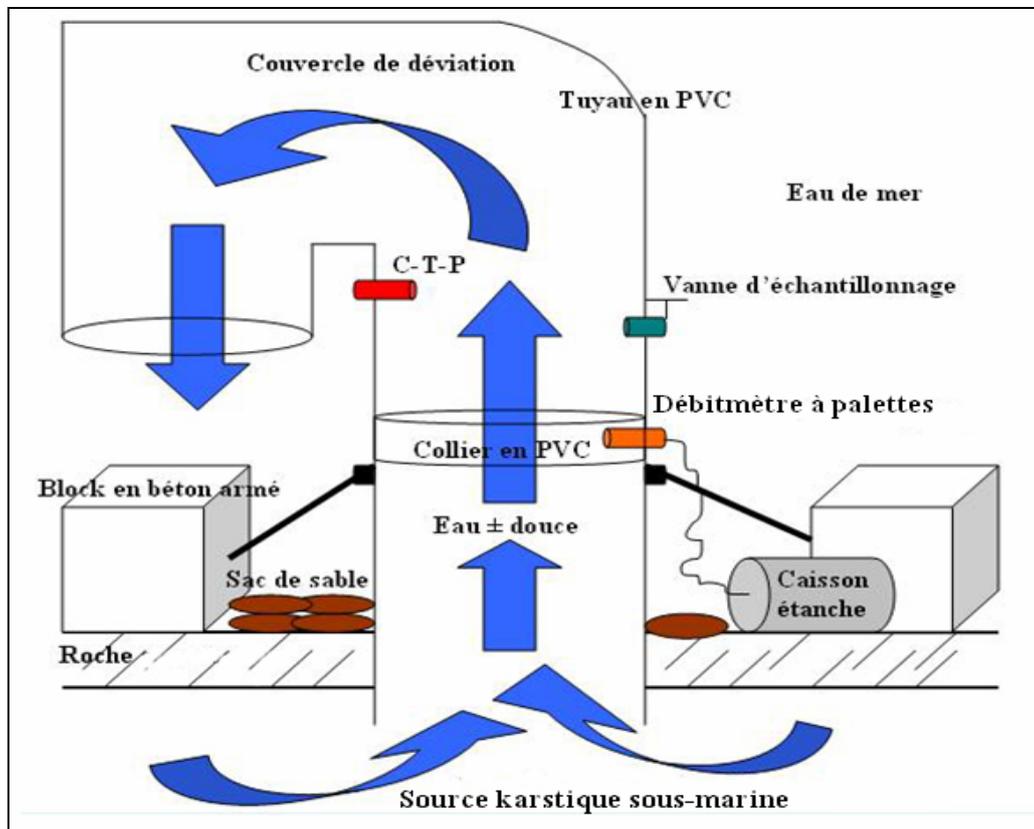


Figure 166. Etat final du captage de la source S2.

5.3. Instruments de mesure

Les instruments destinés à mesurer en continu le débit, la salinité, la température et la pression de la source sous-marine S2 sont nombreux. De plus, des équipements complémentaires permettent également le suivi en continu du niveau marin à Enfeh et de la pression atmosphérique.

1) Datalogger : centrale d'acquisition Primayer pour le débitmètre

Primelog 4 (4 voies digitales + 2 voies analogiques) avec cordon de communication Primelog/PC et logiciel Primeworks, câble d'entrée digitale, câble d'entrée analogique et batterie scellée de 12V 7Ah comme accessoires. La centrale et la batterie sont placées dans un caisson étanche en inox de 5 mm d'épaisseur, fabriqué localement et soudé sous argon. La centrale est programmée pour recevoir les impulsions créées par les palettes du débitmètre et enregistrer la mesure toutes les trente minutes. Les mesures d'impulsions sont converties en une vitesse moyenne grâce à l'étalonnage préalable du débitmètre (figure 167).

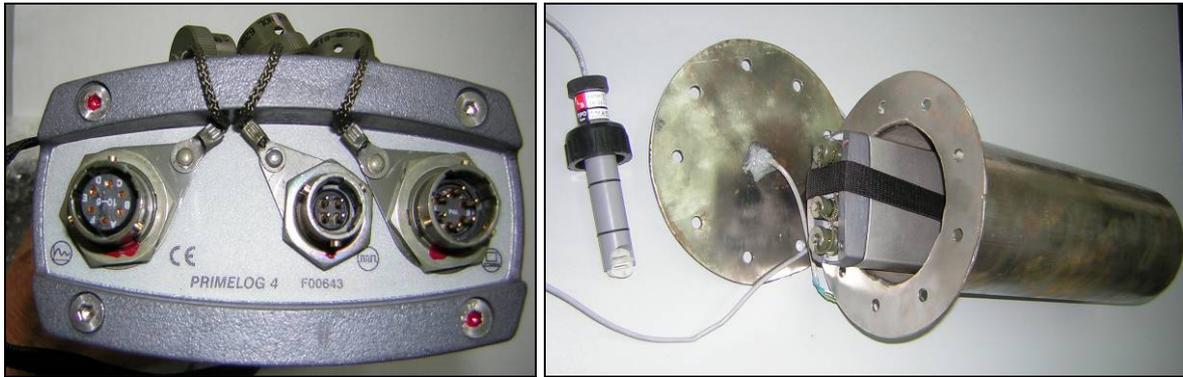


Figure 167. La centrale d'acquisition Primelog 4 et le caisson étanche.

2) Sonde de conductivité température pression CTD Diver

Il s'agit d'un CTD Diver (0-30 m) de Van Essen Instruments. Cette sonde, connectée à l'ordinateur via le logiciel LDM, est programmée pour enregistrer la conductivité, le niveau d'eau (pression) et la température toutes les trente minutes (figure 168).



Figure 168. CTD Diver utilisé dans la source sous-marine, dans les forages et dans les sources.

3) Sonde de pression barométrique et de température TD Diver

La sonde TD de la même compagnie, est programmée pour enregistrer les valeurs de température et de pression absolue toutes les trente minutes. Elle a été placée dans le port de Las Salinas (Enfeh) pour enregistrer les variations du niveau marin (figure 169).



Figure 169. Le type de TD placé dans le port.

4) Sonde de pression barométrique BARO Diver

Elle permet d'enregistrer les variations de pression atmosphérique, afin de corriger les mesures de pression absolue faites au moyen des capteurs CTD et TD.

5) Débitmètre à palettes

Un débitmètre à palettes F300 C03 de FLS (Italie) avec câble standard de 8 m a été fixé sur un collier de montage sur le tube. Ce débitmètre transmet des impulsions enregistrées dans le Datalogger et converties en débit avec le logiciel en fonction du diamètre interne du tube (figure 170).



Figure 170. Le débitmètre et le collier de montage utilisés dans la source sous-marine S2.

5.4. Analyses des paramètres physico-chimiques

5.4.1. Variations des paramètres physiques

Les deux conduits de la source S2 de Chekka ont été reconnus et équipés pour des mesures en continu en novembre 2005. Les séries chronologiques de la conductivité électrique et de la température n'ont pas été entièrement analysées. Les premières précipitations ayant engendré une crue ont eu lieu le 19/11/2005, alors que seule la sonde CTD étant fonctionnelle. Le débitmètre n'a pas pu être mis en place par la suite à cause des forts débits.

Une première chronique de conductivité, température et pression couvre la période du 19/11/2005 à fin septembre 2007.

Le tout début de la chronique (19 au 24/11/2005) montre une chute brutale de la conductivité, stable au début de autour de 28 mS/cm, à 500 μ S/cm, parfaitement corrélée à celle de la température qui est alors passée de 18.1 °C à 16.1 °C (figure 171).

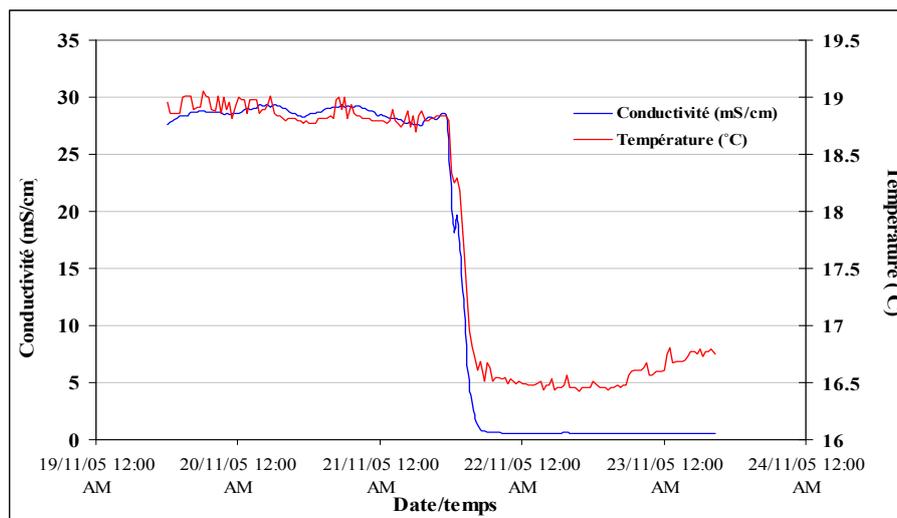


Figure 171. Variations de conductivité et de température de l'eau de S2 entre le 19 et le 23/11/05.

Le 19/11/2005 en basses eaux, un débitmètre a été placé sur le tuyau avec un enregistrement d'un pas de temps de 1 minute. La vitesse d'écoulement, mesurée sur le grand tuyau de 300 millimètres, était en moyenne 0.35 m/s. Le fonctionnement du dispositif était satisfaisant. Compte tenu de la position du débitmètre dans le tuyau, et de l'étalonnage, le débit était 30 l/s, c'est-à-dire un débit total d'environ de 60 l/s pour la S2. Les autres sources, près du littoral, avaient alors un débit inférieur. Le débit de toutes les sources sous-marines peut être estimé à moins de 100 l/s. Malheureusement, les mesures du débit n'ont pas pu être poursuivies du fait que les deux caissons étanches n'étaient pas adaptés aux fortes pressions. Par la suite un caisson en inox étanche a été fabriqué.

Durant la saison de précipitations (crue), la conductivité diminue brusquement jusqu'à 500 $\mu\text{S/cm}$, ce qui montre qu'aucune intrusion saline ne se produit dans l'aquifère. Le changement est très rapide (moins de 6 heures), ce qui indique que les relations entre la mer et l'aquifère sont régies par un écoulement en conduits.

En février 2006, un changement brusque de régime s'est produit avec des variations de courte durée (6 à 8 heures), indiquant une intrusion de l'eau de mer dans la source S2. L'intrusion est caractérisée par une diminution de la pression absolue et de la température. Ce phénomène temporaire (répété plus tard) est dû à des essais de pompage réalisés dans un forage à terre par la cimenterie de Chekka. Le pompage a inversé l'écoulement dans les conduits karstiques et montre la sensibilité du système aux intrusions d'eau de mer. Cette inversion montre également que le débit transitant dans le conduit n'est pas aussi important que cela a pu être annoncé par le passé (Kareh, 1967), puisque les essais de pompage, tels qu'ils sont réalisés au Liban, atteignent au maximum quelques dizaines de l/s. Malheureusement, aucune donnée sur ces pompages ne nous a été communiquée.

Avec la diminution du débit durant la récession, la conductivité varie en quelques heures de 500 $\mu\text{S/cm}$ à 24 mS/cm ; pendant les basses eaux d'été, la conductivité élevée (34 à 38 mS/cm), indique un mélange avec l'eau de mer, avec une participation d'eau douce autour de 35% (figure 172).

En 2007, la mesure du débit a été suivie à partir du mois d'août jusqu'en octobre. Cependant la source n'a pas été entièrement captée comme dans les premiers essais de 2005. Le débit moyen enregistré était 36 l/s soit environ 60 l/s d'eau saumâtre pour la totalité de la S2, c'est-à-dire du même ordre de grandeur qu'en novembre 2005.

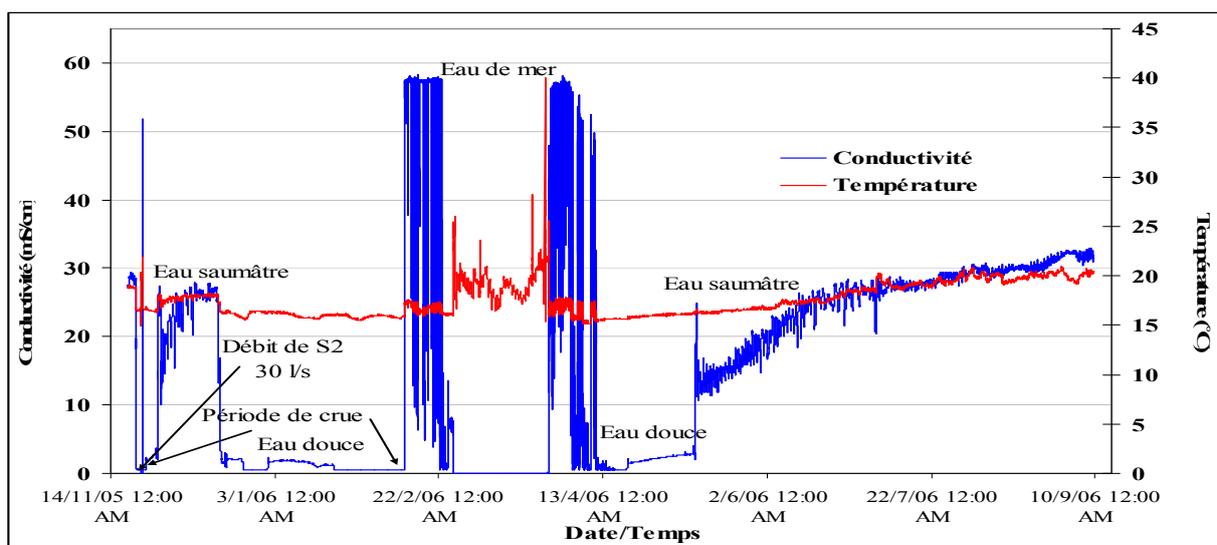


Figure 172. Variations de conductivité et de température de l'eau de S2 entre le 19/11/05 et le 09/09/06.

Les différentes séries chronologiques montrent que durant les basses eaux (juillet et août) le débit et la conductivité électrique sont, en partie, commandés par le niveau de mer. A la source S2, la présence d'eau saumâtre indique une intrusion d'eau de mer dans les conduits du système. Le mélange est environ 55 à 60% d'eau de mer, augmentant quand la saison de basses eaux se prolonge (figure 173).

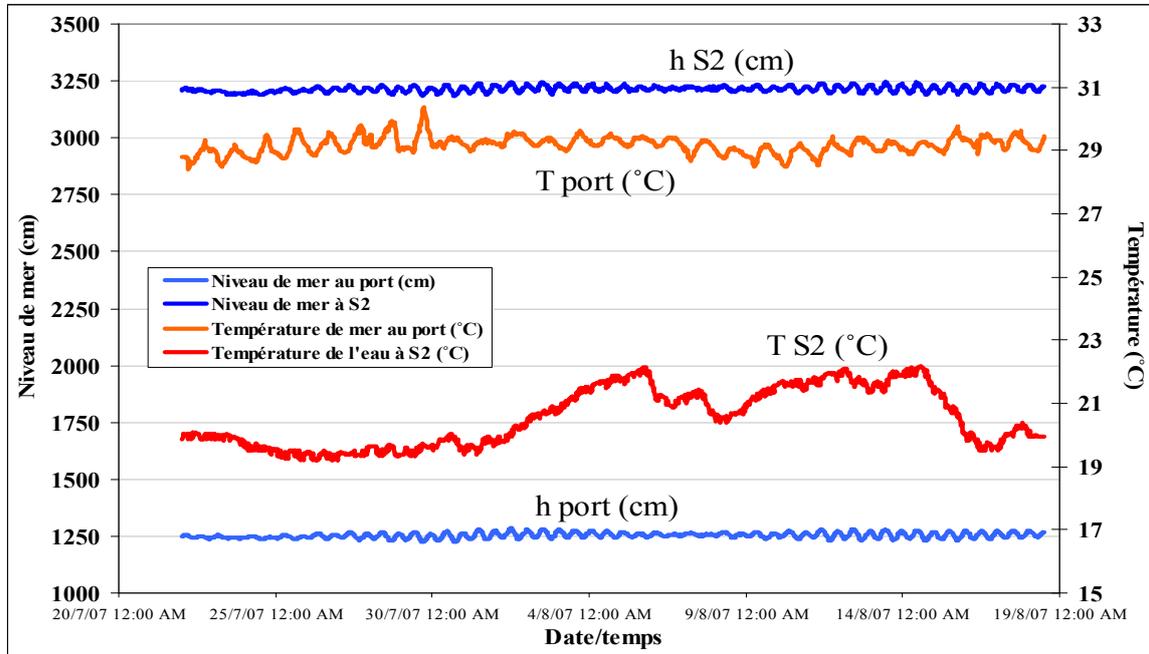


Figure 173. Températures et niveaux d'eau de mer dans le port de Chekka et à S2.

Pour les débits, la série chronologique montre une relation évidente entre le débit et le niveau de la mer. Les variations du niveau de la mer, liées à la marée, induisent des variations de débit (figure 174).

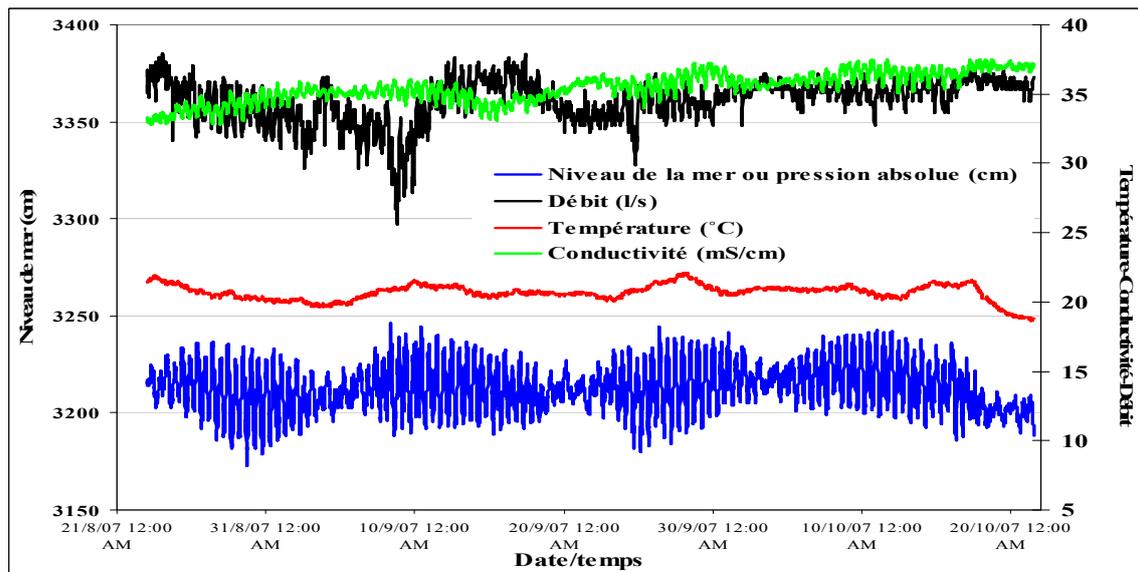


Figure 174. Variations du débit, de la température, de la conductivité et du niveau de la mer à S2.

Donc les variations du niveau marin dues à la marée induisent des variations journalières de conductivité (de 33 à 37 mS/cm), correspondant à des taux de mélange d'environ 80 à 50% d'eau douce tandis que la température suit les variations de conductivité (figure 175).

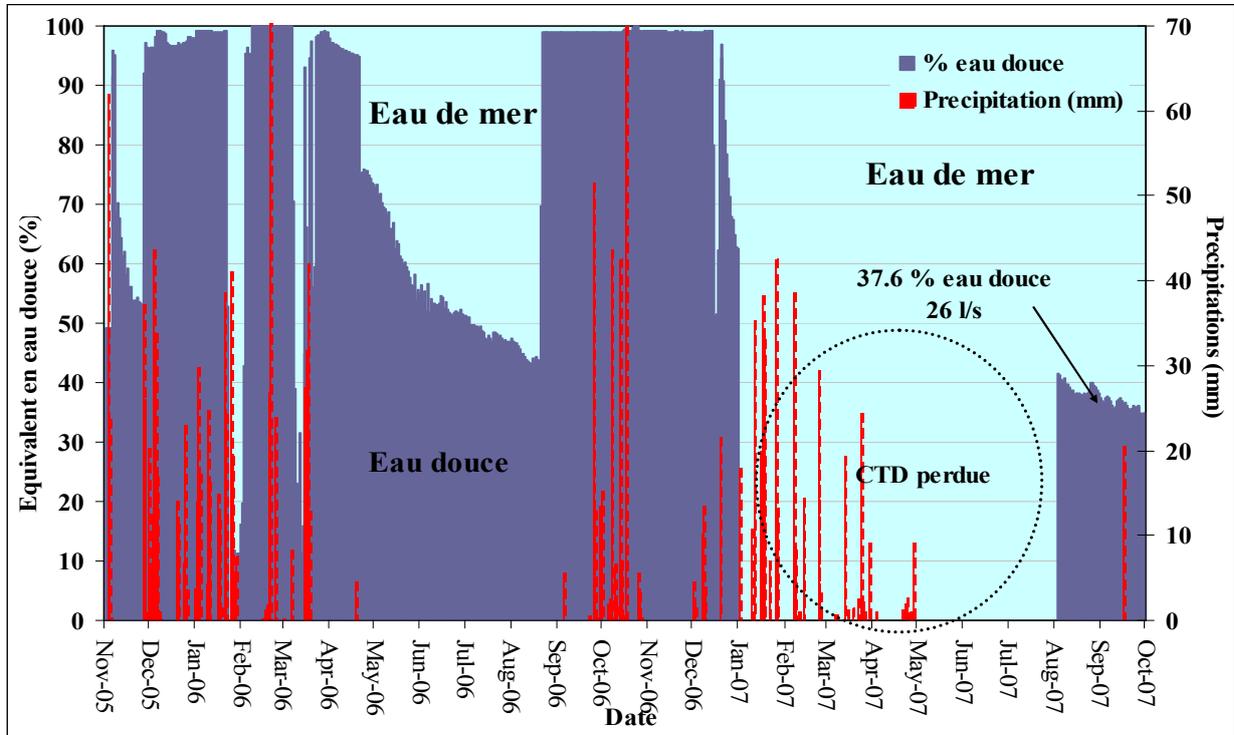


Figure 175. Proportion d'eau douce durant l'enregistrement du CTD.

5.4.2. Variations des paramètres chimiques

5.4.2.1. Représentation graphique des échantillons de S2

Le diagramme de Schoeller (figure 176) représente les neuf prélèvements de la source sous-marine S2 et un échantillon de la Mer Méditerranée (tout près de la côte de Chekka). Le nombre des échantillons est réduit ; mais les prélèvements ont été faits malgré les difficultés des conditions marines rencontrées, dans des périodes hydrologiques différentes. La représentation permet de définir le faciès chimique des eaux étudiées et leurs variations entre trois périodes : hautes eaux (février, mars et avril), crues (novembre et janvier) et basses eaux (septembre).

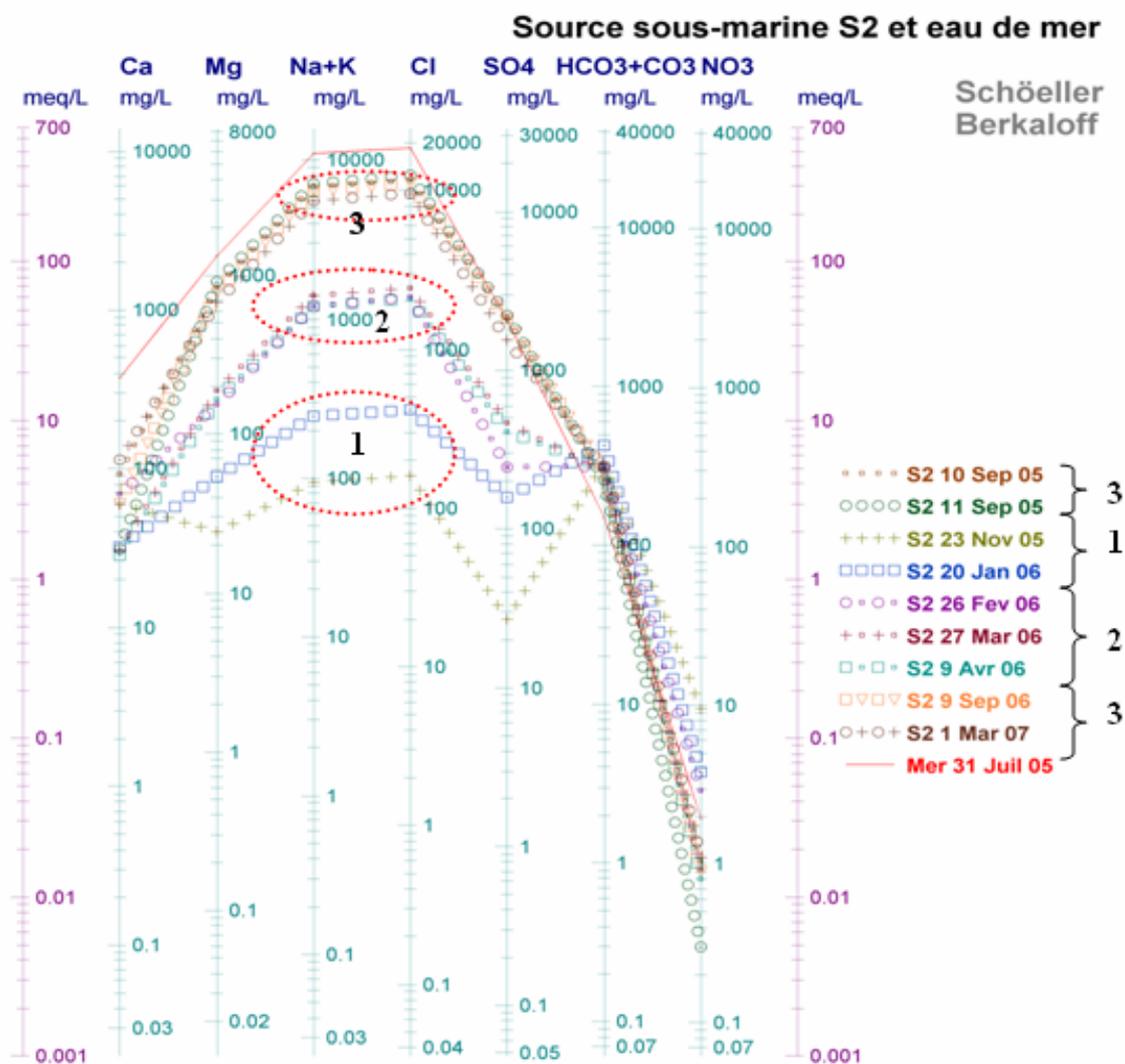


Figure 176. Diagramme de Schoeller pour les prélèvements de S2.

Le diagramme de Schoeller indique clairement un faciès chloruré sodique, représenté par la "bosse" du diagramme. Le faciès des eaux de la source sous-marine S2 de Chekka subit de grandes variations physico-chimiques. Parfois elles sont fortement minéralisées, magnésiennes et sulfatées ; parfois elles ne le sont pas. Dans tous les cas les concentrations en Ca et HCO₃ sont peu variables, par comparaison avec les autres ions dissous. En effet, trois groupes peuvent être distingués :

- Groupe 1 : est faiblement minéralisé, également bicarbonaté calcique et sulfaté magnésien, avec des concentrations moyennes, mais acceptables, en nitrates ;
- Groupe 2 : est moyennement minéralisé, à fortes concentrations en Na et Cl, et à concentrations moyennes en sulfates et magnésium ;
- Groupe 3 : est fortement minéralisé, proche de l'eau de mer.

5.4.2.2. Synthèse des analyses chimiques faites sur la S2

Dans le but d'avoir quelques informations générales sur la chimie de la source S2, les données chimiques en hautes, moyennes et basses eaux ont été comparées avec la composition chimique de l'eau de mer (tableau 35).

- Les valeurs de $p\text{CO}_2$ comprises entre 0.16 et $0.56 \cdot 10^{-2}$ atmosphère correspondent à des écoulements souterrains ou qui l'ont été.
- L'indice de saturation vis-à-vis de la calcite est variable selon le temps tout en dépendant des périodes de crue et d'été. Quant aux valeurs de la SIc, la sursaturation apparaît en même temps que le dégazage. Avec des valeurs de 0.9, la précipitation de la calcite commence (crues de novembre 2005).
- Le rapport Ca/Mg est toujours faible (0.1) ; ceci n'a pas de rapport avec la présence de dolomie dissoute dans l'aquifère, mais avec la composition de l'eau de mer qui est très riche en magnésium, et par suite du mélange avec les eaux douces de l'aquifère.
- Le rapport Cl/Na est proche de 1, (valeur habituellement observé dans l'eau de mer). Ceci signifie que ces éléments ont comme origine l'eau de mer qui pénètre dans l'aquifère, en proportions variables selon la saison.
- La conductivité varie très largement entre la période de recharge de l'aquifère (0.5 mS/cm) et se stabilise durant la période d'été (32 mS/cm). Cette minéralisation est liée au mélange entre l'eau douce et l'eau de mer.
- Tous les prélèvements présentent de faibles concentrations en nitrates ; les valeurs restent dans les limites naturelles. La plus grande variation a eu lieu après les premières pluies du mois de novembre 2005 lorsqu'elle atteint 9.5 mg/l. Les nitrates ont pour origine les rejets des agglomérations urbaines soit des zones côtières de Chekka ou provenant des eaux de l'amont comprenant les fertilisants dissous. En fait, les nitrates sont des traceurs et des bons indicateurs sur la réponse de l'aquifère aux infiltrations.
- Les sulfates présentent des valeurs normales faibles en période crue. Mais les concentrations élevées en sulfates (proche de celles de la mer) sont liées au mélange avec l'eau de mer.

Date	Code	pH	T °C	Dureté [°THf]	C mS/cm	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	SiO ₂	SIc	SI d	Ca/Mg	Na/K	Cl/Na	pCO ₂ 10 ⁻² atm	BI %
10-Sep-05	S2 10 Sep 05	7.9	18.8	371.0	34.5	256.2	93.2	845.4	6589.4	247.7	1.0	11573.0	2156.0	2.9	0.2	1.15	0.067	45.24	1.139	0.22	-1
11-Sep-05	S2 11 Sep 05	7.9	18.9	380.0	35.3	258.6	31.1	904.9	6907.4	268.4	0.3	12422.9	2208.9	2.7	-0.22	0.76	0.021	43.77	1.166	0.21	-2
23-Nov-05	S2 23 Nov 05	8.2	16.7	25.0	0.5	329.4	60.0	24.3	89.7	4.0	9.5	160.3	26.9	3.5	0.94	1.13	1.495	38.43	1.159	0.16	-8
20-Jan-06	S2 20 Jan 06	8.2	16.0	30.0	0.9	427.0	32.2	53.4	236.7	8.5	3.8	414.9	157.8	4.1	0.7	1.25	0.366	47.19	1.137	0.20	-14
26-Feb-06	S2 26 Fev 06	7.9	16.0	80.0	6.0	317.2	69.2	152.5	1169.5	41.0	2.9	2121.6	243.3	4.7	0.38	0.75	0.275	48.53	1.176	0.31	-2
27-Mar-06	S2 27 Mar 06	8.0	15.1	85.0	6.7	292.8	30.4	188.2	1345.6	51.0	0.9	2406.5	463.2	3.8	0.04	0.5	0.098	44.91	1.16	0.23	-3
09-Apr-06	S2 9 Avr 06	7.6	15.7	75.0	5.7	305.0	28.4	165.1	1154.6	43.8	0.8	2074.5	409.2	3.9	-0.3	-0.19	0.104	44.8	1.165	0.56	-4
09-Sep-06	S2 9 Sep 06	8.0	20.4	337.0	31.0	280.6	59.6	783.1	6172.7	224.5	0.9	10968.7	2104.7	2.8	0.19	1.26	0.046	46.8	1.152	0.21	-2
01-Mar-07	S2 1 Mar 07	7.7	18.8	305.0	27.7	305.0	113.5	672.6	5357.1	200.0	1.1	9606.4	1553.2	3.1	0.18	0.87	0.102	45.6	1.163	0.46	-2
Valeur maximale		8.2	20.4	380.0	35.3	427.0	113.5	904.9	6907.4	268.4	9.5	12422.9	2208.9	4.7	0.94	1.26	1.5	48.5	1.2	0.56	-1
Valeur minimale		7.6	15.1	25.0	0.5	256.2	28.4	24.3	89.7	4.0	0.3	160.3	26.9	2.7	-0.3	-0.19	0.0	38.4	1.1	0.16	-14
31-Jul-05	Mer 31 Juil 05	8.2	28.3	636.0	57.1	150.0	376.0	1318.8	10737.2	266.3	1.9	18606.0	2043.1	1.5	1.03	2.51	0.173	68.56	1.124	0.07	3

Tableau 35. Synthèse des données chimiques des prélèvements d'eau de la source S2 et de la mer (les concentrations ioniques sont en mg/l).

5.4.2.3. Evolution du chimisme

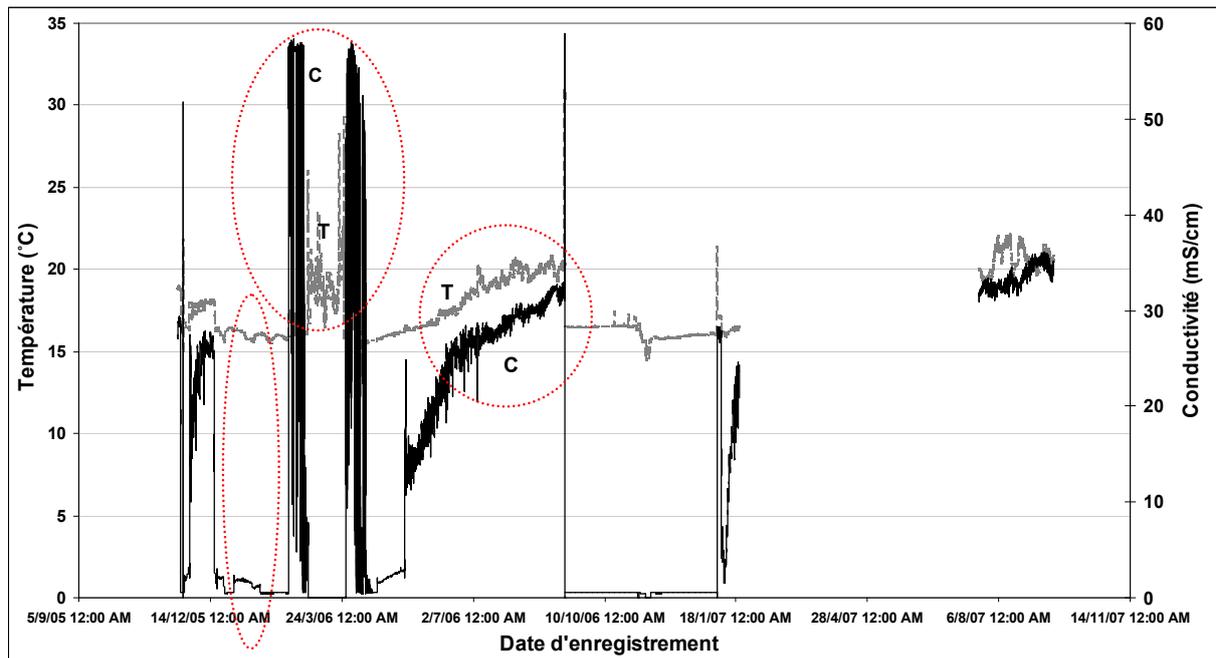


Figure 177. Variations de la température et de la conductivité à S2.

Les variations de la température et de la conductivité (figure 177) présentent de grandes amplitudes, avec les températures minimales en février et mars (période de recharge de l'aquifère). La forte corrélation entre la température et la conductivité peut être expliquée par un écoulement karstique rapide en conduits durant les hautes eaux et un écoulement lent associé au mélange avec l'eau de mer, qui est plus minéralisée, plus chaude que l'eau souterraine douce.

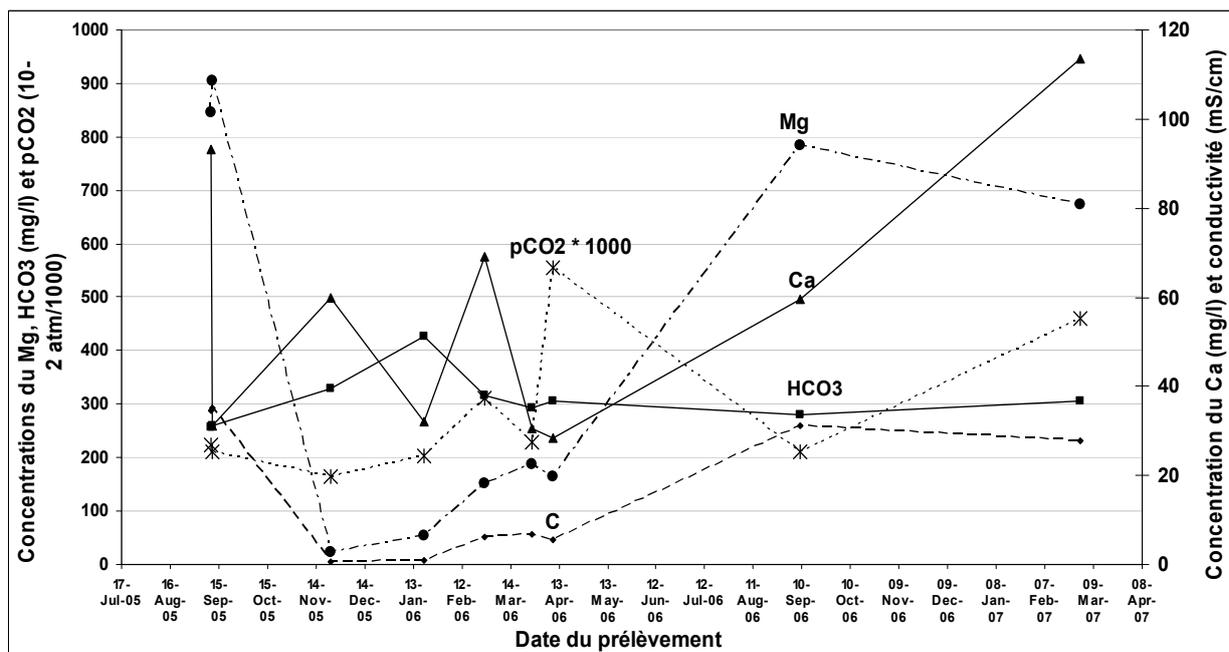


Figure 178. Variations du calcium, magnésium, bicarbonates, C et pCO_2 à S2.

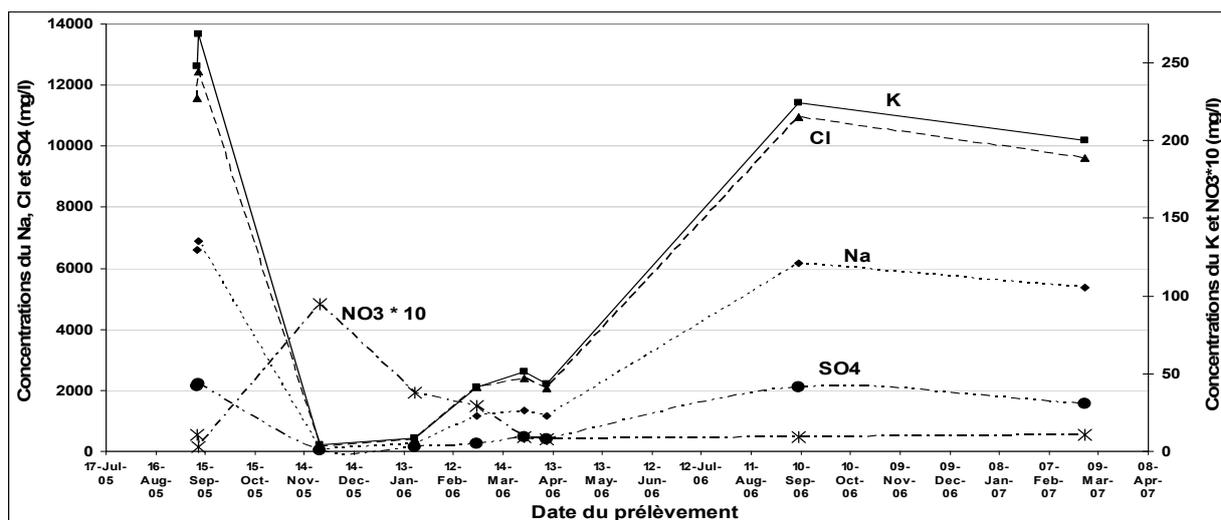


Figure 179. Variations du sodium, potassium, chlorures, sulfates et nitrates à S2.

La composition chimique des eaux de S2 subit des variations saisonnières de plus ou moins grande amplitude selon les ions. Alors que le bicarbonate varie très peu (256-427 mg/l), le calcium varie un peu plus largement (28-113 mg/l), car il est lié à la fois à l'eau douce continentale et à l'eau marine. Les plus larges variations sont celles de sodium, chlorure, potassium et magnésium fournis essentiellement par l'intrusion marine (figure 178). Le nitrate, d'origine uniquement continentale, varie également selon les apports terrestres liés au lessivage des pollutions, surtout lors des premières crues du cycle (novembre et décembre).

Enfin les sulfates doivent être considérés à part (figure 179). En effet, leur concentration peut dépasser nettement celle de l'eau de mer. Il s'agit clairement d'une pollution locale qui doit avoir son origine dans le stockage de phospho-gypses, résidus de l'industrie des phosphates, dans le lit même du Nahr El Asfour à Chekka. Ces résidus sont lessivés abondamment comme le prouve la forte minéralisation de la rivière à son embouchure. Ce fait que la source S2 soit enrichie en sulfate tend à prouver qu'il existe des pertes alimentant l'aquifère littoral et les sources à travers le quaternaire.

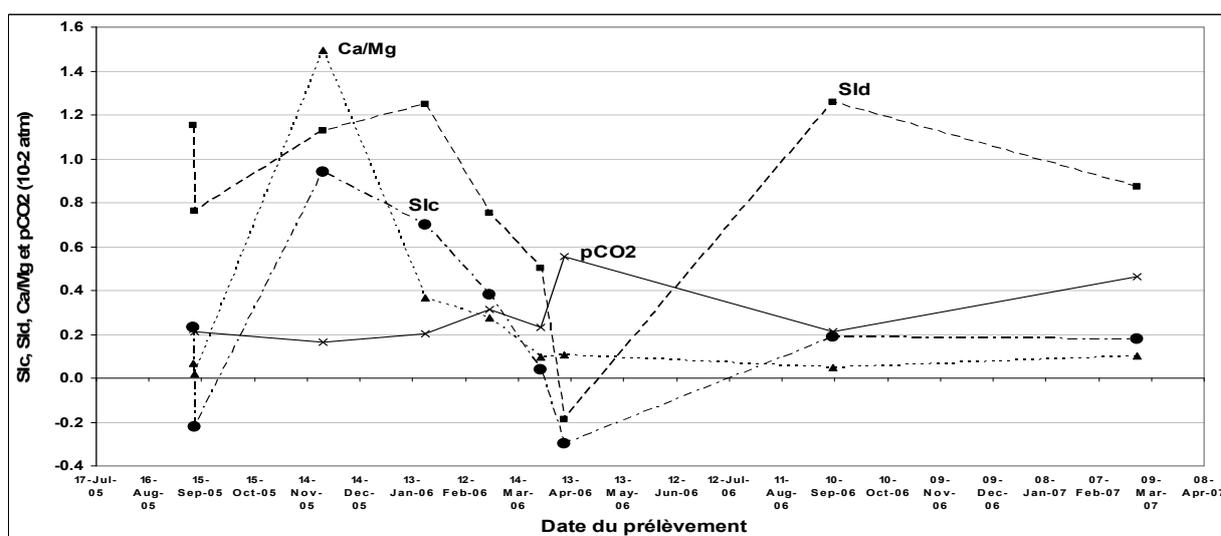


Figure 180. Variations des indices de saturation de la calcite et la dolomite avec la pression partielle en CO₂ à S2.

La figure 180 montre que la variation des indices de saturation de la calcite et de la dolomite est inversement proportionnelle à celle de la pression partielle en CO_2 . La pCO_2 varie entre 0.16 et $0.56 \cdot 10^{-2}$ atm et les valeurs les plus élevées sont observées en début de période de crue. Les indices de saturation de la calcite varient entre $-0,3$ et 0.9 . Les valeurs faibles et négatives sont observées en début de période de crue en relation avec les écoulements plus ou moins rapides (contribution des eaux souterraines) alors que pendant le reste du cycle, les valeurs sont positives et témoignent d'un dégazage du CO_2 dû au mélange avec l'eau de mer. L'indice de saturation de la dolomite présente des basses valeurs ($-0,19$); ceci est dû à l'absence de la dolomie dans l'aquifère et à la précipitation du CaCO_3 .

5.4.2.4. Analyses en composantes principales

Les neuf campagnes permettent d'étudier la variation du chimisme de la source S2 entre la période d'été (basses eaux), de crues de début de cycle et la recharge (hautes eaux). Les données correspondant à ces échantillons figurent dans le tableau 35. Sur ces prélèvements ont été pris en compte les paramètres suivants : Conductivité (C), dureté, HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- et les paramètres calculés: SIc , SId , pCO_2 , Ca/Mg , Cl/Na et la balance ionique (BI). Pour traiter ces données, de nombreuses ACP ont été nécessaires. Seules les plus caractéristiques ont été retenues pour aider à l'interprétation des données.

Dans l'analyse retenue, l'échantillon de la mer a été supprimé afin de ne pas donner un poids trop fort au pôle marin présent déjà dans les échantillons de basses eaux.

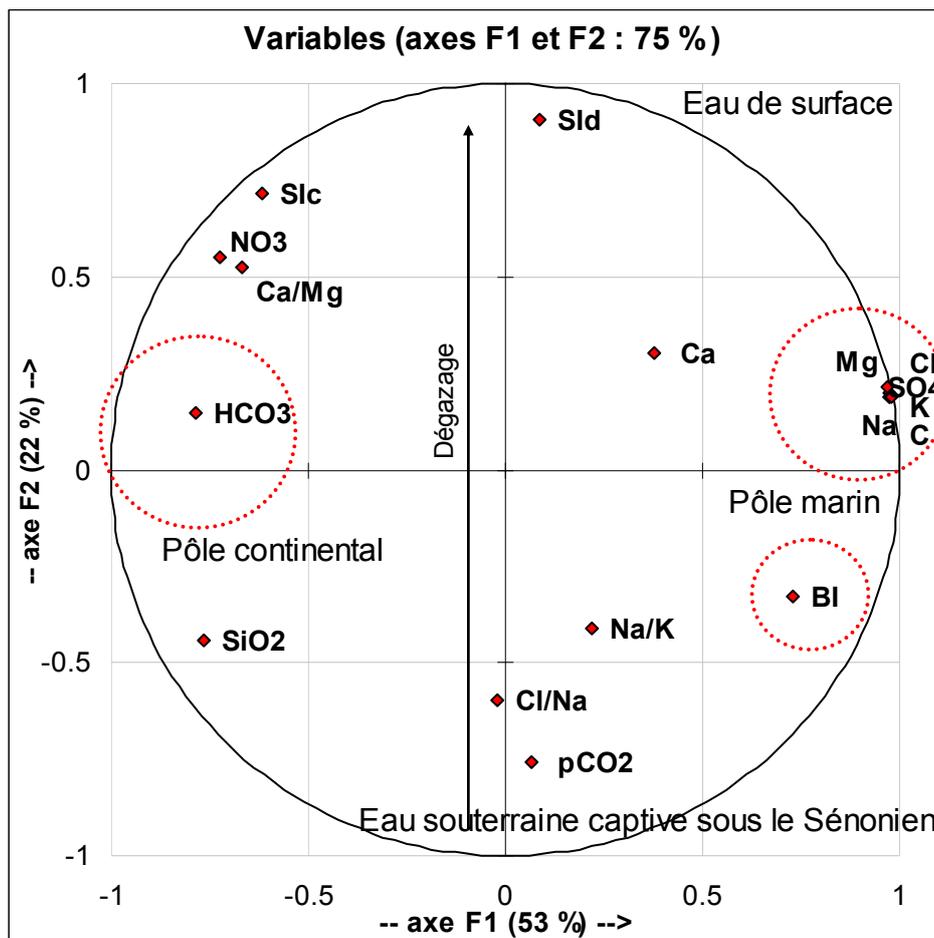


Figure 181. Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des variables (S2).

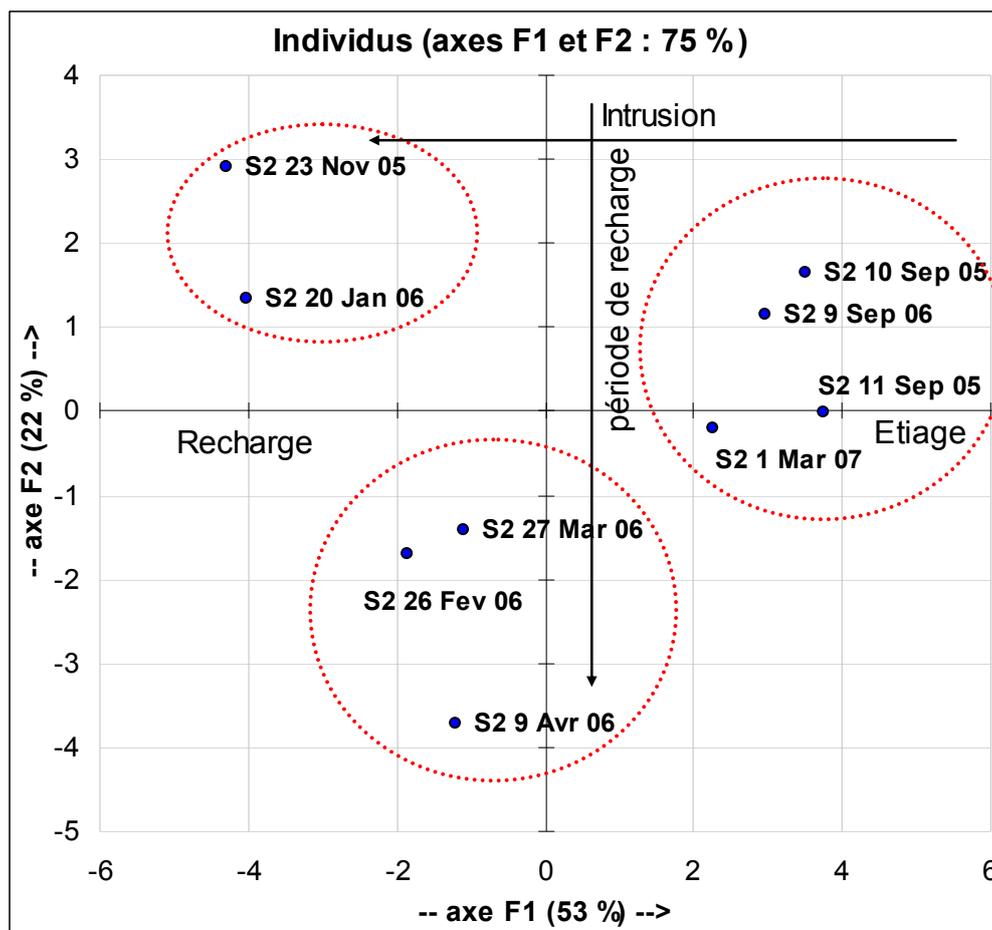


Figure 182. Représentation du plan principal F1-F2 dans l'espace des individus (S2).

L'axe F1 (figure 181) explique 53 % de la variance totale et est défini par plusieurs variables : Na, Cl, SO₄, Mg, C, K et BI en opposition avec HCO₃, SiO₂ et NO₃. Cet axe est défini par le mélange de deux pôles : eau douce du karst (pôle continental) et eau salée (pôle marin). La balance ionique est plutôt associée à un pôle marin du fait des incertitudes sur les analyses et les sulfates sont associés au pôle marin.

L'axe F2 (figure 181), expliquant 22 % de la variance totale, est défini par pCO₂, Cl/Na opposé à Sid et Sic. Selon F1, le SiO₂ et le NO₃ définissent le pôle continental ; mais ils sont opposés. Selon F2, les nitrates proviennent des pollutions lessivées provenant d'un écoulement de surface. Le SiO₂ est rapproché de la pCO₂, provient de silicates et de silice présents dans la formation marneuse (Sénonien) recouvrant partiellement l'aquifère calcaire. L'axe F2 caractérise donc les conditions d'écoulement dans l'aquifère en opposant des eaux riches en CO₂ et peu sursaturées, enrichies en silice, à des eaux pauvres en CO₂ et très sursaturées, enrichies en nitrate.

Le plan des individus (figure 182) permet de distinguer trois groupes :

- Celui du pôle marin, plutôt dégazé en CO₂ du fait du mélange entre l'eau souterraine riche en CO₂ et l'eau de mer en équilibre avec l'atmosphère. Ces eaux apparaissent pendant l'étiage lorsque la charge dans l'aquifère est insuffisante pour s'opposer à l'intrusion marine.
- Celui du pôle continental "eau de surface" pauvre en CO₂ et riches en nitrates. Ces eaux apparaissent lors des premières crues du cycle (automne, hiver), alors que la

rivière (Nahr El Asfour) fonctionne et que l'aquifère n'est pas encore complètement en charge.

- Celui du pôle continental "eau souterraine", riche en CO₂ et en Silice. Ces eaux apparaissent pendant les hautes eaux, quand l'aquifère est bien chargé et que ses parties captives sous les marnes sénoniennes contribuent significativement à l'alimentation des sources sous-marines.

5.5. Etude des chroniques enregistrées à la source S2 et dans un forage du captage de Jradeh

Les niveaux de l'eau souterraine dans un forage du captage de Jradeh et le débit de la source sous-marine S2 fournissent une bonne image des variations de charge et de débit de l'aquifère. Ils ont été analysés et corrélés respectivement à la pression atmosphérique et à la marée océanique. La conductivité et la température de l'eau ont été également enregistrées, de même que la pression barométrique et le niveau marin. Les suivis ont été réalisés à l'aide d'enregistreurs automatiques CTD du 23/8/2007 au 21/10/2007 et au pas de temps d'une heure.

Le traitement de ces variations naturelles ainsi que leur composition, repose sur les analyses introduites par Jenkins et Watts (1968) et Box et Jenkins (1976). Le but consiste à identifier les différentes composantes des chroniques pour les comparer. Les outils employés sont, en conséquence, le corrélogramme simple et le spectre de densité de variance, le corrélogramme croisé ainsi que les fonctions d'amplitude, de phase, de cohérence et de gain. Il est vrai que l'aquifère karstique de Chekka n'est pas captif et que la durée d'enregistrement n'a pas dépassé trois mois ; mais l'analyse des chroniques permet d'essayer d'interpréter les données et de trouver si des relations existent entre les différents paramètres (annexe 9).

5.5.1. Analyse des données du forage de Jradeh

5.5.1.1. Analyses simples de la chronique du forage

Le corrélogramme simple du niveau à Jradeh (figure 183) montre une décroissance régulière. L'effet mémoire est réduit à 48 h et la tendance à long terme très peu marquée. Cette situation est bien conforme à la période d'étude, l'étiage, pendant laquelle les seules variations notables doivent être liées à l'exploitation (pompages) ou à des effets locaux de courte durée.

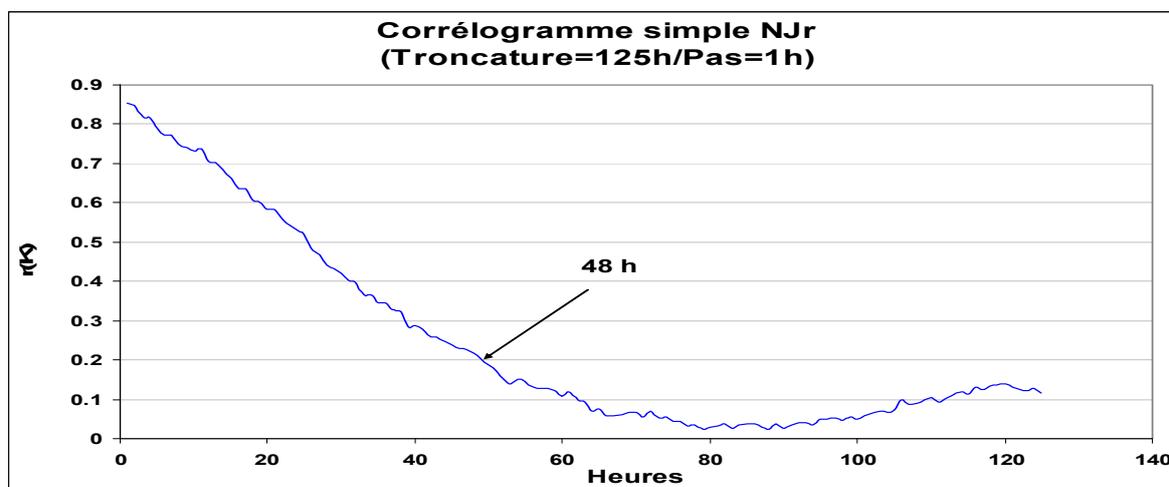


Figure 183. Corrélogramme simple du niveau de Jradeh.

Le spectre simple du niveau de l'eau souterraine (figure 184) montre que les variations du niveau piézométrique à Jradéh sont faiblement soumises à la marée, avec des pics à 12 et 24 h. Le spectre, à l'origine, présente une ordonnée qui n'est pas négligeable, ce qui indique une tendance à long terme correspondant très certainement au tarissement de l'aquifère.

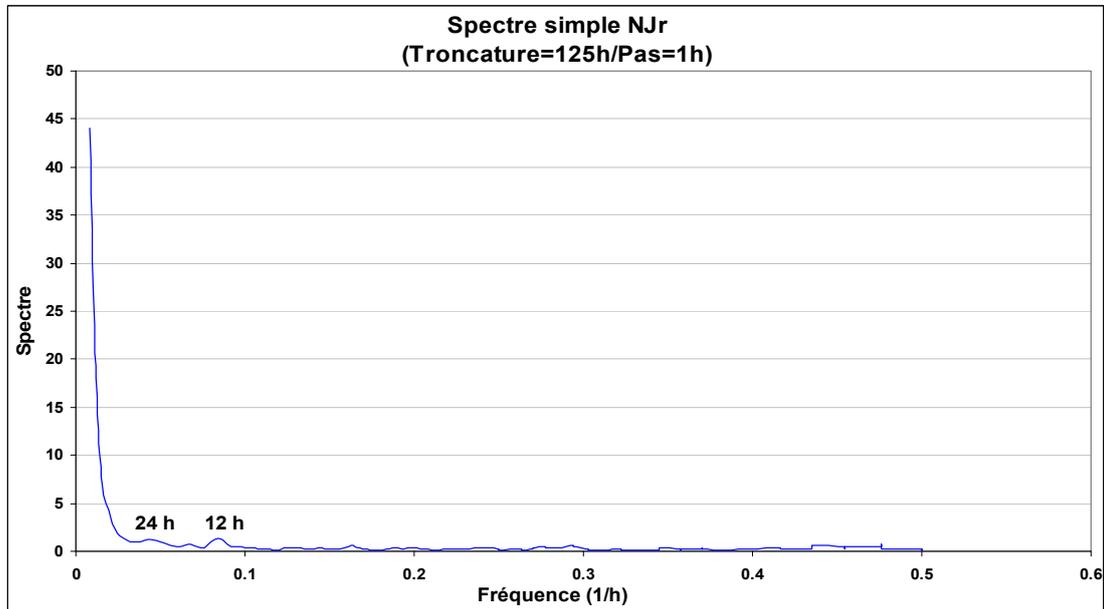


Figure 184. Spectre simple du niveau piézométrique à Jradéh.

Les corrélogrammes de la température et de la conductivité à Jradéh présentent un décroissance lente (figures 185 et 186). Cette tendance générale est classique de la température, soumise aux variations saisonnières. Le pic à 74 h pour la conductivité n'a pas d'équivalent connu.

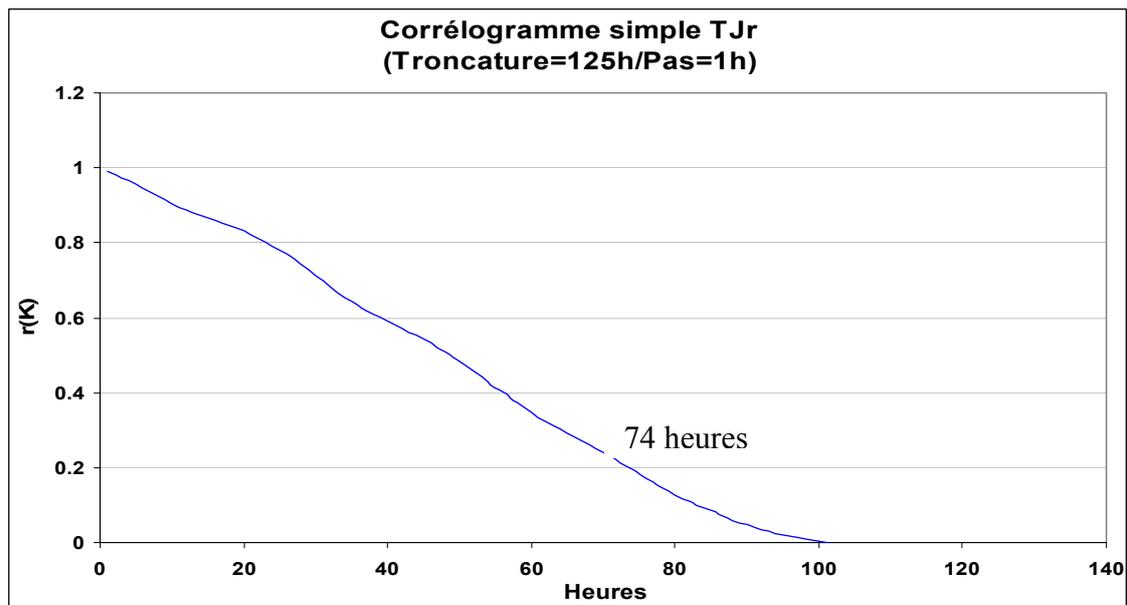


Figure 185. Corrélogramme simple de la température à Jradéh.

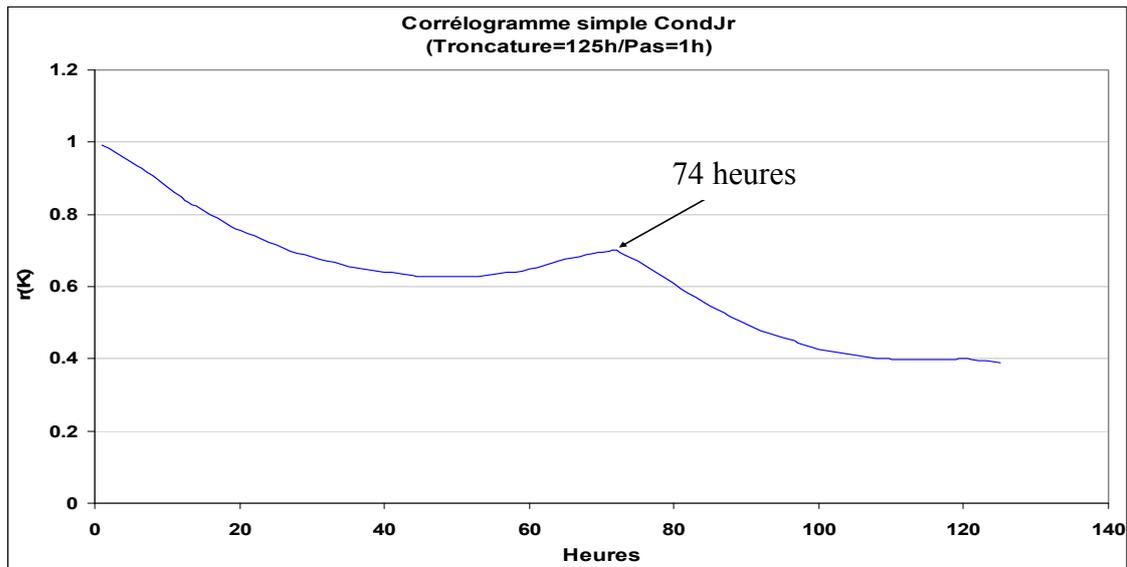


Figure 186. Corrélogramme simple de la conductivité à Jradeh.

Le spectre simple de la conductivité à Jradeh (figure 187) présente, à côté d'une tendance à long terme, des (pseudo-)périodicités à 12, 18, 24 et 50 heures. Certaines peuvent être attribuées a priori au rythme de pompage de l'exploitation du captage, d'autres à la périodicité de la marée.

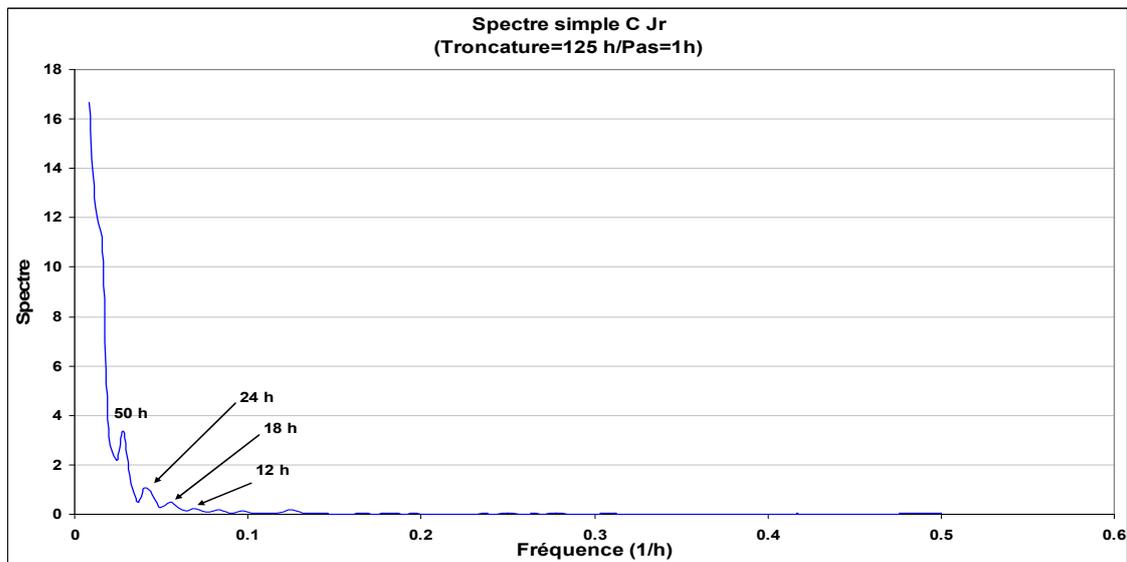


Figure 187. Spectre simple de la conductivité à Jradeh.

5.5.1.2. Analyses des chroniques du niveau marin et de la pression barométrique.

La chronique de la pression barométrique, nécessaire pour corriger les chroniques de pression absolue fournies par les capteurs CTD Diver, a été analysée. Celle du niveau marin est essentielle, car c'est lui qui règle le flux de sortie de l'aquifère et le mélange eau douce – eau salée en imposant une condition aux limites de décharge variable.

Les corrélogrammes simples de la pression atmosphérique (figure 188) et de la mer (figure 189) présentent une succession de pics correspondant espacés de 12 h, qui laissent présager des périodicités à 12 et 24 h. Ceux-ci sont nettement moins marqués pour la pression atmosphérique.

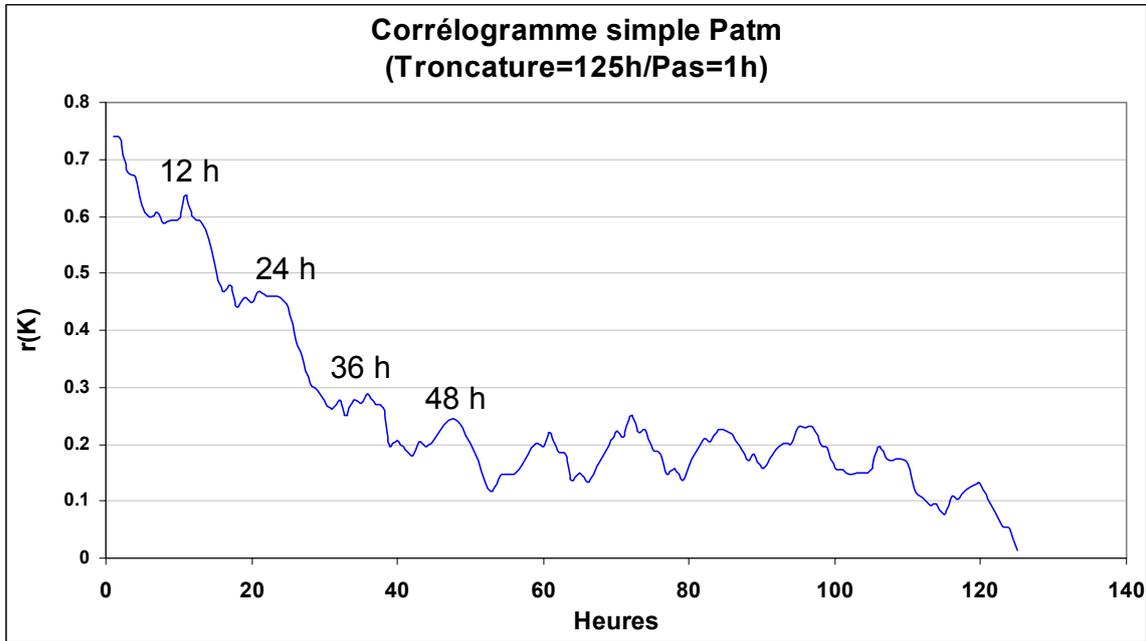


Figure 188. Corrélogramme simple de la pression atmosphérique.

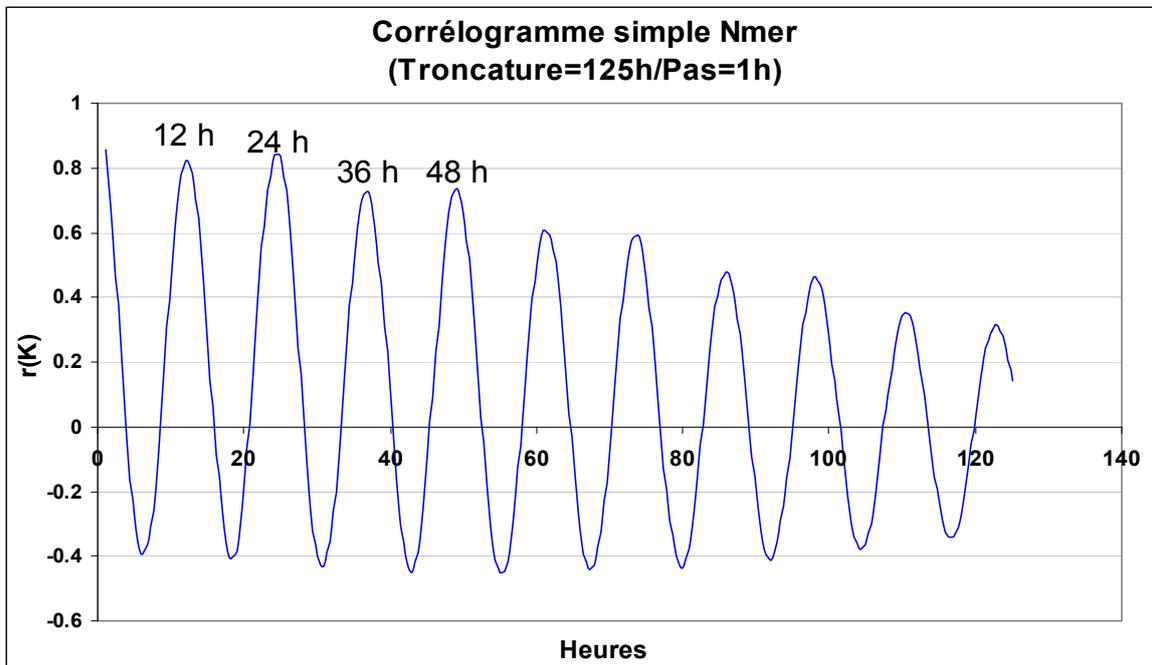


Figure 189. Corrélogramme simple du niveau de la mer.

Le spectre simple du niveau de mer (figure 190) confirme l'existence de deux périodicités, caractéristiques de la marée maritime, à 24 heures et à 12 heures, cette dernière est plus importante.

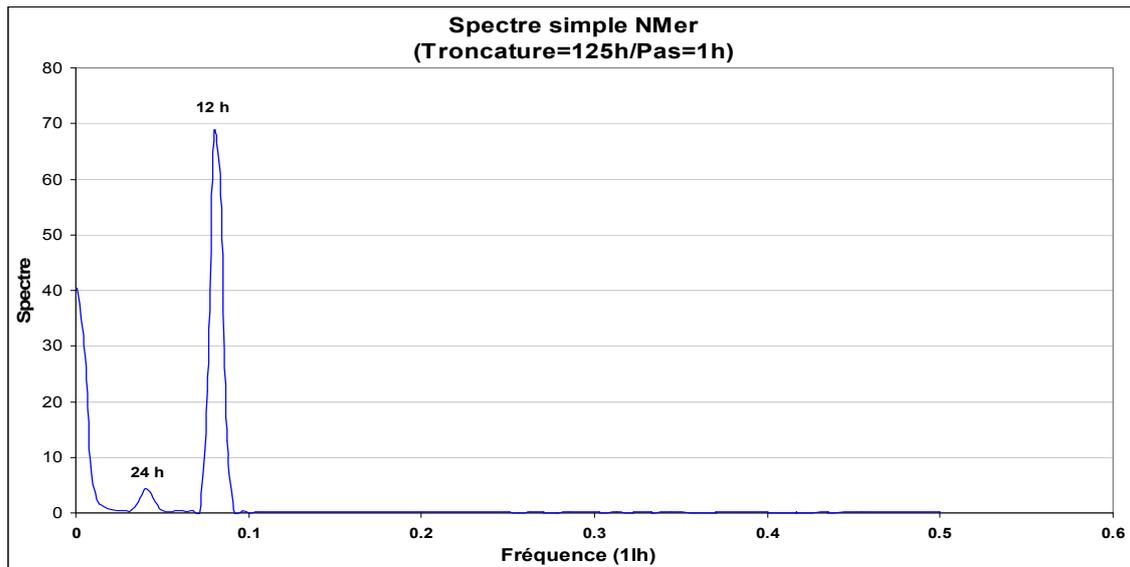


Figure 190. Spectre simple du niveau de mer.

Le spectre simple de la chronique de pression atmosphérique montre un effet remarquable de la marée barométrique (figure 191). Cet effet reste faible devant la tendance à long terme. Il a donc été envisagé que cette marée puisse induire en partie les variations du niveau piézométrique à Jradeh, étant donné que l'aquifère est localement captif.

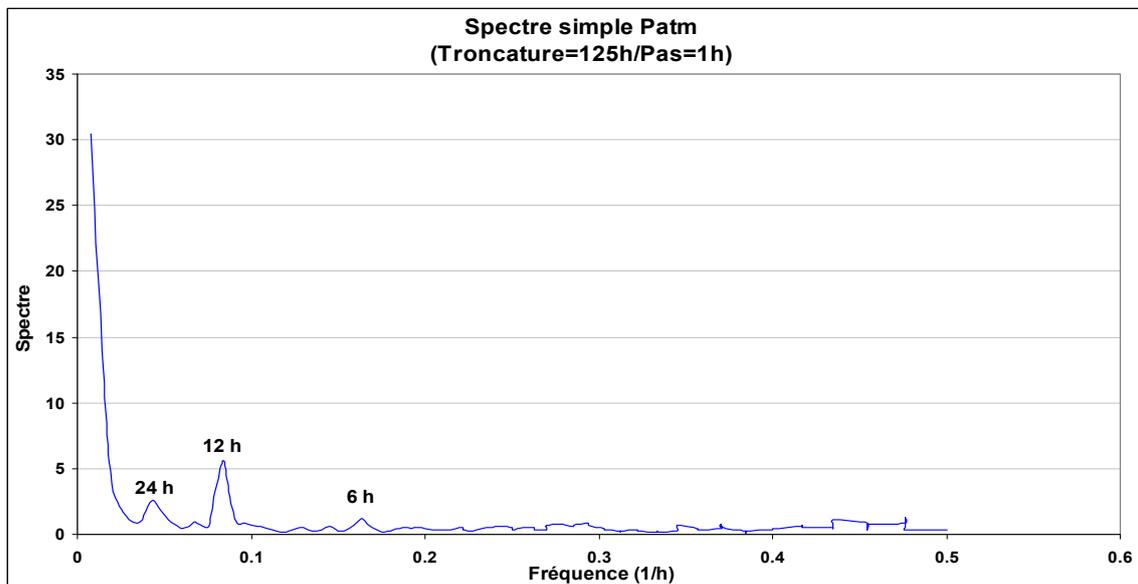


Figure 191. Spectre simple de la pression atmosphérique.

5.5.1.3. Analyses croisées

L'objectif des analyses croisées est de chercher à mettre en évidence une relation de causalité éventuelle entre l'une des fonctions périodiques (marée océanique, marée barométrique) et le niveau piézométrique à Jradeh.

Les deux corrélogrammes croisés (figures 192 et 193) montrent que la marée a un effet sur le niveau d'eau à Jradeh. Cependant c'est la marée barométrique qui commande

directement les variations de niveau de l'eau à Jradeh, aussi bien dans les variations à court terme que celles à plus long terme. La marée océanique intervient faiblement et, surtout, par un effet indirect.

La marée barométrique est causée par l'effet gravitationnel du soleil, donc comme la marée océanique. Mais cet effet très faible, entre 1 et 6 hPa, ne peut se manifester qu'en saison de calme barométrique, c'est-à-dire en été pour le Liban. Par conséquent, pour la période d'étude, les variations de la pression barométrique sont, comme celles du niveau marin, commandées par l'effet de marée. Cet effet n'est perceptible à Jradeh que parce l'aquifère des calcaires céno-mano-turonien est localement captif sous les marnes du Crétacé supérieur et que l'aquifère est en période de long tarissement, sans perturbation de recharge.

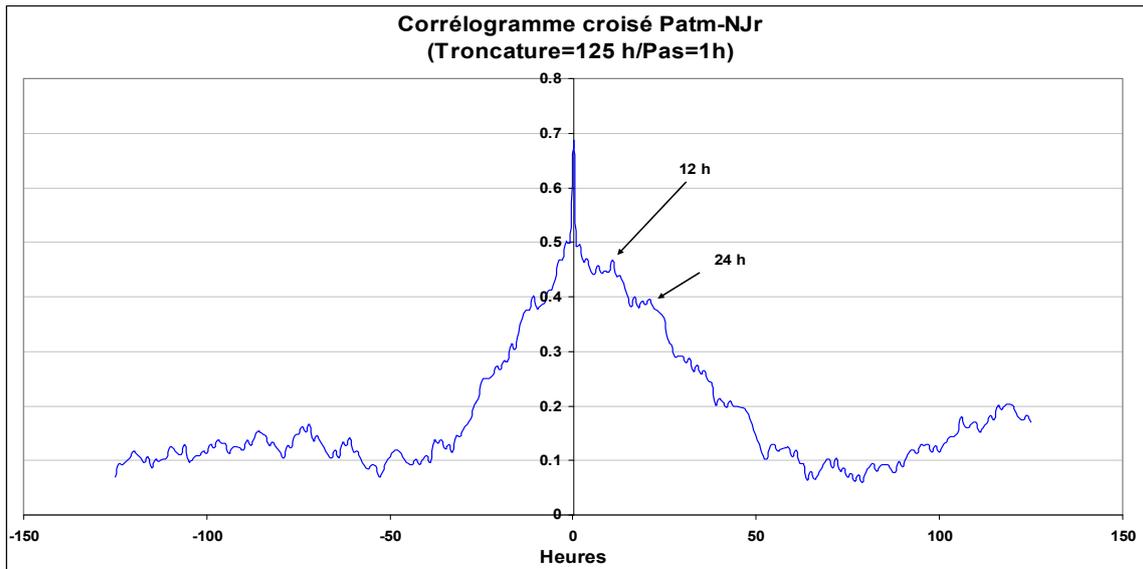


Figure 192. Corrélogramme croisé entre la pression atmosphérique en entrée et le niveau de Jradeh en sortie.

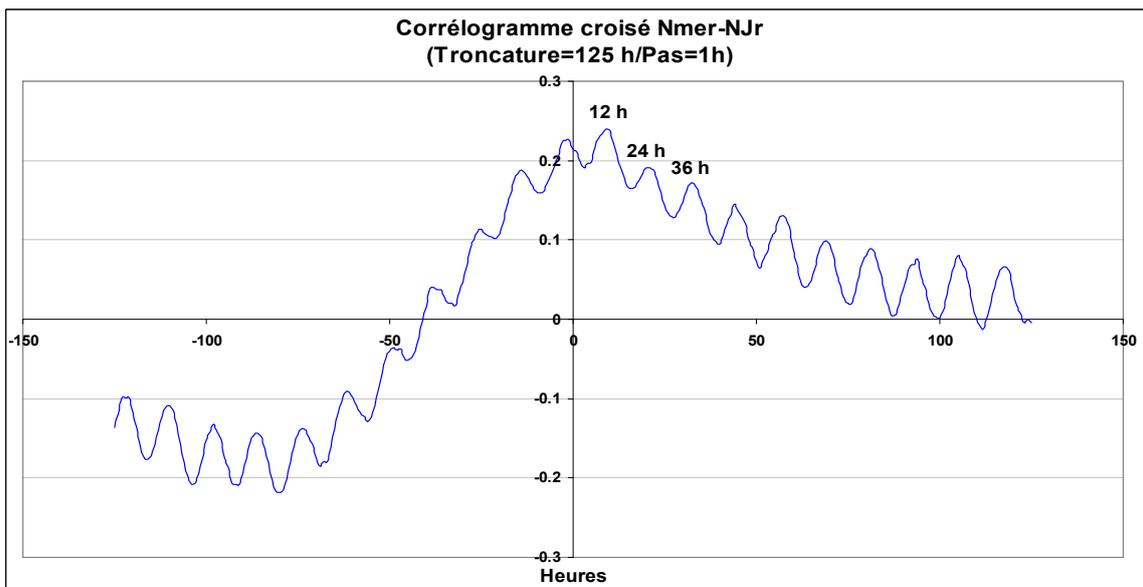


Figure 193. Corrélogramme croisé entre le niveau de mer en entrée et le niveau de Jradeh en sortie.

Les fonctions d'amplitude (figure 194 et 195) confirment l'effet de la marée à Jradeh ; elles montrent que la covariance est relativement élevée pour les basses fréquences. À court terme, à moins de 12 heures, la covariance devient négligeable confirmant la fréquence de coupure déjà calculée. La covariance élevée indique qu'à ces périodes correspond une bonne relation de cause à effet. La fonction d'amplitude montre que la réponse impulsionnelle n'est valide que pour les basses fréquences. Ceci confirme le comportement inertiel du système.

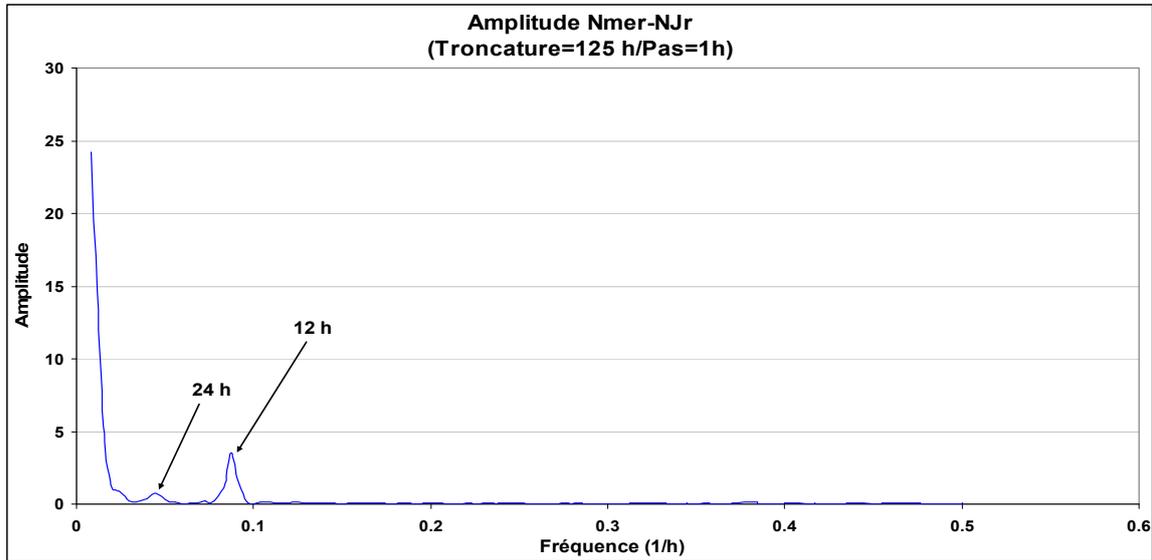


Figure 194. Fonction d'amplitude pour l'analyse croisée entre le niveau de la mer et le niveau de l'eau à Jradeh.

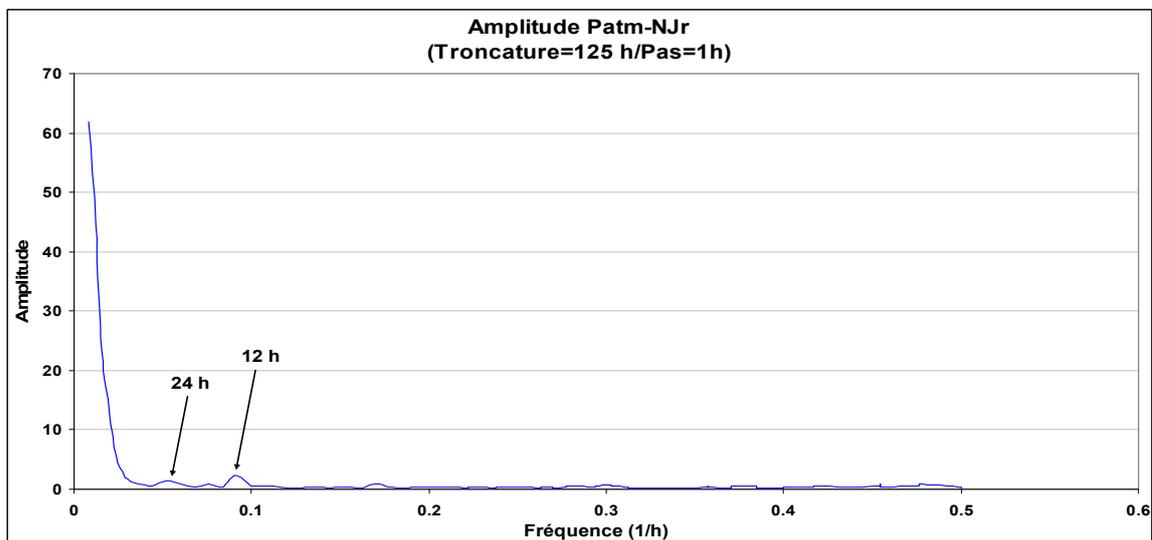


Figure 195. Fonction d'amplitude pour l'analyse croisée entre la pression atmosphérique et le niveau de l'eau à Jradeh .

La fonction de gain pour les deux analyses croisées indique une atténuation très nette des hautes fréquences au profit d'une amplification à moyen et long termes (figures 196 et 197). Cette amplification est due au pouvoir filtrant du système. Globalement le gain est

inférieur à 1. Les valeurs supérieures à 1 paraissent être des artefacts. L'atténuation générale de l'effet de la marée barométrique (figure 197) résulte des caractéristiques de l'aquifère.

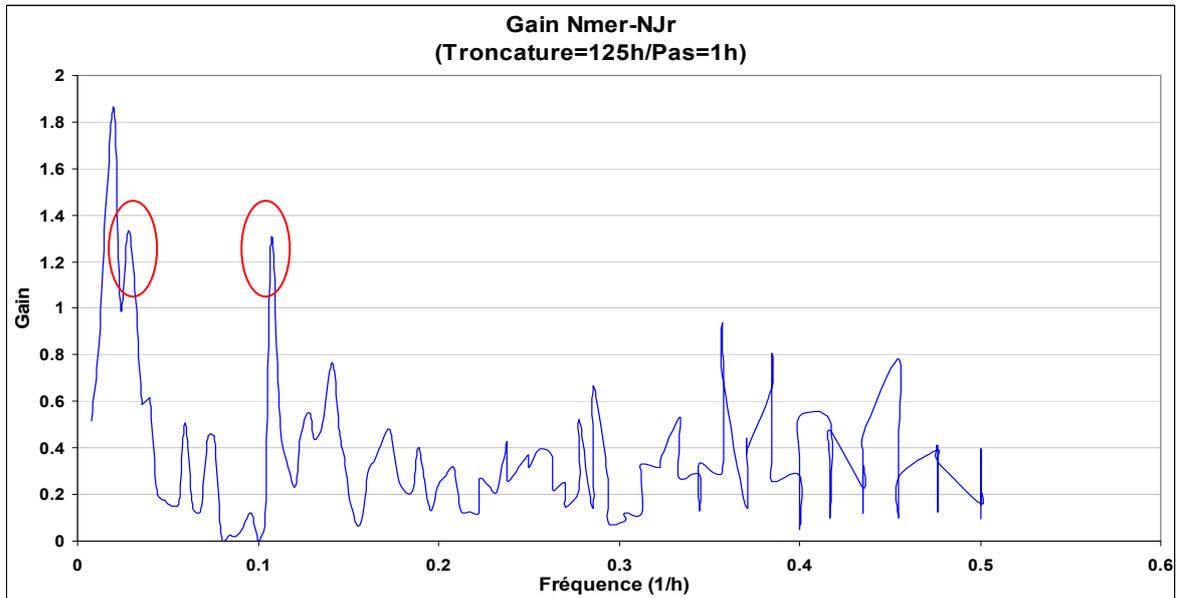


Figure 196. Fonction de gain du niveau de mer.

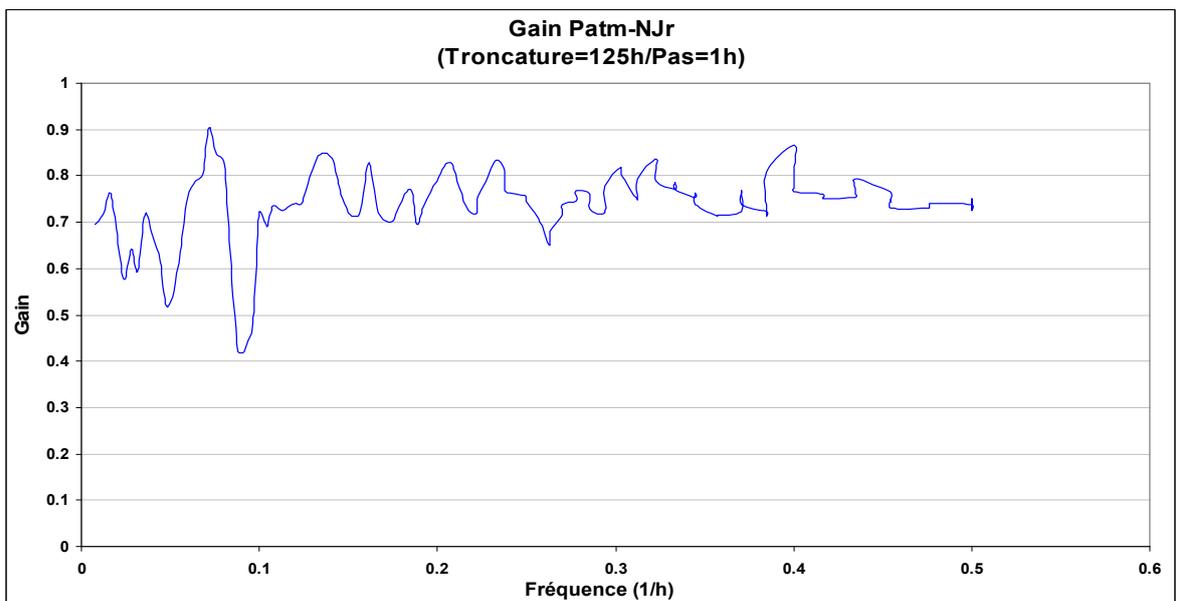


Figure 197. Fonction de gain de la pression atmosphérique.

5.5.2. Analyse des données de la source sous-marine S2

5.5.2.1. Analyses simples

Les corrélogrammes simples du débit, de la conductivité et de la température à S2 (figures 198, 199 et 200) montrent une tendance générale qui décroît lentement, avec un effet mémoire supérieur à 120 h (5 jours). Le débit de S2 et la salinité (le taux de mélange) sont en outre influencés par les effets de la marée.

Toutefois, alors que pour le débit, seule la période de 24 h est bien visible, la conductivité montre les deux périodes, de 12 et 24 h.

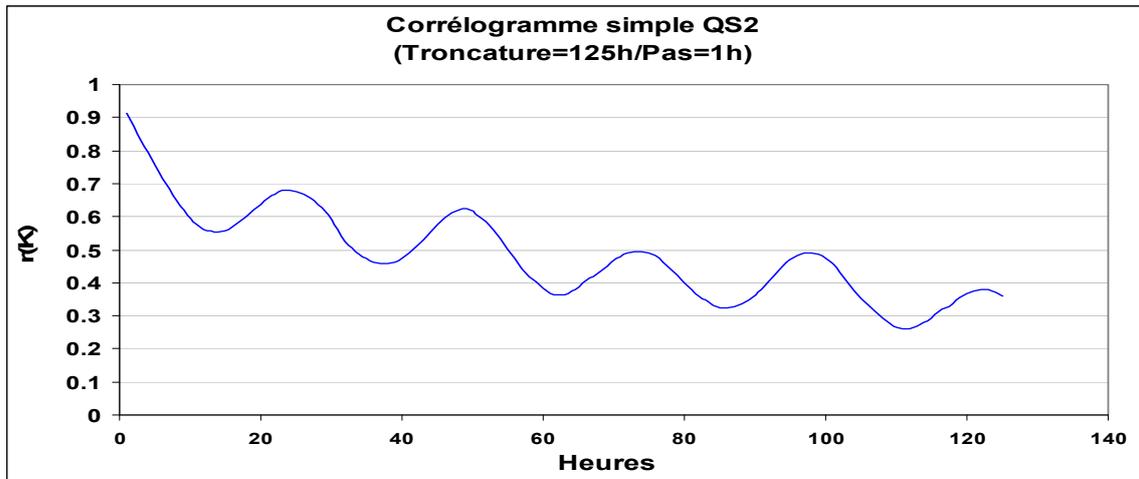


Figure 198. Corrélogramme simple du débit à S2.

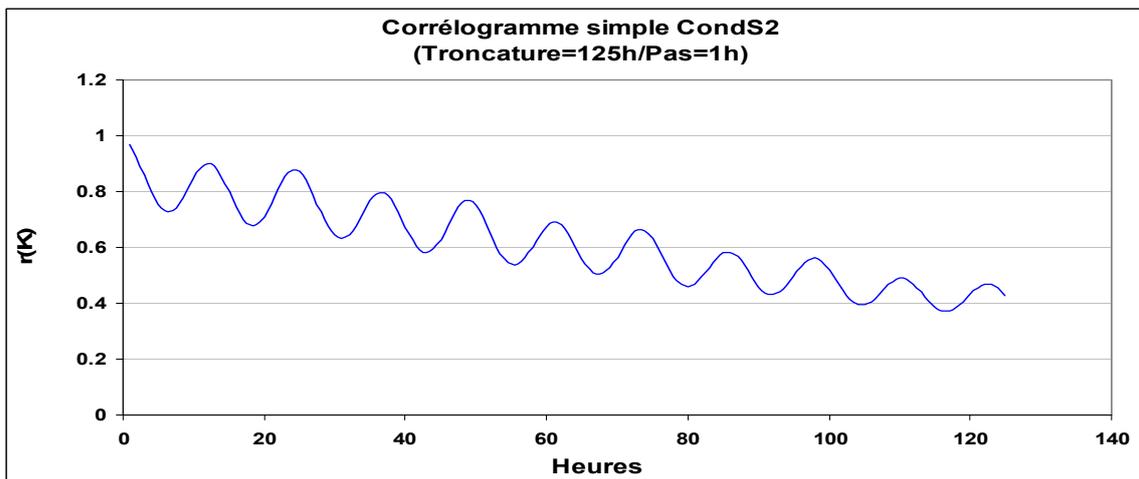


Figure 199. Corrélogramme simple de la conductivité à S2.

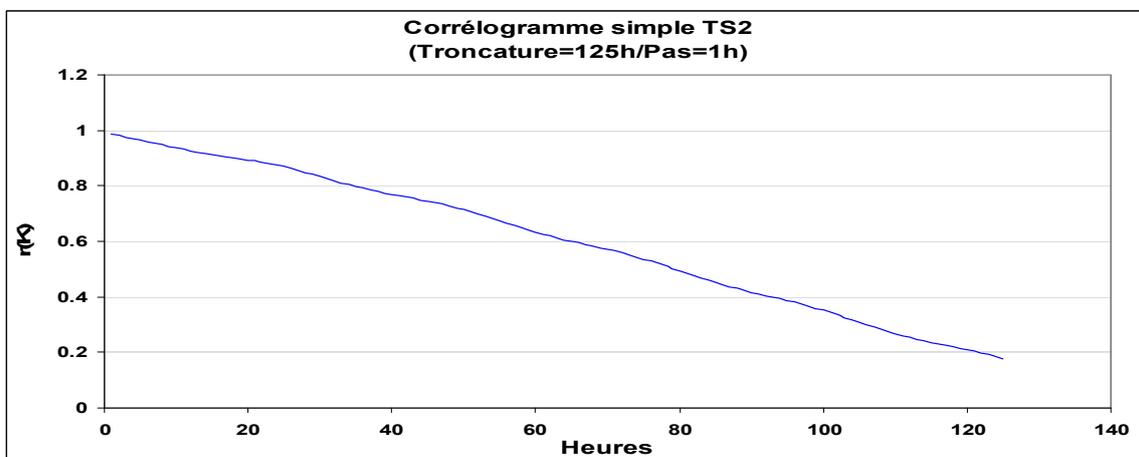


Figure 200. Corrélogramme simple de la température à S2.

Le spectre simple du débit de la source S2 (figure 201) montre la relation directe avec la marée maritime marquée par un pic à 12 h très net, supérieur à celui à 24 h. La tendance à long terme correspond au tarissement de l'aquifère.

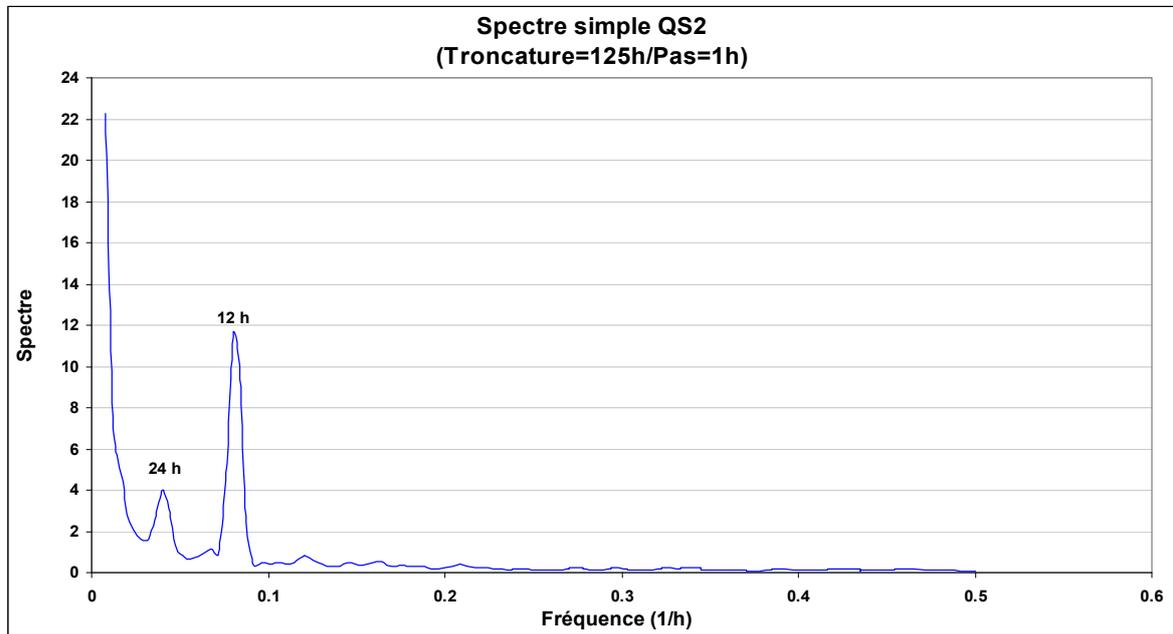


Figure 201. Spectre simple du débit de S2.

Le spectre simple de la conductivité à S2 montre les mêmes caractéristiques que le débit, mais avec le pic à 12 h nettement mieux marqué. La tendance à long terme de la conductivité est probablement liée à la diminution de la charge dans l'aquifère (figure 202), responsable de la diminution du débit et de l'augmentation consécutive de la conductivité. L'effet de la marée maritime est très marqué, comme pour le débit.

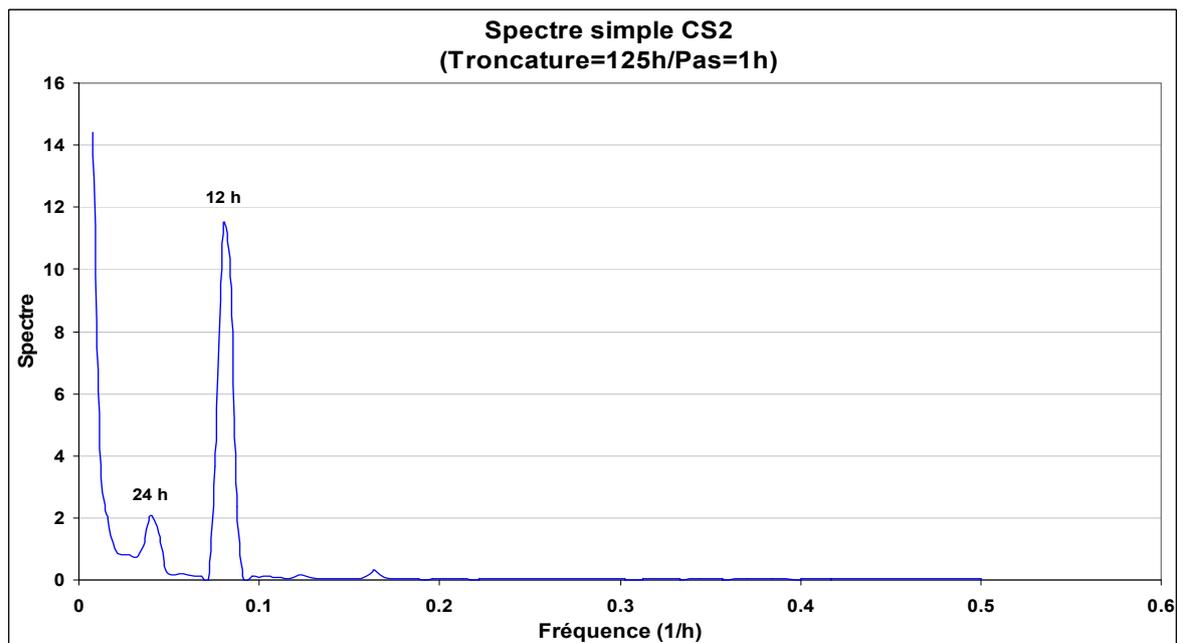


Figure 202. Spectre simple de la conductivité à S2.

En revanche, la marée maritime n'a quasiment pas d'effet sur la température de la source. La tendance à long terme correspond à l'évolution saisonnière de la température de la mer et de l'eau souterraine (figure 203).

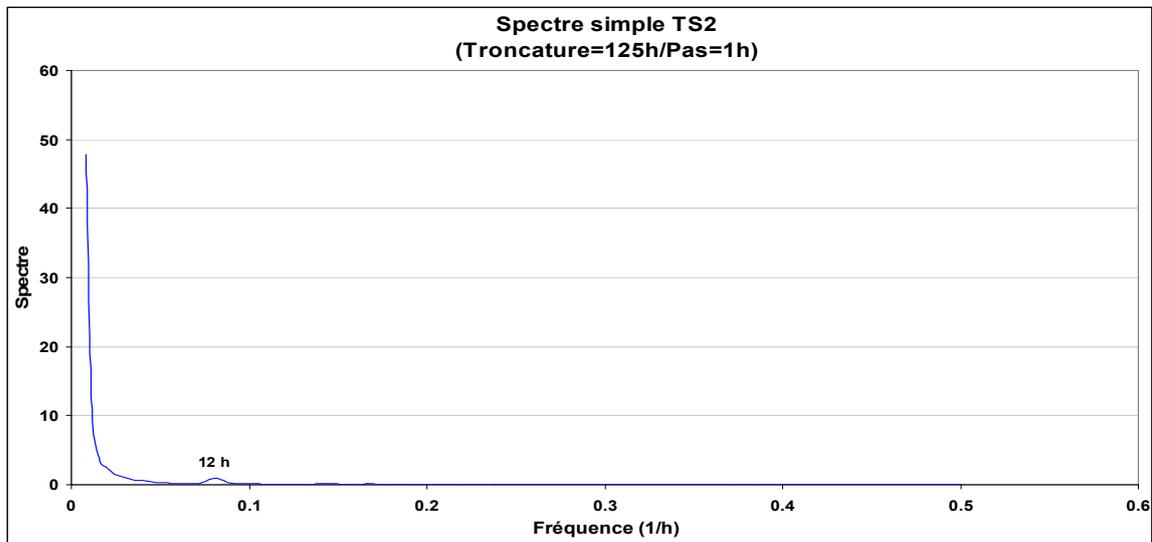


Figure 203. Spectre simple de la température à S2.

5.5.2.2. Analyses croisées

Le corrélogramme croisé entre le niveau de mer et le débit de S2 montre une relation de causalité directe (figure 204). Mais comme la fonction d'entrée n'est pas aléatoire, il n'est pas possible d'obtenir plus d'informations.

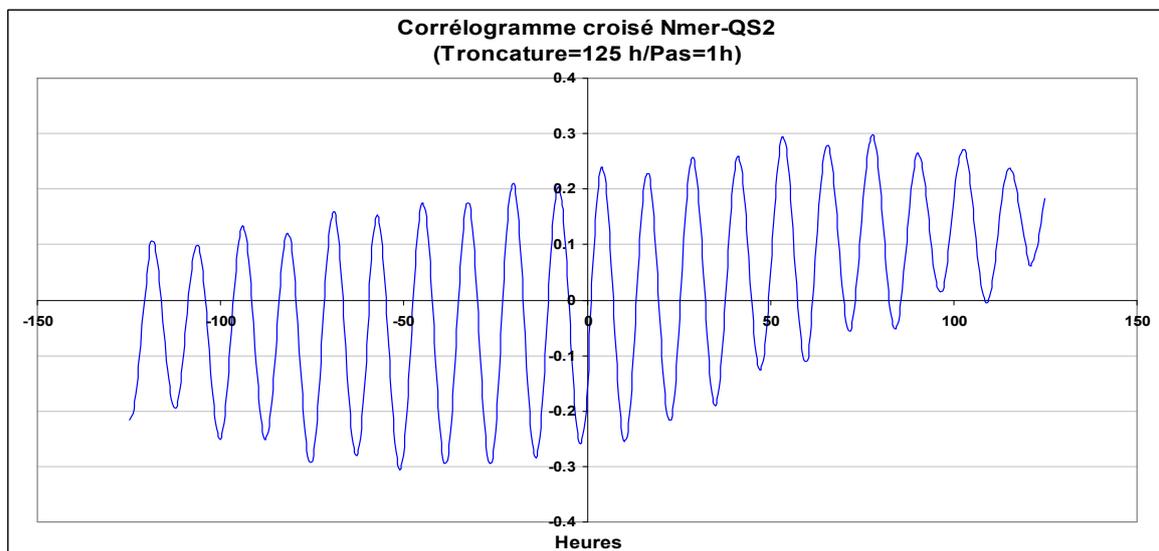


Figure 204. Corrélogramme croisé ayant comme entrée le niveau de mer et comme sortie le débit de S2.

La fonction d'amplitude pour le débit de S2 montre (figure 205) que les variations du débit sont contrôlées par la marée. Le pic à 0.016 est la plus haute fréquence laissant passer l'information. En fait, 0.016 correspond à 26 jours environ, c'est-à-dire à peu près au mois

lunaire, qui est l'une des périodicités de la marée océanique. La covariance est relativement élevée pour les basses fréquences ; au-delà de 12 heures, elle devient négligeable. La covariance élevée indique qu'à ces périodes correspond une bonne relation de cause à effet. La fonction d'amplitude montre que la réponse impulsionnelle n'est valide que pour les basses et moyennes fréquences ($f < 0.1$).

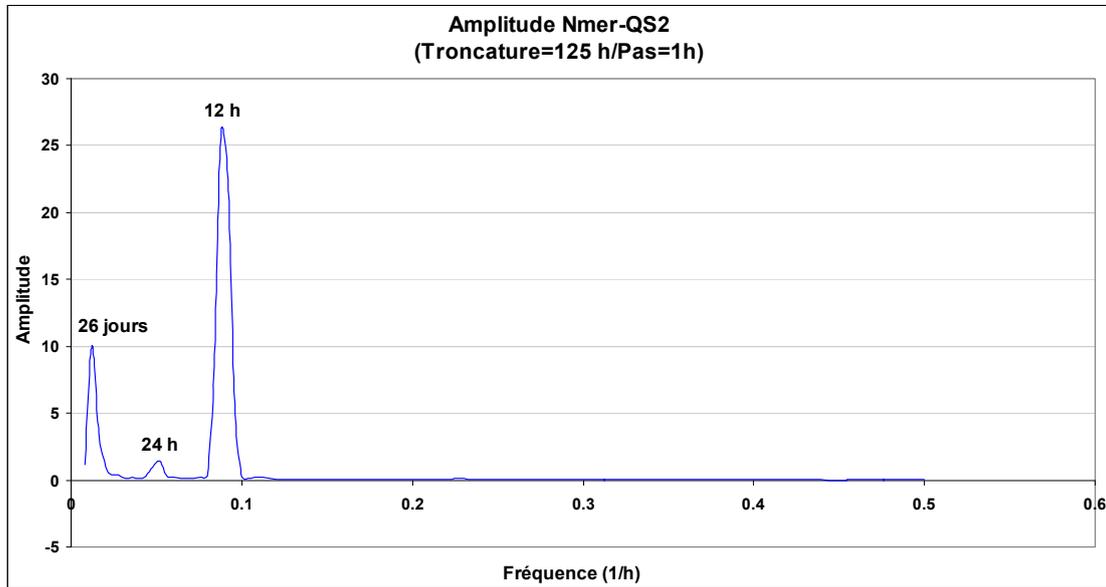


Figure 205. Fonction d'amplitude du débit de S2.

L'analyse de la fonction de gain indique une atténuation très nette des hautes fréquences au profit d'une amplification à moyen et long termes (figure 206). Cette amplification est due au pouvoir filtrant du système. Globalement le gain est inférieur à 1. Cette atténuation générale doit être attribuée au stockage dans l'aquifère, ou tout au moins dans les conduits karstiques connectés à la mer.

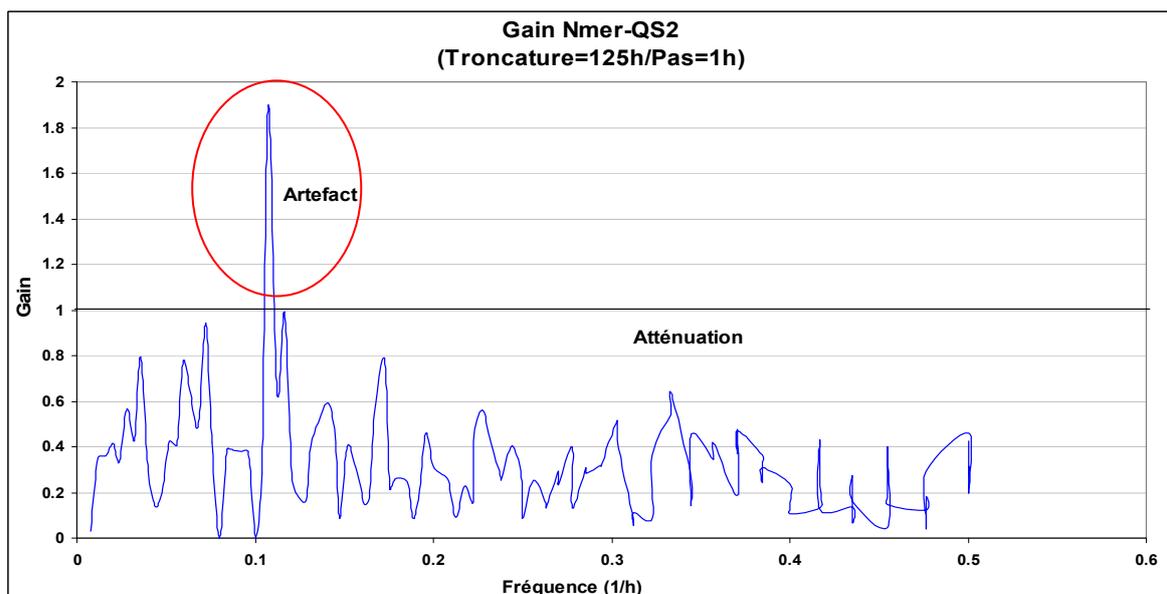


Figure 206. Fonction de gain du débit de S2.

Le déphasage (figure 207) représentatif de la relation niveau de mer-débit de S2 est calculé pour la fréquence de coupure (0.08 = 12 heures) et donne une valeur de retard de 2.5 heures. Cette valeur faible permet de conclure que l'effet de la marée maritime peut être perçu à la source S2 au bout de quelques heures.

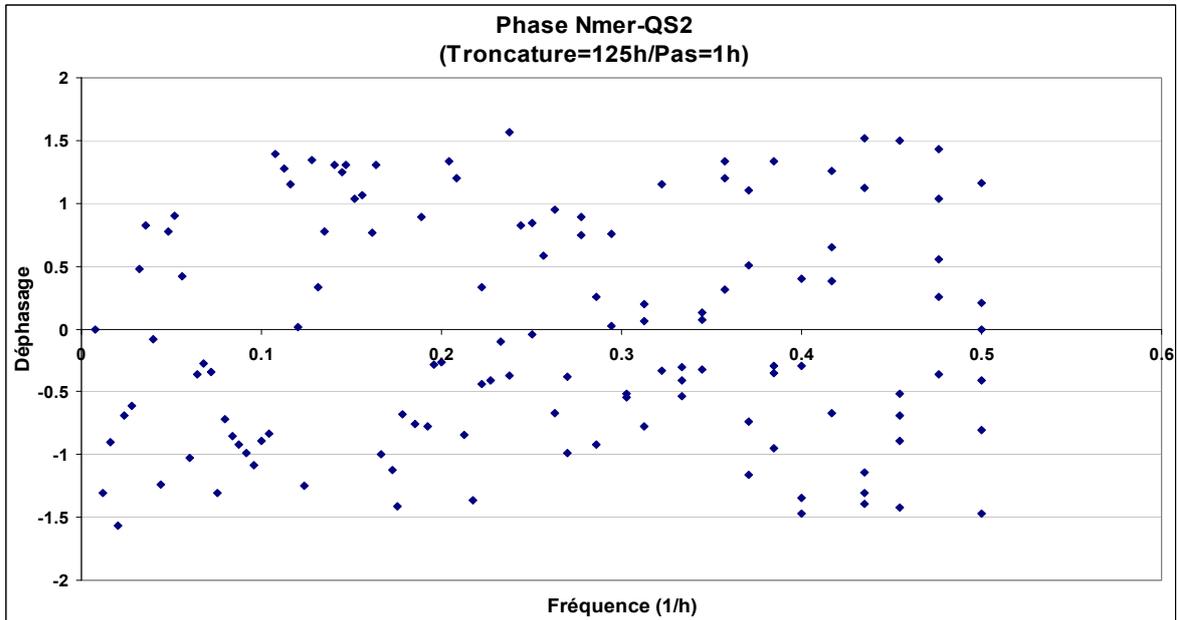


Figure 207. Déphasage du débit de S2 par rapport au niveau de la mer.

La fonction de cohérence (figure 208) est relativement instable pour les hautes fréquences. Pour la fréquence correspondant à la marée (0.9, 12 h) la valeur de la cohérence est proche de 0.9 ; ceci signifie que le drainage est fonctionnel avec un comportement à peu près linéaire entre le niveau marin et le débit. Pour le reste de la fenêtre d'observation, la cohérence est médiocre.

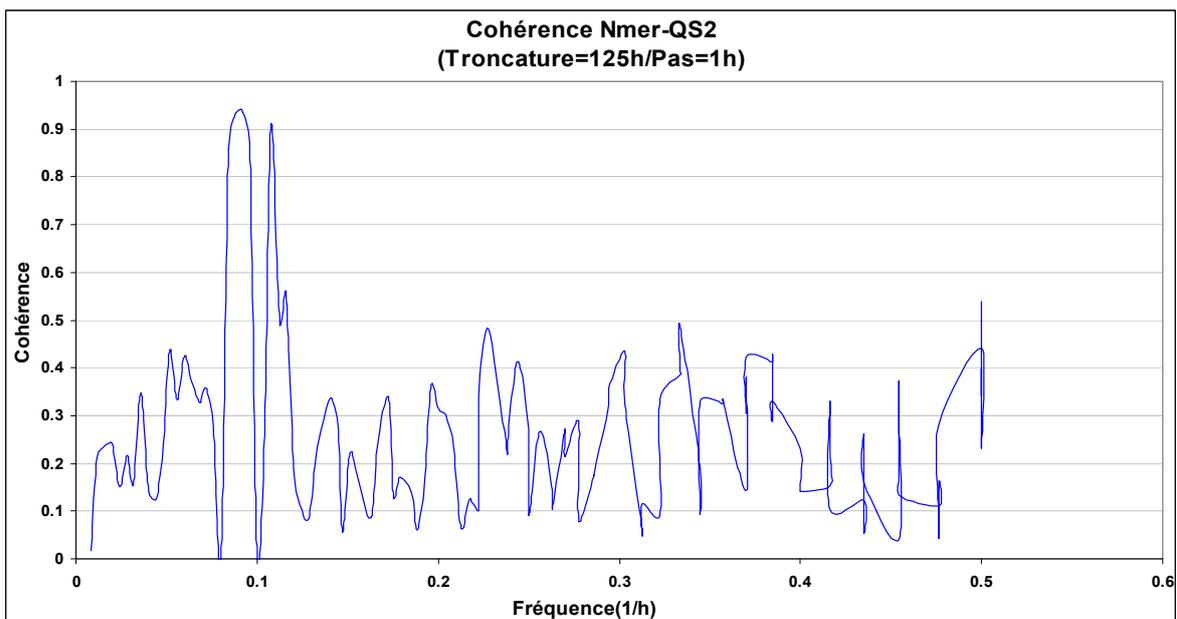


Figure 208. Fonction de cohérence du débit de S2.

Le corrélogramme croisé entre niveau de la mer et la conductivité à S2 montre une relation comparable à celle du débit (figure 209).

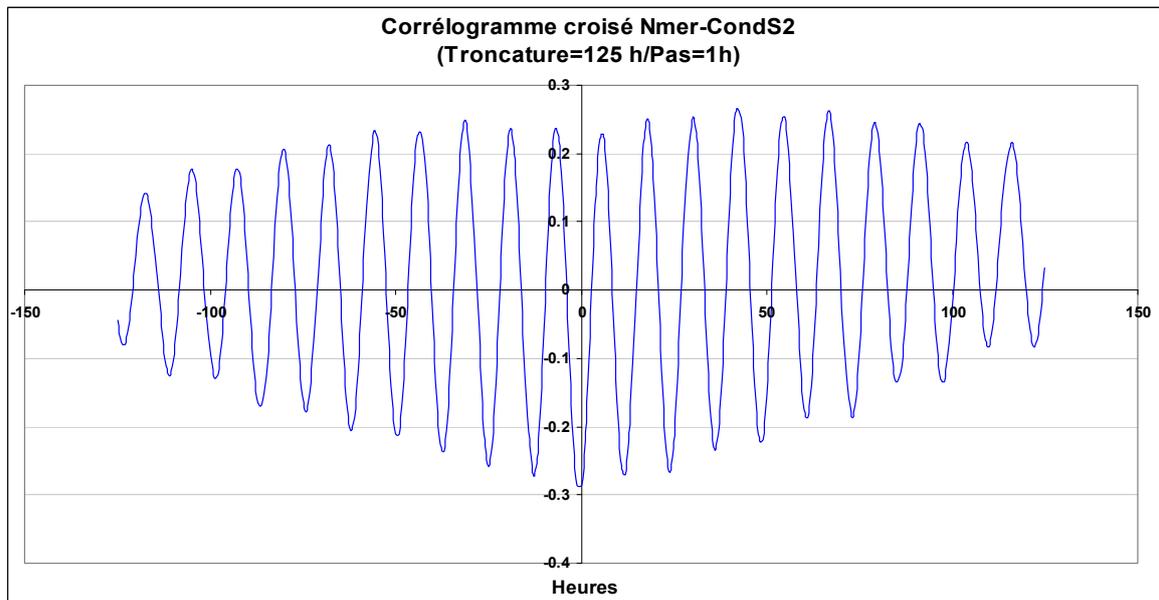


Figure 209. Corrélogramme croisé ayant comme entrée le niveau de la mer et comme sortie la conductivité à S2.

La fonction d'amplitude de la conductivité à S2 montre qu'à long terme il n'y a pas de tendance bien marquée (figure 210). Le pic à 0.016 environ, soit 26 jours, semble bien correspondre à la périodicité bien connue du mois lunaire qui se manifeste dans le rythme des marées (marées de mortes eaux et marées de vives eaux). Ainsi l'effet de la marée contrôle les variations de la conductivité, comme elle contrôle celles du débit, à l'échelle aussi bien journalière que mensuelle.

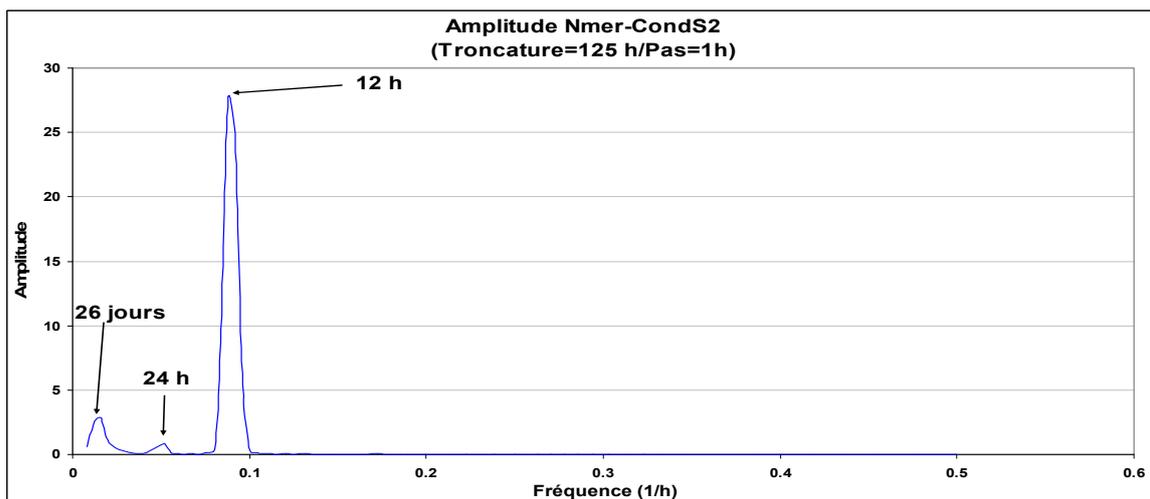


Figure 210. Fonction d'amplitude pour l'analyse croisée entre le niveau de la mer et la conductivité à S2.

La fonction de gain de la conductivité à S2 (figure 211) montre que le signal est nettement atténué, comme c'est le cas pour le débit.

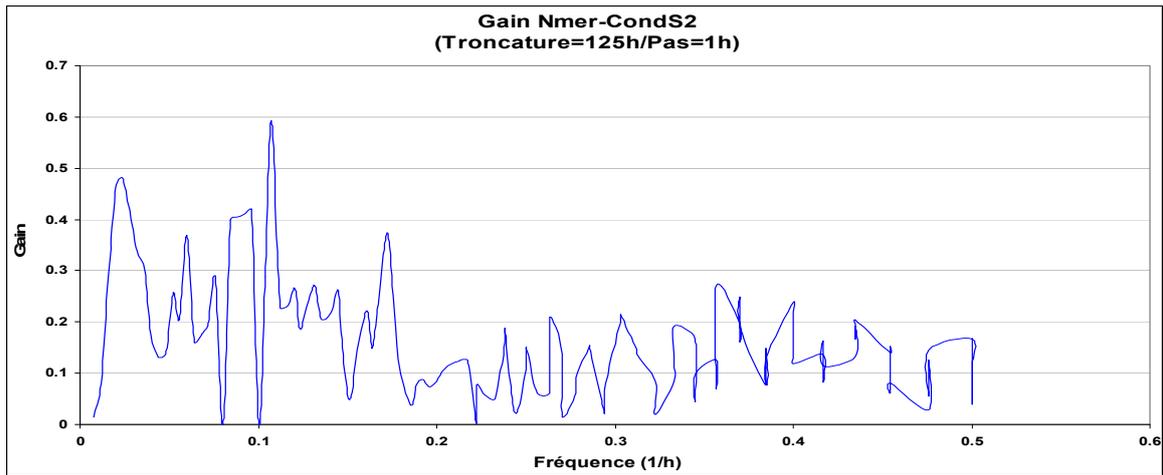


Figure 211. Fonction de gain de la conductivité de S2.

Le déphasage (figure 212) est calculé pour la fréquence de coupure (0.08 = 12 heures) ; comme pour le débit, la valeur de retard est 2.5 h. Dans l'ensemble, la cohérence (figure 213) est comparable à ce qui a été obtenu pour le débit.

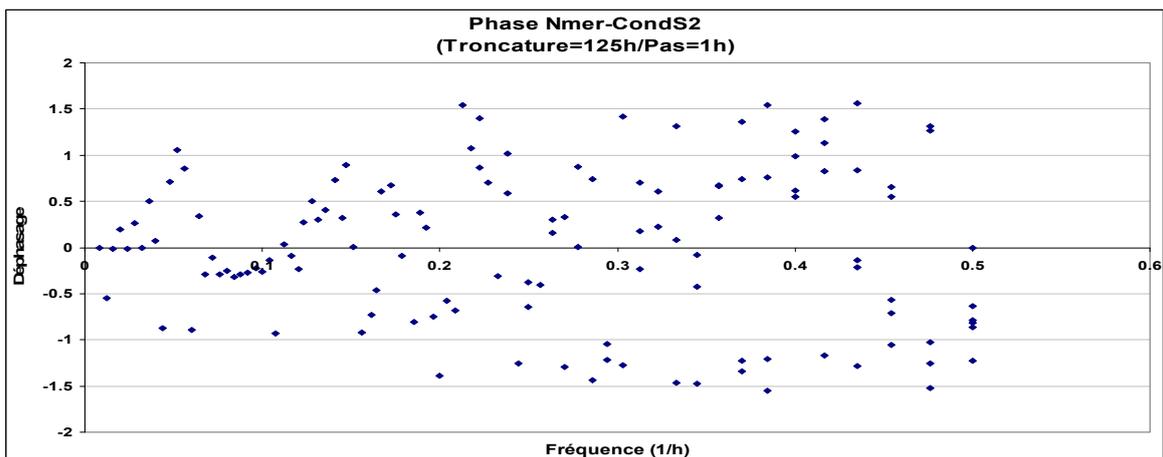


Figure 212. Déphasage de la conductivité de S2 par rapport au niveau de la mer.

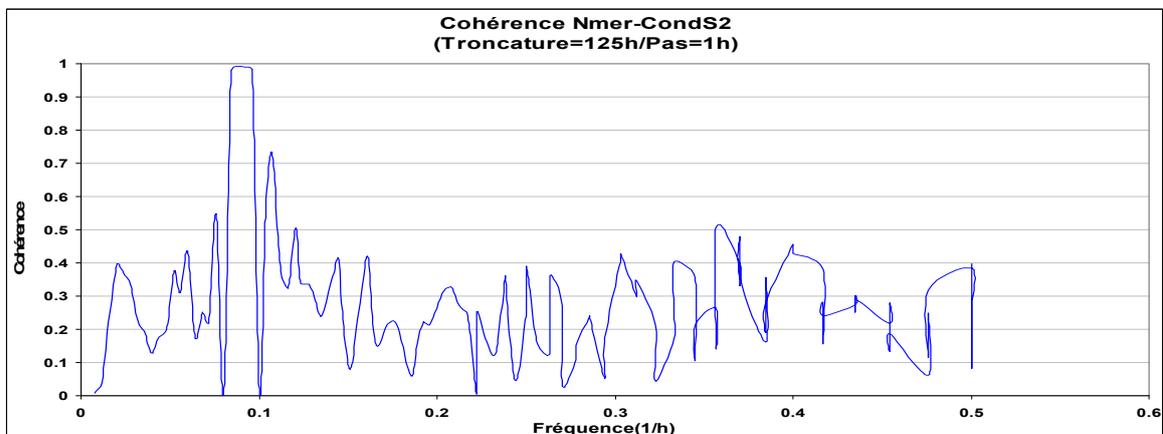


Figure 213. Fonction de cohérence de la conductivité de S2.

Pour la température, les effets de la marée sont dans l'ensemble très atténués, comme le montre bien la fonction d'amplitude (figure 214), avec surtout la tendance saisonnière à long terme. En conséquence, le gain, la phase et la cohérence sont médiocres (figures 215 et 216).

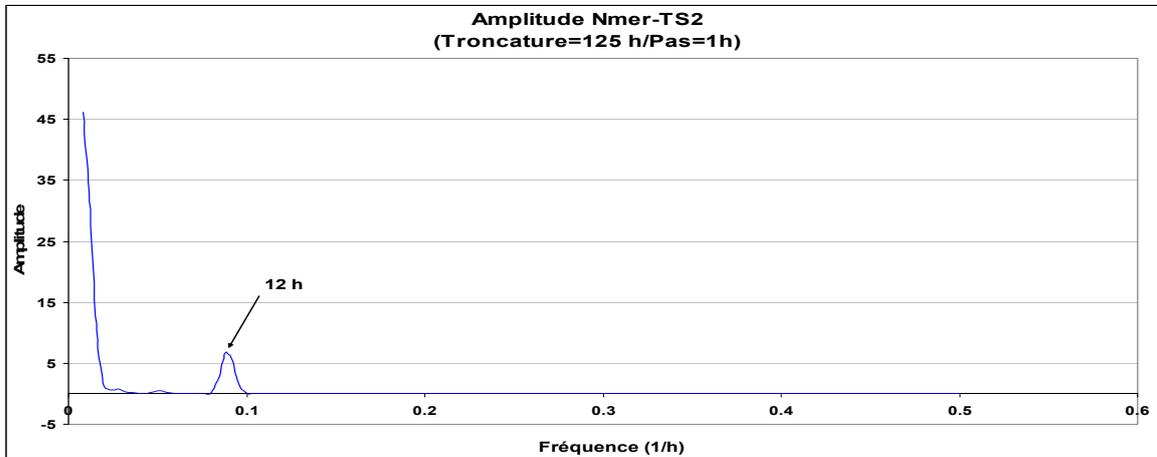


Figure 214. Fonction d'amplitude de la température à S2.

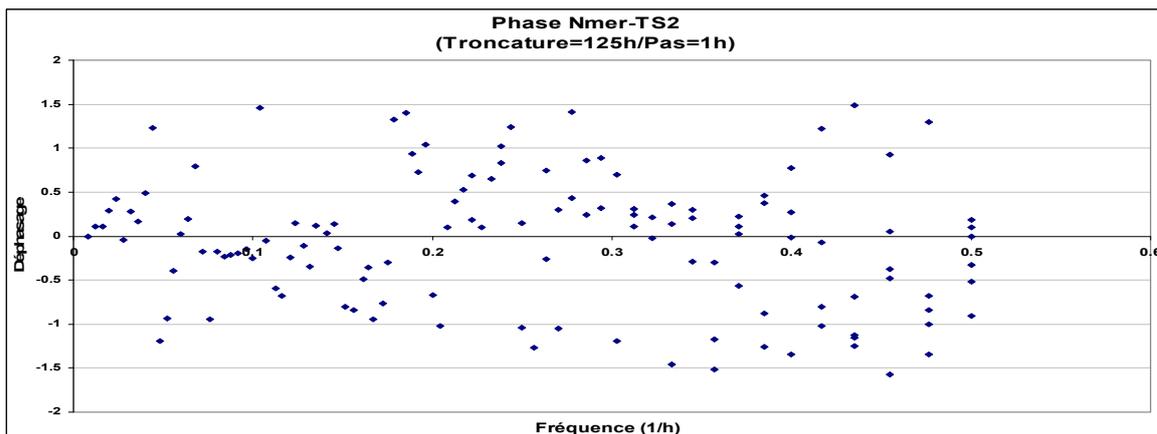


Figure 215. Déphasage de la température de S2 par rapport au niveau de la mer.

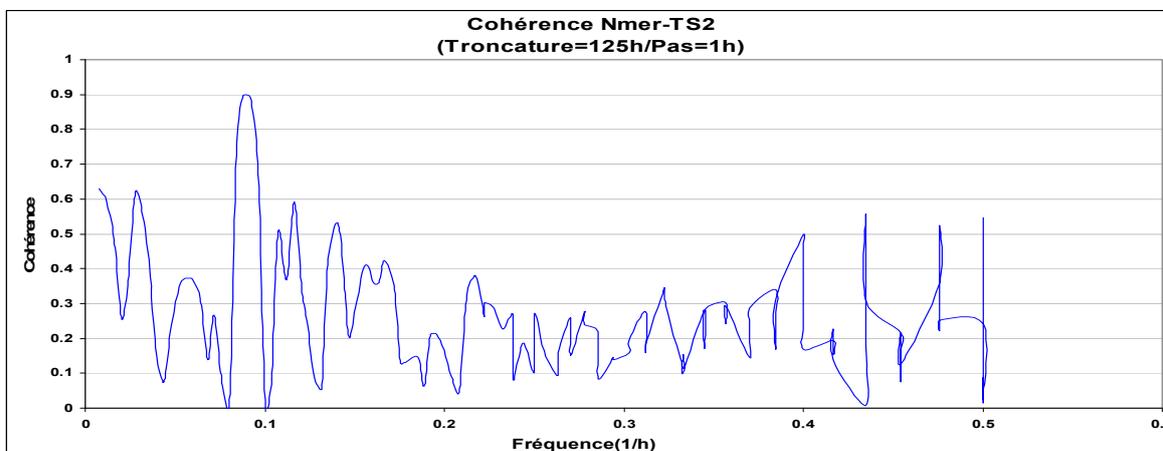


Figure 216. Fonction de cohérence de la température de S2.

5.5.3. Discussion et conclusion

L'étude des écoulements souterrains est habituellement fondée sur l'application des lois de l'hydraulique. De plus, les méthodes sont différentes selon les auteurs : Theis (1935) et Jacob (1940) pour les milieux poreux, Witherspoon (1972) pour les milieux fissurés. Dans ce type de démarche, il est possible d'obtenir des paramètres par l'analyse des variations naturelles du débit ou du potentiel. C'est le cas de l'influence de la barométrie et des marées terrestres (Jacob, 1940 ; Bredehoeft, 1967), qui possèdent des composantes périodiques aisément identifiables.

Marsaud et al. (1993) ont pu établir à l'aide des analyses corrélatoires et spectrales les relations entre les variations naturelles de niveau d'une nappe captive et l'efficiences barométrique d'une part, les marées terrestres d'autre part. Appliquées à un aquifère captif (Betbezer en Aquitaine, France), ces analyses ont permis l'estimation de la porosité, du coefficient d'emmagasinement et de l'épaisseur de l'aquifère. La méthode consiste en une analyse fine des différentes composantes observées (distinction de la tendance et des phénomènes périodiques), pour les reconnaître (analyses corrélatoire et spectrale simples) et en rechercher l'origine (analyses corrélatoire et spectrale croisées) (Mangin, 1984). Elle s'appuie sur une chronique d'au moins un an au pas de temps de 6 h. En effet, le milieu est étudié à partir de sa réponse à un événement, sans présumer de sa nature lithologique, de sa structure ou de la disposition des vides qu'il contient. Ces événements sont les marées terrestres et l'influence de la pression atmosphérique.

La valeur de la pression est bien décrite par la loi de Laplace (Rouilleau et Trochon, 1952). Une conséquence de cette loi est qu'à la variation diurne de la température doit s'associer une variation diurne de la pression atmosphérique. C'est cette variation qui sera utilisée, puisque bien structurée. Il a cependant été montré (Jacob, 1940) que les variations barométriques n'avaient d'effet que sur les puits et forages atteignant un aquifère captif. Dans les forages, la pression hydrostatique est équilibrée avec la pression atmosphérique par la colonne d'eau située au-dessus du toit de l'aquifère. Avec la masse volumique et l'accélération de la pesanteur, un accroissement de la pression atmosphérique est supporté en partie par une augmentation de la pression hydrostatique et par une croissance de la tension de compression. Ainsi, il apparaît qu'une augmentation de la pression atmosphérique produit une baisse du niveau dans le forage atteignant une nappe captive.

Les marées terrestres résultent d'une déformation visco-élastique du globe terrestre sous l'action des forces gravitationnelles du soleil et de la lune et déterminent une dilatation cubique responsable des variations de niveau dans les forages atteignant une nappe captive (Melchior, 1978). A partir des lois fondamentales de l'astronomie, on montre que seules les ondes de grandes amplitudes ont une influence sur les aquifères. L'étude de la réponse d'un système puits-aquifère à une onde de marée terrestre a été réalisée par Mangin (1975) qui a montré que les variations dues aux marées terrestres en domaine karstique ne peuvent apparaître que sur des aquifères captifs.

Dans le cas de l'aquifère littoral de Chekka, les données disponibles et le fonctionnement du système de décharge sous-marine ne permettent pas de pousser l'analyse aussi loin. La période d'étude simultanée des deux sites, un forage à terre, d'un captage situé dans une dépression karstique, recoupant un conduit, et la principale source sous-marine permanente de Chekka S2, est inférieure à 3 mois. Les conditions hydrologiques sont celles d'un long tarissement en l'absence totale de recharge, donc d'impulsions concernant tout l'aquifère. Seuls des effets locaux ont pu être mis en évidence. Mais ils permettent de bien caractériser les relations entre l'aquifère et la mer.

Le forage de Jradeh met clairement en évidence le comportement localement captif de l'aquifère. L'effet de marée observé est associé, non pas à la marée océanique, mais à la marée barométrique qui se manifeste pendant la période estivale.

Le comportement de la source sous-marine S2 est très largement dominé par les relations entre l'aquifère et le niveau marin. Ceci détermine non seulement les variations de débit, mais également les variations de la conductivité, c'est-à-dire le taux de mélange entre l'eau douce et l'eau de mer. La faible, mais significative, influence des effets de marée sur la température de l'eau confirme le court temps de transit de l'eau de mer, évalué à 2.5 h par le déphasage, qui ne permet pas à l'eau de se mettre en équilibre thermique avec la roche.

Dans les conditions de l'étude, la fonction d'entrée, la marée océanique, n'est pas aléatoire ; il n'est donc pas possible d'identifier la réponse impulsionnelle de cette partie littorale de l'aquifère. Elle est nécessairement de courte durée, comme semblent l'indiquer l'effet mémoire (environ 5 jours) et le temps de régulation à peine plus long. La fréquence de coupure est au plus égale à 0.1 (10 h), car l'entrée ne présente pas de signal pour une fréquence supérieure. Ces résultats caractérisent un système de décharge (le « système sources sous-marines ») très faiblement inertiel. Par conséquent, l'entrée d'eau de mer et son écoulement souterrain pour se mélanger à l'eau souterraine douce se produisent à la faveur de conduits karstiques bien ouverts. Les explorations par plongée dans la source temporaire S12 et dans les sources permanentes laissent bien envisager un tel fonctionnement.

De ce fait, le système de décharge sous-marine est très sensible à des variations relatives de charge entre le niveau de la mer et le niveau piézométrique. Toute modification importante de l'un ou de l'autre doit avoir des répercussions rapides et fortes non seulement sur les débits d'écoulement sous-marin, mais également sur le taux de mélange et la salinité de l'eau. En particulier, des baisses piézométriques dues à des pompages excessifs, surtout s'ils sont effectués directement dans les conduits aboutissant à la source S2, sont susceptibles de favoriser l'intrusion massive d'eau de mer par ces conduits.

5.6. Hypothèses sur le fonctionnement hydrologique du système de Chekka

Ces hypothèses sont issues de l'interprétation des observations et des données. Le suivi de la source S2 fournit seulement une information locale et partielle du fonctionnement du système dans son ensemble. Toutefois les observations effectuées sur le système entier, couplé aux mesures effectuées sur S2, permettent de définir, au moins en partie, le fonctionnement du système karstique de Chekka.

Les données recueillies à la source S2 montrent qu'il existe plusieurs types de variations de la conductivité et des débits :

5.6.1. Variations à long terme (hautes eaux, crue)

Ce sont des variations de faible fréquence et de grande amplitude, qui se produisent lors des pluies et des crues sur les rivières. Durant la première mission de plongée (novembre 2005) une crue importante s'est produite ; elle a suivi 2 à 3 jours de précipitations intenses (21/11/2005). Au début, le débit de la source était faible, de quelques dizaines de l/s et l'eau était saumâtre avec une conductivité de 29 mS/cm ; et la grande source S12, situé à une profondeur de -150 m n'était pas active. Après l'événement pluvieux, le débit de la source était très élevé probablement de plusieurs centaines de l/s. L'eau est devenue trouble et douce, avec une conductivité électrique de 600 μ S/cm et une température qui s'est abaissée d'environ de 18 °C à 16°C. Ces variations se sont produites en quelques heures. En même temps, la S12 a

fonctionné montrant une tache circulaire de 20 m de diamètre au-dessus de la source (figure 217).

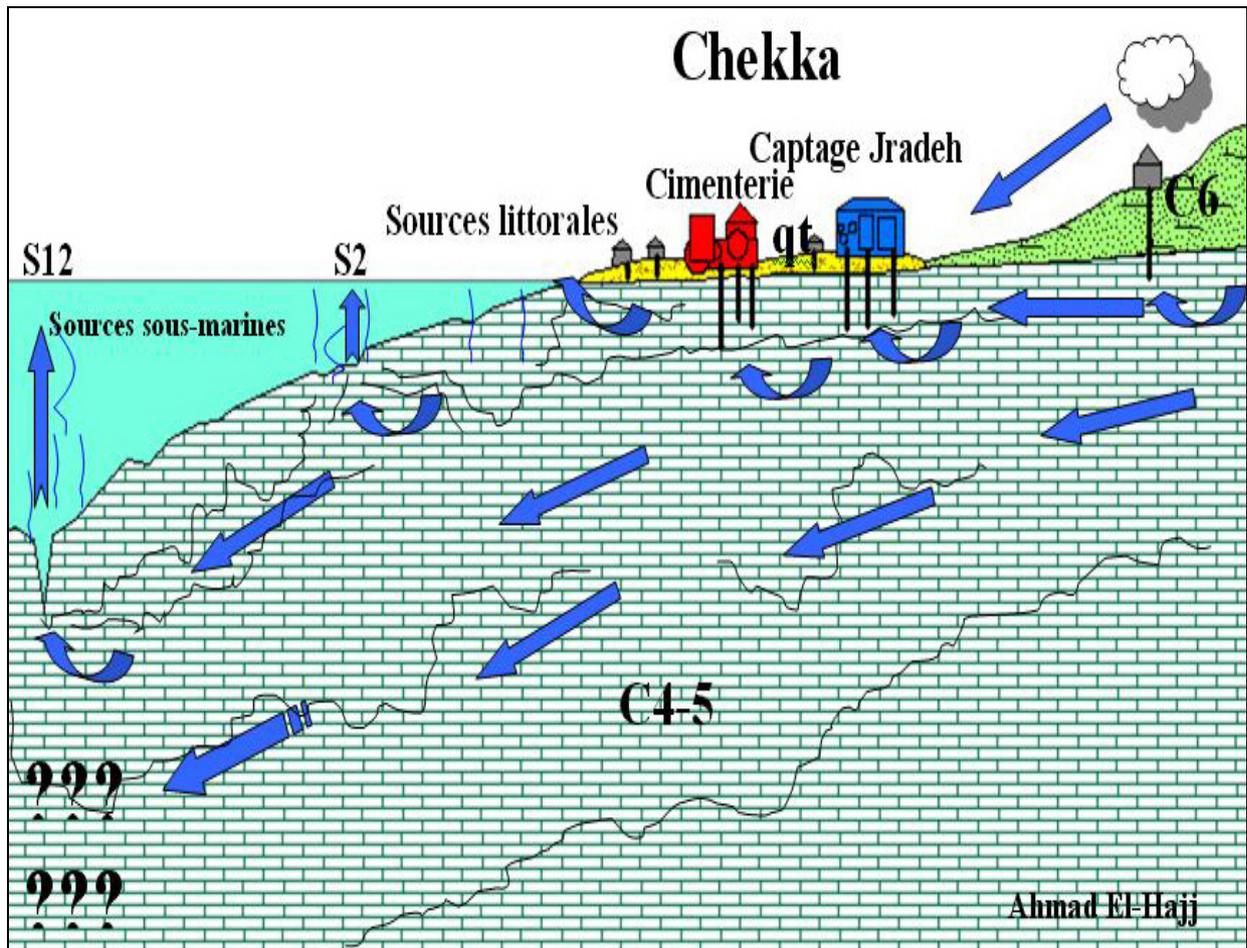


Figure 217. Schématisation du fonctionnement des sources sous-marines de Chekka en crue.

5.6.2. Variations à court terme (basses eaux, début et fin récession, étiage)

Des variations à plus grande fréquence et d'amplitude moyenne sont observées uniquement en basses ou moyennes eaux, par exemple entre le 28/11 et le 17/12/2005 ou après le 15/5/2006. La conductivité varie entre environ 27 et 10 mS/cm lorsque le débit est faible, en même temps que la pression qui suit des périodes d'environ 12 et 24 h. C'est l'effet de la marée, qui fait varier la charge sur les sources et les proportions d'eaux douce et salée.

Le fonctionnement du système d'écoulement de S2 montre l'inversion de l'écoulement dans les conduits les plus profonds qui avalent l'eau de mer et la transmettent vers les conduits plus hauts quand la charge hydraulique des eaux souterraines douces est faible (figure 218).

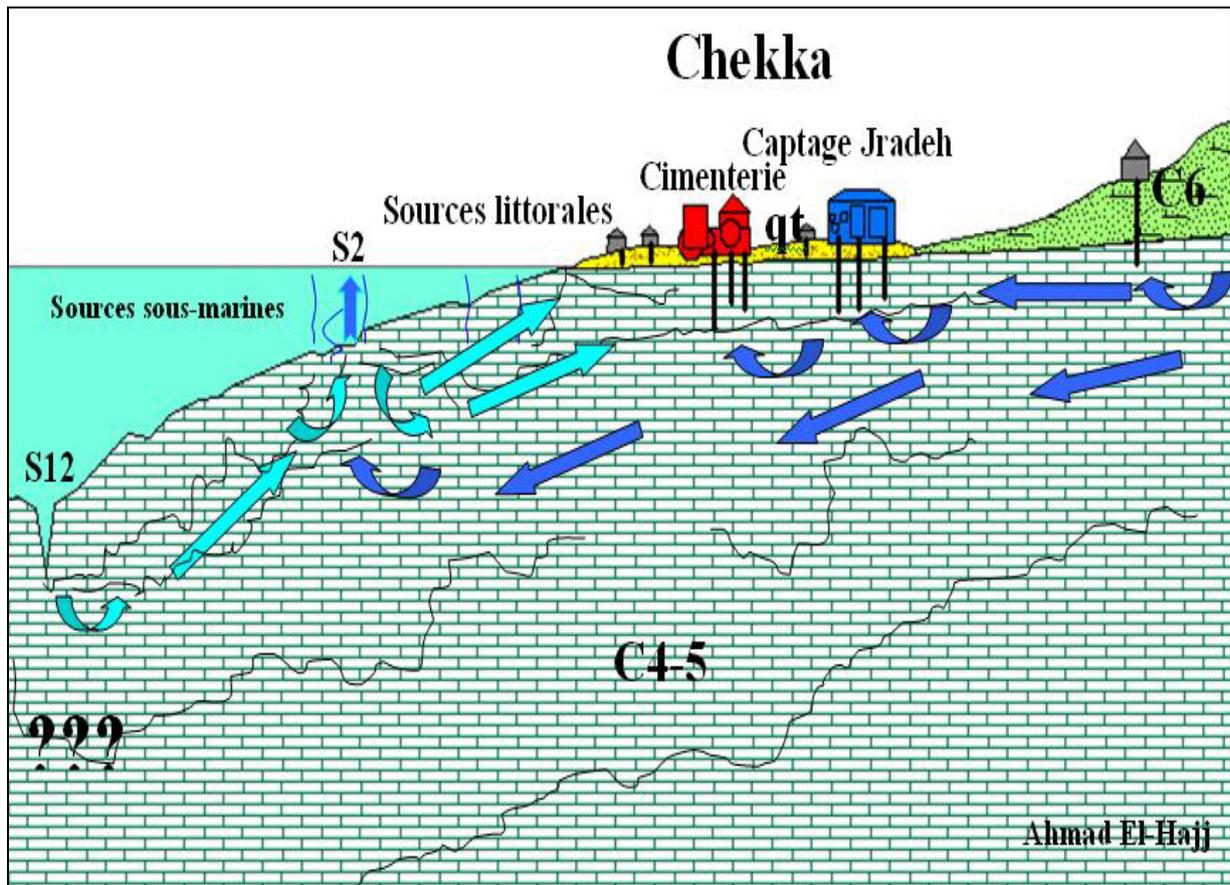


Figure 218. Schématisation du fonctionnement des sources sous-marines de Chekka pendant les basses eaux.

5.6.3. Variations singulières de très grande amplitude

Des variations à plus grande fréquence et de très grande amplitude, ont été observées entre le 12/02 et le 23/02/2006, puis à nouveau en avril 2006. La conductivité varie alors entre 57 mS/cm et 650 μ S/cm. L'eau de mer prend place dans le dispositif de captage ; ce qui signifie l'arrêt de la venue d'eau douce et, très certainement, l'intrusion d'eau salée dans l'aquifère. L'intrusion marine naturelle ne peut qu'être renforcée par les prélèvements par pompage faits le long de la côte, soit par les particuliers, soit par les industries, soit enfin par le captage d'eau potable de Jradeh. Les interprétations de ces phénomènes sont :

- Avant les précipitations, la charge hydraulique de l'eau douce dans l'aquifère était faible d'une façon à empêcher l'intrusion d'eau de mer dans les conduits profonds.
- L'événement pluvieux est responsable d'une augmentation de la charge hydraulique suffisante pour renverser le gradient de charge entre la mer et l'aquifère dans les conduits profonds.
- Dans la partie profonde du conduit, l'intrusion d'eau de mer a été arrêtée et l'eau est devenue douce. Le fait que l'eau devienne douce dans une courte durée de temps (six heures selon la série chronologique de conductivité) prouve que le mélange eau douce - eau de mer se produit tout près de l'exutoire de la source et que cette intrusion ne contamine pas la totalité de l'aquifère.
- D'ailleurs le fait que le système réagit rapidement et que l'eau est turbide tend à prouver que le système peut être rechargé par les pertes de fleuves.

En été, certaines sources fonctionnent en "perte" en absorbant de l'eau de mer, notamment la source S12 qui est la plus profonde et qui présente les plus forts débits en hiver. Cette intrusion marine contamine les SKSM les plus proches, en particulier S2, dont la conductivité électrique de l'eau peut monter jusqu'à 36 mS/cm à l'été, soit plus de 60% d'eau de mer. Ainsi, contrairement à ce que pensait Kareh, l'aquifère n'est pas protégé de l'intrusion marine naturelle, ni de celle qui pourrait être provoquée par des prélèvements par pompage abaissant fortement la charge d'eau douce dans les conduits. C'est d'ailleurs ce qu'avait montré un essai de pompage à 400 m de la côte dans la dépression de Jradeh, qui fit passer la salinité de moins de 0,1 g/l à 3,4 g/l (Kareh, 1967). C'est à cet endroit que des forages pour l'alimentation en eau potable ont été exécutés et ont recoupé un conduit karstique vers 20 m de profondeur. Le débit de pompage actuel est nettement inférieur à celui du test, en sorte qu'aucune intrusion ne se fait ressentir au captage.

5.7. Conditions hydrauliques pour le fonctionnement de la source

Fleury (2005) a démontré que la charge hydraulique de l'aquifère karstique, nécessaire pour l'écoulement d'une source sous-marine, peut être calculée (figure 219).

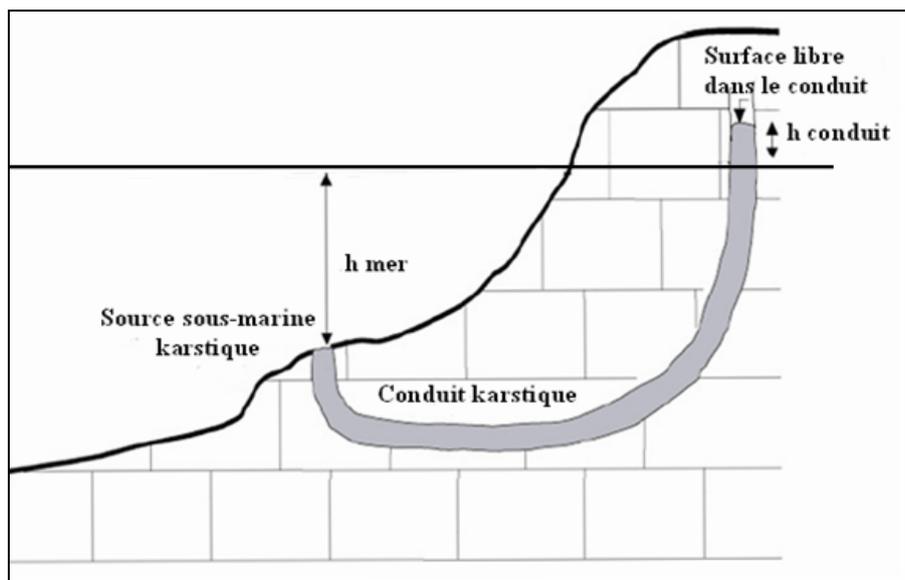


Figure 219. Conduit karstique connecté avec la mer et ses conditions de charge (Fleury, 2005).

La charge de la colonne d'eau de mer sur la source sous-marine est fonction de la hauteur de cette colonne, c'est-à-dire de la profondeur de la source.

$$P_{\text{mer}} = \rho_{\text{mer}} * g * h_{\text{mer}}$$

Supposons que la perte de charge dans le conduit karstique soit nulle ; la charge (P_{conduit}) de l'eau douce à la source est fonction de la charge totale donnée par la somme ($h_{\text{mer}} + h_{\text{conduit}}$) :

$$P_{\text{conduit}} = \rho_{\text{douce}} * g * (h_{\text{mer}} + h_{\text{conduit}})$$

Le conduit décharge dans la mer à conditions que $P_{\text{conduit}} > P_{\text{mer}}$:

$$h_{\text{conduit}} > h_{\text{mer}} * ((\rho_{\text{mer}} / \rho_{\text{eau douce}}) - 1)$$

Avec $\rho_{\text{eau douce}} = 1000 \text{ kg.m}^{-3}$ dans le conduit et $\rho_{\text{mer}} = 1025 \text{ kg.m}^{-3}$, la décharge du conduit vers la mer ne se fait que si :

$$h_{\text{conduit}} > h_{\text{mer}} * 0.025$$

Donc, la charge hydraulique nécessaire pour qu'une source sous-marine fonctionne en laissant sortir de l'eau douce est donnée dans la figure 220. Ainsi, à n'importe quel point au dessus de la droite frontière, les sources déchargent l'eau douce dans la mer tandis que, au-dessous de cette ligne, l'intrusion d'eau de mer est possible.

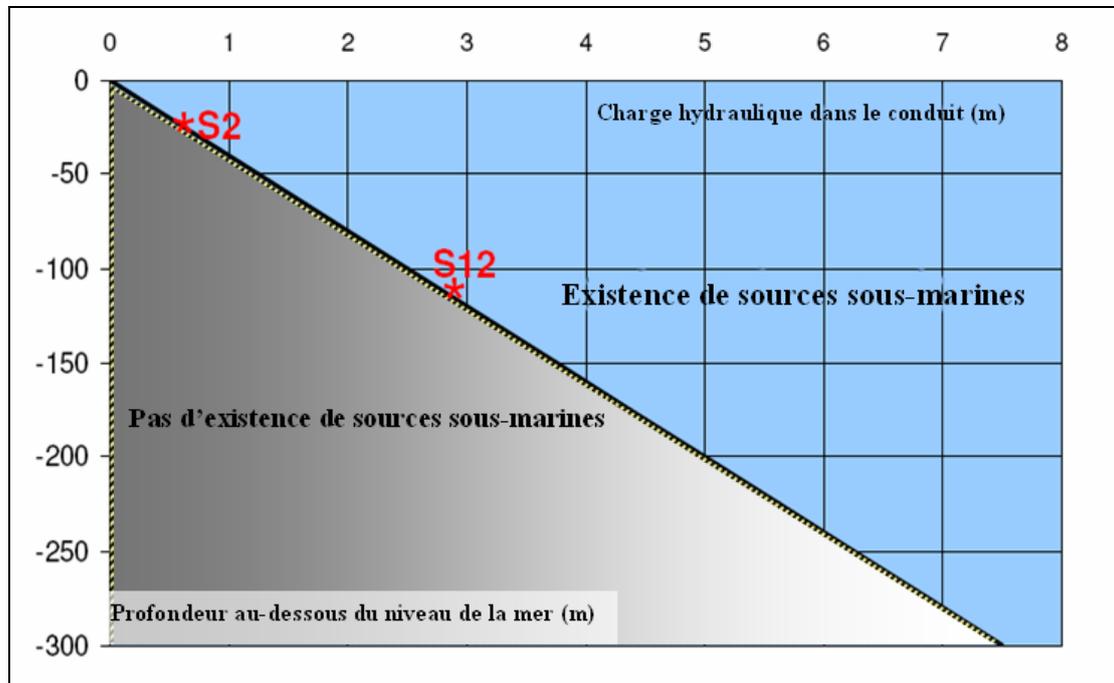


Figure 220. Profondeur limite à laquelle une source d'eau douce sous-marine peut fonctionner (Fleury, 2005).

Par exemple, le fond de la S12 a été exploré à environ -110 m ; l'écoulement d'eau douce se fait quand la charge dans le conduit karstique est de 2.75 m ou plus à S12, alors qu'elle est supérieure 0.525 m à S2.

Par exemple, pendant les basses eaux à S2 (-21 m de profondeur), les données obtenues du 22/8/2007 au 21/10/2007 ont montré que l'eau est saumâtre avec en moyenne, 62.4% d'eau de mer ; sa densité est approximativement égale à $(0.624 \cdot 1.025) + (0.376 \cdot 1) = 1.016$. Donc, une charge hydraulique de $21 \cdot (1.025 - 1.016) = 0.189$ m (environ 20 cm dans le conduit) est suffisante pour observer une sortie d'eau douce à S2. De même, du 9/9/06 au 30/11/06, la charge d'eau douce était de + 0.52 m.

La charge d'eau de mer sur la S12 est $110 \cdot 1.025 = 112.75$, alors qu'elle est $21 \cdot 1.025 = 21.525$ au-dessus de la S2, donc une différence de charge entre les deux sources est de 91.2 m. Cette différence permet à l'eau de mer dans S12 pour s'écouler vers S2 et les autres sources sous-marines.

En fait le calcul néglige les pertes de charge dans les conduits karstiques qui doivent être prises en compte avec des grandes vitesses d'écoulement lors des crues. La relation de Darcy-Weisbach donne la perte de charge dans un conduit liée à la vitesse d'écoulement.

$$\Delta h = (\lambda \cdot L \cdot V^2) / (2 \cdot g \cdot d_h)$$

- Δh est la perte de charge (m),
- λ est le coefficient de friction (sans dimension),
- L est la longueur du conduit (m),
- V est la vitesse moyenne d'écoulement du conduit (m/s),
- g est l'accélération de la gravité,

- d_h est le diamètre hydraulique du conduit (m).
L'équation qui précède peut donc s'écrire :

$$\Delta h = 0.083 * ((\lambda * L * Q^2) / d_h^5)$$

- Q est le débit du conduit (m^3/s).

En prenant l'exemple de la source sous-marine S12 de Chekka, éloignée de 1600 m de la côte, de 800 m de S2, avec un conduit d'environ de 2 m de diamètre et un débit durant les crues de $10 m^3/s$ pour S12 et $1 m^3/s$ pour S2, en considérant que la valeur du coefficient de friction est égale à 6.10^{-3} (10 fois celles dans un tuyau en brique), les pertes de charge linéaires sont dans la gamme de 0.2-2.5 m, tandis que les pertes non linéaires ne peuvent pas être approchées en raison de la complexité inconnue du conduit karstique.

5.8. Conditions de captage

Plusieurs effets sont reliés aux dimensions du captage et à la différence de densité entre l'eau de mer et l'eau douce. Les dimensions doivent être liées à la gamme de variation du débit. Comme toutes les sources karstiques, les sources sous-marines sont généralement sujettes à de grandes variations de débit. Par conséquent, le captage devrait être conçu afin de supporter des débits élevés ; les dimensions du tuyau ont été choisies pour des écoulements importants. Cependant, à faible débit, l'eau de mer peut être avalée par le système car l'eau douce n'occupe alors pas tout le conduit (figure 221).

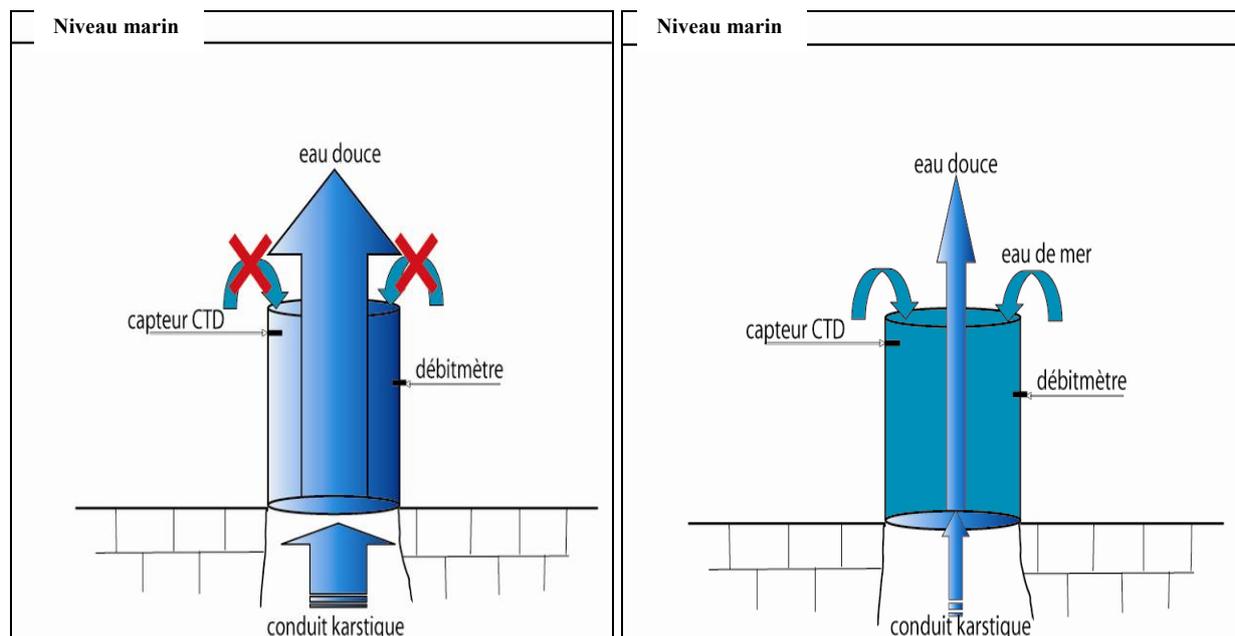


Figure 221. Effets des hautes et basses eaux sur le fonctionnement du captage de la source S2 (Bakalowicz et al., 2007).

Puisque le captage vise à conduire l'eau douce vers la surface de la mer, prenons l'exemple de la S2. Avec une profondeur de -21 m, la charge dans le tuyau à la base de la source S2 devrait être au moins égale à 0.525 m (avec l'eau douce) et à 0.2 m (avec de l'eau saumâtre) pour qu'il se produise un écoulement d'eau souterraine dans la mer. Donc, si l'eau douce est directement conduite vers la surface de la mer, le niveau de cette eau à la source S2

devrait être au moins de 0.525 m au-dessus du niveau marin pour être en l'équilibre avec l'eau de mer.

Dans le cas où l'eau douce sort directement par un tuyau à la surface de la mer, la colonne d'eau de mer va créer une surpression à la base du captage d'environ de 0.525 m en produisant un effet de cheminée sur le système de captage. Cette base ne peut pas être complètement étanche à causes des sorties liées aux fractures latérales. Par conséquent, une intrusion d'eau de mer peut se produire et de l'eau saumâtre passera dans le système (figure 222).

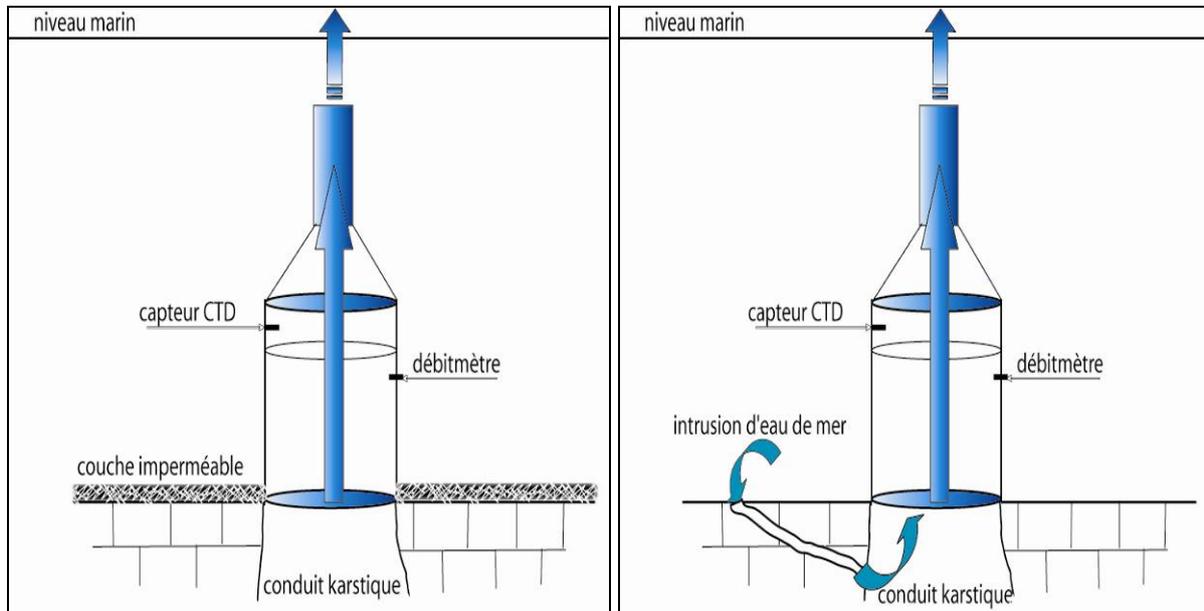


Figure 222. Cas d'un captage étanche (gauche) et conséquence de la présence de fractures sur la qualité de l'eau captée (Bakalowicz et al., 2007).

5.9. Les ajustements proposés au captage

Basé sur les différentes observations et essais, quelques ajustements sur le captage ont été proposés. Ce captage est consacré au suivi des caractéristiques des eaux souterraines, de la conductivité, de la température et du débit ; celui-ci peut être seulement une partie de toute la décharge, parce que les variations temporelles, dans ce cas, forment l'information la plus intéressante. En outre, le point principal est d'éviter l'intrusion d'eau de mer pendant l'écoulement de faible débit et l'étanchéité à la base du captage n'est pas nécessaire quand le débit est élevé.

Le tuyau coudé empêche l'intrusion saline en bloquant l'eau de mer au-dessous de l'eau douce. Pendant la saison de hautes eaux, le système laisse passer l'eau à sa base afin d'éviter son arrachement, grâce à une bêche bloquée avec des sacs de sable. Cette bêche est soulevée pendant les crues. Durant les hautes eaux, les eaux douces repoussent l'eau de mer tandis que pendant l'étiage c'est le contraire ; en raison de la différence de densité, l'eau de mer ne s'introduit pas dans le captage et est bloquée à sa sortie.

L'intrusion saline est un facteur difficile à contrôler si l'objectif est de capter l'eau pour l'utilisation domestique. Les différentes observations et essais ont montré que l'exploitation des sources sous-marines pour l'eau potable est à éviter la plupart de temps. Il vaudrait mieux chercher à s'adapter à l'intrusion d'eau de mer, en prélevant l'eau saumâtre pour la traiter dans une usine de dessalement.

5.10. Conséquences sur l'exploitation de la source S2

L'exploitation de la source sous-marine S2 est donc très problématique. Le pompage à partir des forages littoraux est risqué, même s'ils sont loin de la côte parce que cela paraît favoriser l'intrusion d'eau de mer par les conduits karstiques, ce qui produit une salinisation de l'aquifère même s'il n'est pas surexploité. Une telle situation exige des taux de pompage modérés et une surveillance de la qualité des eaux souterraines par un réseau de forages (Mangin et al., 1996). Les suivis d'analyses chimiques des forages côtiers ont montré une intrusion saline.

Il faut cependant insister sur le fait que les forages pour la recherche d'eau douce sont nombreux et de nouveaux sont encore réalisés, parfois profonds de plus de 300 m. Aucun inventaire n'est disponible, et encore aucune évaluation des quantités prélevées. Cette absence de gestion et de contrôle de cette importante ressource en eau est aggravée par l'absence de protection contre les pollutions. Non seulement il n'existe ni périmètre de protection, ni aucune mesure de protection réglementaire, mais surtout il n'existe aucun assainissement individuel ou collectif contrôlant et traitant les eaux usées domestiques, ni aucun dispositif de collecte et de traitement des effluents d'élevage et industriels. De ce fait, la qualité de l'eau distribuée est médiocre. Il ne suffit pas de chercher ou de créer de nouvelles ressources en eau : il faut d'abord et surtout protéger et bien gérer celles qui sont en exploitation.

Le problème principal concernant le suivi ou l'exploitation des sources sous-marines karstiques est dû au fait que les eaux douces se déchargent dans des conditions anormales, dans la mer. Elles créent un état instable très difficile à contrôler, ce qui est un défi technique et coûteux. Elles peuvent être prises en considération dans le cas où le débit exploitable est fort durant la basse saison d'écoulement. Par conséquent, la solution de tels projets devrait être analysée en considérant d'autres approches, par exemple l'exploitation continentale ou le dessalement. En dépit de ce qui a été évalué par les travaux précédents, nous montrons que le débit de la S2 est faible durant l'étiage (< 100 l/s) et que son eau est saumâtre (50% eau de mer). Cet exemple montre évidemment que l'exploitation des sources sous-marines ne peut pas être la réponse appropriée pour résoudre le manque d'eau. Cependant le suivi des sources sous-marines devrait être considéré comme nécessaire pour la gestion appropriée de l'aquifère karstique côtier, de la même façon que le suivi des sources et des forages.

5.11. Synthèse et conclusion

Comme présenté dans notre étude, le système karstique de Chekka ne semble pas aussi étendu qu'il était estimé par les études précédentes. Le débit annuel moyen est de $68 \text{ hm}^3/\text{an}$, environ 10 fois plus faible que les évaluations précédentes. Cependant plusieurs arguments renforcent cette conclusion. Le Nahr Abou Ali constitue la limite nord de l'écoulement souterrain vers la région de Chekka. Les sources karstiques de Rachaine et de Mar Sarkis, avec des débits importants, sont l'exutoire de l'aquifère céno-mano-turonien développé au nord du Nahr Abou Ali. De plus le bilan hydrologique donnant le débit estimé est en bon accord avec les mesures directes sur la S2 (30 l/s d'eau douce en fin d'été).

Par rapport à l'évaluation du débit de S2 ($2.5 \text{ m}^3/\text{s}$) faite par Kareh, aucun changement hydrologique ne s'est produit qui pourrait expliquer cette différence. Aucune modification n'a été mise en évidence. De plus, les prélèvements à terre n'ont pas augmenté. Il est clair que cette grande différence dans l'estimation des débits des sources sous-marines est due aux méthodes employées au changement énergétique sur les régimes fluviaux d'où la méthode d'évaluation devrait être précisée.

Le fonctionnement du système karstique de S2 et S12 est de type conduit comme le prouve en particulier la variabilité élevée de débit et des changements rapides de la conductivité ayant pour conséquence une intrusion saline. En dépit de la couverture par les marnes du Sénonien, récemment érodées, le karst s'est développé en profondeur dans les calcaires du Cénomano-Turonien. Le soulèvement au cours du Pliocène et du Quaternaire de plusieurs centaines de mètres indique que cette structure de drainage s'est développée à un niveau plus bas que le niveau marin atteint pendant la période de glaciations, c.-à-d. à -150 m au-dessous du niveau marin actuel. Ces conduits karstiques se sont certainement développés pendant la crise de salinité du Messinien et pourraient correspondre au paléokarst observé dans la vallée de Nahr El Jaouz.

Durant les derniers millions d'années, le soulèvement et les variations eustatiques de la mer ont maintenu un développement actif du karst dans les calcaires littoraux, en particulier les calcaires du Miocène au nord et au sud de Chekka. Ils ont pu jouer un rôle dans le développement d'une structure locale de drainage karstique, et non pas régional puisqu'ils ont protégé les marnes du Sénonien contre l'érosion par les eaux de surface comme c'est le cas dans la partie centrale de la région de Chekka.

Les conséquences sont les suivantes :

- Système très difficile à capter pour l'exploitation des eaux souterraines,
- débit de source très variable,
- débit normalement faible surtout pendant l'été, la saison où l'eau est la plus demandée,
- eau avec une salinité élevée,
- aquifère côtier très sensible au pompage
- aquifère vulnérable aux pertes d'eau dans les rivières.

Conclusion générale

L'objectif de ce travail était de comprendre comment s'établissent les relations entre la mer et les aquifères karstiques littoraux, naturellement et sous sollicitations, pour pouvoir gérer durablement leurs ressources en eau et contrôler les intrusions marines.

Les sources sous-marines de Chekka sont les seuls exutoires naturels permanents connus des calcaires cénomano-turonien (CT) de la région depuis Tripoli jusqu'au sud de Batroun. Kareh considère qu'elles émergent des marnes sénoniennes, maintenant captif l'aquifère des calcaires. Il les relie à des "crevasses" plus ou moins largement ouvertes à terre, qui se présentent en fait comme une dépression d'origine karstique au fond de laquelle affleuraient les marnes. D'après Kareh, la couverture marneuse permettrait d'éviter l'entrée de l'eau de mer dans l'aquifère.

Nos investigations montrent que les marnes sénoniennes sont en réalité absentes, aux SKSM elles-mêmes, et également dans la dépression de Jradeh entre Chekka et Enfeh et dans le fond de la vallée du Nahr el Asfour. Les calcaires du CT affleurent directement ou sont recouverts de quelques mètres de grès dunaire quaternaire. Les dépressions et gouffres constituant les exutoires permanents et temporaires, sous-marins ou non, sont tous situés dans l'axe de la vallée du Nahr el Asfour ou d'un affluent. Ce sont de toute évidence des formes karstiques d'introduction, des pertes qui ont pu se développer lors de bas niveaux marins, dans l'axe de la vallée, du fait de l'érosion superficielle créée par le ruissellement sur les marnes. Le flux d'eau sortant de l'aquifère qui s'écoule, depuis que le niveau marin est remonté, empêche très localement les dépôts sédimentaires marins en favorisant le maintien d'une structure en entonnoir.

En surface, les calcaires présentent fréquemment des formes karstiques typiques, en particulier des lapiaz et des dolines remplies de sols rouges. En profondeur, les carrières recoupent souvent des cavités, plus ou moins colmatées par des remplissages variés. Dans la région de Bejdarfel (région centrale du Nahr El Jaouz), il existe un très beau paléokarst colmaté, montrant des formes phréatiques, avec des dépôts finement lités caractéristiques d'écoulements lents saisonniers, mais aussi avec des remplissages détritiques (éboulis et argiles) et des spéléothèmes. Les calcaires miocènes entre Batroun et Chekka, et entre Enfeh et Kousba présentent également de nombreuses cavités étagées, témoignant de l'évolution karstique récente associée à la déformation et au soulèvement régional plio-quaternaire. L'existence de pertes diffuses peut être interprétée comme un signe de jeunesse du karst actuel ; c'est en fait le résultat de l'érosion intense consécutive au soulèvement qui, en faisant disparaître les marnes de la couverture, crée les conditions de développement du karst.

En fait, dans la région le karst s'est certainement bien développé lors de la crise messinienne de salinité, au cours de laquelle le niveau de la Méditerranée est descendu de 1000 à 1500 m par rapport à l'actuel. Les effets de cet événement considérable, n'étaient pas encore connus sur les côtes de la Méditerranée orientale.

Le système karstique ainsi défini couvre environ 155 km². Il s'agit d'un système binaire, puisqu'il est alimenté en partie par des pertes de rivières. Mais les bassins d'alimentation des cours d'eau ne peuvent pas être pris en compte dans les limites du système karstique de Chekka, puisque ces pertes sont partielles. Les bilans hydrologiques respectifs du système karstique et des bassins versants de surface ont été établis pour tenter d'approcher au mieux les limites des uns et des autres.

Les estimations du débit des sources sous-marines faites par Kareh (1967) leur attribuent un débit en étiage de l'ordre de 6 m³/s, dont 2.5 m³/s au moins pour la seule source S2, et plus de 60 m³/s en crue. Les techniques utilisées pour ces estimations surestiment très largement les débits, car la vitesse à l'ouverture du conduit n'est pas commandée par le débit, mais par la

différence de densité entre l'eau douce et l'eau de mer. Le calcul du bilan hydrologique a montré que le débit annuel moyen des sources sous-marines et littorales reste dans les estimations et la valeur de $2.15 \text{ m}^3/\text{s}$, soit $68 \text{ hm}^3/\text{an}$, environ dix fois plus bas qu'assumé par les études précédentes.

À partir des caractéristiques de la source (débit, profondeur, dimensions et forme de l'ouverture), un captage a été réalisé pour supporter l'instrumentation (débitmètre et sonde de pression, température et conductivité électrique, avec la chaîne d'acquisition de données). Ainsi les deux conduits de la source S2 de Chekka ont été reconnus et équipés pour des mesures en continu. En étiage, certaines sources fonctionnent en "perte", en absorbant de l'eau de mer, notamment la source S12, la plus profonde et celle qui présente les plus forts débits en hiver. Cette intrusion marine contamine les SKSM les plus proches, en particulier S2, dont la conductivité électrique de l'eau peut monter jusqu'à 36 mS/cm à l'étiage, soit plus de 60% d'eau de mer. Ainsi, contrairement à ce que pensait Kareh, l'aquifère n'est pas protégé de l'intrusion marine naturelle, et encore moins de celle qui pourrait être provoquée par des prélèvements par pompage abaissant fortement la charge d'eau douce dans les conduits. C'est d'ailleurs ce qu'avait montré un essai de pompage dans une fracture à terre à 400 m de la côte dans la dépression de Jradeh, qui fit passer la salinité de moins de $0,1 \text{ g/l}$ à $3,4 \text{ g/l}$. Ces forages sont exploités pour l'alimentation en eau potable de toute la région ; le débit d'exploitation est nettement inférieur à celui du test, en sorte qu'aucune intrusion ne se fait ressentir au captage.

À l'automne 2005, le débit de la source S2 la plus productive a été évalué à une centaine de l/s, par comparaison avec deux SKSM de France de débit connu ; cette eau était à 36 mS/cm , soit une contribution de plus de 60% d'eau de mer. Les mesures par un débitmètre placé sur la conduite captant la source ont donné en novembre 2005, en fin d'étiage, 30 l/s , soit environ 60 l/s pour les deux principaux conduits de la source S2. Compte tenu de la conductivité de l'eau de la source (27.33 mS/cm) qui indique la contribution d'au moins 50% d'eau de mer, le débit d'eau douce de la source S2 ne dépassait guère 30 l/s à l'étiage. Les autres sources, près du littoral, avaient alors un débit inférieur. Le débit de toutes les sources sous-marines pourrait être estimé à moins de 100 l/s .

Les observations effectuées sur le SKC, couplé aux mesures effectuées sur S2, permettent de définir, au moins en partie, le fonctionnement du système karstique de Chekka. Lors des pluies et des crues sur les rivières des variations se sont produites en quelques heures, tandis que lorsque le débit est faible, le fonctionnement du système d'écoulement de S2 montre l'inversion de l'écoulement dans les conduits les plus profonds qui avalent l'eau de mer et transmettent vers les conduits plus hauts quand la charge hydraulique des eaux souterraines douces est faible. En étiage, certaines sources fonctionnent en "perte" en absorbant de l'eau de mer, notamment la source S12. Cette intrusion marine contamine les SKSM les plus proches, en particulier S2. Ainsi, contrairement à ce que pensait Kareh, l'aquifère n'est pas protégé de l'intrusion marine naturelle, ni de celle qui pourrait être provoquée par des prélèvements par pompage abaissant fortement la charge d'eau douce dans les conduits.

En dépit de ce qui a été évalué par les travaux précédents, le débit de la S2 est faible durant l'étiage et son eau est saumâtre. Cet exemple montre évidemment que l'exploitation des sources sous-marines ne peut pas être la réponse appropriée pour résoudre le manque d'eau. Cependant le suivi des sources sous-marines devrait être considéré comme nécessaire pour la gestion appropriée de l'aquifère karstique côtier, de la même façon que le suivi des sources et des forages.

Les méthodes classiques d'études des aquifères karstiques portent en priorité sur l'analyse des écoulements à l'exutoire du système. Ce sont essentiellement les analyses à différentes échelles de temps de l'hydrogramme et du traçage naturel. Pour cela il est nécessaire de disposer d'un suivi temporel du débit et du chimisme de l'eau de la source à un pas de temps assez court pour connaître les variations rapides caractéristiques des aquifères karstiques ; des

campagnes mensuelles d'échantillonnage sur les points d'eau (rivières, sources, forages) ont été réalisées pour le suivi géochimique du bassin hydrogéologique.

Dans ce contexte, nous recommandons d'élargir l'étude faite sur le système karstique de Chekka par les points suivants :

- Installer des réseaux de mesures des pluies et des débits afin de faire des analyses de données sur des données actuelles fiables puisque les mesures récentes présentent des ruptures, des variations aberrantes et une incertitude due soit à une surestimation des débits ou une sous-estimation des crues,
- mettre en place des stations de mesures en altitude pour concrétiser le rôle de la neige dans la recharge de ces aquifères et pour pouvoir étudier l'impact d'un changement climatique sur le débit des sources sous-marines,
- installer des piézomètres sur la région littorale de Chekka dans le but de surveiller l'intrusion saline,
- contrôler les prélèvements des eaux de rivière ou de l'aquifère pour l'irrigation et pour l'utilisation industrielle et domestique,
- définir un plan de gestion des eaux pour contrôler les prélèvements et gérer les périodes de pénurie en eau.

Cette ressource ne paraît donc pas pouvoir être exploitée directement par captage sous-marin. Toutefois, l'aquifère offre des potentialités intéressantes qu'il faut maintenant préciser pour définir les conditions d'exploitation et de protection de la ressource. Il faut cependant insister sur le fait que, au cours des dernières années, les forages pour la recherche d'eau douce, pour usage domestique, agricole ou industrielle, ont été nombreux et de nouveaux sont encore réalisés, parfois profonds de plus de 300 m. Aucun inventaire n'est disponible, et encore moins aucune évaluation des quantités prélevées. Cette absence de gestion et de contrôle de cette importante ressource en eau est aggravée par l'absence de protection contre les pollutions. Non seulement il n'existe ni périmètre de protection, ni aucune mesure de protection réglementaire, mais surtout il n'existe aucun assainissement individuel ou collectif contrôlant et traitant les eaux usées domestiques, ni aucun dispositif de collecte et de traitement des effluents d'élevages et industriels. De ce fait, la qualité de l'eau distribuée est médiocre. Il ne suffit pas de chercher ou de créer de nouvelles ressources en eau : il faut d'abord et surtout protéger et bien gérer celles qui sont en exploitation.

Références bibliographiques

- Arfib, B., 2001. Ecoulement préférentiels en aquifères karstiques côtiers : impacts sur la salinité de l'eau dans le système de l'Almyros d'Héraklion, Crète, Grèce, 7e Colloque en Pays calcaire et Milieu Fissuré, pp. 13-16.
- Atlas Climatologique du Liban, 1977. Service Météorologique du Liban
- Aunay, B., Dörfliger, N., Le Strat, P., Ladouche, B., Bakalowicz, M., 2003. Évolution géologique, mise en place de la karstification et thermalisme des aquifères karstiques périméditerranéens. Exemple du karst des Corbières d'Opoul. Proceedings Colloque "Circulations hydrothermales en terrains calcaires", 10^{ème} journée technique, Carcassonne, CFH-AIH.
- Ayoub G., Khoury R., Ghannam J., Acra A., Hamdar B., 2000. The submarine springs in the Chekka bay, Lebanon: delineation of salient features. American University of Beirut, IDRC, Final report, March 2001, 58 p.
- Ayoub G., Khoury R., Ghannam J., Acra A., Hamdar B., 2001 Submarine springs as an alternative water resources, a field investigation. Report, American University of Beirut, 10 p.
- Bakalowicz, M., 1976. Géochimie des eaux karstiques. Une méthode d'étude de l'organisation des écoulements souterrains. Proceedings 2^{ème} Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaire, Besançon, Annales scientifiques de l'Université de Besançon.
- Bakalowicz, M., 1979. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de sa karstification, Thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles, Paris VI, 269 p.
- Bakalowicz, M., Mangin, A., 1980. L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification. Mém. h. sér. Soc. géol. France, 11, pp 71-79.
- Bakalowicz, M., 1994. Water geochemistry : water quality and dynamics. Groundwater Ecology, pp 97-127.
- Bakalowicz, M., 1995. La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d'étude. Structure et fonctionnement. Hydrogéologie 4, pp 3-21.
- Bakalowicz, M., 1996. Les processus de karstification et les différents types de karst associés. Mém. Soc. géol. France, 169, pp 363-371.
- Bakalowicz, M. and Lachassagne, P. 1998. De nouvelles révolutions techniques pour la mise en valeur des aquifères discontinus : aquifères de socle et aquifères karstiques. Conférence Internationale " Eau et développement durable ", Paris.
- Bakalowicz, M., Plagnes, V., 1998. La protection des ressources en eau souterraine en région karstique. Eléments de réflexion pour une politique d'aménagement raisonné. Hydrogéologie, (4), pp 23-27.
- Bakalowicz, M., 1999. Connaissance et gestion des ressources en eau souterraines dans les régions karstiques, Guide technique du SDAGE Rhone-Méditerranée-Corse, 40 p.
- Bakalowicz, M., Fleury, P., Dörfliger, N., Seidel, J.L., 2003. Coastal karst aquifers in Mediterranean regions. 1. A valuable ground water resource in complex aquifers. Proceedings TIAC'03 conference, Alicante, IGME.
- Bakalowicz, M., 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. Hydrogeology Journal, **13** (1): 148-160.
- Bakalowicz, M., Brunet, P., Fleury, P., 2007. Deliverable #12, 14, 16 et 25. Rapport final du MEDITATE.
- Bellaiche, G., Loncke, L., Gaullier, V., Mascle, J., Courp, T., Moreau, A., Radan, S., Sardou, O., 2001. Le cône sous-marin du Nil et son réseau de chenaux profonds : nouveaux résultats (campagne Fanil). Compte Rendus de l'Académie des Sciences, 333(7): 399-404.
- Blanc, P.L., 2002. The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar Strait : assessing the size of a cataclysm. Geodinamica acta, 15: 303-317.
- Bredehoeft, J.D., 1967. Response of well-aquifer system to earth tides. J. Geophys. Res., 12 (12): 3075-3087.
- Buttler, R., Griffiths, H. et al., 1998. Seismotectonics and fault zone segmentation: active tectonics of the Dead Sea Transform in Lebanon. Geosciences 98, Keele University.
- Castany, G., 1967. Traité pratique des eaux souterraines. Paris, Dunod.
- Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1978. Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. Mar. Geol., 27(3-4): 193-365.

- Clauzon, G., 1973. The eustatic hypopythesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhone Valley, *Init. Repts DSDP, Washington*, pp. 1251-1256.
- Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "dessicated deep-basin model" [Hsü, Cita et Ryan, 1973]. *Bull. Soc. géol. France*, XXIV(3): 597-610.
- Clauzon, G., Rubino, J.-L., 1996. Utilisation des marqueurs morphologiques et stratigraphiques messiniens et pliocènes pour la restitution de l'évolution géodynamique des 7 derniers Ma : l'exemple du Var (Alpes-Maritimes, France). In: ASF-SGF (Editor), *Quantification de la tectonique et de l'eustatisme - Réunion ASF-SGF, Rennes*.
- C. N. R. S., M. E. E. 2002. Résultats du projet thermométrique aéroporté par infra rouge des ressources en eau sous-marines et l'approvisionnement d'eau sur le littoral libanais, Beyrouth, 9 octobre 2002, 16 p.
- Cotecchia, V. (1981). "Methodologies adopted and results achieved in the investigations of seawater intrusion into the aquifer of Apulia (southern Italy)." *Geologisches Jahrbuch, C 29*: 1-68.
- Detay, M., 1997. *La gestion active des aquifères*. Paris, Masson.
- De Valley, C.D., 2004. *Mesozoic and Cenozoic paleogeographic maps of the Lebanon Area: An introduction*. American University of Beirut.
- Doerpinghaus, E., 1996. Submarine springs and their uses - reflections on the history of research into a neglected phenomenon in coastal hydrology, *Natural Resources and Development*. Institute for scientific Co-operation, Tubingen, pp. 26-44.
- Dörfliger, N., Fleury, P., Ladouche, B., Inverse modeling approach to allogenic karst system characterization, *Ground Water*, 2008, DOI 10.1111/j. 1745-6584.2008.00517.x.
- Droque, C. , 1969. Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques d'après l'exemple de quelques karst périméditerranéens., Thèse de Doctorat en Sciences Naturelles, Montpellier, , 482 p.
- Dubertret, L., 1953. *Carte géologique du Liban*. Ministère des travaux publics.
- El Hakim, M., Bakalowicz, M., 2005. Significance and origin of very large regulating power of some karst aquifers in the Middle East. Implication on karst aquifer classification. *Soumis à Journal of Hydrology*, 25 p.
- Elias, A. (2006). *Le Chevauchement de Tripoli-Saida: Croissance du Mont-Liban et risque sismique*. Institut de Physique de Globe. Paris: 231.
- F.A.O., Office National du Litani, 1973. *Projet de développement hydro agricole du Liban sud : Thermométrie aéroportée par infrarouge*. Rapport FAO, HG 110, Beyrouth, Liban, juin 1973, 12 p.
- Fleury, P., 2005. *Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers méditerranéens. Fonctionnement et caractérisation*. Thèse de Doctorat, Université Paris VI – Pierre et Marie Curie, 286 p.
- Fleury, P., Bakalowicz, M., Marsily, C., 2007. Submarine springs in coastal karstic aquifers : a review. *Journal of Hydrology* 2007 (339) 79-92.
- Ford, D., Williams, P., 1989. *Karst geomorphology and hydrology*, Chapman and Hall Publ., 601 p.
- Guerre, A., 1969. *Étude comparative du tarissement des principales sources karstiques du Liban*. Thèse Doctorat de spécialité, Université de Montpellier, 61 p. + ann.
- Gros, J.C., Lévêque, P.C., Papakis, N., Soubourou, C., 1976. *Hydrogéologie et télédétection*. C.R. Acad. Sc. Paris, 283(Série D): 1393-1396.
- Gruvel A., 1929. De quelques particularités océanographiques observées sur les cotes de Syrie. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences, Paris*, 189 : 111-112.
- Hakim B., 1974. Contribution à la détection des sources sous-marines et littorales de la cote libanaise par thermométrie infrarouge (Secteur Beyrouth-Enfe). D.E.S. Sciences naturelles, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier II, 31 p.
- Hakim, B., 1985. *Recherches hydrologiques et hydrochimiques sur quelques karsts méditerranéens Liban, Syrie et Maroc*. Thèse de Doctorat, Université d'Aix-Marseille II, 697 p.
- IRI, M.E.A.-A., A., 2002. *Basic Study of the Submarine Springs in Bassiya Gulf*, Ministry of Irrigation, Water Research Center, Japan International Cooperation Agency, Japan Overseas Cooperation Volunteers.
- Jacob, C.E., 1940. On the flow of water in artesian aquifer. *Trans. Am. Geophys. Union* 2: 574-786.
- Jenkins, G.N., Watts, O.G., 1968. *Spectral analysis and its applications*., Holden Day, San Francisco, , 525 p.

- Kareh R., 1967. Les sources sous-marine de Chekka (Liban nord). Thèse 3^{ème} cycle, université de Montpellier. In : Hannon, Revue Libanaise de Géographie, vol. 2, p. 36-60.
- Kareh, R., 1967. Les sources sous-marines de Chekka. Hannon, Revue Libanaise de Géographie, II: 36-121.
- Khawlie M., Shaaban A., Abdallah C., 2000. Evaluating the potentials of submarine springs: an unconventional groundwater source for the coastal area-Lebanon, Expert group meeting on: Ground water rehabilitation for water resources protection and conservation, Beirut 14-17 November 2000, ESCWA, UNEP/ROWA, BGR, and MOWE, 10 p.
- Khawlie M., Shaaban A., Abdallah C., Faour G., 2004. Geologic controls of submarine groundwater discharge: application of remote sensing to north Lebanon, Environmental Geology, 1-23.
- Kohout, F.A., Wiesnet, D.R., Deutsch, M., Shanton, J.A., Kolipinski, M.C., 1979. Applications of aerospace data for detection of submarine springs in Jamaïca., Proceedings of the fifth annual William T. Pecora Memorial Symposium on remote Sensing, Sioux Falls, South Dakota, pp. 437-445.
- Mangin, A., 1970. Contribution à l'étude d'aquifères karstiques à partir de l'analyse de courbes de décrue et de tarissement. Annales de Spéléologie, 25 (3), pp 581-609.
- Mangin, A., 1971. Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. Annales de spéléologie, 26 (2), pp 283-329
- Mangin, A., 1974. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. 1^{ère} partie. Généralités sur le karst et les lois d'écoulement utilisées. Annales de Spéléologie, 29 (3): 283-332.
- Mangin, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de Doctorat ès Sciences, Université de Dijon.
- Mangin, A., 1978. Le karst, entité physique abordé par l'étude du système karstique. Le karst: son originalité physique, son importance économique, Tarbes, geoexpo, pp 21-37.
- Mangin, A., 1981. Apports des analyses corrélatoire et spectrale croisées dans la connaissance des systèmes hydrologiques. Compte Rendus à l'Académie des Sciences 293(II), pp 1011-1014.
- Mangin, A., 1981. Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques. Compte Rendus à l'Académie des Sciences 293(II), pp 401-404.
- Mangin, A., (1984). Pour une meilleure connaissance des systèmes hydologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. Journal of Hydrology 67, pp 25-43.
- Mangin, A., 1996. Structure et fonctionnement des aquifères karstiques les concepts et les approches. Pour une gestion active des ressources en eau d'origine karstique, Montpellier France, BRGM Département Eau, pp 102-121.
- Marsaud, B., 1997. Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux, Thèse de Doctorat, Orsay-Paris XI, BRGM, Orléans, 301 p.
- Moore, W.S., 1996. Large Groundwater inputs to coastal waters revealed by 226Ra enrichments.
- Melchior, P., 1978. The Tides of the Planet Earth. Pergamon, Paris, 609 pp.
- Moullard, L., Mijatovik, B., Kareh, R., Massaad, B., 1965. Exploitation d'une nappe karstique captive à exutoires sous-marins. Problèmes posés et solution adoptée côte libanaise. UNESCO, coll. de Dubrovnik, pp. 237-250.
- Nicod, J., 1989. Les sources karstiques sous-marines et leur signification géomorphologique. In: CNRS (Editor), Les Littoraux - Second Forum du CFG, Caen, pp. 57-60.
- Plagnes, V., 1997. Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la géochimie des eaux., Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 372 pp.
- Potié, L., Tardieu, B., 2002. Port Miou - Bestouan, Historique et bilan des recherches effectuées sur les résurgences de 1964 à 1978.
- Perez, T., Vacelet, J., Bitar, G., Zibrowius, H., 2004. Two new Lithistids (Porifer : Demospongiae) from a shallow eastern Mediterranean cave (Lebanon). J. Mar. Bioll. Ass. U.K., 84: 15-24.
- Plassard, J., 1972. Notice explicative de la carte pluviométrique du Liban au 1/200000. Service Météorologique du Liban, Beyrouth, observatoire de Ksara, 39 p.
- PNUD, 1970. Liban des eaux souterraines. Rapport technique préparé pour le gouvernement libanais par l'Organisation des Nations-Unies agissant en tant qu'organisation participante et chargée de l'exécution pour le compte du programme des Nations-Unies pour le développement. Nations-Unies, New York, 185 p.
- Réménieras, G., 1986. L'hydrologie de l'ingénieur. 2ème éd. 1976, EDF et Eyrolles ed., Paris, 456 p.

- Rouchy, J.M., 1999. Un événement exceptionnel : la crise de salinité messinienne de Méditerranée. In : Fröhlich F.& Schubnel H.-J. (Ed), Les âges de la Terre, MNHN, Paris, pp. 104-108.
- Rouilleau, J. et Trochon, R., 1952. *Météorologie Générale*. Gauthiers-Villars, Paris, t 1, 149 pp.
- Saad Z., Kaspard V., Slim K., Mroueh M., 2005. A hydrochemical and isotopic study of submarine fresh water along the coast in Lebanon. *Journal of Environmental Hydrology*, 13, paper 8.
- Sabbagh, G., 1961. Stratigraphie et tectonique du Liban, exemple de deux structures anticlinales. DES, Faculté des Sciences de Grenoble, 73 p.
- Sanlaville, P. (1977). *Etude géomorphologique de la région littorale du Liban*. Beyrouth, Université Libanaise.
- Schoeller, H., 1962. *Les eaux souterraines : Hydrologie, dynamique et chimique, recherche, exploitation et évaluation des ressources*. 636 p.
- Shaban A., 1999. Air borne thermal infrared scan of fresh water sources in the marine environment, Lebanon. *Proceed. Symposium CTM/UNEP, Beirut, 1999*, p. 9-13.
- Spéléorient, 2004 : inventaire des gouffres et cavités aux Liban.
- Theis, C.V., 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground water storage. *Trans, Am. Geophys. Union*, 16th Annual Meeting, pp. 519-524.

Annexes

Grottes et cavités	Carte 1/20.000	Nom de la carte	X	Y	Z	Développement	Géologie	Hydrogéologie	Bassin versant	Référence
h.Kfar Hatna	O5	Bejje	152500	255100	430	30	c5		Abou Ali	
m.al-Ain	O6	Douma	156680	250280	960	50	c4		El Jawz	Watwat 2
h. al-Qornet	O6	Douma	156860	250320	1070	-30	c4		El Jawz	Watwat 2
h. ech-Chmiss 3	O6	Douma	156570	250480	1005	-20	c4		El Jawz	Watwat 2
m. nabaa er-Rahoue	O7	Hasroun	173780	250560	2160	1100	c5	exsurgence	El Jawz	
m.Mar sarkis & Bakhos	O7	Hasroun	164400	255520	1300	40	c5		El Jawz	
h. al-Jadide	P5	Batroun	152000	258400	220	-21	c5		El Jawz	
h. al-Sadd	P6	Amioun	153240	258300	180	80	c5		El Jawz	Speleorient 4
m. al-Wahch	O8	Ainata	177160	252770	2170	30	c4		Abou Ali	Watwat 11 /Fiche T 2
m. Hamatoura	P6	Amioun	163620	262540	550	90	c4		Abou Ali	Speleorient 1
m.Nabaa al-Moutrane	P7	Ehden	173400	264860	1020	1215	c4	c.	Abou Ali	Speleorient 2
m.Jbab	P7	Ehden	175200	264820	1415	752	c4	exsurgence	Abou Ali	Speleorient 2
m.Mar Aabda	P7	Ehden	174180	260940	1550	334	c4	Trop plein	Abou Ali	Speleorient 2
m.Mar Sarkis	P7	Ehden	174220	260900	1550	95	c4	Exsurgence	Abou Ali	Speleorient 1
m.Joualmane	P7	Ehden	173520	264860	1050	202	c4		Abou Ali	Speleorient 2
m.Nabaa Afqa	P7	Ehden	174240	264680	1280	123	c4	c.	Abou Ali	Speleorient 2
h.Ejbaa	P7	Ehden	171860	263660	1200	-25	c4		Abou Ali	
h.Yahmoura	P7	Ehden	175120	261500	1970	-20	c4		Abou Ali	Speleorient 2
h.Sebeel	P7	Ehden	167040	262980	770	-80	c4	c.	Abou Ali	
m.al-haoua	P8	Becharre	176600	263620	1800		c4	c.	Abou Ali	Speleorient 2
m.an-Nouahir	P8	Becharre	177440	262340	2150	195	c4	exsurgence	Abou Ali	Speleorient 2
h.al-Aassafir	P8	Becharre	180740	254300	2140		c4		Abou Ali	Watwat 11
h.al-haoua	P8	Becharre	176200	263800	1750	-50	c4		Abou Ali	
h.al-Faouar	P8	Becharre	178260	265620	1830	-30	c4		Abou Ali	
m.Nabaa ez-Zire	Q7	Zgharta	169690	267920	480	99	c4		Abou Ali	Speleorient 4
h.Rachaaïne	Q7	Zgharta	170040	271440	260	-60	c4		Abou Ali	Speleorient 3
h.al-kseir	Q7	Zgharta	175720	268200	1230	-25	c4		Abou Ali	
m.Mar Elias 1	P6	Amioun	155360	259200	330	30	c4		El Asfour	Liban Souterrain
m.Nabaa Iskandar	P6	Amioun	163200	256960	680	70	c4	exsurgence	El Asfour	Watwat 11/ Speleorient 4/ Fiche T 1
m. al-Chillale	P6	Amioun	161180	257400	510	311	c4		El Asfour	Speleorient 2 et 4
m.Abou Aassi	P6	Amioun	161380	257560	680	83	c4		El Asfour	Speleorient 2
m.Djaj al-Mantouf	P6	Amioun	161580	257340	770	25	c4		El Asfour	Speleorient 4
m.Aarid at-Tiyyar	P6	Amioun	160340	258920	565	25	c5		El Asfour	Speleorient 4

Annexe 1 : Grottes et cavités de la zone d'étude (C4 : Cénomanien et C5 : Turonien).

Lieu du prélèvement des sources et des rivières	Code	Code2	X (lambert)	Y (lambert)
Nahr El Jawz Msaylha	1	JAR1	147026	259530
Chekka (bord de la mer)	2	S2	150505	265926
Chekka (Ain El Ajouz)	3	S3	150455	265749
Anfeh (Nabaa El Ghyr)	4	S4	151348	268139
Station Jradeh d'eau potable (Chekka)	5	F12	151556	266561
El Asfour aval (pont)	6	ASR6	150447	263991
El Asfour (pont Kfarhazir)	7	ASR7	153393	261390
Btaaboura (Ain El Fawka)	8	ASS8	153633	259802
Btaaboura (Ain Eттаhta)	9	ASS9	153740	259860
El Asfour (pont de Bziza)	10	ASR10	158915	260081
El Asfour (pont de Mazraat bani Saab)	11	ASR11	165088	256377
El Asfour (Nabaa Mar Challita, Qnat)	12	ASS12	166473	256765
Boukismaya (Ain Ayya)	13	JAS13	152716	257017
Kfarhelda (Nabeh Dalleh)	14	JAS14	161412	253247
El Jawz (Amont de Nabeh Dalleh)	15	JAR15	161466	253188
El Jawz (Pont de Kaftoun)	16	JAR16	155058	257243
Riviere temporaire a cote de la Station Jradeh	17	R17	151514	266474
Forage de l'industrie sucriere (chambre)	18	CF18	151497	266489
Mazraaet Bani Saaeb (Nabeh El Kazzab)	19	ASS19	164778	256321
Station 15 du ONL (limnimetre)	20	AAR20	165615	273747
Nahr El Merdachieh (Rachiine), Zgharta	21	AAR21	166813	273427
Bchinnine	22	AAR22	162963	265448
Nabeh Qadicha (effluent de Kousba)	23	AAR23	163234	263223
Nahr Abou Ali (amont de Kousba)	24	AAR24	163423	262788
Station electrique de Blouza -Tourza	25	AAR25	168989	260412
Nahr Qadicha (amont de Blouza - Tourza)	26	AAR26	169118	260080
Nahr El Mazraah - Bcharreh	27	AAR27	176558	255470
Nahr El Abiad - Bcharreh	28	AAR28	177099	255725
Nabeh Qadicha	29	AAS29	177745	256023
Nahr Bqerqacha-Nabeh El Aarbit	30	AAR30	175427	255415
Cimentiere de Chekka (face de l'industrie)	31	F31	151170	266569
Ain Malek (Bqerqacha)	32	AAS32	175350	255431
Ain Abou Naaoum (Pont de Kfarhazir)	33	ASS33	153356	261571
Ain Kfarhata (Kfarhata)	34	JAS34	152425	259580
Ain Dar Beechtar	35	ASS35	157192	258864
Ain Lkach (Kfarhazir)	36	S36	153502	262818
Ain Al Khawta (Hasroun)	37	AAS37	173798	255632
Nabeh Al Ghar (Kozhaya- Ehden)	38	AAS38	150592	265227

Annexe 2 : Codes et coordonnées des points d'observations.

Lieu de prélèvement des forages	Code	Code2	X (lambert)	Y (lambert)
Forage ancien à Chekka (nouvelle autoroute)	F1	F1	150535	264774
Maison de la famille Makhoul a Chekka	F2	F2	150917	265715
Maison de Georges Yacoub a Chekka	F3	F3	150982	265732
Immeuble de Georges Sassine a Chekka	F4	F4	150882	265746
Maison du Toni Khalil puit a Chekka	F5	F5	150017	261424
Maison de Walid Samrout a Kefraya	F6	F6	152751	261321
Industrie d'explosifs a Kfarhata	F7	ASF7	151508	260018
Forage du village a Ijd Ibrine	F8	JAF8	153982	259729
Maison de Nabil Nasr a Btaaboura	F9	ASF9	157191	258309
Dar Beehtar (Mazraaet Al Ghawi)	F10	ASF10	157677	262210
Forage d'Amioun	F11	F11	160097	259520
Pepiniere du Habib Touma a Bhabbouch	F13	ASF13	150535	265486
Bakhoss Abou Haydar (Chekka)	F14	F14	150520	265554
Youssef Daher (Chekka)	F15	F15	150501	265635
Chahid Jayj (Chekka)	F16	F16	150675	265944
Hanna Jaajah (Chekka)	F17	F17	150845	265888
Georges Farah (Chekka)	F18	F18	150795	265523
Salim El Hidd (Chekka)	F19	F19	150595	265603
Remond Saad (Chekka)	F20	F20	150538	265118
Milad Kfour (Chekka)	F21	F21	150541	264726
Challita Antouri (Chekka)	F22	F22	150691	264957
Tony Fadaous (Chekka)	F23	F23	151257	265322
Karim Bou Karim (Chekka)	F24	F24	151571	265355
Andreh Chammas (Chekka)	F25	F25	152224	265678
Hanna Harb (Chekka El Atika)	F26	F26	168801	260476
Maison du Karim Bou Karim (Chekka)	F27	F27	150899	265699
Chateau Ghawi (Dar Beehtar)	F28	ASF8	158254	260571

Annexe 2 (suite) : Codes et coordonnées des points d'observations.

Code	Dates de prélèvement des sources et des rivières																											
	13/1/05	27/1/05	9/2/2005	17/2/05	10/3/2005	31/3/05	14/4/05	29/4/05	3/5/2005	25/5/05	29/5/05	24/6/05	26/6/05	2/7/2005	3/7/2005	30/7/05	31/7/05	24/8/05	9/10/2005	14/10/05	2/12/2005	4/12/2005	11/1/2006	20/1/2006	26/3/2006	9/4/2006	21/5/06	
JAR1	1		1		1		1		1	1		1								1			1		1		1	
S2	1		1		1	1	1		1		1				1		1	1		1				1			1	1
S3	1		1		1	1	1		1		1				1		1	1		1				1			1	1
S4	1		1		1	1	1		1		1				1		1	1		1				1		1		
F12	1		1		1	1	1		1		1				1		1	1		1				1		1		1
ASR6	1		1		1	1	1		1	1						1		1	1		1			1		1	1	1
ASR7	1		1		1	1	1														1					1		
ASS8	1		1		1					1												1				1		
ASS9	1		1		1		1		1	1												1				1		
ASR10	1		1		1	1	1		1	1												1				1		1
ASR11	1		1		1	1	1		1	1																1		
ASS12	1		1		1	1	1		1	1				1		1		1	1		1					1		1
JAS13		1	1		1																				1		1	
JAS14		1	1		1		1		1	1		1				1		1	1		1				1		1	1
JAR15		1	1		1		1		1	1		1				1		1	1		1				1		1	1
JAR16			1		1		1		1	1		1				1		1	1		1				1	1	1	1
R17			1																									
CF18			1																									
ASS19			1		1	1	1		1	1				1		1		1	1		1					1		
AAR20				1	1		1		1				1			1		1	1				1			1		
AAR21				1	1		1		1	1			1									1						1
AAR22				1	1		1		1	1			1			1		1	1				1			1		1
AAR23				1	1		1		1				1					1		1		1				1		
AAR24				1	1		1		1				1							1			1					
AAR25				1	1		1		1				1			1		1		1			1			1		
AAR26				1	1		1		1				1			1		1		1		1			1		1	
AAR27				1	1		1		1	1													1			1		
AAR28				1	1		1		1	1				1		1		1	1				1			1		
AAS29				1	1		1		1	1				1		1		1	1				1			1		
AAR30				1	1		1		1	1				1					1				1			1		
F31					1	1	1		1		1				1		1	1		1								
AAS32					1		1		1	1				1		1		1	1				1			1		
ASS33									1					1	1		1	1		1					1		1	1
JAS34									1					1	1		1	1		1					1		1	1
ASS35								1								1				1		1					1	
S36															1		1	1		1						1		1
AAS37																			1	1			1			1		
AAS38																				1			1			1		

Annexe 3 : Dates de prélèvement des sources et des rivières.

Code 2	Dates de prélèvement des forages																												
	27/1/05	9/2/2005	17/2/05	10/3/2005	31/3/05	14/4/05	29/4/05	3/5/2005	25/5/05	29/5/05	24/6/05	26/6/05	2/7/2005	3/7/2005	30/7/05	31 /7/05	24/8/05	9/10/2005	14/10/05	16 /10/06	2/12/2005	4/12/2005	11/1/2006	20/1/2006	26/3/2006	9/4/2006	21/5/06		
F1						1				1						1				1			1				1	1	
F2						1										1					1			1				1	
F3						1										1					1			1				1	
F4						1										1					1			1				1	
F5						1				1						1			1				1					1	
F6						1									1			1				1				1		1	
ASF 7						1									1			1				1				1		1	
JAF 8						1									1			1				1				1		1	
ASF 9						1									1			1				1				1		1	
ASF 10									1							1			1				1					1	1
F11						1										1				1			1					1	
ASF 13						1									1			1				1				1			
F14										1						1					1			1				1	
F15										1						1					1			1				1	
F16										1						1				1				1				1	
F17										1						1				1				1				1	
F18										1						1				1				1				1	
F19										1						1				1				1				1	
F20										1						1				1				1				1	
F21										1																			
F22										1						1				1				1				1	
F23										1						1				1				1				1	
F24										1						1				1				1				1	
F25										1						1				1				1				1	1
F26										1						1				1								1	
F27																												1	

Annexe 3 (suite) : Dates de prélèvement des forages.

Date	Code	pH	C μS/cm	T °C	Prof. (m)	HCO ₃ ⁻	Dureté TH°f	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Si	Ca/Mg	Na/K	Cl/Na
13/1/2005	1	8.2	399.0	9.2		207.3	20.9	53.9	13.7	4.0	0.7	2.1	7.5	10.8	0.3	3.9	5.5	1.9
13/1/2005	2	7.0	750.0	16.0		270.5	27.3	83.1	14.7	42.7	2.5	1.8	96.5	21.7	1.8	5.7	17.4	2.3
13/1/2005	3	7.3	756.0	16.4		288.2	28.8	97.2	10.0	38.8	2.8	7.5	88.7	20.8	0.7	9.7	13.7	2.3
13/1/2005	4	7.4	984.0	19.5		351.4	47.7	155.7	12.1	31.0	0.7	29.9	64.4	78.7	10.7	12.9	43.7	2.1
13/1/2005	5	7.8	455.0	16.0		257.8	26.0	78.2	11.2	6.5	0.7	0.2	16.8	8.6	1.6	7.0	8.9	2.6
13/1/2005	6	8.1	3150.0	13.0		288.2	55.4	95.7	75.7	312.0	16.8	0.7	711.4	68.6	0.1	1.3	18.6	2.3
13/1/2005	7	8.3	482.0	9.8		219.9	28.4	75.8	16.6	7.7	1.5	0.2	14.3	75.1	1.1	4.6	5.0	1.9
13/1/2005	8	7.8	743.0	18.0		422.1	40.0	150.6	2.1	6.7	0.4	11.2	15.9	17.2	13.7	73.5	15.9	2.4
13/1/2005	9	7.4	903.0	16.8		518.2	48.6	182.5	4.8	13.4	2.9	17.5	27.3	25.5	4.9	38.0	4.6	2.0
13/1/2005	10	8.3	378.0	12.0		214.9	21.6	64.4	12.4	4.9	0.9	1.3	9.5	22.7	1.8	5.2	5.4	1.9
13/1/2005	11	8.4	464.0	6.4		257.8	26.0	78.7	14.1	4.0	0.8	0.3	9.3	42.8	1.7	5.6	5.0	2.3
13/1/2005	12	7.7	400.0	12.2		219.9	22.2	68.7	8.7	3.6	0.4	0.1	7.4	14.3	1.3	7.9	8.6	2.0
27/1/2005	1	7.7	460.0	18.4		239.1	24.0	83.1	3.1	6.0	0.9	3.2	12.1	7.5	2.1	26.7	6.6	2.0
27/1/2005	2	7.5	364.0	12.0		217.2	21.8	64.2	9.5	3.4	0.4	0.9	5.7	10.5	0.1	6.7	8.2	1.7
27/1/2005	3	7.7	385.0	8.0		222.0	22.9	58.2	13.7	3.8	0.7	0.6	6.0	9.6	0.1	4.3	5.5	1.6
9/2/2005	1	7.7	447.0	10.9		258.8	24.2	68.8	14.5	4.9	0.8	1.7	7.9	7.7	0.1	4.8	6.1	1.6
9/2/2005	2	7.2	459.0	16.4		269.0	29.0	80.8	14.3	5.8	0.6	0.2	11.1	23.5	0.2	5.7	10.5	1.9
9/2/2005	3	7.1	481.0	16.4		274.1	28.8	86.3	10.9	8.1	0.8	1.2	16.2	18.5	0.1	7.9	10.7	2.0
9/2/2005	4	7.1	880.0	19.1		353.6	47.1	150.8	14.0	23.2	0.5	24.3	51.0	78.1	9.6	10.8	44.6	2.2
9/2/2005	5	7.1	457.0	16.2		276.7	27.3	79.7	10.7	5.7	0.6	1.3	11.2	4.9	2.2	7.5	9.4	2.0
9/2/2005	6	7.6	832.0	10.9		266.4	39.2	85.2	34.9	37.5	3.6	0.2	92.8	69.3	0.8	2.4	10.5	2.5
9/2/2005	7	8.1	593.0	10.8		271.6	36.3	95.9	22.1	9.6	1.9	1.2	15.0	88.9	2.7	4.4	5.0	1.6
9/2/2005	8	7.1	723.0	16.4		402.2	44.0	147.5	3.7	6.9	0.3	12.8	18.9	17.1	5.8	39.5	22.9	2.7
9/2/2005	9	7.1	817.0	16.5		425.3	46.6	155.4	3.9	11.0	2.7	15.2	19.2	23.3	5.2	39.4	4.1	1.7
9/2/2005	10	8.0	444.0	10.3		256.2	27.9	77.5	14.6	5.7	0.8	0.7	10.1	28.5	1.2	5.3	7.1	1.8
9/2/2005	11	7.3	445.0	4.8		240.8	28.2	80.9	13.0	3.9	0.7	0.2	7.4	45.9	1.9	6.2	5.6	1.9
9/2/2005	12	7.1	400.0	11.2		238.3	26.0	84.5	7.2	3.8	0.3	0.2	7.0	30.9	0.9	11.7	11.4	1.9
9/2/2005	13	7.3	457.0	18.3		263.9	26.6	94.8	2.1	6.1	0.8	3.9	14.1	7.6	4.5	45.3	8.1	2.3
9/2/2005	14	6.8	395.0	12.4		233.1	23.8	68.8	9.4	3.6	0.4	0.4	7.1	9.7	0.0	7.3	9.6	2.0
9/2/2005	15	7.9	393.0	6.4		251.1	24.9	67.8	14.0	3.8	0.6	0.5	6.6	10.0	0.0	4.9	6.0	1.8
9/2/2005	16	7.7	450.0	10.9		274.1	27.9	74.9	14.3	4.6	1.2	0.9	8.5	9.6	0.1	5.2	3.9	1.8
9/2/2005	17	6.8	458.0	16.4		269.0	28.2	81.8	10.2	5.5	0.6	0.4	12.0	10.9	0.6	8.0	9.2	2.2

Annexe 4 : Composition chimique de tous les points d'eau (mg/l).

Date	Code	pH	C μS/cm	T °C	Prof. (m)	HCO ₃ ⁻	Dureté TH ^{of}	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Si	Ca/Mg	Na/K	Cl/Na
9/2/2005	18	6.8	460.0	16.1		274.1	29.0	84.7	9.9	5.5	0.6	0.2	11.9	10.9	0.1	8.5	10.0	2.1
9/2/2005	19	6.8	422.0	12.4		263.9	27.1	79.2	8.9	4.5	1.6	0.1	8.1	8.4	2.2	8.9	2.8	1.8
17/2/2005	1	7.6	543.0	16.1		292.1	32.1	95.8	14.6	8.8	1.7	3.4	15.9	39.9	0.6	6.6	5.2	1.8
17/2/2005	2	7.5	516.0	16.2		284.4	29.0	85.0	13.5	7.4	1.1	7.9	13.0	14.5	1.4	6.3	6.5	1.8
17/2/2005	3	7.9	439.0	10.1		248.5	24.2	68.4	15.7	5.3	1.1	2.7	10.8	15.9	0.3	4.4	5.0	2.1
17/2/2005	4	8.2	431.0	8.1		256.2	25.7	67.8	15.5	4.8	1.0	1.6	10.0	13.4	0.3	4.4	4.8	2.1
17/2/2005	5	7.7	452.0	11.2		251.1	25.7	25.6	39.9	6.2	1.1	1.0	10.5	13.8	0.3	0.6	5.9	1.7
17/2/2005	6	8.2	425.0	8.2		256.2	24.9	67.5	14.2	4.7	1.0	0.9	8.0	10.3	0.3	4.8	4.7	1.7
17/2/2005	7	8.4	444.0	11.4		266.4	26.4	75.6	15.3	4.9	1.1	0.4	8.1	20.6	1.1	4.9	4.7	1.6
17/2/2005	8	7.6	539.0	7.3		297.2	31.0	90.6	13.5	4.6	0.5	8.9	10.2	21.7	2.2	6.7	9.2	2.2
17/2/2005	9	7.8	330.0	6.9		189.6	19.1	61.8	3.3	3.2	0.5	0.3	5.3	3.8	0.3	19.0	6.8	1.6
17/2/2005	10	6.9	247.0	8.6		156.3	16.1	41.2	11.5	1.4	0.3	2.7	2.6	15.1	1.0	3.6	5.1	1.8
17/2/2005	11	7.7	371.0	5.6		215.2	22.9	55.1	16.8	2.9	0.5	2.9	4.7	17.9	0.2	3.3	6.2	1.7
10/3/2005	1	7.4	314.0	10.4		183.0	19.6	49.8	11.6	3.1	0.7	1.0	6.7	11.5	0.0	4.3	4.6	2.1
10/3/2005	2	6.5	508.0	15.5		224.5	22.8	57.4	14.1	24.9	1.2	4.4	41.0	8.8	1.5	4.1	20.2	1.6
10/3/2005	3	6.7	518.0	15.7		229.4	23.0	61.7	13.9	21.8	1.4	4.7	36.6	9.5	0.3	4.4	15.7	1.7
10/3/2005	4	6.6	868.0	19.3		327.0	23.8	85.6	14.5	33.4	1.6	6.8	52.5	10.5	12.1	5.9	21.0	1.6
10/3/2005	5	6.9	414.0	15.6		217.2	21.8	60.7	12.1	5.3	0.7	4.3	13.6	7.9	0.1	5.0	7.8	2.6
10/3/2005	6	7.2	844.0	13.5		183.0	23.4	70.7	11.9	71.8	4.2	0.1	153.9	36.9	0.8	5.9	17.3	2.1
10/3/2005	7	7.2	353.0	13.1		173.2	17.4	50.3	10.3	4.4	1.0	0.8	7.5	33.6	1.0	4.9	4.4	1.7
10/3/2005	8	6.8	746.0	16.9		375.8	37.6	146.5	0.0	6.8	0.4	15.0	20.1	22.6	12.2	3662.5	15.9	2.9
10/3/2005	9	6.7	883.0	16.7		405.0	43.6	165.1	1.8	18.7	3.7	24.6	31.7	49.4	5.1	93.3	5.1	1.7
10/3/2005	10	7.4	347.0	11.6		175.7	17.8	55.0	8.9	4.3	0.9	0.2	8.0	20.8	0.6	6.2	5.0	1.8
10/3/2005	11	7.1	347.0	7.2		183.0	19.8	58.3	8.8	3.3	0.7	0.1	6.2	22.5	1.6	6.7	4.6	1.9
10/3/2005	12	6.7	391.0	11.1		212.3	21.4	65.8	6.3	3.4	0.4	0.1	6.4	9.9	0.9	10.5	8.0	1.9
10/3/2005	13	6.8	469.0	17.5		234.2	23.6	82.7	1.7	6.0	1.1	3.7	15.2	4.2	5.1	48.6	5.4	2.5
10/3/2005	14	6.8	287.0	8.8		148.8	15.0	41.5	8.3	3.1	0.6	3.3	4.9	8.4	1.0	5.0	4.9	1.6
10/3/2005	15	7.0	322.0	8.5		197.6	19.8	53.8	10.5	3.1	0.6	1.1	5.2	7.1	0.0	5.1	4.8	1.7
10/3/2005	16	7.2	320.0	10.1		178.1	16.8	48.6	9.8	3.4	0.8	1.2	5.5	7.5	0.0	5.0	4.0	1.6
10/3/2005	19	7.4	439.0	12.3		246.4	24.8	67.5	11.6	5.6	2.7	3.7	8.7	6.8	2.3	5.8	2.0	1.6
10/3/2005	20	6.8	375.0	13.9		190.3	19.0	60.0	8.3	4.8	0.8	11.5	10.0	8.1	0.2	7.3	6.0	2.1
10/3/2005	21	7.0	364.0	13.7		185.4	18.8	54.0	10.0	4.7	0.7	7.3	9.9	7.4	0.2	5.4	7.2	2.1
10/3/2005	22	7.4	349.0	9.6		197.6	19.8	47.6	15.2	3.9	0.9	3.1	6.1	10.1	0.0	3.1	4.5	1.6

Annexe 4 (suite) : Composition chimique de tous les points d'eau.

Date	Code	pH	C μS/cm	T °C	Prof. (m)	HCO ₃ ⁻	Dureté TH°f	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Si	Ca/Mg	Na/K	Cl/Na
10/3/2005	23	7.4	341.0	8.4		192.8	19.6	47.8	13.6	3.3	0.8	3.4	5.5	7.2	0.0	3.5	4.3	1.7
10/3/2005	24	7.5	349.0	9.4		195.2	19.6	49.6	13.8	3.4	0.8	3.4	6.0	10.1	0.2	3.6	4.2	1.8
10/3/2005	25	7.4	337.0	7.9		192.8	20.0	47.3	13.7	3.2	0.9	3.8	5.4	8.5	0.0	3.5	3.7	1.7
10/3/2005	26	7.3	346.0	8.2		185.4	18.2	45.8	13.7	3.2	1.0	2.0	5.4	9.9	0.0	3.3	3.3	1.7
10/3/2005	27	6.7	308.0	5.0		173.2	17.4	45.4	10.3	3.1	0.7	3.8	6.7	6.7	0.4	4.4	4.4	2.1
10/3/2005	28	7.2	325.0	6.2		187.9	19.0	62.7	2.7	2.7	0.6	3.1	5.1	6.7	0.4	23.6	4.5	1.9
10/3/2005	29	6.9	270.0	8.6		158.6	18.4	48.1	10.2	1.6	0.4	4.6	3.8	18.5	0.3	4.7	3.8	2.3
10/3/2005	30	7.3	339.0	6.6		187.9	18.6	46.4	14.2	2.3	0.6	10.5	4.6	6.0	0.0	3.3	4.0	2.0
10/3/2005	31	6.7	418.0	16.8		224.5	23.2	63.0	11.7	5.7	0.8	2.6	13.8	8.3	0.9	5.4	6.8	2.4
10/3/2005	32	6.7	526.0	9.8		280.6	27.8	68.5	20.7	5.8	1.7	4.8	9.7	12.9	0.6	3.3	3.3	1.7
31/3/2005	2	6.9	2040.0	15.9		241.6	36.0	115.6	12.3	314.8	11.4	26.6	515.0	44.4	1.5	9.4	27.6	1.6
31/3/2005	3	7.0	1655.0	16.7		270.8	37.0	75.3	13.0	11.6	1.1	3.0	22.2	9.3	2.4	5.8	11.0	1.9
31/3/2005	4	6.9	870.0	19.5		329.4	39.2	107.8	20.4	8.8	0.8	24.1	21.5	39.1	2.4	5.3	11.7	2.4
31/3/2005	5	6.9	458.0	17.8		231.8	23.2	64.9	15.4	25.9	0.5	0.1	42.1	45.2	11.6	4.2	51.8	1.6
31/3/2005	6	8.8	7850.0	23.5		253.8	98.0	343.0	161.0	896.0	46.2	0.3	2292.0	247.7	0.2	2.1	19.4	2.6
31/3/2005	7	7.9	384.0	19.2		183.0	20.0	52.3	15.6	6.0	1.3	0.6	10.9	39.8	0.7	3.3	4.5	1.8
31/3/2005	10	8.2	375.0	17.5		195.2	20.2	56.3	14.1	4.9	1.2	0.0	9.7	26.0	0.5	4.0	4.1	2.0
31/3/2005	11	7.6	405.0	16.2		197.6	21.2	63.7	11.7	4.0	0.8	1.2	8.8	30.8	2.1	5.4	4.9	2.2
31/3/2005	12	6.9	410.0	13.7		229.4	23.0	69.2	13.6	3.7	0.6	16.9	8.2	13.9	1.2	5.1	6.4	2.2
31/3/2005	19	6.2	174.0	13.8		39.0	6.8	23.4	1.5	3.6	0.6	4.0	8.3	27.3	2.2	16.1	5.8	2.3
31/3/2005	31	7.0	457.0	18.3		224.5	22.4	48.0	24.3	178.0	9.7	5.0	408.0	20.7	1.2	2.0	18.4	2.3
31/3/2005	32	7.7	375.0	19.1		163.5	19.4	48.2	15.0	6.3	1.5	4.7	11.7	34.6	0.0	3.2	4.2	1.8
14/4/2005	1	7.8	323.0	13.0		173.2	16.8	47.9	9.4	3.1	0.7	2.6	5.4	6.5	0.0	5.1	4.7	1.7
14/4/2005	2	7.1	664.0	15.4		219.6	22.0	65.5	13.2	44.5	2.4	3.2	79.4	17.9	1.9	5.0	18.3	1.8
14/4/2005	3	6.9	646.0	16.0		224.5	22.6	66.5	12.5	44.5	2.0	3.5	74.5	17.0	0.0	5.3	22.5	1.7
14/4/2005	4	6.8	873.0	19.5		331.8	39.2	127.1	12.3	30.9	0.6	23.1	53.8	55.2	12.9	10.3	52.4	1.7
14/4/2005	5	7.0	403.0	15.9		217.2	21.8	65.3	9.4	5.9	0.8	2.1	12.4	8.4	0.2	7.0	7.4	2.1
14/4/2005	6	8.1	7900.0	21.4		256.2	91.0	344.0	126.4	896.0	50.7	2.9	2126.0	288.0	1.1	2.7	17.7	2.4
14/4/2005	7	7.9	372.0	17.7		170.8	19.4	54.2	12.3	6.4	1.6	1.2	10.3	37.4	1.7	4.4	4.1	1.6
14/4/2005	9	6.7	883.0	17.9		441.6	44.2	169.5	3.1	17.9	3.3	22.8	29.8	47.0	2.9	55.0	5.4	1.7
14/4/2005	10	8.0	370.0	15.5		202.5	20.8	61.7	11.3	4.9	1.1	1.3	9.4	21.7	1.5	5.5	4.5	1.9
14/4/2005	11	7.2	407.0	15.0		195.2	20.8	62.5	10.7	4.0	1.0	0.0	8.5	44.0	10.9	5.8	4.0	2.1
14/4/2005	12	6.9	404.0	13.5		217.2	22.0	68.2	8.2	3.7	0.5	1.0	7.2	13.2	0.3	8.3	7.3	2.0

Annexe 4 (suite) : Composition chimique de tous les points d'eau.

Date	Code	pH	C μS/cm	T °C	Prof. (m)	HCO ₃ ⁻	Dureté TH°f	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Si	Ca/Mg	Na/K	Cl/Na
10/3/2005	23	7.4	341.0	8.4		192.8	19.6	47.8	13.6	3.3	0.8	3.4	5.5	7.2	0.0	3.5	4.3	1.7
10/3/2005	24	7.5	349.0	9.4		195.2	19.6	49.6	13.8	3.4	0.8	3.4	6.0	10.1	0.2	3.6	4.2	1.8
10/3/2005	25	7.4	337.0	7.9		192.8	20.0	47.3	13.7	3.2	0.9	3.8	5.4	8.5	0.0	3.5	3.7	1.7
10/3/2005	26	7.3	346.0	8.2		185.4	18.2	45.8	13.7	3.2	1.0	2.0	5.4	9.9	0.0	3.3	3.3	1.7
10/3/2005	27	6.7	308.0	5.0		173.2	17.4	45.4	10.3	3.1	0.7	3.8	6.7	6.7	0.4	4.4	4.4	2.1
10/3/2005	28	7.2	325.0	6.2		187.9	19.0	62.7	2.7	2.7	0.6	3.1	5.1	6.7	0.4	23.6	4.5	1.9
10/3/2005	29	6.9	270.0	8.6		158.6	18.4	48.1	10.2	1.6	0.4	4.6	3.8	18.5	0.3	4.7	3.8	2.3
10/3/2005	30	7.3	339.0	6.6		187.9	18.6	46.4	14.2	2.3	0.6	10.5	4.6	6.0	0.0	3.3	4.0	2.0
10/3/2005	31	6.7	418.0	16.8		224.5	23.2	63.0	11.7	5.7	0.8	2.6	13.8	8.3	0.9	5.4	6.8	2.4
10/3/2005	32	6.7	526.0	9.8		280.6	27.8	68.5	20.7	5.8	1.7	4.8	9.7	12.9	0.6	3.3	3.3	1.7
31/3/2005	2	6.9	2040.0	15.9		241.6	36.0	115.6	12.3	314.8	11.4	26.6	515.0	44.4	1.5	9.4	27.6	1.6
31/3/2005	3	7.0	1655.0	16.7		270.8	37.0	75.3	13.0	11.6	1.1	3.0	22.2	9.3	2.4	5.8	11.0	1.9
31/3/2005	4	6.9	870.0	19.5		329.4	39.2	107.8	20.4	8.8	0.8	24.1	21.5	39.1	2.4	5.3	11.7	2.4
31/3/2005	5	6.9	458.0	17.8		231.8	23.2	64.9	15.4	25.9	0.5	0.1	42.1	45.2	11.6	4.2	51.8	1.6
31/3/2005	6	8.8	7850.0	23.5		253.8	98.0	343.0	161.0	896.0	46.2	0.3	2292.0	247.7	0.2	2.1	19.4	2.6
31/3/2005	7	7.9	384.0	19.2		183.0	20.0	52.3	15.6	6.0	1.3	0.6	10.9	39.8	0.7	3.3	4.5	1.8
31/3/2005	10	8.2	375.0	17.5		195.2	20.2	56.3	14.1	4.9	1.2	0.0	9.7	26.0	0.5	4.0	4.1	2.0
31/3/2005	11	7.6	405.0	16.2		197.6	21.2	63.7	11.7	4.0	0.8	1.2	8.8	30.8	2.1	5.4	4.9	2.2
31/3/2005	12	6.9	410.0	13.7		229.4	23.0	69.2	13.6	3.7	0.6	16.9	8.2	13.9	1.2	5.1	6.4	2.2
31/3/2005	19	6.2	174.0	13.8		39.0	6.8	23.4	1.5	3.6	0.6	4.0	8.3	27.3	2.2	16.1	5.8	2.3
31/3/2005	31	7.0	457.0	18.3		224.5	22.4	48.0	24.3	178.0	9.7	5.0	408.0	20.7	1.2	2.0	18.4	2.3
31/3/2005	32	7.7	375.0	19.1		163.5	19.4	48.2	15.0	6.3	1.5	4.7	11.7	34.6	0.0	3.2	4.2	1.8
14/4/2005	1	7.8	323.0	13.0		173.2	16.8	47.9	9.4	3.1	0.7	2.6	5.4	6.5	0.0	5.1	4.7	1.7
14/4/2005	2	7.1	664.0	15.4		219.6	22.0	65.5	13.2	44.5	2.4	3.2	79.4	17.9	1.9	5.0	18.3	1.8
14/4/2005	3	6.9	646.0	16.0		224.5	22.6	66.5	12.5	44.5	2.0	3.5	74.5	17.0	0.0	5.3	22.5	1.7
14/4/2005	4	6.8	873.0	19.5		331.8	39.2	127.1	12.3	30.9	0.6	23.1	53.8	55.2	12.9	10.3	52.4	1.7
14/4/2005	5	7.0	403.0	15.9		217.2	21.8	65.3	9.4	5.9	0.8	2.1	12.4	8.4	0.2	7.0	7.4	2.1
14/4/2005	6	8.1	7900.0	21.4		256.2	91.0	344.0	126.4	896.0	50.7	2.9	2126.0	288.0	1.1	2.7	17.7	2.4
14/4/2005	7	7.9	372.0	17.7		170.8	19.4	54.2	12.3	6.4	1.6	1.2	10.3	37.4	1.7	4.4	4.1	1.6
14/4/2005	9	6.7	883.0	17.9		441.6	44.2	169.5	3.1	17.9	3.3	22.8	29.8	47.0	2.9	55.0	5.4	1.7
14/4/2005	10	8.0	370.0	15.5		202.5	20.8	61.7	11.3	4.9	1.1	1.3	9.4	21.7	1.5	5.5	4.5	1.9
14/4/2005	11	7.2	407.0	15.0		195.2	20.8	62.5	10.7	4.0	1.0	0.0	8.5	44.0	10.9	5.8	4.0	2.1
14/4/2005	12	6.9	404.0	13.5		217.2	22.0	68.2	8.2	3.7	0.5	1.0	7.2	13.2	0.3	8.3	7.3	2.0

Annexe 4 (suite) : Composition chimique de tous les points d'eau.

Date	Code	pH	C μS/cm	T °C	Prof. (m)	HCO ₃ ⁻	Dureté TH°f	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Si	Ca/Mg	Na/K	Cl/Na
14/4/2005	11	7.2	407.0	15.0		195.2	20.8	62.5	10.7	4.0	1.0	0.0	8.5	44.0	10.9	5.8	4.0	2.1
14/4/2005	12	6.9	404.0	13.5		217.2	22.0	68.2	8.2	3.7	0.5	1.0	7.2	13.2	0.3	8.3	7.3	2.0
14/4/2005	14	6.9	281.0	11.6		156.2	15.8	44.0	7.7	2.9	0.6	2.6	4.9	6.3	0.0	5.8	5.1	1.7
14/4/2005	15	7.2	335.0	10.9		197.6	18.6	53.8	10.3	3.0	0.6	2.0	4.7	6.2	0.5	5.2	5.4	1.6
14/4/2005	16	7.5	327.0	12.5		197.6	19.8	27.3	1.7	3.7	0.6	1.4	8.0	26.0	0.0	16.1	6.4	2.2
14/4/2005	19	6.3	176.6	16.6		51.2	8.4	63.4	9.3	5.2	1.1	10.7	9.5	8.9	1.9	6.8	4.8	1.8
14/4/2005	20	7.4	373.0	15.3		205.0	22.2	55.7	9.4	3.1	0.6	2.7	5.2	6.2	0.1	5.9	5.0	1.7
14/4/2005	21	7.1	356.0	14.6		197.6	20.4	57.4	8.9	4.1	0.7	6.3	7.7	6.6	0.2	6.5	5.8	1.9
14/4/2005	22	7.5	299.0	12.9		178.1	18.4	52.9	9.3	2.7	0.6	1.5	4.4	14.9	0.0	5.7	4.3	1.6
14/4/2005	23	7.5	289.0	12.0		165.9	16.8	45.3	8.9	2.5	0.5	4.1	4.1	5.6	0.0	5.1	4.6	1.7
14/4/2005	24	7.3	301.0	12.8		173.2	17.4	47.5	9.5	2.7	0.6	2.3	4.7	6.2	0.0	5.0	4.3	1.8
14/4/2005	25	7.2	280.0	11.1		165.9	16.8	45.1	8.5	2.5	0.8	2.1	4.3	5.1	0.0	5.3	3.0	1.7
14/4/2005	26	7.3	300.0	12.1		175.7	17.8	48.2	9.7	2.5	0.6	3.4	4.3	6.1	0.2	5.0	4.1	1.7
14/4/2005	27	7.5	279.0	10.9		168.4	16.8	45.8	8.1	2.2	0.6	1.3	4.4	4.3	0.9	5.6	3.9	2.0
14/4/2005	28	7.5	288.0	10.7		165.9	16.6	44.2	9.5	2.0	0.4	1.9	3.4	4.2	0.6	4.7	4.9	1.7
14/4/2005	29	6.9	250.0	8.7		148.8	15.0	42.1	6.6	1.4	0.4	3.8	3.0	1.5	0.9	6.4	3.6	2.1
14/4/2005	30	7.5	304.0	10.7		183.0	18.4	46.8	11.7	2.0	0.4	2.4	3.9	4.8	0.2	4.0	4.9	2.0
14/4/2005	31	6.9	406.0	20.3		217.2	21.6	63.7	9.4	5.7	0.8	1.2	11.5	8.4	0.6	6.7	7.6	2.0
14/4/2005	32	6.9	515.0	9.8		278.2	27.8	75.1	16.2	5.6	1.8	11.8	9.5	12.9	2.6	4.6	3.2	1.7
29/4/2005	F1	7.1	1184.0	19.3		319.6	36.2	115.9	16.0	71.4	9.9	40.2	156.5	32.2	0.4	7.2	7.2	2.2
29/4/2005	F2	7.1	4430.0	20.3		336.7	66.4	145.5	68.5	525.0	32.6	17.7	1060.0	104.1	2.1	2.1	16.1	2.0
29/4/2005	F3	6.8	1198.0	21.0		380.6	41.2	130.3	19.0	63.9	12.2	62.2	113.3	27.9	5.2	6.9	5.2	1.8
29/4/2005	F4	6.9	998.0	21.3		351.4	37.2	126.0	12.2	32.6	9.6	63.8	77.6	21.3	1.3	10.3	3.4	2.4
29/4/2005	F5	6.9	1306.0	20.3		319.6	37.0	135.0	17.0	94.1	12.2	37.8	189.9	40.9	4.4	8.0	7.7	2.0
29/4/2005	F6	7.2	565.0	18.9	298.0	283.0	29.0	107.2	1.6	7.0	0.6	13.1	18.2	11.8	13.5	68.7	12.7	2.6
29/4/2005	F7	7.0	467.0	24.0		248.9	24.2	74.0	11.2	6.5	1.1	9.3	13.5	8.0	4.0	6.6	6.2	2.1
29/4/2005	F8	7.6	518.0	21.5	300.0	270.8	25.6	82.7	11.9	8.0	1.5	11.9	16.5	7.4	4.9	6.9	5.2	2.1
29/4/2005	F9	6.8	766.0	20.4	280.0	361.1	36.0	116.6	13.6	16.1	4.4	34.4	28.2	14.7	8.3	8.6	3.7	1.8
29/4/2005	35	6.8	756.0	18.2		385.5	39.8	127.8	17.9	5.6	1.5	2.1	9.7	55.8	2.2	7.1	3.7	1.8
29/4/2005	F11	6.9	477.0	17.5		266.0	24.2	91.5	3.2	11.4	1.1	3.9	18.0	35.7	10.1	28.9	10.9	1.6
29/4/2005	F13	7.4	481.0	21.2	350.0	234.2	22.6	62.9	14.9	10.1	6.9	6.7	17.0	18.4	0.9	4.2	1.5	1.7
3/5/2005	1	7.5	377.0	12.8		197.6	20.0	47.7	15.3	4.0	0.9	2.2	6.6	11.0	0.8	3.1	4.3	1.7
3/5/2005	2	6.7	2820.0	16.0		226.9	43.6	68.5	62.8	335.0	19.5	2.9	625.0	85.6	1.2	1.1	17.2	1.9

Annexe 4 (suite) : Composition chimique de tous les points d'eau.

Date	Code	pH	C μ S/cm	T °C	Prof. (m)	HCO ₃ ⁻	Dureté TH ^{of}	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Si	Ca/Mg	Na/K	Cl/Na
3/5/2005	3	6.7	1375.0	17.2		268.4	32.8	80.2	29.7	117.5	12.4	14.4	212.0	36.8	1.8	2.7	9.5	1.8
3/5/2005	4	6.7	865.0	19.6		319.6	38.8	127.2	15.1	18.4	6.7	26.2	53.4	52.1	12.0	8.4	2.7	2.9
3/5/2005	5	6.9	489.0	17.0		229.4	23.0	59.8	14.6	17.4	1.4	4.2	29.4	11.1	0.2	4.1	12.4	1.7
3/5/2005	6	8.3	8140.0	23.6		319.6	100.0	423.0	167.8	1082.0	57.7	3.9	2449.0	274.0	2.8	2.5	18.8	2.3
3/5/2005	9	6.7	875.0	18.6		419.7	43.0	159.1	3.2	17.9	4.0	27.2	30.0	37.4	4.5	49.6	4.5	1.7
3/5/2005	10	8.0	365.0	19.2		205.0	19.6	48.6	16.5	5.0	1.2	1.7	8.9	20.0	1.6	2.9	4.3	1.8
3/5/2005	11	8.0	414.0	17.1		197.6	22.0	64.5	13.0	4.0	0.9	0.0	8.5	39.0	2.2	5.0	4.7	2.1
3/5/2005	12	6.9	416.0	13.4		239.1	22.4	66.6	13.0	3.7	0.6	0.9	7.0	14.0	1.7	5.1	6.5	1.9
3/5/2005	14	6.9	370.0	12.6		214.7	20.0	54.4	14.0	3.4	0.6	2.3	6.8	8.7	0.6	3.9	6.0	2.0
3/5/2005	15	7.3	363.0	11.3		197.6	19.8	45.9	15.4	3.4	0.8	1.5	6.2	7.0	0.3	3.0	4.5	1.8
3/5/2005	16	7.9	389.0	13.2		222.0	22.2	58.2	15.8	4.0	1.0	3.7	7.5	8.9	0.4	3.7	4.2	1.9
3/5/2005	19	6.2	184.0	15.6		58.6	8.2	30.1	1.3	3.7	0.6	1.5	9.3	23.3	1.8	23.9	6.1	2.6
3/5/2005	20	7.0	350.0	13.8		185.4	19.2	56.1	8.4	4.3	0.3	8.1	7.8	7.1	0.1	6.7	13.6	1.8
3/5/2005	21	7.7	330.0	13.4		178.1	18.6	50.6	9.5	3.7	0.7	7.9	8.3	5.1	0.0	5.3	5.5	2.3
3/5/2005	22	7.1	303.0	11.8		165.9	16.8	39.0	11.9	2.8	0.8	3.4	4.6	7.2	0.0	3.3	3.5	1.6
3/5/2005	23	7.2	277.0	10.0		153.7	15.4	39.8	10.1	2.3	0.5	4.1	4.0	5.0	0.1	3.9	4.3	1.8
3/5/2005	24	7.4	315.0	12.0		168.4	17.0	41.8	12.5	2.9	0.6	3.5	5.3	7.2	0.0	3.3	4.7	1.8
3/5/2005	25	7.3	276.0	9.8		151.3	16.4	41.1	9.8	2.4	0.6	4.2	4.1	8.3	0.1	4.2	4.0	1.7
3/5/2005	26	7.4	315.0	10.9		183.0	18.4	46.2	12.7	2.8	0.7	3.0	5.1	7.2	0.1	3.6	4.2	1.9
3/5/2005	27	7.3	280.0	8.7		165.9	16.8	43.1	10.0	2.1	0.5	1.9	3.3	4.2	1.0	4.3	4.1	1.6
3/5/2005	28	7.2	291.0	8.9		178.1	17.4	43.6	10.9	1.8	0.4	2.5	3.1	4.0	0.5	4.0	4.5	1.7
3/5/2005	29	6.7	239.0	8.2		134.2	13.6	34.8	8.2	1.2	0.3	3.4	3.1	1.4	1.2	4.3	3.6	2.7
3/5/2005	30	7.3	293.0	8.5		175.7	19.4	46.1	13.1	1.7	0.3	2.4	3.8	12.4	0.9	3.5	5.0	2.2
3/5/2005	31	7.7	494.0	21.6		214.7	21.6	57.9	14.6	16.1	1.5	5.0	33.1	9.8	2.3	4.0	10.6	2.1
3/5/2005	32	6.6	474.0	10.2		261.1	26.2	65.1	18.6	5.3	1.5	11.1	8.6	12.5	2.3	3.5	3.4	1.6
3/5/2005	33	6.8	570.0	17.6		270.8	27.2	102.9	2.8	9.3	1.1	4.7	21.3	26.3	2.7	36.4	8.8	2.3
3/5/2005	34	7.0	566.0	17.9		268.4	27.2	103.6	1.2	6.5	0.6	14.6	19.6	12.9	13.2	84.9	10.9	3.0
25/5/2005	1	7.8	336.0	20.1		180.6	20.8	45.7	16.0	4.4	0.6	1.6	8.0	13.3	0.8	2.9	7.8	1.8
25/5/2005	6	8.5	10120.0	25.5		219.6	121.0	367.0	311.0	1322.0	64.5	2.1	3195.0	332.0	2.8	1.2	20.5	2.4
25/5/2005	8	7.7	683.0	18.7		356.2	35.8	138.2	2.0	7.3	0.4	14.8	21.8	24.5	13.3	68.4	16.6	3.0
25/5/2005	9	6.7	865.0	20.3		407.5	43.0	158.9	3.1	15.6	3.3	26.3	25.7	42.4	5.7	51.1	4.7	1.7
25/5/2005	10	8.3	354.0	23.0		168.4	20.0	40.1	18.4	6.0	1.0	0.5	10.1	28.6	0.0	2.2	5.8	1.7
25/5/2005	11	7.2	424.0	17.6		192.8	22.6	65.7	12.5	4.2	0.8	0.8	7.9	46.8	2.4	5.3	5.2	1.9

Annexe 4 (suite) : Composition chimique de tous les points d'eau.

Date	Code	pH	C μS/cm	T °C	Prof. (m)	HCO ₃ ⁻	Dureté TH°f	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Si	Ca/Mg	Na/K	Cl/Na
25/5/2005	12	7.0	422.0	13.4		236.7	23.8	63.5	14.0	3.8	1.4	0.4	6.8	16.7	2.2	4.5	2.7	1.8
25/5/2005	14	7.2	396.0	14.2		217.2	21.8	55.3	14.8	4.1	0.7	1.7	6.5	9.7	1.6	3.7	6.0	1.6
25/5/2005	15	8.1	370.0	15.0		226.9	21.6	55.7	15.2	3.7	0.7	2.2	6.6	9.6	0.0	3.7	5.3	1.8
25/5/2005	16	8.0	391.0	16.5		207.4	22.8	53.7	16.3	4.3	0.8	1.9	10.0	9.9	0.0	3.3	5.5	2.3
25/5/2005	19	6.5	227.0	20.2		97.6	10.8	39.6	1.5	4.0	0.6	0.4	8.0	19.6	2.4	27.3	6.2	2.0
25/5/2005	21	6.7	266.0	12.2		148.8	15.6	41.3	8.4	2.8	0.5	5.3	6.3	4.3	0.3	4.9	5.5	2.3
25/5/2005	22	7.4	276.0	13.9		165.9	17.2	42.0	10.8	2.6	0.5	2.9	4.5	6.0	0.9	3.9	5.2	1.7
25/5/2005	27	7.8	260.0	11.6		156.2	16.8	42.1	10.3	2.2	0.4	1.8	4.0	4.2	1.3	4.1	5.7	1.8
25/5/2005	28	7.3	274.0	10.8		165.9	16.7	39.1	11.4	1.8	0.3	2.0	3.7	4.6	1.0	3.4	5.5	2.1
25/5/2005	29	6.9	220.0	7.9		134.2	13.6	32.5	9.2	1.2	0.3	2.9	2.7	0.8	1.2	3.5	4.0	2.3
25/5/2005	30	7.6	312.0	10.6		183.0	18.0	44.1	14.2	2.1	0.6	4.1	4.8	6.0	0.1	3.1	3.6	2.3
25/5/2005	32	6.8	421.0	10.2		273.3	28.0	68.2	20.0	5.8	1.6	14.8	9.7	13.9	2.6	3.4	3.6	1.7
25/5/2005	F10	6.7	629.0	18.9		309.9	31.2	110.6	6.0	9.6	2.5	19.3	18.8	15.8	3.6	18.5	3.9	2.0
29/5/2005	S2	7.3	8090.0	17.2		222.0	157.6	121.6	441.0	3209.0	157.5	2.5	6106.0	804.0	1.8	0.3	20.4	1.9
29/5/2005	S3	7.0	5030.0	17.0		236.7	67.2	104.6	84.4	834.0	31.9	3.3	1420.0	374.0	2.5	1.2	26.1	1.7
29/5/2005	S4	6.9	856.0	19.8		331.8	40.2	129.6	14.4	22.8	0.6	22.0	45.1	57.5	13.0	9.0	38.6	2.0
29/5/2005	F12	7.2	484.0	17.6		241.6	23.4	62.8	14.8	11.6	1.1	3.7	23.0	11.0	2.5	4.2	10.4	2.0
29/5/2005	F31	7.3	486.0	18.0		246.4	23.2	63.6	14.6	10.1	1.2	4.3	18.6	18.6	2.5	4.4	8.6	1.8
29/5/2005	F5	6.8	1620.0	20.4	4.4	283.0	53.8	98.0	68.1	378.0	21.9	20.5	640.0	122.7	4.3	1.4	17.3	1.7
29/5/2005	F14	6.9	1808.0	21.2	3.6	358.7	46.0	125.8	28.2	219.0	7.7	28.7	405.0	60.4	5.1	4.5	28.4	1.8
29/5/2005	F15	6.9	2700.0	29.8	4.5	300.1	55.8	144.0	37.4	355.0	17.4	24.2	666.0	93.8	4.7	3.8	20.4	1.9
29/5/2005	F16	7.5	2224.0	19.5	6.9	273.3	48.0	118.8	40.9	260.0	21.2	18.3	568.0	65.8	3.5	2.9	12.3	2.2
29/5/2005	F17	6.8	736.0	19.7	8.3	314.8	33.0	105.2	12.9	25.5	2.0	21.0	41.2	50.0	5.9	8.1	12.6	1.6
29/5/2005	F18	6.9	756.0	19.5	10.7	336.7	34.2	104.4	12.3	24.6	1.8	23.3	40.3	29.8	6.2	8.5	13.7	1.6
29/5/2005	F19	7.1	974.0	20.3	5.0	402.6	38.6	123.2	18.0	76.8	17.4	42.3	121.6	63.4	2.2	6.8	4.4	1.6
29/5/2005	F20	6.9	862.0	20.4	7.6	363.6	36.6	115.6	12.3	25.8	4.5	31.0	37.1	30.0	4.7	9.4	5.8	1.4
29/5/2005	F1	7.0	618.0	19.5	5.6	287.9	33.8	95.2	21.3	57.7	6.3	26.1	102.8	32.1	4.5	4.5	9.1	1.8
29/5/2005	F21	6.9	1144.0	21.0	5.8	351.4	49.0	135.8	31.7	28.5	8.2	36.8	57.9	110.4	5.6	4.3	3.5	2.0
29/5/2005	F22	7.1	4380.0	20.4	9.8	375.8	68.2	145.2	71.5	641.0	26.4	0.2	1139.0	260.0	0.1	2.0	24.3	1.8
29/5/2005	F23	7.2	4030.0	20.4	10.1	312.3	57.6	97.8	78.5	595.0	27.5	8.8	1062.0	214.0	6.0	1.2	21.7	1.8
29/5/2005	F24	7.2	1036.0	21.3	100.0	331.8	36.2	113.6	13.7	61.9	4.9	47.8	105.6	45.7	7.9	8.3	12.6	1.7
29/5/2005	F25	7.0	800.0	21.4	70.0	302.6	31.8	103.2	11.0	29.3	3.5	36.3	48.1	42.7	7.3	9.3	8.3	1.6
29/5/2005	F26	6.8	814.0	21.1	180.0	309.9	32.4	109.2	12.4	15.0	5.4	38.3	26.9	55.2	8.3	8.8	2.8	1.8

Annexe 4 (suite) : Composition chimique de tous les points d'eau.

Date	Code	pH	C μ S/cm	T °C	Prof. (m)	HCO ₃ ⁻	Dureté TH°f	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Si	Ca/Mg	Na/K	Cl/Na
24/6/2005	JAR1	8.2	344.0	20.3		158.6	15.8	53.1	4.5	4.6	1.3	2.9	7.3	12.1	0.4	11.7	3.5	1.6
24/6/2005	JAS14	7.7	412.0	13.5		229.4	21.0	62.7	12.6	3.5	0.4	2.9	5.5	7.3	1.0	5.0	8.0	1.5
24/6/2005	JAR15	8.0	366.0	16.9		190.3	18.2	56.4	8.6	3.8	0.6	3.3	5.9	7.9	0.4	6.6	6.2	1.6
24/6/2005	JAR16	7.9	410.0	18.1		222.0	20.8	60.3	13.5	5.3	0.7	3.0	8.3	12.0	0.4	4.5	7.6	1.5
26/6/2005	AAR20	7.4	342.0	15.8		175.7	17.0	61.3	3.8	4.5	1.0	12.0	7.0	9.2	0.2	16.0	4.5	1.6
26/6/2005	AAR21	7.6	322.0	14.5		168.4	16.6	58.0	4.7	3.8	0.7	8.9	6.0	7.2	1.0	12.4	5.4	1.6
26/6/2005	AAR22	8.1	366.0	15.8		185.4	18.0	57.8	8.1	9.3	0.9	5.6	14.1	11.2	1.8	7.1	10.2	1.5
26/6/2005	AAR23	8.2	352.0	16.8		187.9	18.4	52.3	11.9	2.6	1.0	6.0	4.0	12.4	1.6	4.4	2.7	1.5
26/6/2005	AAR24	8.1	378.0	22.1		190.3	19.8	56.8	12.8	4.4	1.1	5.9	6.9	24.4	0.2	4.4	4.1	1.6
26/6/2005	AAR25	8.1	318.0	13.6		175.7	16.8	52.8	7.9	2.2	0.7	6.5	3.5	8.3	0.7	6.7	3.4	1.6
26/6/2005	AAR26	8.0	464.0	17.8		239.1	22.8	69.1	13.4	5.9	1.2	3.6	9.2	24.2	1.8	5.2	5.2	1.5
2/7/2005	ASS12	7.7	408.0	12.6		224.5	22.0	62.8	13.1	3.7	0.5	1.4	5.7	17.1	2.2	4.8	7.1	1.5
2/7/2005	ASS19	7.5	236.0	23.6		85.4	10.3	36.2	2.8	4.6	0.9	0.9	7.6	18.7	3.0	13.0	5.1	1.6
2/7/2005	AAR28	8.1	390.0	14.8		212.3	23.6	76.3	8.7	2.1	0.7	4.4	3.4	37.0	1.8	8.7	3.1	1.6
2/7/2005	AAS29	8.0	230.0	8.1		131.8	12.5	44.5	1.7	1.0	0.3	4.6	1.6	1.1	1.3	25.7	3.3	1.6
2/7/2005	AAR30	7.9	512.0	14.7		268.4	26.2	76.3	16.8	5.6	1.4	21.1	8.7	35.3	2.1	4.5	3.9	1.6
2/7/2005	AAS32	7.4	428.0	9.8		278.2	27.6	72.3	18.3	2.8	1.7	24.2	4.9	13.8	3.0	3.9	1.7	1.8
3/7/2005	S2	7.3	25500.0	18.9		209.8	283.8	216.5	549.8	3705.0	182.1	1.2	6100.0	2678.6	1.8	0.4	20.3	1.6
3/7/2005	S3	7.5	562.0	16.9		241.6	22.4	74.6	7.3	16.5	2.0	6.7	25.5	12.3	2.7	10.3	8.4	1.5
3/7/2005	S4	7.3	870.0	20.2		312.3	38.3	126.0	14.6	25.0	1.5	27.6	38.9	79.4	12.9	8.6	16.7	1.6
3/7/2005	F12	7.8	502.0	18.3		236.7	24.0	68.5	14.5	13.7	1.2	5.1	23.7	16.7	2.5	4.7	11.5	1.7
3/7/2005	F31	7.7	494.0	24.4		239.1	23.2	70.0	12.3	12.7	1.2	5.4	20.2	15.9	2.5	5.7	10.6	1.6
3/7/2005	ASS33	7.3	576.0	17.9		278.2	27.8	104.4	2.9	10.3	0.4	14.7	16.5	29.6	13.8	36.4	23.3	1.6
3/7/2005	JAS34	7.4	580.0	19.8		268.4	26.8	98.7	3.3	10.3	1.1	6.3	16.0	18.0	17.8	30.0	9.5	1.5
30/7/2005	F6	7.9	1440.0	21.4		334.3	32.0	105.2	12.8	99.8	5.1	5.1	157.4	17.1	3.4	8.2	19.5	1.6
30/7/2005	ASF7	7.7	486.0	20.8		236.7	23.2	72.5	10.4	6.9	1.3	8.5	10.6	22.0	4.1	7.0	5.5	1.5
30/7/2005	JAF8	7.8	506.0	21.9		331.8	26.0	86.4	10.1	6.9	1.2	9.0	10.2	7.5	3.8	8.5	5.9	1.5
30/7/2005	ASF9	7.4	756.0	21.5		361.1	35.0	113.1	12.6	13.0	3.6	5.5	20.1	20.1	7.5	9.0	3.6	1.5
30/7/2005	ASF13	8.0	478.0	20.7		283.0	22.6	63.2	15.6	6.0	4.1	2.2	9.1	14.6	4.3	4.1	1.5	1.5
30/7/2005	ASR6	8.1	9900.0	28.4		229.4	118.4	178.5	169.8	1168.0	55.6	2.9	2337.0	105.8	2.2	1.1	21.0	2.0
30/7/2005	ASS12	7.8	434.0	15.4		231.8	22.4	63.5	14.4	3.7	0.5	1.3	5.8	20.4	2.3	4.4	7.1	1.6
30/7/2005	JAS14	7.6	426.0	15.1		231.8	20.6	61.2	11.5	3.6	0.4	2.9	5.6	7.3	1.3	5.3	8.3	1.5
30/7/2005	JAR15	8.1	364.0	21.7		192.8	19.0	57.1	9.7	3.7	0.8	3.6	6.2	9.3	0.1	5.9	4.5	1.7

Annexe 4 (suite) : Composition chimique de tous les points d'eau.

Date	Code	pH	C μ S/cm	T °C	Prof. (m)	HCO ₃ ⁻	Dureté TH°f	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Si	Ca/Mg	Na/K	Cl/Na
30/7/2005	JAR16	7.9	416.0	23.1		207.4	19.6	56.4	12.7	4.6	0.7	5.6	7.3	12.3	0.2	4.4	7.0	1.6
30/7/2005	JAR16	7.9	416.0	23.1		207.4	19.6	56.4	12.7	4.6	0.7	5.6	7.3	12.3	0.2	4.4	7.0	1.6
30/7/2005	ASS19	7.6	232.0	18.7		90.3	9.8	34.7	2.7	4.3	0.7	0.5	7.5	18.2	3.3	12.8	6.4	1.7
30/7/2005	AAR20	7.5	474.0	20.1		231.8	21.8	69.0	10.4	8.1	1.9	19.8	13.2	14.0	0.2	6.6	4.3	1.6
30/7/2005	AAR22	7.9	460.0	20.1		214.7	21.0	68.5	9.1	12.9	1.3	9.6	21.0	15.3	2.2	7.5	9.7	1.6
30/7/2005	AAR25	8.3	390.0	16.8		209.8	20.6	66.7	9.1	3.2	1.4	8.8	4.6	16.6	0.9	7.3	2.4	1.4
30/7/2005	AAR26	8.2	438.0	20.1		229.4	22.8	69.0	13.4	5.3	1.2	3.6	8.3	25.2	0.1	5.1	4.5	1.6
30/7/2005	AAR28	8.0	466.0	16.4		214.7	24.4	80.3	9.6	2.6	0.8	3.5	4.5	51.8	1.6	8.4	3.2	1.8
30/7/2005	AAS29	8.0	232.0	9.9		129.3	12.0	43.3	1.4	1.2	0.4	4.2	2.0	1.8	1.4	30.1	2.8	1.6
30/7/2005	AAS32	7.4	586.0	11.9		258.6	28.6	74.9	18.5	3.5	1.7	27.9	5.4	18.5	3.4	4.1	2.0	1.6
30/7/2005	ASS33	7.3	574.0	20.6		273.3	27.6	103.8	2.6	10.4	0.5	13.9	16.6	28.9	13.9	40.1	21.7	1.6
30/7/2005	JAS34	7.6	592.0	18.3		336.7	26.0	98.5	3.1	11.6	1.2	5.7	18.0	12.9	18.9	32.1	9.4	1.6
30/7/2005	S36	7.5	682.0	18.5		341.6	36.6	137.5	4.4	9.6	1.7	3.7	15.0	85.8	16.5	31.2	5.7	1.6
31/7/2005	F1	7.3	1500.0	20.1	6.3	278.2	35.8	103.1	19.8	87.0	2.9	28.8	161.6	27.2	2.8	5.2	29.9	1.9
31/7/2005	F2	7.6	3190.0	20.8	8.1	239.1	335.4	258.6	653.1	4174.4	117.7	0.4	8023.8	407.0	1.6	0.4	35.5	1.9
31/7/2005	F3	7.3	2020.0	20.9	5.7	307.4	49.2	72.5	10.4	260.2	7.2	37.4	444.7	95.7	4.0	7.0	36.0	1.7
31/7/2005	F4	7.2	1086.0	21.3	7.1	331.8	35.8	72.5	10.4	42.8	7.8	57.3	65.9	73.3	4.3	7.0	5.5	1.5
31/7/2005	F5	7.5	1572.0	21.2	4.7	278.2	37.0	100.9	28.4	136.9	6.1	25.1	245.4	48.7	3.6	3.6	22.3	1.8
31/7/2005	ASS35	7.2	752.0	20.2		488.0	31.8	110.5	9.9	10.2	0.9	1.8	16.5	53.9	9.7	11.2	11.6	1.6
31/7/2005	S2	7.3	30520.0	22.3		575.8	53.8	107.1	65.3	364.5	25.1	54.9	619.7	38.1	5.0	1.6	14.5	1.7
31/7/2005	S3	7.5	574.0	17.6		239.1	24.2	78.8	10.9	15.1	1.3	6.0	23.1	13.1	2.5	7.2	11.5	1.5
31/7/2005	S4	7.5	872.0	21.0		322.1	37.6	125.0	13.8	21.6	1.5	27.4	33.2	80.5	11.6	9.1	14.2	1.5
31/7/2005	F12	7.9	516.0	18.7		234.2	23.8	68.0	14.0	11.9	1.3	5.3	23.5	15.8	2.4	4.9	8.9	2.0
31/7/2005	F31	7.8	516.0	25.6		236.7	24.6	70.0	16.7	11.7	1.3	5.5	19.0	21.4	2.5	4.2	8.9	1.6
31/7/2005	F14	7.0	1674.0	21.3	3.7	512.4	44.4	123.0	28.5	163.5	7.2	24.9	250.3	53.9	4.5	4.3	22.7	1.5
31/7/2005	F15	7.5	2000.0	21.8	3.8	373.3	40.4	111.5	30.2	235.3	8.9	24.9	388.5	59.1	4.0	3.7	26.6	1.7
31/7/2005	F16	7.5	3030.0	20.2	6.7	270.8	42.8	100.0	42.7	532.1	16.3	12.8	867.7	71.0	2.3	2.3	32.7	1.6
31/7/2005	F17	7.3	1326.0	20.8	8.6	378.2	30.6	100.2	13.3	21.8	4.3	25.5	33.9	49.0	5.2	7.6	5.1	1.6
31/7/2005	F18	7.6	748.0	19.5	12.2	388.0	31.4	103.6	11.9	17.6	1.7	23.4	28.4	30.5	5.8	8.7	10.5	1.6
31/7/2005	F19	7.1	928.0	20.9	6.1	375.8	34.8	118.2	12.5	29.2	6.3	52.4	45.2	67.9	4.0	9.4	4.6	1.6
31/7/2005	F20	7.5	890.0	20.4	7.8	431.9	34.6	114.3	12.0	32.2	4.8	46.6	49.6	31.6	4.2	9.5	6.6	1.5
31/7/2005	F22	7.1	3640.0	21.9	10.2	468.5	63.4	156.3	58.8	479.9	26.4	8.6	806.3	157.8	8.0	2.7	18.1	1.7
31/7/2005	F23	7.2	2090.0	21.3	9.4	341.6	51.0	103.1	58.3	182.3	12.9	20.2	365.9	84.6	5.0	1.8	14.1	2.0

Annexe 4 (suite) : Composition chimique de tous les points d'eau.

Date	Code	pH	C μ S/cm	T °C	Prof. (m)	HCO ₃ ⁻	Dureté TH°f	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Si	Ca/Mg	Na/K	Cl/Na
31/7/2005	F24	7.3	1200.0	21.9		317.2	36.6	118.1	16.9	68.8	6.1	44.8	110.6	46.4	7.1	7.0	11.2	1.6
31/7/2005	F25	7.8	756.0	21.4		346.5	30.0	101.1	11.2	28.7	5.5	30.1	41.7	19.1	5.8	9.0	5.2	1.5
31/7/2005	F26	7.7	624.0	21.9		261.1	26.8	80.5	13.5	16.6	3.7	18.1	28.8	13.8	4.3	5.9	4.5	1.7
31/7/2005	ASF10	7.2	654.0	20.7		302.6	31.0	109.0	5.3	8.6	3.0	23.9	14.4	19.9	3.6	20.6	2.8	1.7
31/7/2005	F11	7.4	578.0	19.8		287.9	27.4	82.7	16.1	9.0	0.7	3.0	14.2	25.5	10.7	5.1	12.1	1.6
24/8/2005	ASR6	8.1	10500.0	24.7		331.8	129.0	215.6	182.3	1746.9	63.7	2.3	3266.0	331.4	2.3	1.2	27.4	1.9
24/8/2005	ASS12	7.8	436.0	14.5		312.3	23.8	68.9	15.8	3.7	0.5	0.9	5.9	15.9	1.4	4.4	7.3	1.6
24/8/2005	JAS14	7.7	424.0	14.5		305.0	22.8	70.8	11.9	3.9	0.5	2.9	5.9	8.5	0.9	5.9	7.5	1.5
24/8/2005	JAR15	8.1	380.0	19.3		275.7	19.6	59.2	10.7	4.3	1.1	3.6	6.9	9.1	0.4	5.6	3.9	1.6
24/8/2005	JAR16	8.0	462.0	19.3		314.8	22.6	65.1	14.8	4.8	1.1	6.3	7.8	16.9	0.1	4.4	4.4	1.6
24/8/2005	ASS19	7.5	240.0	24.5		124.4	11.6	40.8	3.0	4.3	0.6	0.0	7.6	17.4	2.6	13.8	7.1	1.8
24/8/2005	AAR20	7.6	528.0	23.0		339.2	24.8	73.0	15.7	8.3	1.9	12.6	12.9	14.6	0.0	4.7	4.3	1.5
24/8/2005	AAR22	8.4	406.0	21.6		285.5	21.0	68.9	9.0	4.4	1.0	3.4	6.9	12.2	0.0	7.6	4.3	1.5
24/8/2005	AAR23	8.3	416.0	15.6		300.1	23.6	63.3	18.7	4.6	1.2	5.1	7.5	15.0	0.0	3.4	3.9	1.6
24/8/2005	AAR25	7.1	414.0	15.2		290.4	23.8	74.6	12.3	3.9	1.9	1.7	6.1	11.0	0.1	6.1	2.1	1.6
24/8/2005	AAR26	8.2	444.0	20.8		302.6	22.2	68.7	11.7	6.1	1.5	1.1	9.4	22.1	0.1	5.9	4.1	1.5
24/8/2005	AAR28	8.0	490.0	16.6		290.4	24.0	79.2	9.3	1.9	0.7	3.4	2.9	46.0	1.2	8.5	2.5	1.5
24/8/2005	AAS29	8.0	244.0	9.1		175.7	12.8	46.5	2.6	1.2	0.3	4.4	1.9	1.5	1.3	17.8	4.9	1.6
24/8/2005	AAS32	7.5	592.0	11.1		385.5	30.2	89.3	18.7	4.5	2.0	25.6	6.9	19.2	2.9	4.8	2.3	1.6
24/8/2005	ASS33	7.6	714.0	20.4		366.0	26.8	103.1	2.1	10.3	0.9	5.1	16.2	23.1	14.8	50.3	11.4	1.6
24/8/2005	JAS34	7.3	590.0	18.6		370.9	27.2	101.9	3.9	11.4	1.3	5.9	17.5	11.3	11.8	26.2	8.9	1.5
24/8/2005	S36	7.6	660.0	18.4		356.2	31.8	119.5	4.1	10.9	1.5	3.6	17.3	55.4	12.8	29.5	7.4	1.6
24/8/2005	S2	7.6	32060.0	21.1	2.0	258.6	367.2	225.4	755.5	4841.9	171.8	1.7	9049.8	1138.1	0.9	0.3	28.2	1.9
24/8/2005	S3	7.6	570.0	17.6	3.0	329.4	24.2	78.7	10.9	16.4	1.6	6.3	25.1	12.7	2.0	7.2	10.0	1.5
24/8/2005	S4	7.2	880.0	20.9	4.0	422.1	40.4	137.5	14.4	28.8	1.5	27.6	48.1	56.7	12.1	9.5	19.6	1.7
24/8/2005	F12	8.0	538.0	25.0	5.0	329.4	24.6	69.6	17.3	14.8	1.5	5.9	23.9	15.6	2.4	4.0	10.1	1.6
24/8/2005	F31	7.7	556.0	25.6	31.0	287.9	27.2	77.5	16.9	15.0	1.6	5.5	24.2	20.1	2.5	4.6	9.3	1.6
24/8/2005	AAS37	7.9	442.0	18.9		324.5	23.0	68.2	13.8	2.5	0.3	10.4	4.1	9.3	1.6	4.9	8.2	1.6
9/10/2005	ASR6	8.3	12360.0	25.5		329.4	155.0	293.0	198.7	2198.9	74.6	2.3	4066.0	564.5	2.0	1.5	29.5	1.8
9/10/2005	ASS12	7.8	423.0	13.3		317.2	22.8	62.9	17.2	2.9	0.4	0.9	4.6	21.0	2.2	3.7	7.7	1.6
9/10/2005	JAS14	7.5	406.0	13.9		312.3	21.6	57.4	17.6	6.0	0.4	2.6	10.9	14.1	2.1	3.3	13.9	1.8
9/10/2005	JAR15	8.3	379.0	16.7		292.8	23.8	64.6	18.6	5.8	0.7	2.5	10.1	11.5	2.1	3.5	8.8	1.7
9/10/2005	JAR16	8.2	421.0	19.1		314.8	26.6	74.1	19.6	5.5	1.0	4.3	10.1	13.9	1.5	3.8	5.7	1.8

Annexe 4 (suite) : Composition chimique de tous les points d'eau.

Date	Code	pH	C μ S/cm	T °C	Prof. (m)	HCO ₃ ⁻	Dureté TH°f	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Si	Ca/Mg	Na/K	Cl/Na
9/10/2005	ASS19	7.2	223.0	18.7		126.9	11.6	43.2	1.9	6.1	0.4	0.6	10.5	19.3	3.0	22.4	17.5	1.7
9/10/2005	AAR20	7.4	515.0	19.5		348.9	24.6	71.2	16.5	9.9	2.1	24.6	18.4	16.7	3.0	4.3	4.7	1.9
9/10/2005	AAR28	8.2	373.0	12.9		275.7	22.0	57.1	18.8	3.1	0.5	2.9	5.6	28.3	1.4	3.0	6.9	1.8
9/10/2005	AAS29	7.9	229.0	8.2		173.2	14.4	37.1	12.5	2.6	0.1	4.1	4.6	3.2	1.3	3.0	18.7	1.8
9/10/2005	AAR30	8.2	342.0	11.8		268.4	19.4	51.7	15.8	1.7	0.3	3.9	2.7	1.8	1.4	3.3	5.7	1.6
9/10/2005	AAS32	7.3	557.0	11.1		395.3	31.0	87.3	22.3	5.3	2.0	23.3	8.5	10.5	3.3	3.9	2.7	1.6
9/10/2005	ASS33	7.4	559.0	20.1		383.1	27.6	105.0	3.3	9.8	0.7	4.9	15.4	12.1	15.1	31.7	13.8	1.6
9/10/2005	JAS34	7.3	565.0	19.0		375.8	29.6	107.5	6.6	6.8	0.4	15.1	12.5	14.0	13.9	16.2	19.4	1.8
9/10/2005	S36	7.6	580.0	18.6		353.8	29.0	106.7	5.7	10.6	1.1	3.2	18.6	57.8	13.8	18.8	9.9	1.7
9/10/2005	AAS37	7.8	421.0	14.4		322.1	26.6	72.9	20.4	3.8	0.2	7.3	6.8	10.6	1.7	3.6	16.7	1.8
9/10/2005	AAR22	8.3	405.0	16.2		300.1	24.2	64.3	19.8	5.2	0.9	7.3	9.3	16.0	1.7	3.3	6.0	1.8
9/10/2005	F6	7.8	1176.0	24.3		368.4	32.2	75.2	32.6	118.3	5.6	5.5	212.0	27.8	3.3	2.3	21.2	1.8
9/10/2005	ASF7	7.9	466.0	25.5		329.4	24.2	72.5	14.7	7.3	0.8	9.0	12.7	6.9	3.9	4.9	9.0	1.7
9/10/2005	JAF8	7.5	512.0	23.2		351.4	27.2	82.5	16.0	8.4	1.0	13.3	15.6	4.4	4.8	5.2	8.2	1.9
9/10/2005	ASF9	7.3	727.0	29.7		488.0	36.0	101.8	25.7	13.5	3.2	20.1	23.8	17.4	7.1	4.0	4.2	1.8
9/10/2005	ASF13	8.0	492.0	24.0		370.9	29.2	66.4	30.7	9.0	2.2	1.4	16.3	10.9	3.9	2.2	4.2	1.8
14/10/2005	F5	7.3	1318.0	19.8	4.7	392.8	36.2	99.1	27.8	165.5	6.8	27.7	300.6	56.1	4.6	3.6	24.3	1.8
14/10/2005	ASS35	7.0	740.0	20.3		500.2	40.2	154.4	3.9	12.2	0.8	0.4	21.8	50.3	10.6	39.9	16.1	1.8
14/10/2005	S2	7.3	35200.0	20.0		253.8	412.2	141.0	916.5	6978.7	268.4	0.6	12552.0	2347.1	1.3	0.2	26.0	1.8
14/10/2005	S3	7.4	580.0	17.8		336.7	26.0	72.4	19.2	16.8	1.8	7.1	26.0	19.6	2.2	3.8	9.3	1.5
14/10/2005	S4	7.2	881.0	21.0		429.4	41.8	140.6	16.2	18.1	0.4	29.7	28.3	54.9	13.1	8.7	42.1	1.6
14/10/2005	F12	7.8	551.0	19.6		327.0	25.6	64.6	23.0	26.1	1.6	5.6	46.5	13.2	2.7	2.8	16.4	1.8
14/10/2005	F31	7.8	557.0	19.8		329.4	26.0	71.7	19.6	15.7	1.6	5.9	28.5	19.3	2.7	3.7	9.7	1.8
14/10/2005	F16	7.5	1898.0	19.3	7.2	344.0	37.2	85.9	38.3	228.1	12.6	10.9	424.0	63.1	2.9	2.2	18.2	1.9
14/10/2005	F17	7.1	727.0	19.9	9.1	405.0	35.4	118.5	14.1	18.9	2.2	8.8	34.4	34.6	6.0	8.4	8.5	1.8
14/10/2005	F18	7.4	744.0	20.4	12.6	436.8	36.2	121.6	14.1	17.9	1.5	31.4	28.1	20.2	6.6	8.6	11.6	1.6
14/10/2005	F19	7.1	869.0	21.6	7.1	495.3	35.8	119.9	14.2	33.4	5.9	38.9	61.4	11.6	4.8	8.4	5.6	1.8
14/10/2005	F24	7.1	899.0	20.4		431.9	36.6	125.9	12.4	35.8	4.7	47.5	64.9	18.2	8.0	10.1	7.5	1.8
14/10/2005	F25	7.7	768.0	20.3		370.9	34.0	115.7	12.3	29.3	4.8	33.8	45.9	15.0	6.9	9.4	6.1	1.6
14/10/2005	F26	7.2	764.0	20.8		402.6	32.8	115.6	9.5	33.1	4.8	34.5	61.2	21.9	9.0	12.2	6.9	1.8
14/10/2005	ASF10	7.2	646.0	18.6		424.6	31.8	117.2	6.1	10.0	2.5	24.5	16.5	12.1	4.5	19.4	4.1	1.6
14/10/2005	F11	7.4	529.0	27.0		370.9	30.8	94.0	17.7	7.6	0.5	3.3	14.1	18.4	10.7	5.3	14.4	1.9
14/10/2005	AAR23	8.2	408.0	14.5		307.4	25.2	68.1	19.9	4.6	1.0	7.4	8.1	10.2	1.7	3.4	4.5	1.8
14/10/2005	AAR25	8.3	329.0	12.3		285.5	21.8	58.1	17.7	3.9	0.9	7.9	7.0	5.7	2.2	3.3	4.5	1.8

Annexe 4 (suite) : Composition chimique de tous les points d'eau.

Date	Code	pH	C μS/cm	T °C	Prof. (m)	HCO ₃ ⁻	Dureté TH°f	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Si	Ca/Mg	Na/K	Cl/Na
14/10/2005	AAR26	8.3	445.0	17.1		314.8	24.8	60.1	23.8	7.5	1.1	2.8	12.5	24.3	2.5	2.5	6.7	1.7
14/10/2005	AAS38	7.8	402.0	15.0		292.8	22.8	58.2	20.1	5.2	1.0	4.7	8.7	15.2	2.0	2.9	5.2	1.7
16/10/2005	F1	7.6	960.0	19.5	6.6	407.5	35.6	108.6	20.5	212.2	5.6	36.1	277.5	129.8	4.9	5.3	37.8	1.3
16/10/2005	F2	7.2	2430.0	20.4	8.6	795.4	55.6	142.0	48.9	244.5	28.1	92.8	439.1	71.6	8.1	2.9	8.7	1.8
16/10/2005	F3	7.3	1577.0	20.1	6.2	424.6	42.8	120.2	31.0	170.0	7.4	36.7	310.3	51.6	4.6	3.9	23.0	1.8
16/10/2005	F4	7.3	1066.0	20.6	6.7	470.9	39.4	133.3	14.8	50.6	6.6	57.7	91.6	23.4	5.2	9.0	7.7	1.8
16/10/2005	F14	7.1	1757.0	20.7	3.9	671.0	49.0	142.1	32.8	160.0	10.0	1.1	279.3	88.3	6.0	4.3	16.0	1.7
16/10/2005	F15	7.4	1530.0	21.3	3.9	417.2	36.4	98.4	28.7	146.3	6.1	28.0	269.8	98.7	5.0	3.4	24.0	1.8
16/10/2005	F20	7.3	908.0	21.2	7.9	449.0	37.2	125.1	14.4	34.7	5.1	58.9	59.2	24.8	4.7	8.7	6.9	1.7
16/10/2005	F22	7.1	359.0	20.1	10.0	195.2	18.4	69.5	2.5	14.3	5.7	1.7	25.6	33.6	6.0	27.8	2.5	1.8
16/10/2005	F23	7.3	1875.0	20.7	9.1	429.4	46.0	114.5	42.2	201.8	8.7	40.0	360.3	110.6	6.6	2.7	23.2	1.8
2/12/2005	JAR1	8.3	427.0	13.6		329.4	25.8	74.8	17.3	5.3	4.0	0.4	9.3	10.1	2.3	4.3	1.3	1.7
2/12/2005	ASR6	8.5	8570.0	22.6		322.1	112.2	228.3	134.0	1494.3	52.6	4.6	2616.5	350.0	2.7	1.7	28.4	1.8
2/12/2005	ASR7	8.4	963.0	14.0		319.6	49.8	141.8	34.9	21.0	4.4	3.9	37.3	306.2	9.7	4.1	4.7	1.8
2/12/2005	ASS8	8.0	672.0	17.9		453.8	38.8	151.5	2.2	6.8	0.3	12.1	12.5	25.9	13.5	68.3	21.2	1.8
2/12/2005	ASS9	7.2	868.0	18.3		524.6	26.0	100.5	2.1	12.8	2.8	32.2	23.5	41.9	6.2	47.6	4.5	1.8
2/12/2005	ASR10	8.7	376.0	16.4		244.0	20.6	54.7	16.8	5.1	1.1	1.5	8.3	39.0	2.2	3.3	4.6	1.6
2/12/2005	ASS12	8.0	412.0	13.0		300.1	27.0	92.0	9.7	3.7	0.3	0.7	5.8	13.2	2.5	9.5	14.7	1.6
2/12/2005	JAS14	7.8	392.0	12.8		290.4	25.8	74.8	17.3	4.4	0.5	4.6	7.3	7.7	2.2	4.3	9.8	1.7
2/12/2005	JAR15	8.6	385.0	10.6		300.1	24.8	70.5	17.4	4.6	0.7	2.5	7.8	6.0	2.0	4.0	7.0	1.7
2/12/2005	JAR16	8.2	435.0	12.8		331.8	29.2	87.8	17.7	5.6	2.2	0.6	9.0	10.5	2.4	5.0	2.6	1.6
2/12/2005	ASS19	7.1	236.0	12.9		126.9	11.6	43.9	1.5	5.9	0.4	1.0	10.1	23.4	3.1	28.9	16.8	1.7
2/12/2005	ASS33	7.5	575.0	18.0		375.8	29.6	115.8	1.6	9.8	0.7	3.7	18.3	25.6	13.5	74.3	14.2	1.9
2/12/2005	JAS34	7.5	571.0	18.2		363.6	31.8	115.2	7.3	8.7	0.4	19.8	15.3	7.1	13.6	15.8	24.7	1.8
2/12/2005	S36	7.5	568.0	18.3		378.2	32.2	123.2	3.4	9.8	0.9	6.4	18.1	21.3	13.0	36.3	10.7	1.8
2/12/2005	F6	7.4	1197.0	19.0		307.4	32.2	68.9	36.4	118.1	5.9	5.3	215.0	51.7	3.4	1.9	20.1	1.8
2/12/2005	ASF7	7.7	471.0	17.1		322.1	27.6	89.6	12.6	7.9	0.8	11.0	13.2	5.7	3.8	7.1	10.4	1.7
2/12/2005	JAF8	7.7	517.0	19.7		353.8	30.6	98.2	14.7	8.4	1.1	12.4	15.6	1.7	4.8	6.7	7.8	1.9
2/12/2005	ASF9	8.5	475.0	18.8		261.1	47.0	149.5	23.4	10.0	3.0	18.6	16.1	19.2	5.8	6.4	3.3	1.6
2/12/2005	ASF13	8.3	475.0	17.4		336.7	26.6	60.6	27.9	7.5	3.2	1.1	12.1	27.0	3.5	2.2	2.4	1.6
4/12/2005	AAR20	7.7	475.0	15.8		322.1	25.0	74.2	15.7	8.3	2.0	7.6	15.3	10.8	2.8	4.7	4.2	1.8
4/12/2005	AAR21	7.9	459.0	15.4		319.6	24.8	74.3	15.1	7.7	1.4	10.8	13.1	6.1	2.7	4.9	5.4	1.7
4/12/2005	AAR22	8.5	392.0	12.0		292.8	22.4	60.2	17.8	4.6	1.1	6.5	8.3	13.8	0.2	3.4	4.3	1.8

Annexe 4 (suite) : Composition chimique de tous les points d'eau.

Date	Code	pH	C μ S/cm	T $^{\circ}$ C	Prof. (m)	HCO ₃ ⁻	Dureté TH ^o f	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Si	Ca/Mg	Na/K	Cl/Na
4/12/2005	AAR23	8.5	393.0	11.9		287.9	22.5	61.6	17.3	4.2	0.8	6.3	7.5	9.6	1.7	3.6	5.0	1.8
4/12/2005	AAR24	8.0	454.0	13.7		324.5	25.8	61.9	25.1	6.7	1.4	2.3	12.4	20.7	1.0	2.5	4.7	1.9
4/12/2005	AAR25	8.4	376.0	10.3		278.2	22.0	58.7	17.8	2.8	0.7	3.5	5.1	3.8	2.0	3.3	3.9	1.8
4/12/2005	AAR26	8.5	460.0	13.4		322.1	25.6	64.9	22.8	6.4	1.1	3.3	11.9	16.8	2.5	2.8	5.7	1.9
4/12/2005	AAR27	8.5	361.0	8.5		263.5	21.6	61.8	14.9	4.6	0.5	2.2	7.3	9.6	2.3	4.1	10.2	1.6
4/12/2005	AAR28	8.5	351.0	9.0		266.0	20.4	54.4	16.6	2.7	0.4	1.8	4.1	10.8	1.6	3.3	7.0	1.5
4/12/2005	AAS29	8.1	228.0	8.4		192.8	15.6	45.5	10.3	1.7	0.1	3.8	3.0	1.1	1.2	4.4	11.8	1.8
4/12/2005	AAR30	8.4	336.0	9.0		261.1	20.4	57.4	14.7	2.8	0.3	4.3	4.9	6.3	1.2	3.9	11.0	1.8
4/12/2005	AAS32	7.5	559.0	10.5		392.8	30.2	86.0	21.2	5.5	1.2	21.6	8.4	8.4	3.0	4.1	4.4	1.5
4/12/2005	AAS35	7.2	786.0	19.0		500.2	41.4	159.0	4.0	10.3	0.9	9.6	19.2	57.8	10.1	39.7	11.6	1.9
4/12/2005	AAS37	7.9	411.0	10.6		309.9	24.2	67.4	17.9	1.8	0.2	5.0	2.9	4.3	1.7	3.8	9.6	1.6
4/12/2005	ASF10	7.3	672.0	19.2		419.7	33.8	126.5	5.3	12.1	2.4	27.1	22.3	11.7	4.7	23.9	5.1	1.8
4/12/2005	F11	7.5	522.0	23.8		356.2	27.4	83.9	15.6	8.0	0.6	5.4	14.9	14.6	9.1	5.4	14.3	1.9
4/12/2005	AAS38	8.0	390.0	14.2		285.5	22.4	60.4	17.7	3.9	0.8	4.3	6.9	8.4	1.8	3.4	4.6	1.8
11/1/2006	JAR1	8.5	391.0	10.3		292.8	22.4	67.0	13.7	4.8	0.8	4.3	7.9	6.8	1.7	4.9	6.3	1.7
11/1/2006	S2	7.5	1925.0	16.0		344.0	40.8	97.8	39.7	244.0	7.4	4.5	454.4	62.6	2.1	2.5	33.0	1.9
11/1/2006	S3	7.4	1691.0	16.5		339.2	39.0	99.7	34.2	205.4	6.9	9.7	378.3	54.6	2.8	2.9	29.9	1.8
11/1/2006	S4	7.3	975.0	19.8		434.3	48.0	163.7	17.2	51.1	0.5	28.9	88.2	52.7	12.5	9.5	102.1	1.7
11/1/2006	F12	7.7	459.0	16.0		309.9	28.2	81.1	19.3	10.0	0.9	5.6	18.5	6.9	2.2	4.2	11.2	1.9
11/1/2006	ASR6	8.4	2880.0	13.0		270.8	46.8	105.9	49.4	473.4	14.8	2.8	777.8	131.3	0.0	2.1	31.9	1.6
11/1/2006	F1	7.4	1248.0	16.7	5.2	434.3	46.0	153.1	18.8	86.9	6.9	47.9	160.6	64.8	6.5	8.1	12.6	1.8
11/1/2006	F2	7.7	460.0	15.4	7.7	307.4	29.0	96.3	12.0	9.1	0.9	5.3	14.0	6.1	2.3	8.0	10.2	1.5
11/1/2006	F3	7.4	1473.0	19.3	5.7	431.9	46.4	143.9	25.3	127.4	6.9	35.0	232.2	72.7	4.6	5.7	18.5	1.8
11/1/2006	F4	7.2	1055.0	20.5	6.0	502.6	46.4	160.9	15.0	47.6	5.8	71.8	83.5	52.4	5.2	10.7	8.2	1.8
11/1/2006	F5	7.2	1287.0	18.9	3.9	427.0	43.8	141.5	20.5	93.2	6.8	40.8	169.4	77.2	5.8	6.9	13.8	1.8
11/1/2006	F14	7.1	1686.0	19.1	3.3	519.7	51.4	161.9	26.6	153.6	7.2	42.5	280.7	59.7	5.1	6.1	21.3	1.8
11/1/2006	F15	7.3	1313.0	14.6	3.6	439.2	41.6	128.6	23.0	105.4	7.2	42.3	187.9	53.3	5.7	5.6	14.7	1.8
11/1/2006	F16	7.5	1396.0	18.2	7.0	344.0	33.0	83.2	29.7	150.0	8.7	8.0	279.2	58.7	2.7	2.8	17.3	1.9
11/1/2006	F17	7.4	787.0	17.4	8.9	419.7	40.4	141.8	12.0	25.5	1.9	25.8	47.0	23.7	5.3	11.8	13.4	1.8
11/1/2006	F18	7.4	810.0	19.1	11.6	453.8	44.0	154.7	12.9	25.0	1.3	42.5	45.4	16.1	6.6	12.0	19.1	1.8
11/1/2006	F19	7.3	820.0	20.0	5.6	434.3	39.8	136.4	13.9	31.1	3.9	41.3	49.1	18.3	4.5	9.8	7.9	1.6
11/1/2006	F20	7.4	974.0	20.6	7.6	453.8	44.4	152.9	15.0	43.8	5.8	27.7	72.4	24.9	5.0	10.2	7.6	1.7
11/1/2006	F22	7.5	793.0	14.6	9.9	226.9	30.2	97.0	14.5	70.3	6.1	29.6	126.6	23.0	4.9	6.7	11.5	1.8

Annexe 4 (suite) : Composition chimique de tous les points d'eau.

Date	Code	pH	C μ S/cm	T °C	Prof. (m)	HCO ₃ ⁻	Dureté TH°f	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Si	Ca/Mg	Na/K	Cl/Na
11/1/2006	F23	7.5	1621.0	18.1	7.6	502.6	55.2	173.9	28.5	140.9	6.1	48.4	258.9	51.1	5.8	6.1	23.1	1.8
11/1/2006	F24	7.5	1041.0	15.1		434.3	38.8	131.2	14.6	66.5	5.2	47.2	122.8	23.5	7.9	9.0	12.9	1.8
11/1/2006	F25	7.7	798.0	15.6		402.6	34.0	118.5	10.6	33.6	4.3	39.5	59.7	18.1	7.4	11.1	7.9	1.8
20/1/2006	JAS13	7.8	460.0	18.3		334.3	25.0	95.7	2.6	8.3	0.8	4.4	14.9	4.4	5.1	36.7	10.2	1.8
20/1/2006	JAR16	8.5	411.0	11.8		309.9	25.8	79.2	14.6	4.8	0.9	5.2	8.2	9.1	0.0	5.4	5.5	1.7
26/3/2006	AAR20	7.9	438.0	15.5		312.3	25.0	79.1	12.7	7.9	0.8	14.3	13.8	10.3	0.6	6.2	10.4	1.7
26/3/2006	AAR22	8.7	355.0	11.4		266.0	25.2	76.1	15.0	3.4	0.5	4.1	6.1	8.1	1.3	5.1	7.0	1.8
26/3/2006	AAR25	8.6	339.0	9.6		278.2	19.8	53.6	15.5	3.2	0.5	4.7	5.8	6.8	2.1	3.5	6.7	1.8
26/3/2006	AAR26	8.6	371.0	10.8		307.4	23.4	68.8	15.1	3.4	0.7	3.9	6.3	13.3	1.7	4.6	4.8	1.9
26/3/2006	AAR27	8.7	323.0	8.6		246.4	21.6	67.1	11.7	3.6	0.4	2.8	5.5	6.9	3.6	5.7	9.4	1.5
26/3/2006	AAR28	8.6	319.0	8.7		248.9	19.2	54.8	13.4	2.4	0.3	2.4	4.3	6.2	2.5	4.1	9.3	1.8
26/3/2006	AAS29	8.1	259.0	8.6		200.1	19.6	63.2	9.3	2.1	0.2	4.0	3.8	1.4	2.5	6.8	10.0	1.8
26/3/2006	AAR30	8.7	344.0	8.7		270.8	20.0	52.4	16.8	3.1	0.3	4.8	5.6	5.6	2.7	3.1	12.3	1.8
26/3/2006	AAS32	7.5	536.0	10.2		383.1	33.6	98.8	21.7	5.8	1.4	16.1	8.9	12.3	4.3	4.6	4.1	1.5
26/3/2006	AAS37	8.4	406.0	9.8		309.9	30.0	90.6	17.8	3.1	0.2	8.1	5.2	5.7	2.8	5.1	16.2	1.7
26/3/2006	AAS38	8.0	387.0	13.9		287.9	21.6	57.9	17.3	4.5	0.6	4.5	7.8	10.9	3.0	3.3	7.3	1.7
26/3/2006	JAR1	8.5	337.0	11.2		251.3	20.0	61.1	11.5	3.6	0.5	3.7	6.3	8.4	1.4	5.3	7.9	1.8
26/3/2006	ASR6	8.6	5530.0	19.5		292.8	70.8	79.7	123.7	925.7	33.2	3.1	1632.0	222.2	2.2	0.6	27.9	1.8
26/3/2006	ASR7	8.7	373.0	14.2		236.7	21.0	63.0	12.7	6.5	0.9	0.9	10.5	36.5	3.2	4.9	7.0	1.6
26/3/2006	ASS8	7.8	736.0	17.7		502.6	38.8	151.6	2.2	11.0	0.3	15.4	19.8	19.7	14.2	69.2	36.7	1.8
26/3/2006	ASS9	7.2	869.0	17.4		534.4	44.0	171.3	2.8	13.9	2.4	27.8	24.4	43.4	8.2	60.3	5.7	1.8
26/3/2006	ASR10	8.7	359.0	16.0		261.1	19.4	58.4	11.7	5.6	0.7	1.6	9.0	21.4	3.0	5.0	8.1	1.6
26/3/2006	ASR11	8.4	415.0	12.5		263.5	21.8	66.6	12.6	5.8	0.6	0.5	9.8	44.3	3.4	5.3	10.1	1.7
26/3/2006	ASS12	8.0	402.0	12.3		302.6	21.4	73.1	7.6	4.4	0.3	0.7	7.3	12.5	4.1	9.6	14.7	1.7
26/3/2006	JAS14	8.1	309.0	10.0		231.8	16.6	51.3	9.2	3.5	0.4	3.4	6.0	8.8	0.3	5.6	10.0	1.7
26/3/2006	JAR15	8.4	339.0	10.7		263.5	19.2	57.2	11.9	2.9	0.4	3.2	5.1	5.1	1.1	4.8	7.3	1.8
26/3/2006	JAR16	8.5	343.0	11.6		258.6	21.0	65.0	11.6	4.2	0.4	3.2	7.2	6.2	0.6	5.6	9.7	1.7
26/3/2006	ASS19	6.9	180.0	13.3		65.9	9.2	34.4	1.4	4.4	0.4	1.8	7.3	34.7	4.6	24.1	11.6	1.7
26/3/2006	ASS33	7.6	556.0	17.9		361.1	27.8	107.9	2.0	9.1	0.7	5.2	15.0	12.6	15.3	54.5	14.0	1.7
26/3/2006	JAS34	7.5	571.0	17.8		370.9	29.2	104.4	7.5	11.8	0.4	17.1	20.5	9.3	10.4	13.9	33.7	1.7
26/3/2006	S36	7.6	554.0	18.0		368.4	29.4	113.1	2.8	10.7	0.9	5.3	18.7	18.0	11.0	41.0	12.3	1.7
26/3/2006	F6	7.9	1012.0	19.8		358.7	33.2	87.1	27.8	107.0	5.4	5.7	193.1	24.1	5.2	3.1	20.0	1.8
26/3/2006	ASF7	8.2	464.0	15.4		324.5	24.8	74.8	14.8	7.4	0.7	8.8	13.1	4.5	5.3	5.0	10.5	1.8

Annexe 4 (suite) : Composition chimique de tous les points d'eau.

Date	Code	pH	C μ S/cm	T °C	Prof. (m)	HCO ₃ ⁻	Dureté TH°f	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Si	Ca/Mg	Na/K	Cl/Na
26/3/2006	JAF8	8.0	508.0	16.1		351.4	29.2	93.8	14.0	10.5	1.1	13.6	18.5	5.9	4.6	6.7	9.7	1.8
26/3/2006	ASF9	8.6	473.0	16.6		317.2	28.4	82.7	18.8	7.5	1.1	0.2	12.4	43.1	2.9	4.4	6.9	1.7
26/3/2006	ASF13	8.2	484.0	16.7		309.9	29.8	81.8	22.7	6.5	1.3	3.1	11.5	56.0	3.6	3.6	5.2	1.8
26/3/2006	F12	8.0	437.0	16.6		322.1	24.0	75.8	12.3	7.7	0.6	4.6	14.3	8.0	4.3	6.2	12.7	1.9
26/3/2006	S4	7.5	861.0	19.4		429.4	41.0	140.2	14.5	31.5	0.4	23.6	55.2	50.9	7.7	9.7	87.4	1.8
9/4/2006	S2	7.7	429.0	16.8		314.8	24.2	82.1	8.9	6.9	0.5	3.1	11.4	7.4	1.7	9.2	13.9	1.6
9/4/2006	S3	7.7	446.0	15.6		305.0	28.0	97.1	9.0	8.5	0.6	4.5	15.6	8.0	1.6	10.8	13.9	1.8
9/4/2006	ASS35	7.2	798.0	17.8		478.2	42.0	163.5	2.8	11.5	0.9	18.5	21.4	50.0	9.6	59.4	13.3	1.9
9/4/2006	F1	7.3	1213.0	18.0	2.8	412.4	38.2	124.4	17.3	81.9	6.9	41.5	147.1	37.4	3.9	7.2	11.9	1.8
9/4/2006	F2				5.4			0.0										
9/4/2006	F3	7.3	1187.0	20.3	4.9	478.2	40.0	126.2	20.5	63.6	7.2	69.4	112.3	34.9	5.0	6.1	8.8	1.8
9/4/2006	F4	7.3	981.0	20.2	5.2	463.6	41.0	143.3	12.6	42.5	5.4	73.5	65.6	34.4	5.0	11.4	7.9	1.5
9/4/2006	F5	7.4	1465.0	18.8	3.1	383.1	27.8	75.8	21.5	113.6	6.9	28.1	208.6	94.1	5.3	3.5	16.4	1.8
9/4/2006	ASF10	7.4	681.0	18.6		446.5	37.2	143.9	3.0	10.4	1.9	19.2	19.4	14.8	5.7	48.3	5.6	1.9
9/4/2006	F11	7.6	532.0	26.4	2.0	368.4	35.4	118.4	14.1	8.3	0.7	4.6	14.3	17.2	8.1	8.4	12.5	1.7
9/4/2006	F14	7.4	1330.0	17.4	2.4	507.5	41.0	131.4	19.8	87.1	5.6	36.2	137.4	54.3	4.4	6.6	15.5	1.6
9/4/2006	F15	7.4	1318.0	18.4	3.3	392.8	39.6	127.8	18.6	93.2	6.3	27.7	163.1	52.3	4.9	6.9	14.7	1.7
9/4/2006	F16	7.6	729.0	17.1	6.6	322.1	27.6	86.4	14.6	38.8	3.5	5.5	69.5	48.3	2.4	5.9	11.1	1.8
9/4/2006	F17	7.4	807.0	19.6	8.7	427.0	34.8	117.7	13.1	23.3	1.9	35.3	43.3	18.0	6.2	9.0	12.2	1.9
9/4/2006	F18	7.3	749.0	19.2	10.5	427.0	37.8	133.5	10.7	18.4	1.4	28.0	33.2	16.6	6.2	12.4	13.3	1.8
9/4/2006	F19	7.4	851.0	19.4	4.0	417.2	38.0	133.9	11.0	28.4	5.0	65.8	44.5	20.5	4.5	12.1	5.7	1.6
9/4/2006	F20	7.3	825.0	19.7	7.1	451.4	37.4	132.6	10.4	28.4	5.7	40.7	43.4	15.9	4.9	12.8	5.0	1.5
9/4/2006	F22	7.5	916.0	18.2	7.1	300.1	28.8	91.0	14.7	79.1	6.0	12.7	125.2	74.9	0.0	6.2	13.1	1.6
9/4/2006	F23	7.4	1505.0	20.1	5.2	427.0	41.0	131.0	20.0	115.5	5.9	25.4	214.7	75.0	5.3	6.5	19.5	1.9
9/4/2006	F24	7.4	1000.0	21.7		431.9	33.8	116.6	11.3	52.3	5.2	47.2	92.7	21.0	7.8	10.3	10.1	1.8
9/4/2006	F25	7.8	770.0	23.4		395.3	32.8	118.2	7.9	24.5	4.0	34.2	45.5	16.0	7.6	15.0	6.1	1.9
9/4/2006	F26	7.3	727.0	20.7		375.8	36.8	137.2	6.1	24.0	5.5	50.3	37.0	12.4	9.5	22.6	4.4	1.5
9/4/2006	ASF8	7.6	506.0	19.6	375.0	370.9	29.6	86.7	19.3	7.3	0.1	0.4	12.5	9.1	2.1	4.5	75.5	1.7
9/4/2006	F27	7.3	998.0	19.8	4.3	475.8	20.2	62.2	11.3	43.5	5.9	63.7	70.8	18.1	4.3	5.5	7.3	1.6
9/4/2006	JAS13	7.7	468.0	18.3		324.5	24.2	92.8	2.5	8.3	0.8	5.5	13.7	5.5	5.3	37.9	10.8	1.7
9/4/2006	ASR6	8.6	2060.0	20.7		253.8	36.0	80.1	38.8	203.1	7.9	1.3	364.8	100.4	3.5	2.1	25.7	1.8
21/5/2006	AAR22	8.5	294.0	15.0		263.5	17.8	54.7	10.0	2.4	0.4	4.3	4.0	7.2	0.6	5.5	6.8	1.6
21/5/2006	JAR1	8.6	340.0	19.8		248.9	21.0	60.3	14.4	3.8	0.3	3.0	6.8	6.7	1.4	4.2	12.5	1.8
21/5/2006	ASR6	8.7	7540.0	25.6		329.4	94.4	223.4	93.7	1221.9	46.2	3.3	2263.0	229.8	2.5	2.4	26.5	1.9

Annexe 4 (suite) : Composition chimique de tous les points d'eau.

Date	Code	pH	C μ S/cm	T °C	Prof. (m)	HCO ₃ ⁻	Dureté TH°f	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Si	Ca/Mg	Na/K	Cl/Na
21/5/2006	ASR10	9.2	269.0	28.0		173.2	15.4	40.5	12.8	5.8	0.8	0.7	9.4	25.4	1.4	3.2	7.0	1.6
21/5/2006	ASS12	8.0	420.0	13.3		317.2	24.0	77.2	11.4	3.5	0.4	1.6	6.5	15.8	2.2	6.8	10.1	1.8
21/5/2006	JAS14	7.9	396.0	13.3		305.0	23.8	72.6	13.8	3.3	0.3	2.8	6.2	8.9	1.9	5.3	10.4	1.9
21/5/2006	JAR15	8.8	368.0	15.4		290.4	21.4	63.6	13.4	3.4	0.5	3.7	5.3	8.2	1.9	4.8	7.4	1.6
21/5/2006	JAR16	8.5	397.0	16.4		302.6	23.0	68.2	14.5	4.0	0.6	3.8	7.0	6.5	1.3	4.7	7.1	1.7
21/5/2006	ASS33	7.5	571.0	18.7		370.9	29.6	115.3	1.9	10.7	0.7	6.2	19.2	18.9	13.9	60.7	16.0	1.8
21/5/2006	JAS34	7.5	577.0	17.8		370.9	31.0	111.5	7.6	10.8	0.4	16.5	18.7	8.0	14.2	14.7	30.8	1.7
21/5/2006	S36	7.8	597.0	18.4		380.6	32.2	123.9	3.0	10.5	0.9	2.3	16.2	47.9	13.4	41.3	11.4	1.5
21/5/2006	F6	7.9	1887.0	19.4		375.8	36.0	95.6	29.4	136.5	5.9	6.8	240.3	28.7	3.4	3.3	23.3	1.8
21/5/2006	ASF7	8.2	472.0	24.3		346.5	26.2	86.6	11.1	6.3	0.7	10.7	9.8	3.1	4.0	7.8	8.9	1.6
21/5/2006	JAF8	7.9	516.0	22.8		356.2	27.6	90.4	12.2	8.8	1.1	12.7	15.7	4.0	4.7	7.4	8.4	1.8
21/5/2006	ASF9	8.2	535.0	25.6		334.3	29.4	84.0	20.4	7.0	1.6	10.5	12.7	42.7	2.8	4.1	4.4	1.8
21/5/2006	F12	8.0	497.0	17.7		331.8	26.0	83.8	12.3	12.5	1.0	5.9	21.6	7.9	2.5	6.8	12.9	1.7
21/5/2006	S2	7.6	16490.0	16.8		292.8	192.0	194.9	348.3	2910.3	109.5	2.3	5339.0	2317.4	2.0	0.6	26.6	1.8
21/5/2006	S3	7.6	4490.0	17.3		329.4	65.0	252.3	4.7	585.3	17.6	7.9	1061.7	169.5	2.8	53.8	33.3	1.8
21/5/2006	F1	7.5	1191.0	20.2		407.5	37.4	120.4	17.8	97.2	6.5	37.8	174.4	25.7	5.7	6.8	14.9	1.8
21/5/2006	ASF10	7.4	639.0	19.0		409.9	33.8	128.6	4.0	12.2	2.2	25.8	22.6	11.0	4.3	31.8	5.7	1.8
21/5/2006	F25	6.9	732.0	21.3		412.4	31.6	114.1	7.5	21.1	3.5	29.1	38.8	14.1	7.1	15.2	6.0	1.8
21/5/2006	AAR21	8.0	311.0	12.8		224.5	18.2	59.8	7.9	3.4	0.4	7.9	5.7	2.6	1.2	7.5	8.4	1.7

Annexe 4 (suite) : Composition chimique de tous les points d'eau.

Point d'eau	Date	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	C mS/cm	pCO ₂ 10 ⁻² atm	SIc	SI d	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca/Mg	Cl/Na
Source Dalleh	Janvier 05	64.23	9.52	217.16	364.00	0.60	0.01	-1.25	3.43	0.42	5.73	0.93	10.48	4.1	1.1
	Fevrier 05	68.80	9.39	233.14	395.00	2.82	-0.57	-2.44	3.63	0.38	7.14	0.38	9.67	4.4	1.3
	Mars 05	41.54	8.29	148.84	287.00	2.01	-1.07	-3.36	3.05	0.62	4.94	3.29	8.41	3.0	1.1
	Avril 05	44.03	7.65	156.16	281.00	1.73	-0.88	-2.97	2.90	0.57	4.90	2.58	6.31	3.5	1.1
	Mai 05	54.35	13.98	214.72	370.00	2.50	-0.68	-2.37	3.43	0.57	6.83	2.28	8.73	2.4	1.3
	Juin 05	62.74	12.57	229.36	412.00	0.37	0.29	-0.54	3.53	0.44	5.46	2.91	7.33	3.0	1.0
	Juillet 05	61.16	11.45	231.80	426.00	0.51	0.19	-0.73	3.63	0.44	5.61	2.91	7.26	3.2	1.0
	Août 05	70.84	11.91	305.00	424.00	0.51	0.46	-0.25	3.91	0.52	5.91	2.93	8.52	3.6	1.0
	Octobre 05	57.41	17.62	312.32	406.00	0.82	0.16	-0.59	5.98	0.43	10.85	2.55	14.14	2.0	1.2
	Decembre 05	74.80	17.26	290.36	392.00	0.39	0.50	-0.06	4.40	0.45	7.33	4.57	7.72	2.6	1.1
	Mars 06	51.31	9.17	231.80	309.00	0.14	0.57	-0.09	3.51	0.35	6.00	3.44	8.77	3.4	1.1
	Mai 06	72.58	13.75	305.00	396.00	0.35	0.60	0.07	3.34	0.32	6.18	2.76	8.89	3.2	1.2
Source Mar Challita	Janvier 05	68.65	8.66	224.98	400.00	0.35	0.30	-0.73	3.63	0.42	7.42	0.12	14.26	4.8	1.3
	Fevrier 05	84.52	7.22	243.39	400.00	1.78	-0.28	-2.10	3.76	0.33	7.00	0.22	30.89	7.1	1.2
	Mars 05	69.18	13.62	234.24	410.00	2.56	-0.50	-2.11	3.66	0.57	8.21	16.91	13.88	3.1	1.5
	Avril 05	68.17	8.20	222.04	404.00	2.49	-0.53	-2.40	3.66	0.50	7.23	1.03	13.18	5.0	1.3
	Mai 05	66.59	12.97	239.12	416.00	2.33	-0.46	-2.04	3.73	0.57	6.97	0.88	14.03	3.1	1.2
	Juin 05	62.82	13.10	224.48	408.00	0.37	0.25	-0.62	3.69	0.52	5.71	1.36	17.10	2.9	1.0
	Juillet 05	63.50	14.39	231.80	434.00	0.32	0.40	-0.22	3.69	0.52	5.79	1.32	20.36	2.7	1.0
	Août 05	68.86	15.76	312.32	436.00	0.40	0.56	0.09	3.67	0.50	5.86	0.86	15.91	2.7	1.0
	Octobre 05	62.87	17.22	317.20	423.00	0.39	0.53	0.08	2.91	0.38	4.62	0.87	20.96	2.2	1.0
	Decembre 05	92.02	9.71	300.12	412.00	0.27	0.79	0.18	3.67	0.25	5.77	0.72	13.23	5.7	1.0
	Mars 06	73.08	7.61	302.56	402.00	0.25	0.72	0.02	4.40	0.30	7.27	0.72	12.46	5.8	1.1
	Mai 06	77.19	11.43	317.20	420.00	0.28	0.76	0.26	3.52	0.35	6.47	1.56	15.83	4.1	1.2
N. El Jaouz a Kaftoun	Fevrier 05	74.87	14.27	274.13	450.00	0.42	0.39	-0.41	4.60	1.17	8.49	0.89	9.62	3.2	1.2
	Mars 05	48.58	9.76	180.56	320.00	0.96	-0.50	-2.18	3.36	0.84	5.49	1.20	7.45	3.0	1.1
	Avril 05	53.82	10.33	197.64	335.00	1.06	-0.41	-2.00	2.98	0.55	4.72	2.04	6.19	3.2	1.0
	Mai 05	58.17	15.80	222.04	389.00	0.24	0.41	-0.16	4.00	0.96	7.45	3.68	8.90	2.2	1.2
	Juin 05	60.32	13.54	222.04	410.00	0.27	0.48	-0.01	5.34	0.70	8.25	3.02	11.99	2.7	1.0
	Juillet 05	56.40	12.72	207.40	416.00	0.23	0.57	0.27	4.60	0.66	7.33	5.57	12.26	2.7	1.0
	Août 05	65.08	14.78	314.76	462.00	0.29	0.80	0.65	4.84	1.09	7.75	6.34	16.92	2.7	1.0
	Octobre 05	74.10	19.63	314.76	421.00	0.19	1.02	1.17	5.53	0.97	10.14	4.32	13.93	2.3	1.2
	Decembre 05	87.76	17.65	331.84	435.00	0.18	1.01	0.90	5.60	2.16	8.98	0.60	10.50	3.0	1.0
	Janvier 06	79.23	14.57	309.88	411.00	0.08	1.25	1.31	4.80	0.87	8.21	5.18	9.08	3.3	1.1
	Mars 06	64.98	11.56	258.64	343.00	0.06	1.13	1.05	4.15	0.43	7.17	3.23	6.22	3.4	1.1
	Mai 06	68.23	14.45	302.56	397.00	0.08	1.27	1.51	4.00	0.56	6.96	3.76	6.51	2.9	1.1
N. El Asfour a Bziza	Janvier 05	64.41	12.43	219.92	378.00	0.09	0.83	0.50	4.93	0.91	9.46	1.25	22.65	3.1	1.2
	Fevrier 05	77.46	14.56	261.32	444.00	0.24	0.59	-0.03	5.65	0.80	10.05	0.66	28.47	3.2	1.2
	Mars 05	55.01	8.88	178.12	347.00	0.61	-0.23	-1.71	4.34	0.86	7.99	0.16	20.84	3.8	1.2
	Avril 05	61.73	11.32	207.40	370.00	0.20	0.51	-0.09	4.87	1.09	9.42	1.31	21.66	3.3	1.3
	Mai 05	48.55	16.47	204.96	365.00	0.18	0.52	0.27	5.02	1.18	8.89	1.65	19.95	1.8	1.1
	Juin 05	40.14	18.35	170.80	354.00	0.08	0.72	0.87	6.00	1.04	10.05	0.46	28.58	1.3	1.1
	Decembre 05	54.74	16.81	244.00	376.00	0.05	1.22	1.58	5.09	1.10	8.29	1.54	38.98	2.0	1.1
	Mars 06	58.38	11.68	261.08	359.00	0.04	1.35	1.63	5.60	0.69	9.01	1.58	21.37	3.0	1.0
	Mai 06	40.54	12.80	173.24	269.00	0.01	1.73	2.79	5.84	0.84	9.38	0.67	25.36	1.9	1.0
Jradeh	Janvier 05	78.18	11.22	262.90	455.00	0.41	0.50	-0.21	6.49	0.73	16.82	0.24	8.57	4.2	1.7
	Fevrier 05	79.66	10.66	276.70	457.00	1.83	-0.10	-1.43	5.71	0.61	11.21	1.28	4.85	4.5	1.3
	Mars 05	64.89	15.36	224.48	458.00	2.46	-0.47	-1.90	25.90	0.50	42.09	0.14	45.19	2.6	1.1
	Avril 05	65.33	9.37	222.04	403.00	1.86	-0.37	-1.95	5.93	0.80	12.36	2.05	8.36	4.2	1.4
	Mai 05	59.75	14.64	229.36	489.00	2.45	-0.49	-1.93	17.44	1.41	29.37	4.22	11.08	2.5	1.1
	Juin 05	62.80	14.82	241.56	484.00	1.24	-0.11	-1.19	11.56	1.11	23.00	3.71	11.01	2.6	1.3
	Juillet 05	68.49	14.50	236.68	502.00	0.38	0.43	-0.13	13.74	1.20	23.73	5.14	16.74	2.9	1.1
	Août 05	69.58	17.27	329.40	538.00	0.35	0.90	0.99	14.84	1.47	23.87	5.91	15.63	2.4	1.0
	Octobre 05	64.64	22.95	326.96	551.00	0.49	0.58	0.42	26.07	1.59	46.48	5.55	13.17	1.7	1.2
	Janvier 06	81.10	19.27	309.88	459.00	0.49	0.56	0.14	9.95	0.89	18.54	5.59	6.93	2.6	1.2
	Mars 06	75.80	12.28	322.08	437.00	0.29	0.82	0.49	7.72	0.61	14.33	4.55	7.96	3.7	1.2
	Mai 06	83.81	12.27	331.84	497.00	0.32	0.86	0.57	12.52	0.97	21.62	5.86	7.88	4.1	1.1

Annexe 5 : Composition chimique des cinq points sélectionnés.

Annexe 6 : Description de la méthode de jaugeage chimique.

Le jaugeage chimique signifie l'injection dans l'eau un traceur en un point bien défini du système à étudier. La variation instantanée de la conductivité est révélateur d'un état instantané du transfert entre le point d'injection et le point de contrôle. Bien qu'elle soit précise, sa validité est limitée par les conditions du milieu au moment de l'injection.

Un traceur est une substance solidaire des molécules d'eau permettant de l'identifier et de la suivre dans son déplacement. Pour une étude plus précise du transfert de l'eau entre les différents points sur une même rivière, le traceur artificiel utilisé est le sel de cuisine (NaCl). Ce traceur a été retenu pour les raisons suivantes :

- il est très soluble dans l'eau et toujours conservatif (310 g/l environ à 20°C).
- son adsorption peut être considérée comme nulle : le sodium et le chlore sont des ions à faible charge ; les forces de rétention ne sont donc pas importantes.
- sa restitution en aval est déterminée par simples mesures de conductivité de l'eau.
- sa mesure rend compte de la quantité d'ions.
- il n'est pas toxique.
- son coût est faible.

Cette démarche est organisée ainsi :

Le conductimètre automatique (Grant/YSI, modèle 3800 Water Quality Logger, précision de $\pm 0.01 \mu\text{S}/\text{cm}$ à 25°C) est installé dans la section de mesure de la rivière. Le passage du sel peut être contrôlé par des mesures de conductivité à différents moments, avec un conductimètre de terrain, en ayant soin de mesurer la conductivité initiale de l'écoulement avant injection et de prendre un échantillon à chaque fois.

Au point d'injection choisi, on prépare une saumure contenant selon les cas 5 à 30 kg de sel, bien mélangés dans un bidon de jaugeage. Pour faciliter la dilution on dissout 2 kg par 2 kg dans le petit seau de 10 l environ. La masse de sel injectée doit être mesurée avec précision. Le sel, hydrophile, s'humidifie facilement à l'air libre. Le sel doit donc être pesé à sec et emballé dans des sacs plastiques scellés.

La saumure est déversée le plus rapidement possible (10 à 20 secondes) pour ne pas trop étaler le signal mais sans créer une augmentation de débit trop importante (pour ne pas faire déborder le lit en certains points et surtout pour ne pas créer une trop forte rupture du régime "quasi permanent"). Puis on vérifie que l'ensemble du sel passe au niveau de la section de mesure en aval à l'aide d'un conductimètre de terrain.

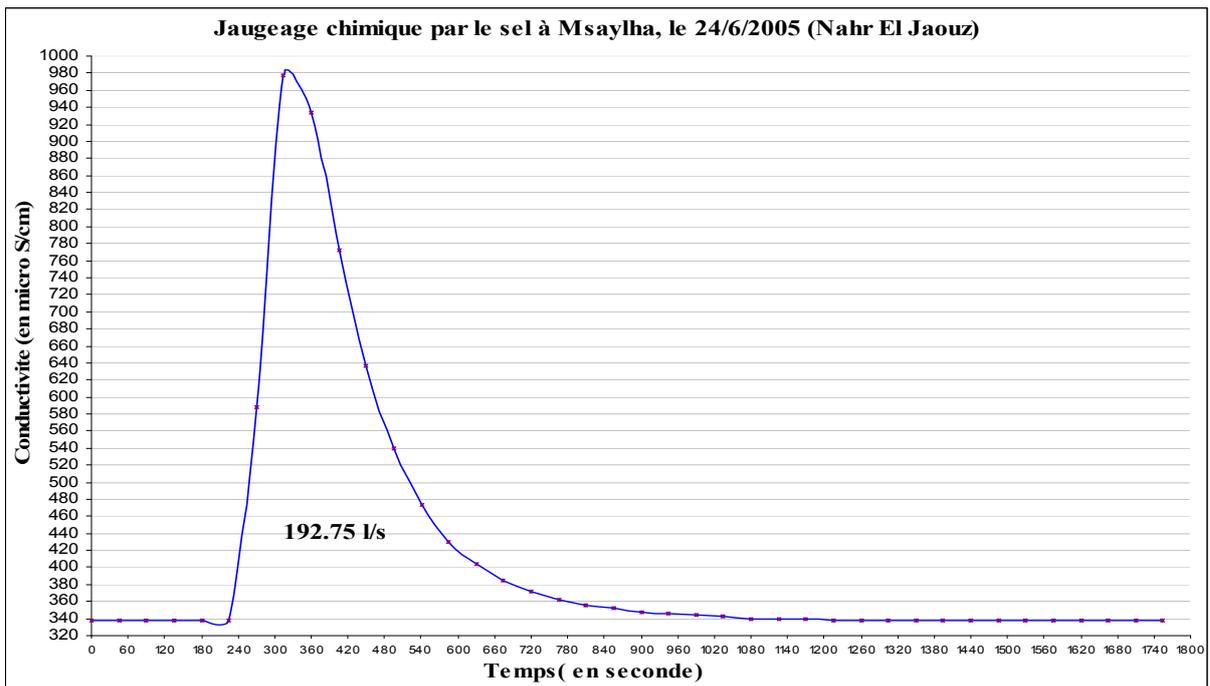
Une injection instantanée ou "Dirac", nécessaire pour une interprétation complète de la restitution, est facile à mettre en œuvre. Parfois, des jaugeages volumétriques par moulinet ont été réalisés à l'aval pour contrôler la mesure du débit.



Les équipements et les étapes lors d'un jaugeage chimique.

Les conductimètres actuels ramènent la conductivité à une température de référence de 20°C. Nous pouvons donc nous affranchir de l'évolution de la conductivité avec la température qui est en principe linéaire. Au laboratoire, on dilue l'échantillon de la rivière avec des solutions bien précises de NaCl séché préalablement (étuve : 3h à 260°C ; dessiccateur : 3h). Les différentes concentrations donnent des différentes conductivités. A partir de la courbe d'étalonnage entre la conductivité et la concentration en NaCl, il devient possible de transformer la courbe de restitution enregistrée sur la rivière en distribution des quantités de sel pendant le traçage. Il conviendrait alors d'effectuer toujours ces jaugeages en régime permanent.

Pour plus de détails, voici l'exemple de jaugeage chimique du Msaylha effectué le 24/6/2005. Un échantillon de la rivière est prélevé avant l'injection. La sonde de la conductivité et de la température (une mesure/seconde) est placée 50 m en aval du site d'injection. Dix kg de sel sont dissous dans 100 l d'eau puis injectés. Les mesures de conductivité à l'aide du conductimètre de terrain indiquent la fin du passage du nuage de sel.

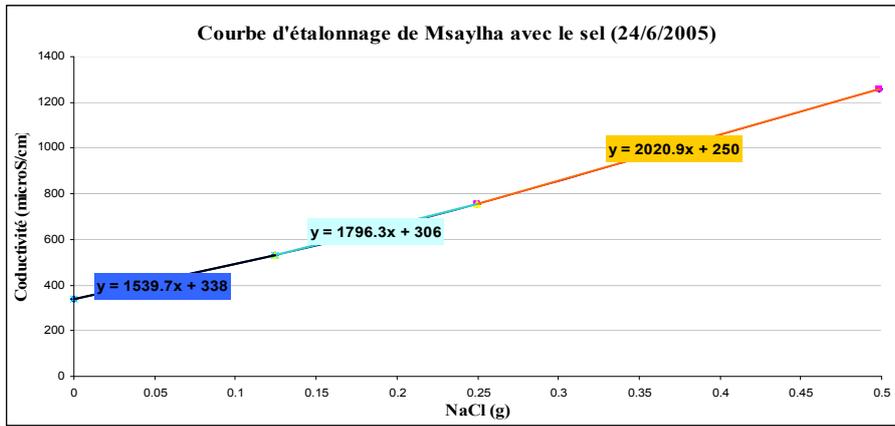


Courbe de restitution du sel après injection dans la rivière.

Au laboratoire, la courbe d'étalonnage est construite à partir de l'échantillon d'eau de la rivière par addition de différentes quantités de sel.

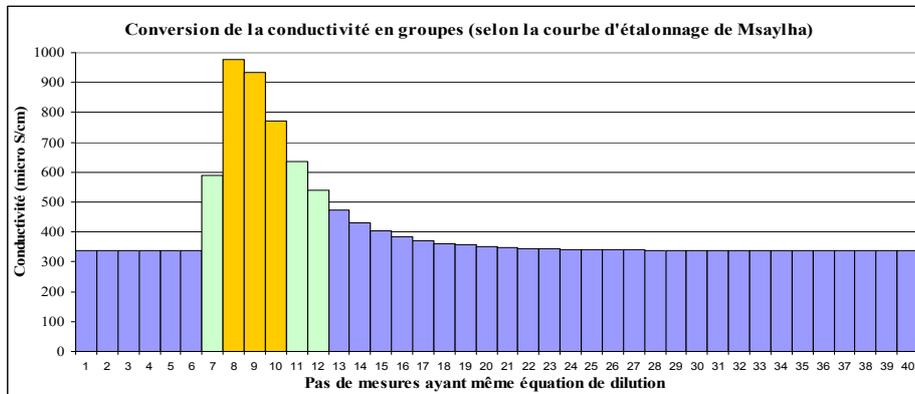
Courbe d'étalonnage de Msaylha le 24/6/2005		
NaCl pur (g)	C. d'une solution de NaCl dans l'eau distillée (µS/cm)	C. d'une solution de NaCl dans l'eau de rivière (Msaylha) (µS/cm)
0.50	920	1258
0.25	416	754
0.12	192	530
0.00	0.1	338

Etalonnage des solutions de NaCl avec l'eau de rivière. Comparaison avec les mêmes solutions dans l'eau distillée.



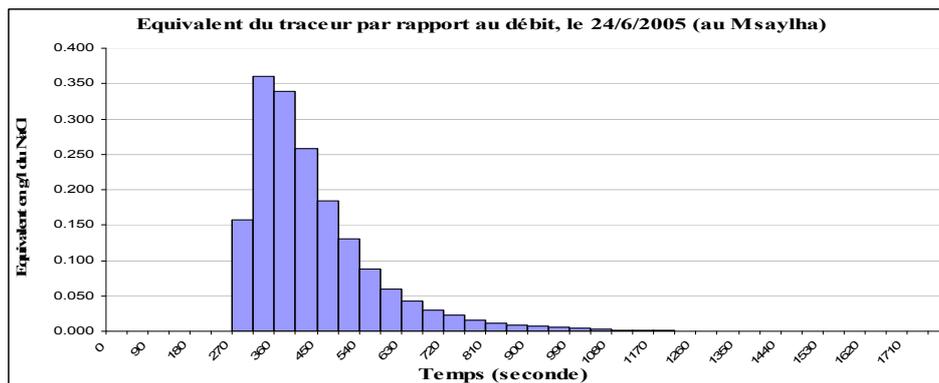
Les équations linéaires liant les concentrations du sel et leurs équivalents en conductivité.

Entre autre, on répartit les valeurs de conductivités de la courbe de restitution en plusieurs groupes chacun selon sa conductivité (gamme de conductivité) et son équation qui lui convient.



Conversion de la courbe de restitution initiale en groupes selon la courbe d'étalonnage.

Enfin, on applique sur chaque groupe l'équation d'étalonnage qu'on connaît son équivalent en eau et on déduit la somme des débits enregistrés à chaque pas de temps.

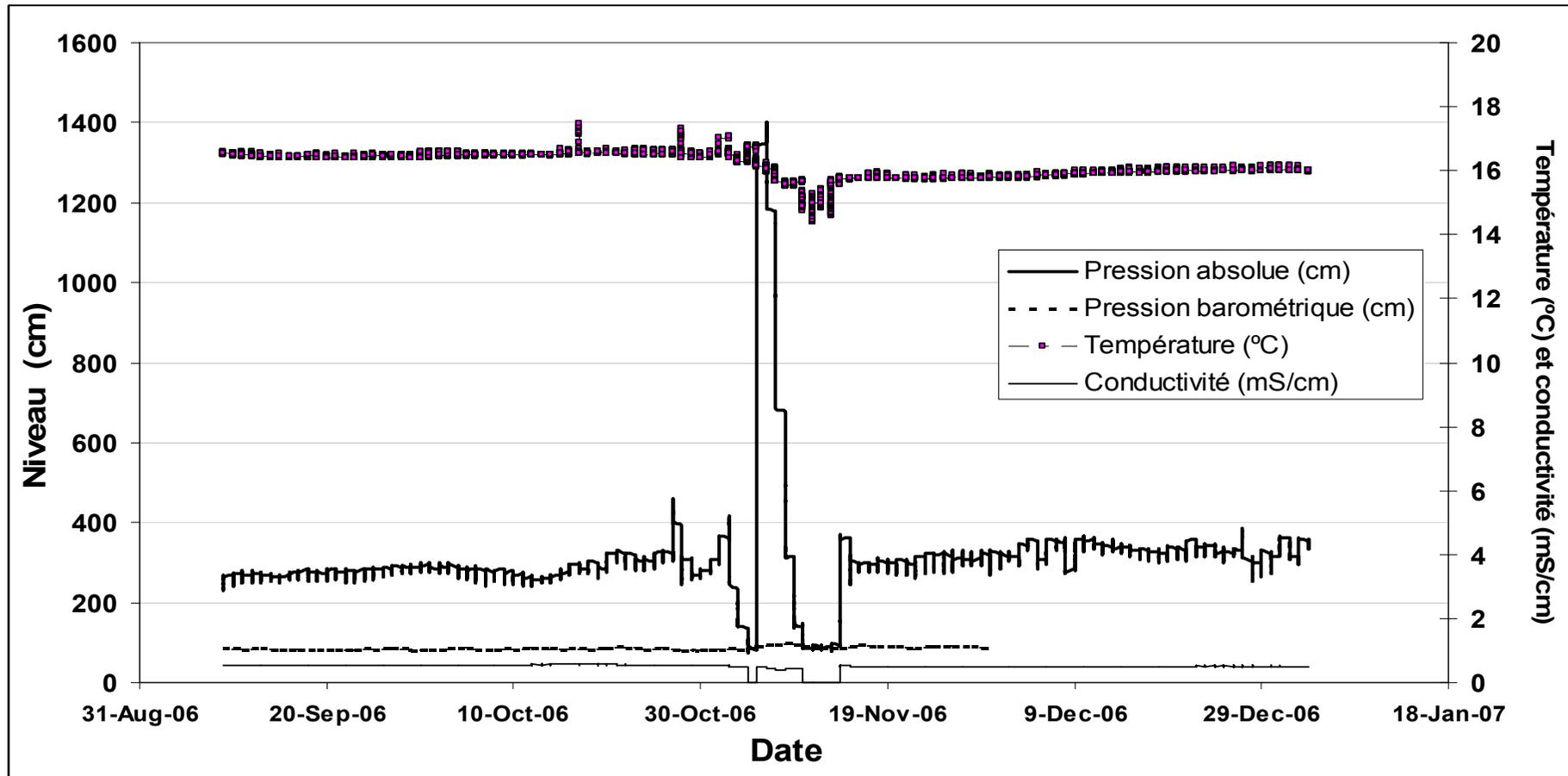


Nom du propriétaire du forage	Profond. (m)	Q m ³ /j	Nom du propriétaire du forage	Profond. (m)	Q m ³ /j
ELIA ABOU FARAH	365	240	HASSIB NICOLAS	10	7
ELIAS EZZOGHBI	325	280	HANNA DOUNIA	9	7
EDMOND EL KHOURY	395	300	TONY ISSA	14	8
MOHAMAD KHALED	270	200	EMILE EL CHAGHOURI	14	6
SAAD EZ ZAHER	272	200	HANNA MRAD	15	7
YAACOUB YOUSEPH MELHEM	311	55	STATION FINIANOS	16	20
LOUBNAN YOUSEPH MELHEM	312	70	ELIA ABOU CHDID	345	240
AREF AKKAR	22	300	MICHEL EZZOGHBI	325	260
AWDE TALEB	24	30	EDMOND TOUMA	380	300
JAMILE WEHBE	33	24	ELIAS DAUD	17	6
GEORGES EZZOGHBI	345	300	GERGIS CHAHINE	38	7
AREF AL OSMAN	32	30	YOUSSEF MOUSSA SABA	43	8
PRORIETAIRE INCONNU	32	30	HANNA HAJJ	265	200
KHLED AL OSMAN	32	24	KARIM KASOUF	270	200
DIB AL OSMAN	31	25	JOSEPH SALIM EL AAMOUD	44	6
KHALIL ISSA	10	65	BECHARA EL HAJJ	46	2
HANNA MOUSSA	11	7	MIKHAEL ABOU SAMRA	46	4
REMOND EL KHOURY	386	300	YOUSSEF TANNOUS	46	7
KHALED KHALED	265	230	MAURICE DAHER	42	6
SAMIH NAKHOUL	11	7	MANUEL SARKIS	52	7
NAYEF HOUSSEIN TARRAF	23	23	SAAD NICOLAS	265	200
ELIE FARAH	355	250	JOSEPH EL ALAM	52	7
NASR TARRAF	22	26	RIZKALLAH RBAT	65	8
ALI ALI AALAIWEH	24	24	TANNOUS EL ALAM	60	6
OSMAN NAJJAR	350	250	YOUSSEF ABOU FARAH	365	240
MOHAMMAD HUSSEIN	340	260	YOUSSEF RIZKALLAH	98	5
EDMOND TEDROSS	395	310	NOTRE DAME DE LOUIZE	108	20
MAJED KHALED	265	190	WILIAM BOUTROS	130	4
ZIAD CHALAK	270	220	FINIANOSS ABOU FARAH	365	240
SOULAYMAN KHODR DARWICH	23	24	ADIB HANINE	89	7
MOUHAMAD KHODOR DARWICH	24	26	ANTOINE HARB	85	7
ABED ALI ALAIWEH	23	27	ANTOINE JIRJI	89	6
MISBAH HMAIED AALAIWEH	23	25	YOUSSEF FADDOUL	91	8
HMAIED KHLIFE AALAIWEH	22	24	YOUSSEF RIZKALLAH	98	5
ALI DIAB TARRAF	21	26	NOTRE DAME DE LOUIZE	108	20
MOHAMAD ALI TARRAF	22	24	WILIAM BOUTROS	130	4
WAJIB SARRAF	384	340	WILIAM BOUTROS	8	5
DIB HMAIED AALAIWEH	22	25	KHALIL EL HALLAL	10	6
LAS SALINAS	17	32	ELIA ABOU FARAH	370	240
AMINE EL HAOUR	18	6	ELIAS EZZOGHBI	315	280
GEORGES HARB	16	8	EDMOND YAACOUB	375	300
KRIKOR	17	18	HANNA KHOURY YOUHANNA	15	2
USINE MATAR	16	22	MASSAD ED DERRI	13	6
TORBAYE	17	25	HASSIB NICOLAS	12	3
3 FORAGES PRIVE	15	11	STATION JRADEH	24	14278
HOLCIM	38	200	SOCIETE DE CHAUX ET PLATRE	45	5
USINES DE SUCRE ET SARDINES	18	20	AZUR BLEU	3	7
3 FORAGES PRIVE	13	25	CAMILLE MRAD	15	17

Annexe 8 : Prélèvements des forages industriels et privés.

Nom du propriétaire du forage	Profond. (m)	Q m ³ /j	Nom du propriétaire du forage	Profond. (m)	Q m ³ /j
USINE DE SELAATA	14	60	SAAD SAMROUT	8	16
SOCIETE LIBANAISE DU CIMENT	10	70	FAMILLE MAKHOUL	9	2
SOCIETE LIBANAISE DU CIMENT	10	100	FORAGE DE L"AUTOROUTE	7	5
FORAGE DE SALAATA	16	150	HASSAN JBEILI	270	200
FORAGE DE SALAATA	16	60	GEORGES YAACOUB	6	1
FARJALLAH EL KHOURY	9	7	GEORGES SASSINE	7	3
HANNA GEAGEA	8	8	TONI KHALIL	5	3
YOUSSEF HARB	267	180	WALID SAMROUT	298	20
GERGIS RIZK	8	6	MAJID CHAMMAS	210	8
HANNA RIZK	8	2	VILLAGE DE IJID IBRINE	300	120
GEORGES FARAH	12	2	NABIL NASSER	280	10
WAKF "BIENS DE MAIN MARIE"	6	16	MAZRAAET EL GHAWI	340	25
BECHARA EL KFOURY	6	2	AMIOUN	8	22
FARAH FARAH	8	7	PEPINIERE HABIB TOUMA	350	19
PHILIPPE RIZKALLAH	4	8	BAKHOSS ABOU HAIDAR	4	3
YOUSSEF FADAOUS	4	6	YOUSSEF DAHER	4	3
GERGIS HANNA	4	2	CHAHID JREIJ	7	2
NARCISSE FRERES	4	15	HANNA JEAJAA	9	4
MOUSTAPHA CHALAK	19	6	ELIA ABOU FARAH	365	240
NEHME NEHME	16	4	ELIAS EZZOGHBI	325	280
DR. YOUSSEF EL HALLAL	23	7	HANNA KHOURY YOUHANNA	15	2
CHALLITA GHANEM	28	8	MASSAD ED DERRI	13	6
CHAKIB HADDAD	32	6	HASSIB NICOLAS	12	3
ANTOINE NAFAA	33	7	SOCIETE DE CIMENT	8	4
MOUSSA ATALLAH	32	8	EDMOND EL KHOURY	395	300
TANIOS SASSINE	29	6	GEORGES KFOURI	260	200
FOUAD ABI YOUNES	24	5	NASSIB EZ ZAHER	264	200
CHAKIB BOU GIRGES	25	3	GEORGES FARAH	13	25
ANTOINE SASSINE	325	280	SALIM EL HIDD	7	2
PIERRE ABI CHAHINE	26	7	REMOND SAAD	8	2
MICHEL BOU GEORGES	28	8	MILAD KFOURY	7	4
MOUSSA ABI BADRA	27	6	MOHAMAD KHALED	270	200
WAJIH TARRAF	395	300	SAAD EZ ZAHER	272	200
ADIB EL BADN	29	2	CHALITA AINTOURI	10	3
GERGIS YOUSSEF ELIAS	27	7	TONY FADOUS	9	2
MICHEL BOU GIRGES	28	8	SOCIETE DE CIMENT	8	4
HAMID AANDARI	28	8	ANDREH CHAMMAS	70	17
GABRIEL EL TAWIL	28	6	HANNA HARB	180	5
GEORGES EL KHOURY	14	6	TANNOUS EL QUADY	7	8
YOUSEPH MELHEM	300	65	LAS SALINAS	16	35
JEAN MELHEM	285	70	SOULEYMAN BOU HANNA	8	6
ZAHER MELHEM	310	60	GERGIS HANNA SABA	8	6
MIKAEL EL HAYEK	26	2	GERGIS RAAD	7	7
ZIAD EL KHOURY	7	4	KARIM BOU KARIM	100	10

Annexe 8 (suite) : Prélèvements des forages industriels et privés.



Annexe 9 : Variations du CTD et de la pression barométrique à Jradeh.