



HAL
open science

**Etude hydrogéologique et géophysique de l'extension de
l'intrusion marine dans le sahel de l'Oualidia (Maroc) :
Analyse statistique, hydrochimie et prospection
électrique**

Ahmed Fadili

► **To cite this version:**

Ahmed Fadili. Etude hydrogéologique et géophysique de l'extension de l'intrusion marine dans le sahel de l'Oualidia (Maroc) : Analyse statistique, hydrochimie et prospection électrique. Milieux et Changements globaux. Université de Chouaïb Doukkali Faculté Des Sciences El Jadida, 2014. Français. NNT: . tel-01294119

HAL Id: tel-01294119

<https://hal.science/tel-01294119v1>

Submitted on 29 Mar 2016

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.



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - NoDerivatives 4.0
International License



جامعة شعيب الدكالي
Université Chouaïb Doukkali



N° d'ordre 165

UNIVERSITÉ CHOUAÏB DOUKKALI
FACULTÉ DES SCIENCES
EL JADIDA

Année 2014

THÈSE

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

UFR : ENVIRONNEMENT, AMENAGEMENT ET GESTION INTERGREE
DES ESPACES LITTORAUX

ETUDE HYDROGÉOLOGIQUE ET GÉOPHYSIQUE DE L'EXTENSION DE
L'INTRUSION MARINE DANS LE SAHEL DE L'OUALIDIA (MAROC) :
ANALYSE STATISTIQUE, HYDROCHIMIE ET PROSPECTION
ÉLECTRIQUE

Par

FADILI Ahmed

SPECIALITE : Hydrogéologie - Géophysique

Soutenue le 22/02/2014 devant la commission d'examen formée de :

Mr. Zourarah Bendahhou	PES	Université Chouaïb Doukkali FS El Jadida	Président
Mr. Essahlaoui Ali	PES	Université Moulay Ismail FS Meknès	Rapporteur
Mr. Pulido-Bosch Antonio	PU	Université Almeria	Rapporteur
Mr. Younsi Abdelkader	PES	Université Chouaïb Doukkali FS El Jadida	Rapporteur
Mr. Sahabi Mohamed	PES	Université Chouaïb Doukkali FS El Jadida	Examineur
Mr. Mehdi Khalid	PES	Université Chouaïb Doukkali FS El Jadida	Directeur de thèse
Mme. Riss Joëlle	PU	Université Bordeaux 1	Co-Directeur de thèse
Mme. Boutayeb Khadija	PA	Université Chouaïb Doukkali FS El Jadida	Invitée
Mr. El Mahboul Abdallah	Directeur	Agence du Bassin Hydraulique de l'Oum Er-Rbia	Invité

Dédicace

À l'âme de mon Père,
À ma mère, source de mon bonheur,
À mes frères et sœurs, et ma grande famille,
À chacun de mes amis, et mes chers lecteurs...

Remerciements

Ce travail a été réalisé au Laboratoire Géoscience Marine et Science du Sol (LGMSS URAC-45) de la Faculté des Sciences, Université Chouaïb Doukkali El Jadida, au sein de l'Unité de Formation et de Recherche (UFR) : "*Environnement, Aménagement et Gestion Intégrée Des Espaces Littoraux*". Une partie de ce travail a été réalisée en partenariat avec l'Institut de Mécanique et d'Ingénierie, Laboratoire **I2M UMR 5295** université Bordeaux 1, dans le cadre du projet de coopération **HUBERT CURIEN** maroco-français **Volubilis MA/08/191**, entre l'Université Chouaïb Doukkali et l'Université Bordeaux 1.

Malgré les apparences, cette section est la plus difficile à rédiger. La question qui se pose toujours est : Comment exprimer en si peu de mots toute ma reconnaissance aux personnes qui m'ont toujours encouragé dans la réalisation de ce travail ?

Au travers de ces quelques lignes, il s'agit de signaler qu'une thèse n'est certainement pas un travail qui se mène seul et de se rappeler les moments forcément nombreux, incroyables et mouvementés, parfois beaux, parfois moins, énormément de découvertes, d'échanges, d'aide et d'amitié.

Je tiens tout d'abord à manifester ma gratitude à Monsieur Mehdi Khalid mon directeur de thèse, je vous remercie Monsieur pour votre présence à mes côtés, votre écoute et vos réponses riches de sens, et qui présentaient pour moi toujours une source de motivation, et surtout je vous remercie pour votre soutien scientifique, moral et le partage des sentiments.

Je tiens également à adresser ma profonde gratitude à Madame Joëlle Riss, mon co-directeur de thèse, quels que soient les mots que je dirais, ils n'exprimeront pas ma reconnaissance envers vous, ce travail n'aurait pu être réalisé sans votre aide précieuse et généreuse. C'était un plaisir et un honneur de travailler avec vous et de bénéficier de votre rigueur, et critique scientifique, que j'aimerais l'avoir un jour. Je vous remercie pour vos grandes qualités humaines.

Monsieur Mehdi, Madame Riss, mille fois merci pour tout le temps, toute la patience et toute l'énergie que vous avez pu me consacrer au cours de ces longues années, et j'espère au fond de mon cœur que j'étais à la hauteur de vos attentes.

Je remercie très sincèrement Monsieur Philippe Malaurent, ingénieur au laboratoire **I2M UMR 5295** Bordeaux 1, pour sa disponibilité quotidienne, son soutien au plan scientifique, sa contribution lors de l'interprétation des résultats de l'hydrogéologie. Son esprit de synthèse et sa précision d'expression m'ont considérablement aidé à certains moments cruciaux de ce travail. C'était un honneur de travailler avec une personne comme vous.

Je tiens à exprimer mes profonds remerciements à Monsieur Zourarah Bendahou, Directeur du laboratoire Géosciences Marines et Science du Sol. Grâce à son expérience, il m'a conseillé, soutenu et encouragé face aux différents défis scientifiques auxquels j'ai été confronté. Je le remercie pour l'expérience qui a pu me donner sur le terrain. Enfin, je le remercie d'avoir accepté de présider ma thèse, c'est un honneur pour moi.

J'adresse toute ma reconnaissance aux membres du jury, A. Essahlaoui, A. Pulido-Bosch, A. El Mahboul, A. Younsi et M. Sahabi pour avoir accepté la lourde tâche de rapporter le manuscrit et d'examiner le travail.

Je n'oublie pas de présenter ma profonde gratitude à Monsieur Brahim Aghezzaf, le secrétaire général de l'Agence de Bassin Hydraulique de Oum Er Rabia, pour sa gentillesse, sa disponibilité son écoute et notamment le partage de l'information.

Un grand merci à madame Marie-Charlotte Lavenier, adjoint technique de recherche et de formation au laboratoire **I2M UMR 5295**, pour son aide et son soutien lors de toutes mes missions à l'université Bordeaux 1.

Je remercie également le **CNRST** qui m'a attribué une bourse d'excellence pendant trois ans qui m'a aidé considérablement à mener au bout les travaux entrepris par cette thèse.

Je souhaite adresser des remerciements particuliers à , Madame Boutayeb Khadija et Madame Guessir hakima, Professeurs à la Faculté des Sciences d'El Jadida, pour leur disponibilité. Qu'elles trouvent ici toute ma reconnaissance et ma gratitude.

Ce travail a nécessité de nombreuses journées de terrain, je tiens à remercier profondément le chauffeur de la faculté des sciences, Monsieur Mansori El Houcine, je le remercie pour sa gentillesse, sa disponibilité et son aide.

Je remercie également le propriétaire du puits O 45, Monsieur Jebbar Mohamed, de m'avoir autorisé à installer la sonde électrique dans son puits et de réaliser des mesures régulières.

Je souhaite adresser mes remerciements les plus sincères à mes collègues qui m'ont apporté leur aide sur le terrain, alors ils ont vraiment contribué à l'élabo-

ration de ce mémoire ainsi qu'à la réussite de ces formidables années, je remercie spécialement Monsieur le professeur Abd El Hadi Makan, Monsieur Kadiri Omar, mes collègues Najib Saliha, Mellas Samira, Belhamira Chouaïb, Abd El Ouahed Lagnaoui, Choukri Abd El Ouahhab et tous mes collègues du laboratoire Géoscience Marine et Science du sol de la Faculté des Sciences d'El Jadida. Je n'oublie pas de remercier également mes amis : Hassani Abd Essamad, Youssef Salama, Mustafa Ouadih, Khalid Sbiaai, Khalid Iskafi, Adnan Zinoun, Bouloukat Abd Errahim, Beraouz Mohammed, Otman Boualla, Adnan Habib . . .

Je ne terminerais cette liste sans adresser un remerciement particulier à ceux qui m'ont soutenu dans l'ombre, ma mère, mes sœurs et mes frères, sans qui ce travail n'aurait jamais pu voir le jour. Je leur dédie ce travail en témoignage de ma profonde reconnaissance pour toute la patience et les sacrifices qu'ils ont consentis pour moi et dont je leur serai à jamais redevable. D'avoir porté ce travail à terme représente pour moi aujourd'hui la plus belle des récompenses.

Résumé

Le bassin côtier de l'Oualidia est situé sur le littoral atlantique marocain ; les aquifères de cette zone connaissent un pompage intensif principalement dans les deux premiers kilomètres de l'océan où les activités maraichères sont les plus importantes. L'objectif de cette étude est de déterminer l'origine et les processus responsables de la minéralisation des eaux de ces aquifères côtiers, ainsi que déterminer l'ampleur et l'extension de l'intrusion marine dans ce secteur. Pour répondre à cet objectif, quatre approches ont été menées : climatique, piézométrique et hydrochimique, hydrodynamique et géophysique.

A la suite de l'analyse statistique des données climatiques (température et précipitations) de quatre stations météorologiques localisées sur le sahel des Doukkala Abda : Safi, El Jadida, Khemis Mettough et Khemiss Zemamra, nous avons constaté une tendance à l'élévation des températures moyennes annuelles au cours des trente dernières années pour chacune d'entre elles. Cette élévation est principalement la conséquence de la hausse des températures minimales des mois de mars, avril, mai, juin, août et octobre.

L'étude des cartes piézométriques de différentes années a confirmé, dans un premier temps, que la direction de l'écoulement de la nappe s'effectue vers l'océan, et dans un second temps, des fluctuations interannuelles du niveau de la nappe qui sont en relation avec les périodes humides et les périodes sèches. Cette variation a été observée aussi sur les chroniques piézométriques, enregistrées dans quatre forages.

L'analyse hydrochimique des éléments majeurs a permis de déterminer l'origine de la salinité de l'aquifère, en mettant en évidence deux zones : la première, la plus minéralisée, est localisée dans le premier kilomètre par rapport à l'océan, elle connaît une salinisation principalement due à l'intrusion de l'eau de mer, la deuxième zone est plus éloignée du rivage et la minéralisation y est plus faible. En plus de l'intrusion marine, la dissolution des carbonates et l'échange cationique participent aussi à la minéralisation de la nappe côtière de l'Oualidia.

Les enregistrements de la variation du niveau et de la conductivité électrique de la nappe, au cours d'une période de neuf mois, obtenus dans le puits O 45, a permis

de mettre en évidence les caractéristiques hydrodynamiques générales de l'aquifère ; en tenant compte de la relation qui existe entre la marée océanique et le niveau de la nappe. Cette étude a montré que la variation du niveau de l'eau ainsi que de la conductivité électrique de la nappe sont influencés par la marée journalière et synodique, dont l'effet s'amortit totalement à partir de 2 km de l'océan.

L'approche géophysique, par les cartes des résistivités apparentes et par la tomographie de résistivité électrique, a permis de déterminer l'extension de la minéralisation, en montrant la présence de deux zones principales. La première zone est proche du littoral, essentiellement caractérisée par des faibles résistivités électriques, la deuxième est localisée à plus de 1 km de la mer, et elle est caractérisée par des résistivités variables, généralement élevées. Les résultats de la méthode géophysique complètent et confirment ceux obtenus avec l'hydrochimie.

Mots clés : *aquifère côtier, hydrogéologie, hydrochimie, intrusion marine, sondages électriques, tomographie de résistivité électrique, Oualidia, Sahel Des Doukkala Abda-Maroc.*

Abstract

The Sahel of Oualidia is located on the Moroccan Atlantic coast. In this area, the aquifers are suffering from intensive pumping mainly in the coastal fringe, where the agricultural activities are significant. The present study aims firstly to determine the origin and processes responsible for water mineralization and, secondly, to define seawater intrusion extension in this coastal area. To meet these objectives, five approaches were adopted along this thesis : Climatic, piezometric, hydrochemical, hydrodynamic and geophysical approaches.

Statistical analysis of climatic data (temperature and precipitation), obtained from four meteorological stations located in Sahel Doukkala Abda (Safi, El Jadida, Khemis Mettough and Khemiss Zemamra), showed an increasing trend of annual temperatures over the last three decades for each station. This increase was primarily the result of increasing minimal temperatures in March, April, May, June, August, and October. The hydrogeological study confirmed, on one hand, that the groundwater flow direction was towards the ocean and, on a second hand, the inter-annual fluctuations in water table levels were related to the humid and dry periods. This variation was also observed on the historical piezometric records in four boreholes.

Moreover, the hydrochemical analysis of major elements helped to determine the aquifer salinity origin highlighting two areas. The first area, more mineralized, was located in the first kilometer from the ocean ; its salinization mainly due to the seawater intrusion. The second area was farther from the shore and its mineralization was lower. Additionally to seawater intrusion, carbonate dissolution and cation exchange was also involved in the mineralization process of the coastal aquifer of Oualidia.

Taking into account the relationship between the tide and groundwater, water level recording and electrical conductivity data, during a period of nine months, allowed to determine general hydrodynamic characteristics of the aquifer. This study showed that groundwater level and electrical conductivity variation were influenced by daily and synodic tides. However, oceanic effect is totally broken down at 3 *km* from the ocean.

Furthermore, geophysical approach, based on apparent resistivity maps and electrical resistivity tomography, was used to determine the mineralization extension. The obtained results showed the presence of two main areas. The first area was located near to the coastal fringe, mainly characterized by low electrical resistivity, while the second area was located at more than 1 *km* from the sea, and was characterized generally by variable high resistivities.

Keywords : *Seawater intrusion, coastal Aquifer, hydrogeology, hydrochemical, marine intrusion, electrical sounding, electrical resistivity tomography, Oualidia, Sahel Doukkala - Abda, Morocco.*

Table des matières

Dédicace	i
Remerciements	iii
Résumé	vii
Abstract	ix
Table des matières	xiv
Liste des tableaux	xvii
Liste des figures	xxv
Introduction générale	1
Chapitre 1 – Cadre général de l'étude	5
1.1 Salinisation et minéralisation des aquifères cotiers	6
1.1.1 Introduction	6
1.1.2 Source possible de minéralisation des eaux douces	7
1.1.3 L'intrusion marine	7
1.1.4 Conclusion	13
1.2 Généralités sur le Sahel des Doukkala Abda	14
1.2.1 Situation géographique	14
1.2.2 Unités du Sahel des Doukkala Abda	14
1.2.3 Lithostratigraphie de la région du Sahel Doukkala Abda	15
1.2.4 Structures de la région du Sahel des Doukkala Abda	19
1.2.5 Hydrogéologie du Sahel des Doukkala Abda	24
1.2.6 Les unités hydrogéologiques du bassin Sahel des Doukkala Abda	26
1.3 Généralités sur le Sahel de l'Oualidia à Cap Beddouza	27
1.3.1 Situation géographique	27
1.3.2 Géomorphologie	27
1.3.3 Stratigraphie et structures géologiques	28
1.3.4 Hydrologie du Sahel de l'Oualidia	30

1.3.5	Géométrie des aquifères	32
1.3.6	Occupation du sol	36
1.3.7	Activités économiques	37
1.4	Conclusion	38
Chapitre 2	– Matériels et méthodes	39
2.1	Approche méthodologique adoptée au cours de cette étude	40
2.2	Acquisition de données en hydrogéologie	40
2.2.1	Mesures <i>in situ</i>	40
2.2.2	Échantillonnage	41
2.2.3	Analyses des éléments chimiques	41
2.2.4	Interprétation des données	41
2.3	Méthodes géoélectriques	44
2.3.1	Principes de la prospection électrique	44
2.3.2	Dispositifs de mesure	46
2.3.3	Sondage électrique vertical (SEV)	47
2.3.4	Principe de la tomographie électrique	48
2.3.5	Acquisition des données en tomographie de résistivité électrique	49
2.3.6	Prospection électrique appliquée à l'hydrogéologie	50
2.3.7	Données exploitées dans cette étude	51
Chapitre 3	– Étude du Climat dans le Sahel des Des Doukkala	53
Abda		53
3.1	Introduction	54
3.2	Données générales sur le climat	54
3.2.1	Au Maroc	54
3.2.2	Sur le Sahel des Doukkala Abda	55
3.3	Analyse des données climatiques du Sahel des Doukkala Abda	56
3.3.1	Les précipitations	56
3.3.2	Les températures	58
3.4	Évolution climatique sur le Sahel des Doukkala Abda	59
3.4.1	Évolution des températures	59
3.4.2	Analyse statistique des températures mensuelles	63
3.4.3	Évolution des précipitations sur le Sahel des Doukkala Abda	69
3.4.4	Analyse statistique des précipitations mensuelles	70
3.5	Conclusion	75
Chapitre 4	– Étude piézométrique et hydrochimique	77
4.1	Introduction	78
4.2	Piézométrie de l'aquifère du Sahel de l'oualidia	79

4.2.1	Évolution piézométrique	79
4.2.2	Analyse de chroniques piézométriques	83
4.2.3	Conclusion	86
4.3	Etude physico-chimique de la nappe côtière du Plioquaternaire de l'Oualidia	88
4.3.1	Échantillonnage et analyse	88
4.3.2	Conductivité électrique (campagne du mois de mai 2011)	90
4.3.3	Évolution des éléments chimiques en fonction de la distance à l'océan	91
4.3.4	Classification des eaux de la nappe : Diagramme de Piper	95
4.3.5	Relation entre les éléments chimiques	97
4.3.6	Relation entre les éléments majeurs et la conductivité électrique	100
4.3.7	Relation entre les éléments majeurs et les chlorures	100
4.3.8	Indice d'échange de base (i.e.b.)	104
4.4	Processus hydrogéochimique, classification de Stuyfzand	105
4.4.1	Aspect général de la classification	105
4.4.2	Classification Stuyfzand des types d'eau de l'Oualidia	108
4.5	Conclusion	110
Chapitre 5 – Effet de la marée sur l'aquifère côtier de l'Oualidia		113
5.1	Introduction	114
5.2	Acquisition des données	115
5.3	Propagation de l'onde piézométrique	117
5.4	Effet de la marée sur l'évolution du niveau piézométrique	118
5.4.1	Corrections des données	118
5.4.2	Analyse du déphasage de la marée et du niveau de l'eau dans le puits	120
5.4.3	Analyse de l'amplitude des fluctuations du niveau de l'eau dans le puits	124
5.4.4	Variation synodique : marée de vives-eaux et de mortes-eaux	125
5.4.5	Caractéristiques hydrodynamiques de la nappe	129
5.4.6	Reconstitution de l'onde de la marée	132
5.5	Étude de la conductivité de l'eau du puits O 45	134
5.5.1	Variation de la conductivité d'eau	134
5.5.2	Effet du pompage sur la conductivité	137
5.5.3	Effet de la marée sur la conductivité électrique	139
5.5.4	Gradient vertical de la conductivité dans le puits O 45	142
5.6	Conclusion	143

Chapitre 6 – Étude géophysique	145
6.1 Introduction	146
6.2 Interprétation des données géophysiques	147
6.2.1 Description statistique de la base de données	147
6.2.2 Cartes de la résistivité apparente	155
6.2.3 Conclusion	159
6.3 Analyse des profils de tomographie des résistivités électriques	160
6.3.1 Résultats de l'inversion des profils de tomographie exécutés sur l'Oulja	161
6.3.2 Résultats de l'inversion des Profils exécutés au-delà de la fa- laise plioquaternaire	165
6.3.3 Discussion des résultats de la tomographie des résistivités élec- triques	171
6.4 Conclusion	172
Chapitre 7 – Conclusion générale	175
Liste bibliographique	183
PARTIE Annexes	199
Annexe A – Climat	201
Annexe B – Etude hydrochimique	221
Annexe C – Effet de la marée sur l'aquifère côtier de l'Oualidia	223
Annexe D – Étude géophysique	241
Annexe E – Les forages	247
Annexe F – Photographie	251

Liste des tableaux

2.1	Résistivité des eaux et des roches (Astier, 1971)	46
2.2	Profondeur d'investigation en fonction de la distance entre les électrodes	49
2.3	Porosité, perméabilité et résistivité électrique	51
3.1	Stations climatiques avec les périodes étudiées	56
3.2	Résumé statistique des températures mensuelles à la station d'El Jadida	67
3.3	Résumé statistique des températures mensuelles à la station de Safi .	67
3.4	Résumé statistique des températures mensuelles à la station de Khe- mis Mettough	68
3.5	Résumé statistique des températures mensuelles à la station de Khe- mis Zemamra	68
3.6	Résumé statistique des précipitations mensuelles à la station météo- rologique d'El Jadida	73
3.7	Résumé statistique des précipitations mensuelles à la station de Safi .	73
3.8	Résumé statistique des précipitations mensuelles à la station de Khe- mis Mettough	74
3.9	Résumé statistique des précipitations mensuelles à la station de Khe- mis Zemamra	74
4.1	Caractéristiques physico-chimiques de la campagne de juin 2010	89
4.2	Caractéristiques physico-chimiques de la campagne de décembre 2010	90
4.3	Caractéristiques physico-chimiques de la campagne de mai 2011	90
4.4	Niveau et critère de subdivision d'un échantillon d'eau	108
5.1	Résumé statistique des périodes et des déphasages observés sur les deux signaux du 1 ^{er} juin au 10 octobre 2010	123
5.2	Résumé statistique des périodes et des déphasages observés sur les deux signaux du 17 janvier au 11 juin 2011	123

5.3	Résumé statistique des hauteurs de la marée et de l'eau dans le puits et marnages des deux signaux du 1 ^{er} juin au 10 octobre 2010	125
5.4	Résumé statistique des hauteurs de la marée et de l'eau dans le puits et marnages des deux signaux du 17 janvier au 11 juin 2011	125
5.5	Diffusivité hydraulique calculée à partir de l'amplitude moyenne et du déphasage moyen au puits O 45 du 1 ^{er} juin au 10 octobre 2010 . . .	130
5.6	Diffusivité hydraulique calculée à partir de l'amplitude moyenne et du déphasage moyen au puits O 45 du 17 janvier au 11 juin 2011 . . .	130
5.7	Diffusivité hydraulique calculée à partir de l'amplitude et du déphasage au puits O 45 en pleine et en basse mer du 1 ^{er} juin au 10 octobre 2010	131
5.8	Diffusivité hydraulique calculée à partir de l'amplitude et du déphasage au puits O 45 en pleine et en basse mer du 17 janvier au 11 juin 2011	132
5.9	Résumé statistique de la conductivité enregistrée au fond du puits O 45 et la minéralisation calculée du 25 juin au 10 octobre 2010	135
5.10	Résumé statistique de la conductivité enregistrée fond du puits O 45 et la minéralisation calculée au du 17 janvier au 11 juin 2011	135
5.11	Résumé statistique de la conductivité, période de l'onde de la conductivité et le déphasage entre l'onde de la marée et l'onde de la conductivité du 15 au 31 Mars 2011	140
6.1	Résumé statistique des résistivités électriques pour les différents espacements AB/2 de 1 à 1 000 m	149
6.2	Matrice de corrélation des résistivités apparentes par couple de AB/2 de 1 à 100 m	150
A.1	Résumé statistique des températures mensuelles minimales à la station d'El Jadida	205
A.2	Résumé statistique des températures mensuelles maximales à la station d'El Jadida	205
A.3	Résumé statistique des températures mensuelles minimales à la station de Khemiss Zemamra	210
A.4	Résumé statistique des températures mensuelles maximales à la station de Khemiss Zemamra	210
A.5	Résumé statistique des températures mensuelles minimales à la station de Khemiss Mettough	215
A.6	Résumé statistique des températures mensuelles maximales à la station de Khemiss Mettough	215

A.7	Résumé statistique des températures mensuelles minimales à la station de Safi	220
A.8	Résumé statistique des températures mensuelles maximales à la station de Safi	220
B.1	Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques de la campagne de juin 2010	221
B.2	Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques de la campagne de décembre 2010	222
B.3	Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques de la campagne de mai 2011	222
C.1	Caractéristiques techniques du capteur	228
C.2	Calcul de la minéralisation à partir de la conductivité (C. Richard, Nguyen Van CU.1961)	229
C.3	Résumé statistique des résultats corrigés obtenus pour la séquence du 24/5/2010 au 10/10/2010	231
C.4	Résumé statistique des résultats corrigés obtenus pour la séquence du 17/1/2011 au 11/6/2011	231
C.5	Volume pompé par jour pour les deux périodes étudiées	234

Table des figures

1.1	Schéma simplifié d'un aquifère libre côtier (Werner et <i>al.</i> , 2013)	8
1.2	Zone de transition dans le cas d'une intrusion marine (Custodio, 2002)	10
1.3	Situation géographique du Sahel des Doukkala Abda (Ferré, 1967) . .	16
1.4	Log stratigraphique synthétique du bassin Sahel Doukkala (El Ach-heb, 1993)	20
1.5	Carte géologique simplifiée du bassin Sahel des Doukkala Abda (Ferre, 1975)	23
1.6	Extension probable des principaux aquifères (DRPE, 1992)	27
1.7	Modèle numérique de terrain, fait à partir de la carte topographique Cap Cantin (1/50000)	29
1.8	Carte géologique de la zone d'Oualidia à Cap Cantin	30
1.9	Carte de localisation des coupes	33
1.10	Coupes géologiques réalisées au niveau du Sahel de l'Oualidia	34
1.11	Carte des isohypses de la base de la couverture Plioquaternaire (DRPE, 1992)	35
1.12	Carte du toit de l'Hauterivien moyen (DRPE, 1992)	35
1.13	Carte du toit des argiles de Safi (DRPE, 1992)	36
1.14	Carte d'occupation du sol entre l'Oualidia et cap Cantin (ONEM, 2003)	37
2.1	Organigramme de l'approche méthodologique adoptée dans ce travail	42
2.2	Carte de répartition des puits mesurés au cours de cette étude	43
2.3	Distribution du courant créé par deux électrodes dans un sol homogène et isotrope (d'après Van Nostrand et Cook, 1966)	45
2.4	Différentes configurations pour la méthode électrique, ainsi que le coefficient géométrique K (Parasnis, 1986)	47
2.5	Dispositif de mesure de tomographie électrique (Naudet, 2004)	49
2.6	Représentation d'un panneau électrique (Loke et Barker, 1996)	50

2.7	Emplacement des sondages électriques verticaux (DRPE 1992) et des profils de tomographie de résistivité électrique (2012 et 2013)	52
3.1	Situation géographique des stations climatologiques El Jadida, Khemis Mettough, Khemis Zemamra et Safi	56
3.2	Précipitations mensuelles moyennes calculées à partir de la station d'El Jadida	57
3.3	Précipitations mensuelles moyennes calculées à partir de la station de Safi	58
3.4	Précipitations mensuelles moyennes calculées à partir de la station de Khemis Zemamra	58
3.5	Précipitations mensuelles moyennes calculées à partir de la station de Khemis Mettough	59
3.6	Températures mensuelles moyennes, médianes, maximales et minimales calculées à partir de la station d'El Jadida	60
3.7	Températures mensuelles moyennes, médianes, maximales et minimales calculées à partir de la station de Safi	60
3.8	Températures mensuelles moyennes, médianes, maximales et minimales calculées à partir de la station de Khemis Zemamra	61
3.9	Températures mensuelles moyennes, médianes, maximales et minimales calculées à partir de la station de Khemis Mettough	61
3.10	Évolution de la température atmosphérique moyenne annuelle lissée sur quatre années	62
3.11	Distribution des fréquences cumulées des températures annuelles moyennes à la station d'El Jadida	63
3.12	Distribution des fréquences cumulées des températures annuelles moyennes à la station de Safi	64
3.13	Distribution des fréquences cumulées des températures annuelles moyennes à la station de Khemis Zemamra	64
3.14	Distribution des fréquences cumulées des températures annuelles moyennes à la station de Khemis Mettough	65
3.15	Évolution des précipitations annuelles (moyenne lissée sur quatre ans)	69
3.16	Distribution des fréquences des valeurs de précipitations annuelles à la station d'El Jadida	70
3.17	Distribution des fréquences des valeurs de précipitations annuelles à la station de Safi	70
3.18	Distribution des fréquences des valeurs de précipitations annuelles à la station de Khemis Zemamra	71

3.19	Distribution des fréquences des valeurs de précipitations annuelles à la station de Khemis Mettough	72
4.1	Carte piézométrique de la zone d'étude (mai 2011)	79
4.2	Carte piézométrique de basses eaux (Chtaini 1987)	81
4.3	Carte piézométrique des hautes eaux (Chtaini 1987)	81
4.4	Carte piézométrique de DRHT 1992	82
4.5	Carte piézométrique DRHT 2003	82
4.6	Carte de localisation des piézomètres	83
4.7	Chronique piézométrique du piézomètre 316/26 et des précipitations annuelles sur le Sahel des Doukkala Abda	85
4.8	Chronique piézométrique du piézomètre 496/34 et des précipitations annuelles sur le Sahel des Doukkala Abda	86
4.9	Chronique piézométrique du piézomètre 314/26 et des précipitations annuelles sur le Sahel des Doukkala Abda	87
4.10	Chronique piézométrique du piézomètre 2/26 et des précipitations annuelles sur le Sahel des Doukkala Abda	87
4.11	Carte de la conductivité électrique de la zone d'étude (mai 2011)	91
4.12	Profil de l'évolution de la conductivité électrique, le Cl^- , le Na^+ , et le Mg^{2+} en fonction de la distance à l'océan	93
4.13	Profil de l'évolution de Br^- , Ca^{2+} , et le rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ par rapport à l'océan	94
4.14	Représentation du faciès chimique des eaux du bassin côtier de l'Oualidia sur le diagramme de Piper	96
4.15	Classification hiérarchisée à partir des données des trois campagnes	98
4.16	Cercle des corrélations des variables sur le plan F1-F2	99
4.17	Diagramme des individus sur le plan F1-F2 pour les trois missions juin, décembre 2010 et mai 2011	99
4.18	Évolution du Na, Cl^- , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Br^- , et K^+ en fonction de la conductivité électrique	101
4.19	Relation des éléments hydrochimiques et les chlorures	103
4.20	Relation des rapports hydrochimiques et les chlorures	104
4.21	La structure hiérarchique du système de classification (Stuyfzand 1986)	106
4.22	Exemple des codes des types d'eau douce en 10 positions. (Stuyfzand 1986)	106
4.23	Subdivision des sous-types en meq/l (Stuyfzand 1986)	107
4.24	Distribution spatiale des types d'eaux en se basant sur la classification Stuyfzand	110

5.1	Situation géographique et géologique du puits O 45	116
5.2	Évolution de la hauteur d'eau au-dessus du capteur, du premier juin au dix octobre 2010 dans le puits O 45	120
5.3	Évolution de la hauteur d'eau au-dessus du capteur, du dix-sept jan- vier au onze juin 2011	121
5.4	Détail de l'évolution journalière de la hauteur de l'eau au-dessus du capteur dans le puits O 45 et de la marée pour la période du dix juin 2010 au douze juin 2010	121
5.5	Détail de l'évolution journalière de la hauteur de l'eau au-dessus du capteur dans le puits O 45 et de la marée pour la période du dix mai 2011 au douze mai 2011	122
5.6	Évolution de la hauteur d'eau mesurée au-dessus du capteur filtrée de la marée journalière (résidus de la hauteur d'eau lissée sur 149 points de mesure, soit 12 h 25 min) du 1 ^{er} juin au 10 octobre 2010	126
5.7	Évolution de la hauteur d'eau mesurée au-dessus du capteur filtrée de la marée journalière (résidus de la hauteur d'eau lissée sur 149 points de mesure, soit 12 h 25 min) du 17 janvier au 11 juin 2011	127
5.8	Évolution de la hauteur d'eau lissée sur 29,5 j du premier juin au dix octobre 2010 dans le puits O 45	128
5.9	Évolution de la hauteur d'eau lissée sur 29,5 j au cours de la période du dix-sept janvier au onze juin	128
5.10	Distance d'amortissement de l'onde de la marée pour les deux pé- riodes d'enregistrement calculée à partir de l'amplitude	133
5.11	Amplitude de l'onde de marée calculée à partir de l'amortissement de l'amplitude moyenne en fonction de la distance à l'océan	133
5.12	Évolution des conductivités au cours de la période du 25 mai au 10 octobre 2010	136
5.13	Évolution des conductivités au cours de la période du 17 janvier 11 juin 2011	137
5.14	Effet du pompage sur l'évolution des conductivités dans le puits O 45, exemple la période du 27 au 31 août 2010	138
5.15	Effet de l'arrêt du pompage du 15 au 31 mars sur la conductivité de l'eau du puits O 45	138
5.16	Évolution de la conductivité avec la marée journalière exemple du 18 au 20 mars 2011	141
5.17	Évolution de la conductivité de l'eau mesurée au fond du puits O 45 après la suppression de la tendance linéaire du 15 au 31 Mars 2011 . .	141

5.18	Profil vertical de la conductivité et de la température dans le puits O 45	142
6.1	Emplacement des sondages électriques verticaux (DRPE 1992) et des profils de tomographie de résistivité électrique (2012 et 2013)	147
6.2	Les valeurs propres de l'analyse (variances des composantes principales)	151
6.3	Cercle des corrélations dans le plan F1-F2	153
6.4	Carte des individus dans les plans factoriels F1-F2	153
6.5	Classification hiérarchique des sondages électriques	154
6.6	Localisation géographique de différentes classes des sondages électriques sur la base des SEV pour $AB/2 \geq 100 m$	155
6.7	Carte de résistivités apparentes pour l'écartement $AB=20 m, 40 m$	156
6.8	Carte de résistivité apparente pour l'écartement $AB=100 m, 140 m$ et $200 m$	157
6.9	Carte de résistivité apparente pour l'écartement $AB=300 m, 400 m, 600 m, 800 m$	158
6.10	Carte de résistivité apparente pour l'écartement $AB=1 000, 1 400 m$	159
6.11	Profil de tomographie de résistivité électrique P1	162
6.12	Profil de tomographie de résistivité électrique P4	163
6.13	Profil de Tomographie des résistivités électrique W1	167
6.14	Profil de tomographie de résistivité électrique W2	167
6.15	Profil de Tomographie des résistivités électrique W3	168
6.16	Profil de tomographie de résistivité électrique W4	168
6.17	Profil de tomographie de résistivité électrique P2	169
6.18	Profil de tomographie de résistivité électrique P3	169
6.19	Profil de tomographie de résistivité électrique D1	170
6.20	Profil de tomographie de résistivité électrique D2	170
6.21	Profil synthétisant les résultats obtenus par la tomographie électrique (profils P1, P2, P3) et les forages géologiques	173
A.1	Précipitations mensuelles de la station d'El Jadida	201
A.2	Températures mensuelles maximales de la station d'El Jadida	202
A.3	Températures mensuelles minimales de la station d'El Jadida	203
A.4	Températures mensuelles moyennes de la station d'El Jadida	204
A.5	Précipitations mensuelles de la station de Khemiss Zemamra	206
A.6	Températures mensuelles minimales de la station de Khemiss Zemamra	207
A.7	Températures mensuelles maximales de la station de Khemiss Zemamra	208
A.8	Températures mensuelles moyennes de la station de Khemiss Zemamra	209
A.9	Précipitations mensuelles de la station de Khemiss Mettough	211

A.10	Températures mensuelles maximales de la station de Khemiss Mettoug	212
A.11	Températures mensuelles minimales de la station de Khemiss Mettoug	213
A.12	Températures mensuelles moyennes de la station de Khemiss Mettoug	214
A.13	Précipitations mensuelles de la station de Safi	216
A.14	Températures mensuelles minimales de la station de Safi	217
A.15	Températures mensuelles maximales de la station de Safi	218
A.16	Températures mensuelles moyennes de la station de Safi	219
C.1	Onde de la marée	224
C.2	La marée des vives-eaux et basses eaux	225
C.3	Les différents types de la marée océanique (www.shom.fr)	226
C.4	Schéma du puits	227
C.5	Puits O45	227
C.6	Photo du capteur utilisé pour l'expérience	228
C.7	Évolution de la hauteur d'eau mesurée sur le capteur du 1/6/10 au 10/10/10, corrigée de la pression atmosphérique et de l'effet de la minéralisation	232
C.8	Évolution de la hauteur d'eau mesurée sur le capteur du 17/1/10 au 11/6/11, corrigée de la pression atmosphérique et de l'effet de la minéralisation	232
C.9	Schéma explicatif de la procédure suivie pour la mesure du débit pompé	234
C.10	Hauteur d'eau enregistrée sur le capteur (échelle de gauche) et précipitations à la station de Safi (échelle de droite), du 1/6/10 au 10/10/10	237
C.11	Hauteur d'eau enregistrée sur le capteur (échelle de gauche) et précipitations à la station de Safi (échelle de droite), du 17/1 au 11/6/11	237
C.12	Conductivité électrique enregistrée et précipitations à station de Safi (du 1/6/10 au 10/10/10)	238
C.13	Conductivité électrique enregistrée et précipitations à la station de Safi (du 17/1 au 11/6/11)	238
C.14	Hauteur d'eau enregistrée sur le capteur et précipitations à la station de Safi	239
C.15	Conductivité électrique enregistrée et précipitations à station de Safi	239
C.16	Situation géographique de Sidi Moussa	240
C.17	Évolution de la conductivité électrique du puits Sidi Moussa du 31/5/2010 au 4/10/2010	240
D.1	Les pseudosondages verticaux du groupe 1	242
D.2	Les pseudosondages verticaux du groupe 2	242
D.3	Les pseudosondages verticaux du groupe 3	243

D.4 Inversion du Sondage électrique vertical 1W3 243

D.5 Inversion du Sondage électrique vertical 1W7 244

D.6 Inversion du Sondage électrique vertical 2W4 244

D.7 Inversion du Sondage électrique vertical 3W1 245

D.8 Inversion du Sondage électrique vertical 3W7 245

F.1 Vue générale sur la morphologie de l'Oulja à Oualidia 252

F.2 Vue générale sur la morphologie de l'Oulja à Oualidia 252

F.3 Photo du Géotrade GTR-2 253

F.4 Photo du Syscal junior 72 253

Introduction générale

De la totalité de l'eau qui existe sur la terre, les eaux de surface représentent 99,4% et les eaux souterraines ne représentent que 0,6%. De la grande quantité de l'eau de surface, presque 97%, sont représentés par l'eau salée des océans et des mers, tandis que l'eau douce ne représente que 3%. En excluant les océans et les mers, les eaux souterraines représentent 22% contre 78% pour les eaux de surface (Bear et *al.*, 1999). L'eau de surface est la plus utilisée pour la consommation humaine, car elle est facilement accessible, sauf dans les régions arides où l'eau souterraine est la seule ressource en eau. Le développement industriel et la croissance de la population ont considérablement augmenté la demande en eau, par contre les ressources en eau de surface sont en train de s'épuiser et d'être contaminées, ce qui a incité à chercher des ressources en eau alternatives.

Aujourd'hui, les eaux souterraines représentent environ un tiers de la consommation totale en eau douce dans le monde. Elles constituent un réservoir très important pour l'approvisionnement en eau ; de nos jours, elles sont les plus exploitées par la population mondiale (Gleick, 1993). L'anthropisation et l'exploitation anarchique non contrôlée des eaux souterraines, l'utilisation excessive des engrais chimiques dans l'agriculture, peuvent facilement causer des problèmes localisés. Dans les zones côtières, le pompage intensif bouleverse l'équilibre qui existe entre l'eau douce et l'eau de mer, provoquant un avancement des eaux marines dans les aquifères à eau douce et par conséquent une dégradation de la qualité des eaux et une baisse des réserves exploitables de l'aquifère. Les zones côtières sont surpeuplées par environ 70% de la population mondiale, toutefois, l'exploitation optimale des eaux souterraines, le contrôle et le suivi de l'intrusion marine sont parmi les objectifs actuels et futurs visés par les chercheurs et les décideurs.

Le climat du Maroc et plus précisément dans la région du sahel des Doukkala Abda, est caractérisé par une pluviométrie très variable avec de fréquentes périodes de sécheresse (Cf. Chapitre ??). L'eau de surface n'y répond pas aux besoins de

l'irrigation, c'est une zone endoréique marquée par l'absence de l'écoulement de surface. Cette situation a amené les agriculteurs à aller chercher des ressources en eaux supplémentaires dans les nappes souterraines, d'où le développement intense des pompages privés dans certaines zones des Doukkala Abda, principalement au niveau de la zone côtière. Le recours au pompage a permis aux agriculteurs de rétablir leurs pratiques culturales en garantissant ainsi la stabilité de l'approvisionnement en eau. Cependant, cette stabilité n'est pas garantie à long terme, car la disponibilité et la durabilité des ressources en eau souterraine ne sont pas maîtrisées, puisque le nombre des puits de pompage augmente d'une année à l'autre.

La ville de l'Oualidia est localisée sur le littoral atlantique marocain, à 160 *km* au sud de Casablanca dans le sahel des Doukkala Abda, c'est une ville touristique connue par sa lagune, dont les activités maraîchères sont particulièrement localisées dans l'Oulja. L'hydrogéologie de ce secteur comporte trois aquifères : le Plioquaternaire grésocalcaire qui constitue l'aquifère supérieur ; l'aquifère des calcaires de Dridrate de l'Hauterivien, plus productif et en profondeur, et un troisième aquifère jurassique très profond, mais non exploité à cause de sa minéralisation élevée (présence d'évaporites). Dans ce bassin côtier, qui connaît une activité anthropique importante (agriculture, tourisme . . .), les eaux souterraines restent les seules ressources en eau utilisées pour l'approvisionnement en eau potable, cependant elles sont potentiellement menacées par l'intrusion marine.

Cette thèse présente une étude réalisée sur le système aquifère de l'Oualidia, en utilisant une approche hydrogéochimique, hydrodynamique et géophysique, ce sont des méthodes très utilisées pour évaluer les informations sur les aquifères. Et cela dans le but de répondre à certains objectifs.

L'objectif principal de cette étude est la caractérisation du système aquifère par : la détermination du régime de l'écoulement souterrain dans la région de l'Oualidia, la détermination des sources principales de la minéralisation des eaux, notamment leur faciès chimique, et par l'étude de la dynamique de l'aquifère ainsi que les réponses hydrodynamiques du système à la variation de la marée océanique, pour évaluer sa relation avec l'océan. Cela nous a permis d'établir, dans un premier temps, l'état actuel de la qualité chimique des eaux souterraines, d'actualiser les données et les connaissances hydrogéologiques du système aquifère de l'Oualidia, dans le but de prévoir une meilleure gestion et une exploitation bien rationalisée.

Un deuxième objectif est posé, puisqu'il s'agit d'une zone côtière, est-ce qu'on a une intrusion marine dans ce secteur ? Et qu'elle est son extension à l'intérieur des terres ?

Pour répondre à ces objectifs, l'étude s'articule sur les chapitres suivants :

Le premier chapitre : est bibliographique, où nous présentons en premier temps des définitions et des généralités sur le phénomène de l'intrusion marine et en deuxième temps des généralités sur la zone d'étude, à savoir la situation géographique, les grands traits géomorphologiques, géologiques et hydrogéologiques.

Le deuxième chapitre présente une étude climatique de quatre stations localisées sur la région de Sahel des Doukkala Abda, dans le but d'établir le contexte climatique dans le secteur d'étude et de déterminer l'évolution et les tendances climatiques, l'évolution des précipitations, l'évolution des températures, qui peuvent avoir des conséquences sur la recharge de la nappe.

Le troisième chapitre présente une description des différentes méthodes adoptées dans le cadre de cette thèse pour l'acquisition et l'interprétation des données.

Le quatrième chapitre, dans sa première partie, est consacré à l'étude de l'hydrodynamique de la nappe. La piézométrie mesurée sur le terrain a permis de tracer des cartes piézométriques, celles-ci permettent de faire ressortir les traits généraux de l'écoulement, d'éventuels effets des variations météorologiques sur le niveau piézométrique. Dans sa deuxième partie, on présente les principales caractéristiques chimiques de la nappe pour définir les sources de la minéralisation.

Le cinquième chapitre est une étude hydrodynamique de la nappe plioquaternaire, où on présente et on discute le résultat de l'enregistrement ponctuel des fluctuations piézométriques et de la conductivité électrique au cours de neuf mois, répartis sur deux périodes : du 1^{er} juin au 10 octobre 2010 et du 17 janvier au 11 juin 2011. Cette étude a permis de caractériser le comportement hydrodynamique de l'aquifère, les enregistrements ont été effectués dans un puits situé à 1318 m de la côte.

Le sixième chapitre présente une étude géophysique dans la zone de l'Oualidia, dans le but de localiser et cartographier la limite de l'intrusion marine. Pour cela nous avons exploité dans un premier temps, une base de données de soixante-quatorze sondages électriques, réalisés en 1992 par la Direction de la Recherche et Planification de l'Eau (DRPE). Dans un deuxième temps, une campagne récente de tomographie des résistivités électriques a été réalisée par des profils électriques perpendiculaires à la ligne de côte.

Le dernier chapitre est une synthèse et une conclusion générale des résultats obtenus au cours de ce travail. Il se termine par des recommandations et des perspectives de recherche qui pourraient être abordées ultérieurement.

*"Cette étude a été réalisée dans le cadre de la coopération maroco-française projet **Hubert Curien Volubilis** MA/08/191, entre l'université Chouaïb Doukkali et l'université Bordeaux 1. Cette Thèse a bénéficié d'un financement par une bourse d'excellence de recherche **CNRST** (b12/005 de 2009 à 2012)".*

Chapitre 1

Cadre général de l'étude

Sommaire

1.1	Salinisation et minéralisation des aquifères cotiers . . .	6
1.2	Généralités sur le Sahel des Doukkala Abda	14
1.3	Généralités sur le Sahel de l'Oualidia à Cap Beddouza .	27
1.4	Conclusion	38

***D**ans ce premier chapitre nous allons présenter des définitions et des généralités sur l'intrusion marine et l'origine de la salinisation des aquifères côtiers. Nous présentons aussi la situation géographique, les grands traits géomorphologiques, géologiques et hydrogéologiques de la zone d'étude. La présentation du contexte de l'étude est indispensable pour mettre en perspective les données géochimiques et hydrodynamiques anciennes ou obtenues lors de cette étude.*

***Mots clés :** intrusion marine, aquifère côtier, salinisation, géologie, hydrogéologie, Sahel des Doukkala Abda, Oualidia.*

1.1 Salinisation et minéralisation des aquifères côtiers

1.1.1 Introduction

Les eaux douces des aquifères côtiers sont des milieux complexes, particulièrement sensibles à la dégradation, vu la densité des populations des zones côtières, presque 70 % de la population mondiale vit en zone côtière (Bear et *al.*, 1999), l'exploitation de la ressource par pompage intensive, les variations climatiques et la proximité de l'eau de mer. Cette situation a poussé plusieurs chercheurs à étudier les aquifères côtiers, dans un but de définir et de déterminer les sources possibles de la minéralisation de ces systèmes.

La salinité constitue un critère pour différencier entre les types des eaux, les eaux douces ont une salinité qui ne dépasse pas 3 g/l , les eaux marines ont une salinité moyenne de l'ordre de 33 g/l (Williams, 1987). La concentration totale des composants de l'eau de mer reste à peu près constante, par contre pour les eaux continentales les concentrations ne sont pas constantes, elles changent selon l'origine de la salinité et le type de l'encaissant. Cependant, le calcium est le cation le plus abondant dans les eaux souterraines et dépend principalement de la géologie, essentiellement dans le cas des aquifères carbonatés (Meybeck et Helmer, 1989).

L'intrusion marine, c'est à dire, la pénétration de l'eau de mer dans les eaux douces de l'aquifère qui est en contact avec l'océan ou la mer peut être causée par plusieurs facteurs : les pompages excessifs, les variations climatiques, ou les fluctuations du niveau de la mer. L'intrusion marine peut avoir des effets sur la ressource en eau, comme la réduction du volume disponible d'eau douce, la contamination des puits exploités et par la suite l'augmentation de leur salinité, sachant que moins de 1 % de l'eau de mer, environ 250 mg/l de chlorure, rend l'eau douce impropre à la consommation (Wigley et Plummer, 1976).

Plusieurs travaux de recherche ont été consacrés pour mieux comprendre les processus de transfert au cours d'une intrusion marine, le but été l'amélioration de la sécurité des aquifères côtiers et éviter leur dégradation (Diersch et Kolditz, 2002 ; Post, 2005). En effet, l'hydrodynamique de l'intrusion marine dans les aquifères côtiers reste difficile à mesurer et à quantifier (Werner et *al.*, 2013), et les prévisions de fonctionnement futur sont relativement incertaines, que ce soit à une échelle régionale ou locale (Sanford et Pope, 2010).

1.1.2 Source possible de minéralisation des eaux douces

Les sources de la salinisation des eaux douces peuvent être classées en deux principaux groupes, salinisation naturelle ou salinisation anthropique (Williams, 1987).

1.1.2.1 La salinisation naturelle

C'est la conséquence de deux principaux facteurs, géologique et climatique. En effet, plusieurs éléments chimiques proviennent de la roche aquifère. Dans les régions arides et semi-arides de la planète, l'évaporation produit une concentration en sels dans les eaux (Williams, 1987). Dans les zones arides côtières la salinisation peut être due à la pénétration de l'eau de mer, en conséquence de la rareté des précipitations, donc une faible recharge de la nappe.

1.1.2.2 La salinité anthropique

C'est la conséquence de l'action humaine, les pratiques agricoles et le pompage non contrôlé peuvent être considérés comme les plus importants des facteurs anthropiques (Williams, 1987). La demande croissante d'eau souterraine qui est à l'origine d'intrusion d'eau de mer et de la salinisation des aquifères côtiers.

1.1.2.3 Origines de la salinité des aquifères côtiers

Le phénomène de l'intrusion marine est l'origine principale de la salinisation des aquifères côtiers, cependant il existe d'autres origines à la salinité (Custodio, 1997; Bear et *al.*, 1999; Barlow, 2003) : on peut citer les apports d'embruns marins qui peuvent être une source non négligeable, l'évaporation et la concentration des eaux des nappes libres peu profondes. La dissolution des évaporites présentes dans les formations aquifères, les eaux fossiles et le déplacement des eaux par drainance entre les formations aquifères sont des sources très importantes de la minéralisation. La salinisation anthropique, peut s'ajouter aux sources de la minéralisation des aquifères côtiers.

1.1.3 L'intrusion marine

1.1.3.1 Définition et origine de l'intrusion marine

L'intrusion marine est un phénomène, dans le cas normal il est naturel, qui correspond à une rupture de l'équilibre entre l'eau douce et l'eau de mer dans les zones côtières. Il se manifeste par une baisse de la charge des eaux douces et une

augmentation de la charge de l'eau de mer, ce qui provoque une avancée de l'eau de mer dans l'aquifère, et par conséquent une dégradation de la qualité de l'eau douce (Custodio, 1997) (Figure 1.1).

Deux principaux facteurs peuvent causer une avancée des eaux marines dans les aquifères côtiers ; un facteur naturel et un facteur anthropique. Le facteur naturel correspond à la remontée du niveau marin depuis l'Holocène (Labeyrie *et al.*, 1976 ; L'Homer *et al.*, 1981 ; Edmunds et Milne, 2001 ; Vella *et al.*, 2005). Les aquifères mis en place avant la remontée du niveau marin (période de glaciation quaternaire) ont été envahis par la mer ; les eaux marines ont pénétré dans les aquifères. Après la stabilisation du niveau marin, les aquifères présentant de forts gradients hydrauliques ont pu pousser les eaux marines, par contre les aquifères qui ont un faible gradient hydraulique, n'ont pas pu repousser l'intrusion marine (Edmunds et Milne, 2001 ; Custodio, 2002 ; Post, 2004).

Le pompage intensif d'un aquifère constitue le principal facteur anthropique, on parle de la surexploitation lorsque les prélèvements de l'eau souterraine sont plus importants que la recharge, ce qui provoque un abaissement du niveau piézométrique et par conséquent du gradient hydraulique (Figure 1.1).

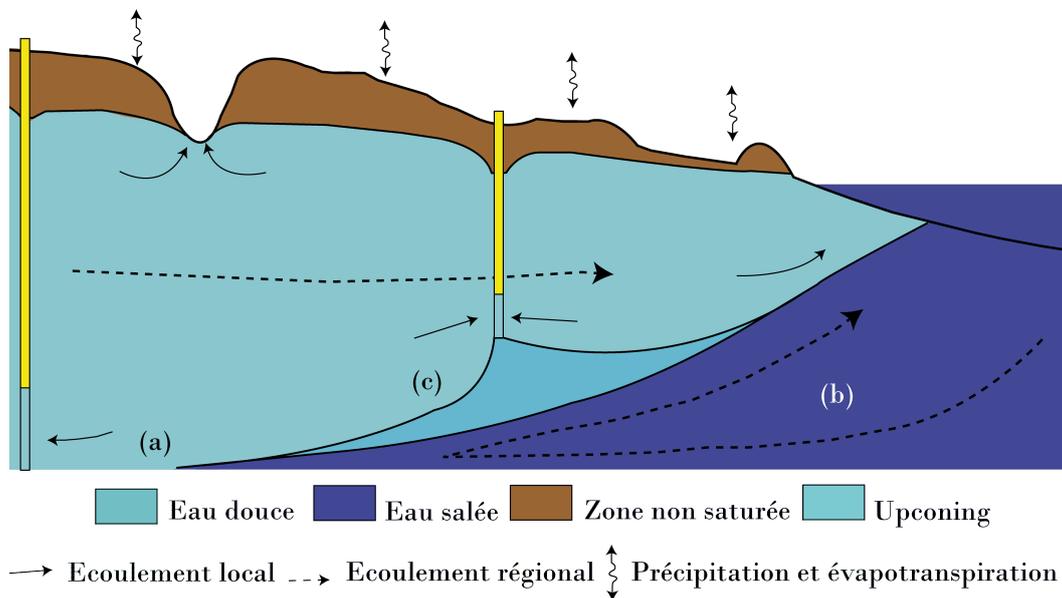


FIGURE 1.1 – Schéma simplifié d'un aquifère libre côtier (d'après Werner *et al.*, 2013), (a) intrusion marine, (b) circulation dans l'eau de mer, (c) Upconing ou remontée de l'eau de mer en raison du pompage

Le degré de l'intrusion marine dépend des paramètres hydrogéologiques de l'aqui-

fère (géométrie, perméabilité, diffusivité, gradient hydraulique...); alors l'importance de l'intrusion marine est très variable selon les endroits. La bonne connaissance hydrogéologique et une bonne gestion de l'aquifère, permettront une exploitation sans provoquer ou augmenter une intrusion saline (Custodio, 2002).

1.1.3.2 La zone de transition ou zone de mélange

La zone de mélange entre l'eau douce et l'eau de mer est une caractéristique importante des aquifères côtiers (Michael *et al.*, 2005); l'avancée de l'eau de mer dans les aquifères provoque la formation d'une zone de contact entre l'eau douce moins dense et l'eau de mer plus dense. De nombreuses recherches ont été faites pour déterminer la forme et la position de la zone de contact entre l'eau douce et l'eau de mer; parmi les premières recherches on trouve celles de Ghyben, (1889) et Herzberg, (1901) à la fin du 19^{ème} siècle. La Zone de mélange est étroite dans les milieux poreux et homogènes (Abarca et Clement, 2009; Goswami et Clement, 2007), son épaisseur varie considérablement, elle peut être de quelques mètres et peut-être large de quelques kilomètres (Paster *et al.*, 2006; Price *et al.*, 2003; Barlow, 2003). En effet l'épaisseur de la zone de transition est en relation avec les caractéristiques géologique et hydrodynamique de l'aquifère (perméabilité, diffusivité,...) (Cooper *et al.*, 1964; Custodio, 1985). Ainsi dans les aquifères côtiers présentant de faibles gradients hydrauliques, la zone de transition peut s'étendre sur plusieurs kilomètres (Kohout dans Cooper *et al.*, 1964). D'autres facteurs extérieurs peuvent modifier l'épaisseur de la zone de mélange, comme la marée (Kim *et al.*, 2006) et la surexploitation de la nappe (Custodio, 1985) (Figure 1.2).

1.1.3.3 Aperçu sur l'intrusion marine dans le monde

L'une des premières études sur ce problème a été faite en Angleterre par Braithwaite en (1855); il a décrit l'augmentation de la salinité des eaux souterraines à Londres et Liverpool. Et par la suite, de nombreuses études sur les aquifères côtiers du monde sont apparues, ces études traitent les aspects expérimentaux, théoriques et chimiques aussi que les méthodes de gestion des exploitations de ces aquifères.

Malgré son climat humide caractérisé par un taux élevé de pluviométrie, les aquifères côtiers français souffrent du problème de l'intrusion marine, les premières études sur ce volet ont été faites par le BRGM et l'École des Mines de Paris, elles se sont intéressées à l'aspect expérimental et méthodologique, principalement par l'utilisation des diagraphies et des lignes isochlores pour la localisation des intrusions et le suivi de l'évolution de l'interface sous l'effet du pompage ou de la recharge (Debuisson et Moussu, 1965; Fried et Ungemach, 1974).

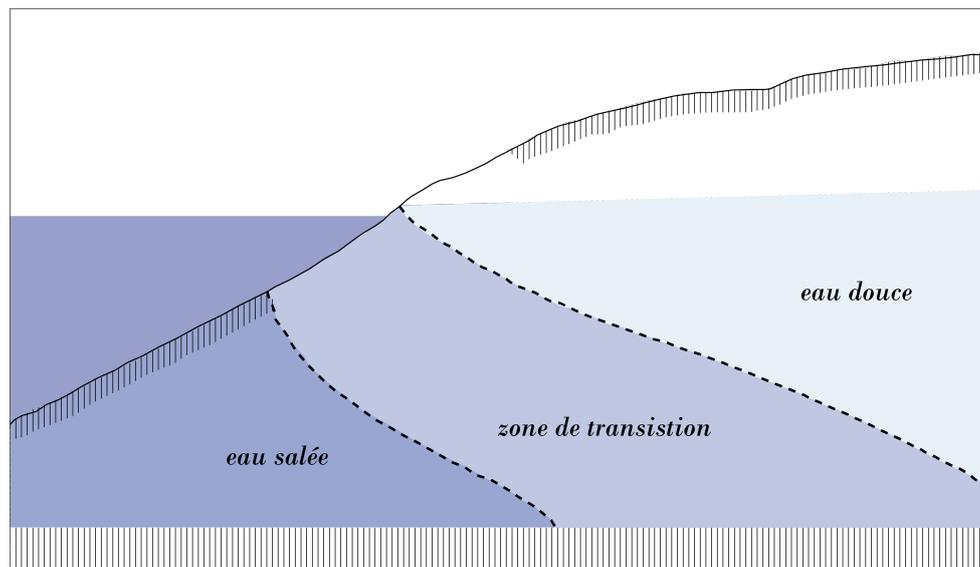


FIGURE 1.2 – Zone de transition dans le cas d'une intrusion marine (Custodio, 2002)

Au Pays-Bas, où des travaux précoces ont décrit l'exploitation des eaux souterraines en zone côtière, les aquifères ont enregistré différentes phases de salinisation par intrusion marine et désalinisation par apports d'eau douce suite aux variations du niveau marin pendant le Pléistocène. Les études ont été focalisées aussi sur les processus chimiques de la salinisation et la désalinisation et les échanges ioniques (Appelo et Geirnaert, 1983), les équilibres $\text{CO}_2\text{-CaCO}_3$, l'oxydation de la matière organique, la production de méthane, les interactions avec les composés sulfurés, l'oxydation et la réduction du Fer (Stuyfzand, 1985). Une nouvelle classification des eaux (Stuyfzand, 1985 et 1986) a intégré toutes les réactions chimiques pour les différents types d'aquifères (cette classification sera discutée dans les parties qui suivent). Elle permet de différencier les types et les sous types d'eau, en fonction de leurs origines, de leur salinité et des différentes réactions chimiques produites, dans l'objectif de déterminer la dynamique des eaux salées.

La zone côtière africaine supporte des activités humaines intensives, par conséquent la limite entre les systèmes aquifères côtiers et l'environnement marin est très vulnérable. On estime que 50 à 70 % de la population mondiale, compte tenu l'Afrique, vit dans les zones côtières (Bear et *al.*, 1999 ; Benoit et *al.*, 2007), cependant l'exploitation des eaux souterraines augmente progressivement, principalement le long des zones côtières des pays arides. À titre d'exemple, en Algérie et en Tunisie respectivement plus de 67 et 95 % des prélèvements pour l'eau douce sont des eaux souterraines (UNDP, 2000). En Afrique du Nord, la disponibilité de l'eau douce est

dépendante des précipitations, elle est estimée à environ $1\,500\text{ km}^3/\text{an}$, dont moins de 6 % de l'eau atteint les aquifères peu profonds (UNEP, 1998 ; OSS 1995). Ceci est la conséquence du climat aride de la région, qui favorise, entre autres facteurs, l'exploitation des ressources en eaux souterraines, et par la suite une avancée des eaux marines dans les aquifères côtiers.

L'intrusion marine a été étudiée dans plusieurs aquifères de l'Afrique du Nord, dans le delta du Nil, elle a pu atteindre 60 km à l'intérieur des terres (Sherif et *al.*, 1990 et 1999). En Tunisie, l'aquifère côtier de Korba, connaît une intrusion d'eau salée depuis 1970 (Paniconi et *al.*, 2001). En Libye, l'intrusion a augmenté d'une façon constante de 1960 à 2005 (El hassadi, 2008), la plaine de Gefara à Tripoli, est également affectée par l'intrusion saline qui s'étend jusqu'à 10 km de la côte (Sadeg, 2001). Les aquifères côtiers algériens n'ont pas échappé à l'intrusion d'eau salée (World, 2007). Les travaux de Morsli, (2007) et de Belkhiri et *al.*, (2012) sur l'aquifère du littoral est de l'Algérie, ont permis de mettre en évidence une intrusion marine dans ce secteur. Les Soudanais ont connu le même scénario dans le delta du Tokar, l'eau de mer pénètre dans les formations souterraines jusqu'à plus que 40 km à l'intérieur des terres (Hussein, 1982).

Les travaux de recherche sur les aquifères africains, ont permis de mettre en évidence une intrusion marine, dont les causes principales de ce phénomène sont les pompes intensifs associés au déficit pluviométrique et à la nature lithologique des aquifères.

1.1.3.4 Intrusion marine au Maroc

Au Maroc, une grande partie de la population des zones côtières s'appuie sur l'exploitation des eaux souterraines, soit pour l'eau potable soit pour l'irrigation des cultures, mais cette exploitation s'est développée partant de méthodes traditionnelle et allant progressivement vers un mode d'exploitation moderne en utilisant des puits avec pompes à main puis avec moteur thermique ou électrique. L'exploitation est accentuée avec l'augmentation des besoins économiques et l'accroissement de la population, ce qui a provoqué la dégradation de la qualité des eaux que l'on peut a priori attribuer à l'avancement des eaux marines, ce qui reste à démontrer.

Plusieurs régions au Maroc souffrent de ce problème (Plaine de Souss, Sahel des Doukkala Abda, Chaouia côtière, Plaine du Gharb, . . .) ce qui a imposé de mener des recherches sur ce problème. Hazan en (1960) a commencé la recherche sur l'intrusion marine au Maroc, il a fait une corrélation entre les mesures piézométriques et de la salinité dans un forage à Rabat (IRE 1098/13) avec la variation de la marée

océanique. Hazan et Monition en (1963) ont présenté un rapport descriptif sur les aquifères côtiers du Maroc.

L'aquifère sableux de Saïdia situé à l'extrême nord-est, sur la côte méditerranéenne a fait l'objet d'une étude menée par Sadki, (1996), et El Halimi et *al.*, (1999), au moyen de sondages électriques et de diagraphies. Ces études ont montré une stratification verticale de la qualité des eaux depuis la surface jusqu'au substratum. La classification de Stuyfzand a permis aussi de mettre en évidence une faible désalinisation de la nappe liée à la recharge par les pluies (El Halimi et *al.*, 1999).

Une intrusion marine a été identifiée dans la région de Témara-Rabat (Pulido-Bosch et *al.*, 1999), favorisée par un système aquifère qui contient des dépôts marins qui contribuent à la dégradation de l'eau souterraine. Les taux de captage de l'eau dans ces régions ont augmenté au cours des cinquante dernières années, ce qui entraîne l'abaissement de la nappe phréatique (Pulido-Bosch et *al.*, 1999).

Dans la Chaouia côtière, les aquifères schisteux du Paléozoïque et des calcaires cénomaniens subissent les conséquences de la sécheresse, ainsi que celles d'une exploitation par pompage destinée à l'irrigation des cultures maraîchères et à l'alimentation de la population rurale en eau potable. L'impact de ces effets s'est traduit par une diminution des réserves en eaux souterraines, et une avancée de l'intrusion marine. Ces aquifères ont fait l'objet d'une étude chimique et isotopique pour la mise en évidence de l'origine des paramètres intervenant dans la salinisation (Marjoua et *al.*, (1997) ; El Younsi, 2001 ; Moustadraf et *al.*, 2008 ; Najib et *al.*, 2012).

L'aquifère conglomératique, calcaire gréseux et marnes du Pliocène et du Quaternaire du littoral de la plaine du Souss, a connu une dégradation de la qualité des eaux souterraines attribuées à une intrusion marine sous l'effet des activités agricoles croissantes et à l'urbanisation (Hsissou et *al.*, 1997 et 1999).

L'aquifère carbonaté plioquaternaire et du crétacé du Sahel des Doukkala Abda a été étudié par de nombreux auteurs (Ferré, 1969 ; Chtaini, 1987 ; Fakir, 1991 et 2001 ; DRPE, 1992 ; El Achheb, 2002 ; Hilali, 2002 ; Kaid Rasou, 2008 ; Oulaaross, et *al.*, 2009 et Oulaaross, 2009 ; Fadili et *al.*, 2012). L'exploitation de cet aquifère a débuté dès 1930, mais d'une manière traditionnelle, après vers 1957 les puits ont été équipés par des pompes pour irriguer les surfaces cultivées (Fakir, 2001). Cette méthode d'irrigation s'est bien développée ce qui a entraîné la diminution de la qualité des eaux souterraines attribuées à une intrusion marine.

D'autres travaux ont montré la présence d'une intrusion marine dans les aquifères côtiers marocains, Benkabour et *al.*, (2004) sur la plaine de Maamora, Zouhri et *al.*, (2007) sur le bassin du Gharb et en (2010) sur l'aquifère côtier du Rif, El Yaouti et *al.*, (2009) sur l'aquifère de Bou-Arreg au nord-est du Maroc.

1.1.3.5 Méthodologie d'étude de l'intrusion marine

La délimitation précise des eaux salées dans les aquifères côtiers peut être difficile, en raison parfois de la rareté des mesures de salinité de l'eau à différentes échelles (Werner et *al.*, 2013). Cependant, l'étude des systèmes souterrains côtiers implique souvent une approche multidisciplinaire.

Plusieurs méthodes ont été développées pour l'étude de l'intrusion marine, la plus célèbre et la plus ancienne c'est l'analyse hydrochimique, dont l'objectif est de déterminer l'origine de la minéralisation de l'eau par l'étude des concentrations des éléments chimiques, soit les éléments majeurs, en traces métalliques ou les isotopes. Il y a eu de nombreuses études qui ont utilisé la composition chimique des eaux souterraines côtières pour établir l'origine des sels dissous, même si l'eau de mer constitue l'origine la plus évidente pour expliquer les augmentations observées de la salinité, mais d'autres sources et d'autres processus peuvent contribuer à cette minéralisation (Stuyfzand et *al.*, 1994 ; FAO, 1997 ; Werner et *al.*, 2006). Une autre approche qui combine les données hydrochimiques et isotopiques peut être utilisée pour identifier les sources de la salinité.

Les méthodes géophysiques sont devenues très importantes pour l'étude de l'intrusion marine, principalement pour cartographier l'extension spatiale et en profondeur. Les méthodes électriques (sondages électriques et tomographies des résistivités électriques) restent les plus utilisées (Stewart 1982 ; Ranieri et *al.*, 1988 ; Baker 1990 ; Hagemeyer et Stewart, 1990 ; Stewart et Hermeston, 1990 ; Countryman, 1996 ; Boughriba 1993). En effet, le contraste de résistivité électrique qui existe entre l'eau de mer et l'eau douce permet de cartographier la distribution de la salinité. Swartz, (1937) a été l'un des premiers à utiliser la méthode de prospection électrique pour détecter la profondeur de l'interface eau douce eau salée sur les îles d'Hawaï.

1.1.4 Conclusion

D'un point de vue hydrogéologique, les systèmes littoraux constituent des aquifères complexes de par l'interaction des eaux marines avec les eaux douces continentales même si une approche simplifiée montre des eaux douces flottant sur des eaux marines actuelles.

Par ailleurs, concernant la salinisation d'un aquifère en bordure côtière, elle ne doit pas être considérée comme synonyme d'intrusion marine. D'autres phénomènes peuvent intervenir tels que les contaminations évaporitiques, les échanges ioniques, l'évaporation ou les pollutions anthropiques, et qui peuvent avoir un effet contaminant aussi important que celui d'une intrusion marine.

La diversité des méthodes d'étude permet de localiser, de cartographier et de suivre l'évolution de l'intrusion marine ainsi que la détermination de son origine. Au Maroc, les aquifères côtiers contaminés par une intrusion marine due à l'augmentation de l'exploitation et le développement des outils de pompage, font l'objet d'une série de recherches et d'études intensives en utilisant différentes méthodes, afin de les modéliser et donner des solutions qui peuvent diminuer l'influence de ce phénomène.

1.2 Généralités sur le Sahel des Doukkala Abda

1.2.1 Situation géographique

Les Doukkala Abda appartiennent à la grande unité géologique, connue sous le nom de "Meseta marocaine" : celle-ci est définie par le régime tabulaire des dépôts secondaires et tertiaires reposant sur des terrains primaires fortement plissés par l'orogénèse hercynienne.

Le Sahel des Doukkala Abda relève des provinces de Safi et d'El Jadida. Il est limité au nord et à l'est par l'oued Oum Er Rbia, à l'ouest et au nord-ouest par l'océan Atlantique, au sud par les collines des Mouissate et au sud-est par le massif primaire des Rehamna. Elle se subdivise en une zone côtière ou Sahel ($4\,200\text{ km}^2$) et une zone orientale interne représentée par les Doukkala au nord-est ($3\,500\text{ km}^2$) (Figure 1.3). Le Sahel se présente comme une bande de 25 à 30 km de largeur et de 110 km de longueur couvrant la façade littorale du bassin hydrogéologique entre Safi et El Jadida. Les Doukkala forment une pénéplaine qui s'étend au pied du massif des Rehamna. Sa surface est inclinée vers le nord-ouest. La synthèse présentée ci-dessous est extraite des études de plusieurs auteurs qui ont travaillé sur Le Sahel des Doukkala Abda (in Madih, 2005).

1.2.2 Unités du Sahel des Doukkala Abda

Sur le Sahel des Doukkala Abda on peut distinguer deux grandes régions naturelles, aux aspects très distincts, à savoir la plaine des Doukkala et le Sahel (Figure 1.3).

1.2.2.1 Les Doukkala

La plaine des Doukkala est la zone la plus interne de la région Sahel des Doukkala Abda. C'est une vaste zone de $3\,500\text{ km}^2$ de superficie, constituée principalement de

formations limoneuses (Gigout, 1951 ; Choubert, 1955 ; Wilbert, 1961 et 1962 ; Ferré et Ruhard, 1975 ; et Ouadia, 1998). L'altitude est comprise entre 300 *m* en bordure du massif des Rehamna, et 120 *m* au pied du Sahel (Figure 1.3).

Cette région est marquée essentiellement par les plateaux qui constituent la majeure partie, puis par des vallées actuelles et anciennes. La topographie de ces plateaux est peu régulière et les Dayats parsèment leur surface. Ces plateaux sont limités par des talus dont l'origine peut être tectonique ou fluviale. Vers les limites avec le Sahel et la vallée de l'Oum Er Rbia, on remarque l'apparition des premières crêtes dunaires qui émergent de la couverture limoneuse. La plaine des Doukkala présente des potentialités agricoles considérables, car les sols formés à partir des limons, sont variés et de bonne qualité en particulier les sols argileux.

1.2.2.2 Le Sahel

Le Sahel est caractérisé par un système de dunes consolidées allongées parallèlement à la côte d'une direction générale SSW-NNE (Ferré, 1975 ; Aboumaria, 1993 ; Ouadia, 1998). Ces dunes sont séparées par des creux à fond plat s'allongeant en dépressions plus ou moins marécageuses. La mise en place de ces cordons dunaires anciens a été favorisée par des alizés NE plus puissants qu'actuellement sur les côtes marocaines (Weisrock, 1983).

A l'Ouest, il constitue une barrière naturelle à l'écoulement des eaux superficielles issues des plaines des Doukkala, des Abda et du massif des Rehamna vers l'Océan (Ouadia, 1998).

Le Sahel est une région pauvre, où les sols sont limités aux dépressions interdunaires. Ils sont squelettiques, peu profonds et inaptes à produire de bonnes récoltes. La vocation de la région est l'élevage (Figure 1.3).

1.2.3 Lithostratigraphie de la région du Sahel Doukkala Abda

La région du Sahel des Doukkala Abda fait partie du domaine de la Méséta marocaine qui est encadrée par les chaînes atlasiques et rifaines. Elle est définie par le régime tabulaire des dépôts secondaires et tertiaires sur des terrains précambriens et primaires fortement plissés par l'orogénèse hercynienne. Le domaine du Sahel comprend deux entités géologiques distinctes, le socle précambrien et paléozoïque et la couverture formée par des terrains secondaires, tertiaires et quaternaires (Figure 1.4 et 1.5).

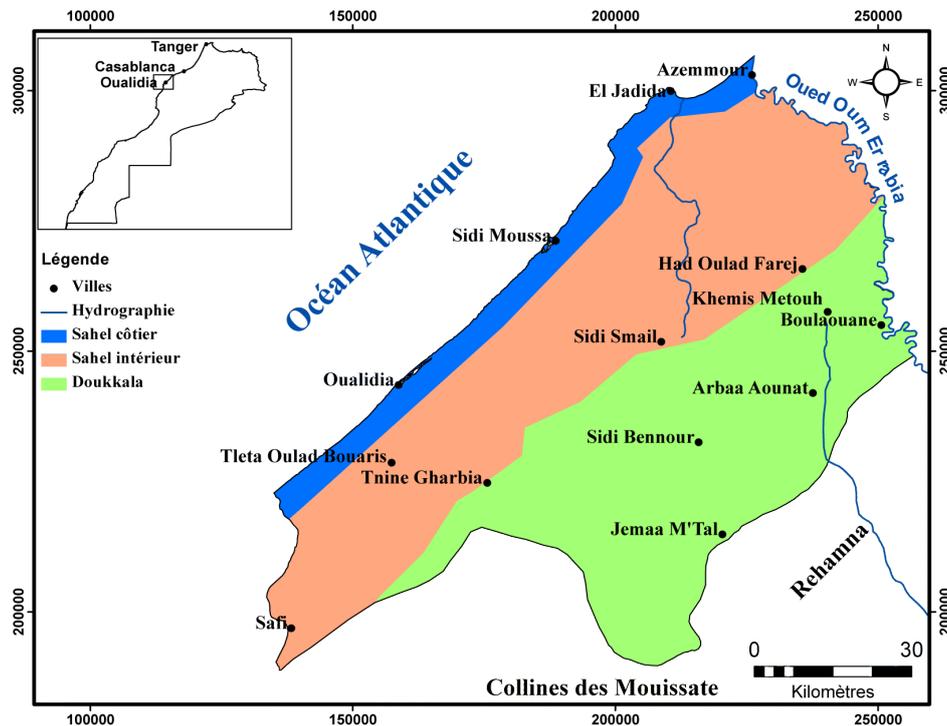


FIGURE 1.3 – Situation géographique du Sahel des Doukkala Abda (Ferré, 1967)

1.2.3.1 Primaire

Les terrains primaires n'affleurent qu'au nord-est et à l'Est des Doukkala, dans le massif des Rehamna, et dans la vallée de l'Oum Er Rbia. Ailleurs, ils sont masqués par des dépôts postérieurs; à l'exception du pointement d'El Jadida, constitué de laves rhyolitiques surmontées de dolomies. Ces rhyolites sont attribuées au Cambrien (Gigout, 1952). Les terrains primaires sont constitués essentiellement de schistes compacts vert foncé à bleu noir et de grès quartzitiques organisés en barres généralement puissantes. La position du paléozoïque sous la plaine est assez mal connue.

1.2.3.2 Permo-Trias

Il est représenté par des dépôts d'argiles et pélites rouges, avec des intercalations de coulées basaltiques dans la vallée de l'Oum Er Rbia et dans la zone de M'tal, où elles sont associées à des conglomérats rouges violacés très grossiers et peu consolidés post hercyniens au contact des schistes primaires, passant ensuite à des graviers et des sables argileux rouges. (Gigout, 1951 ; El Attari, 2001).

1.2.3.3 Jurassique

Il est constitué par des dépôts calcaires et des marno-calcaires jaunâtres à lits argileux contenant de nombreux bancs de gypse. Dans les Doukkala, Il est constitué de faciès détritiques continentaux bariolés dominés par des graviers et des grès, discordants sur le Paléozoïque, ou sur le Permo-trias. Ces dépôts ont été rapportés par Gigout, (1951) au Jurassique-Crétacé (base du Néocomien ou peut être au sommet du Jurassique) sur la base d'une faune d'Ammonites et de Lamellibranches, et au Jurassique supérieur par Witam, (1988) par corrélation avec le complexe évaporitique de la région de Safi.

1.2.3.4 Crétacé

Le Crétacé correspond à une période de transgression marine généralisée sur toute la région. Les dépôts crétacés sont extrêmement importants pour l'hydrogéologie puisqu'ils forment le substratum presque continu des terrains plioquaternaires aquifères des Doukkala d'une part, et que, d'autre part, certains niveaux calcaires renferment les nappes les plus importantes du Sahel (Figure 1.4).

Le crétacé inférieur : Le Valanginien correspond à une formation carbonatée de 20 m de puissance nommée "calcaire inférieur ou calcaire repère", il est constitué de calcaires jaunes, roses et blancs, souvent marneux à intercalation de lits d'argiles, avec des traces de coquilles néritiques. Ces dépôts ont été attribués au Valanginien par Gigout, (1951) ; Witam, (1988), ils leur donnent un âge du Valanginien inférieur.

Le Valanginien supérieur et Hauterivien inférieur sont représentés par des marnes et argiles vertes décrites par Roch, (1930), et nommées par Gigout, (1951), sous le nom "formation d'argiles grises". Cette dernière est composée d'un paquet de marnes grises de 10 m de puissance, limité à sa base par la formation des "Calcaires inférieurs". L'âge de ces dépôts a été attribué par Gigout, (1951), au Valanginien inférieur ou moyen sur la base d'une faune d'Ammonites dans la région de Youssoufia, et au Valanginien supérieur à Hauterivien inférieur par Witam, (1988).

L'Hauterivien moyen est bien individualisé au niveau du Sahel, où il est reconnu par le calcaire de Dridrate (Gigout, 1951), il est généralement fissuré et karstifié (Roch, 1930 ; Witam, 1991).

Le Crétacé moyen : Cette unité n'est connue que dans la vallée de l'Oum Er Rbia, et peut être dans la région d'El Jadida. Il s'agit d'une épaisse série d'environ

200 m, constituée de marnes vertes ou bleues, avec des bancs de marnocalcaires. Dans cette série, le gypse tient une place importante. L'absence de fossiles ne permet pas de dater avec précision cette formation. Les calcaires marneux sus-jacents ont apporté une seule espèce *Arca carinata* qui caractériserait le Cénomaniens (Gigout, 1955). Cependant, la position de la série des marnes à gypse entre les argiles supérieures et des calcaires marneux cénomaniens autorise l'appellation vague de Crétacé inférieur ou moyen à gypse (Gigout, 1955).

Le Cénomaniens : Cet étage est reconnu sous des faciès de calcaires et de marnocalcaires de teintes jaunes et blanches peu fossilifères. Il est nettement visible dans la bordure atlantique du territoire d'étude, et dans quelques pointements en bordure de l'Oum Er Rbia, et du massif ancien des Rhamna. Sa limite inférieure est la formation des argiles rouges supérieures, ou les marnes à gypse. L'âge Cénomaniens de ces faciès, a été identifié par Gigout, (1951), sur la base des coquilles de Brachiopodes, de Lamellibranches et de Gastéropodes.

1.2.3.5 Tertiaire

Les terrains éocènes, célèbres par leurs gisements de phosphate n'intéressent la région étudiée que sous forme de quelques témoins de peu d'importance dans les collines des Aounat, en bordure des Rhamna. Ces terrains n'existent pas dans le sous-sol de la plaine des Doukkala ni du Sahel (Ferré, 1969; Chtaïni, 1987). Le Miocène est décrit au niveau d'un petit pointement au Cap d'El Jadida (Gigout, 1965). Il est aussi signalé vers l'intérieur des Doukkala par Khatmi, (1999). De manière générale, il est très érodé et est constitué de marnes jaunes, de sables et parfois des argiles rouges ou brunes avec une base un peu conglomératique.

1.2.3.6 Plioquaternaire

Il est formé de calcaire détritique jaune, contenant des débris de coquilles. Dans les Doukkala Abda, cet étage est masqué par la couverture "limoneuse" quaternaire, ce n'est que grâce aux déblais des puits et des forages, qu'il est possible d'en connaître l'extension maximale, géographique qui ne dépasse pas le pied des Rhamna. Le Pliocène affleure dans la vallée de l'Oum Er Rbia et dans le Sahel. La mer pliocène s'est avancée jusqu'aux pieds des Rhamna, des collines des Mouissate et des collines d'Aounate. Lors de la régression se sont édifiées des dunes côtières qui constituent la partie est du Sahel, leurs crêtes émergent encore des "limons" au nord d'une

ligne Tnine Rharbia-Zemamra-M'tal- Boulaouane. Les différents faciès lithologiques évoqués par Gigout, (1951) sont les suivants :

- Conglomérats grossiers en masse, caractéristiques de l'ancien estuaire de l'Oued Oum Er Rbia près de Boulaouane. Les éléments sont de taille moyenne et de ciment calcaire peu abondant ;
- Calcaires détritiques, lumachelliques, jaunes et très poreux : constitué de débris de coquilles liés par un ciment de calcite et d'hydroxydes de fer. " Sables jaunes, grossiers : c'est le même faciès que précédemment, mais sans ciment.
- Calcaires recristallisés, très durs avec un ciment calcaire ;
- Calcaires à grain fin, sans fossiles : c'est le faciès dunaire, tendre et chargé en éléments argileux ;
- Marnes sableuses.

Le Pliocène et le début du Quaternaire correspondent à deux cycles qui ont pratiquement le même faciès (gréso-calcaire), bien que la phase fini-villafranchienne a été très importante. C'est pour cela que le Pliocène et le Quaternaire ont été regroupés sous forme de Plioquaternaire.

1.2.3.7 Quaternaire

Quatre auteurs : Gigout, (1951) ; Choubert, (1955) ; Wilbert, (1961 et 1962) ; et Ouadia, (1998), ont publié des synthèses détaillées du Quaternaire des Doukkala. Choubert, (1955) a distingué deux formations : les limons inférieurs ou anciens et les limons supérieurs ou récents. Cependant, Ouadia, (1998), leur donne les noms de colluvions inférieures et colluvions supérieures.

Le quaternaire est constitué de trois groupes de formations : des colluvions de comblement à l'intérieur de la plaine, des terrasses fluviales longeant l'Oued Oum Er Rbia, et des formations littorales constituant les grands alignements de crêtes et des sillons parallèles ou sub-parallèles au rivage actuel.

1.2.4 Structures de la région du Sahel des Doukkala Abda

L'histoire tectonique de la région du Sahel des Doukkala Abda comprend deux périodes très tranchées : l'orogénèse hercynienne d'une part, et d'autre part la fragmentation et les déformations légères, que le socle plissé et les sédiments nouveaux ont subi pour arriver à la structure actuelle (Figure 1.5).

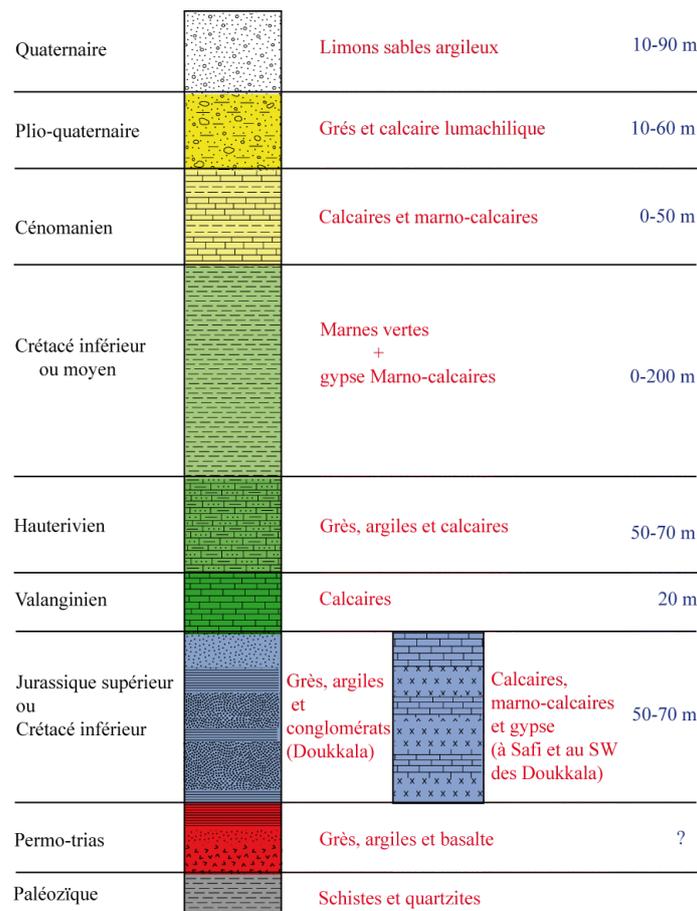


FIGURE 1.4 – Log stratigraphique synthétique du bassin Sahel Doukkala (El Achheb, 1993)

1.2.4.1 Structure hercynienne

Le socle paléozoïque a été plissé et érigé en systèmes montagneux. Les failles ont suivi de peu les plissements et réalisent un comportement qui influence encore la structure actuelle. L'érosion de cette chaîne s'est poursuivie pendant le Permien et le Trias (Khatmi, 1999). Les déformations qui ont affecté le matériel Paléozoïque sont :

- Anticlinal d'El Jadida : D'axe nord-sud visible sur 7 km de longueur aux environs immédiats de la ville d'El Jadida. Il est formé de dolomies probablement géorgiennes laissant apparaître au cœur une rhyolite ;
- Anticlinorium de Sidi Saïd Mâachou : Cet anticlinal fait ressortir l'Acadien. Il limite au sud-ouest le synclinorium de Bir Jdid ; ces rapports avec l'anticlinal de Mazagan sont masqués par les terrains récents ;

- Synclinorium du Bir Jdid, composé par les psammites et schistes d'ordovicien et au sein duquel le plissement hercynien est plus intense ;
- Synclinal d'Imfout : C'est une unité très régulière, et très bien dégagée. Il est légèrement dissymétrique et tordu. La direction d'allongement est nord-sud dans l'ensemble.

La série isoclinale des Rehamna occidentaux, la direction générale des couches est nord-sud.

Les failles qui affectent les terrains paléozoïques sont des failles nord-sud produisant de grandes cassures du socle, et des failles transversales est-ouest ou obliques. Les plus importantes sont :

- La faille de Daourat, complexe, elle détermine le tracé de l'Oum Er Rbia sur une vingtaine de kilomètres entre Boulaouane et Sidi Saïd Maâchou. Le Paléozoïque est presque constamment vertical avec des directions nord-sud, à regard est ;
- La ou les failles de M'tal, dont le tracé nord-sud se superpose sensiblement au tracé de la flexure qui intéresse le Crétacé, elle marque la limite de la Meseta côtière et de la Meseta centrale.

1.2.4.2 Structure post-hercynienne

La tectonique post-hercynienne se résume à des mouvements verticaux affectant des blocs délimités par des failles normales ou flexures. Il s'agit de mouvements surtout épigénétiques, mais qui ont pu s'associer à des déplacements horizontaux (Michard, 1976). Ce sont ces mouvements qui dirigent la sédimentation ou l'érosion. Les accidents tectoniques post-hercyniens présentent deux directions majeures :

- Une direction nord-sud qui correspond au rejeu des failles hercyniennes ;
- Une direction nord-est sud-ouest en rapport avec l'orogénèse atlasique (alpine).

Des déformations se sont produites au cours du secondaire ; la faille de Daourat a rejoué entre le Trias et le Crétacé (Ferré, 1969). Mais c'est surtout au Néogène que s'est établi le relief actuel. Les terrains secondaires qui existent à proximité de cette faille sont légèrement ondulés ou exceptionnellement plissés, flexurés et faillés.

Les structures qui ont affecté le matériel secondaire sont :

- L'anticlinal d'El Jadida avec de faibles pendages du Cénomaniens, axé nord-sud ;
- L'anticlinal des Chtouka, où affleurent les quartzites et schistes combriens. Dans la zone sud-ouest des Chtoukas, les terrains primaires sont recouverts

par les dépôts cénomaniens déployés en une vaste cuvette synclinoriale lors du serrage alpin (Younsi, 2001) ;

- Le monoclinale de Daourat qui se superpose à la faille hercynienne, il est qualifié par Gigout, (1951) de flexure sur 30 *km* environ, et marque au Crétacé inférieur un pendage de 20° à 30° qui atteint exceptionnellement 60° ;
- Le monoclinale des Aounat qui correspond au bord occidental des collines des Aounat. Il se marque par l'enfoncement rapide des niveaux crétacés sous les limons quaternaires de la plaine ;
- La flexure importante de M'tal. Son tracé est formé de trois orientations très différentes : nord-sud de l'Oued Bouchane au M'tal, est-ouest entre M'tal et oued Aouja, puis sud-ouest nord-est jusqu'au Faregh ; sa longueur totale est de 55 *km* (El Achheb, 1993).

Sur la plus grande partie du territoire d'étude, la couverture plio-quaternaire masque le substratum crétacé. Les forages assez nombreux et les études géophysiques ont permis à Gigout, (1951), Ferré, (1969) et Ferré et Ruhard, (1975), de faire une étude assez précise de la structure du Crétacé de la région. Aussi reconnaît-on les structures suivantes :

- L'anticlinal de Tleta Oulad Rhanem-Tnine Gharbia (à l'Ouest de Zemamra) ; de direction nord-est sud-ouest ;
- L'anticlinal de Tlat Bouaris ; de direction nord-ouest sud-est et constitue le départ d'une série monoclinale matérialisée par la formation du calcaire de Dridrat. Cette dernière plonge doucement et progressivement vers l'océan. Le toit de cette formation se trouve à environ 100 *m* d'altitude le long de l'axe de l'Anticlinal situé à une dizaine de kilomètres de la côte. Il se trouve en forage à proximité du littoral au niveau zéro ou en dessous de ce niveau ;
- Le synclinal de Ain R'tem ; il est situé entre l'Anticlinal de Tlat Bouaris et l'Anticlinal de Tleta Oulad Rhanem-Tnine Gharbia ;
- Le synclinal d'Azemmour, de direction nord-sud, déduit de l'observation du pendage Ouest des calcaires cénomaniens dans la basse vallée de l'Oum Er Rbia et de leur réapparition en pendage est au Sud d'El Jadida.

1.2.4.3 Structure de la couverture plio-quaternaire

Le Plioquaternaire est légèrement déformé par des mouvements pliocènes. Les principaux éléments structuraux sont déterminés par Ferré et Ruhard, (1975) sur la base des données géophysiques et des forages :

- Anticlinal de Sidi Bennour ; de direction sud-ouest nord-est, bordé au nord et au sud par des flexures ou failles donnant naissance à deux cuvettes de même

- direction ;
- Anticlinal de Had Aounat ; de direction nord-sud limitant la zone de Faregh du côté Ouest ;
 - Synclinal de Faregh ; il correspond en gros au tracé de l'Oued Faregh entre Arba des Aounat et Had Ouled Frej ; sa direction est à peu près nord-sud avec un infléchissement vers l'ouest à son extrémité nord ;
 - Anticlinal de Zemamra-Beni Helal ; entre le synclinal qui borde l'anticlinal de Sidi Bennour et la région de Zemamra, la base du Plioquaternaire se relève nettement, peut-être par l'intermédiaire d'une faille ou flexure. Ce relèvement se traduit sur le terrain par l'apparition des premières crêtes dunaires qui émergent du manteau limoneux ;
 - Anticlinal de Sidi Smail ; d'axe sud-ouest-nord-est. La région comprise entre Sidi Smail et Had Ouled Frej apparaît compliquée, sa structure reste mal connue.

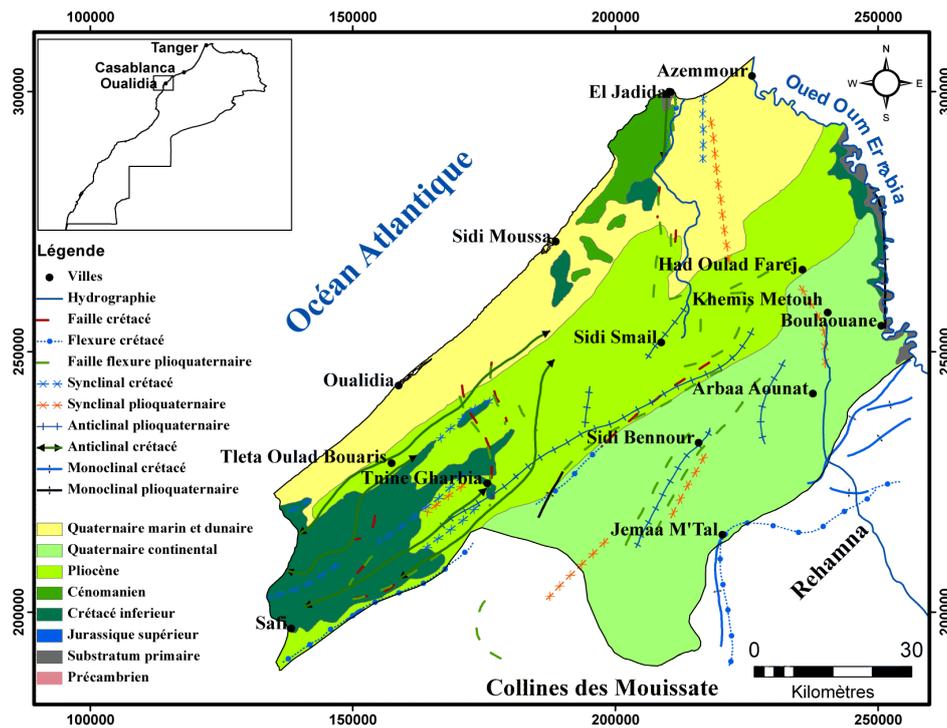


FIGURE 1.5 – Carte géologique simplifiée du bassin Sahel des Doukkala Abda (Ferre, 1975)

1.2.5 Hydrogéologie du Sahel des Doukkala Abda

Quatre principaux aquifères d'extension régionale sont représentés dans le bassin Sahel des Doukkala Abda. Ils sont associés à des formations à dominance calcaire (Figure 1.6) :

- Le Jurassique supérieur ;
- Les calcaires de Dridrate du l'Hauterivien supérieur ;
- Le Cénomaniens ;
- Le Plioquaternaire marin et dunaire ;

Ces aquifères sont de type fissuré, mais avec une composante interstitielle qui peut être relativement importante, notamment pour le Plioquaternaire.

Des aquifères secondaires, discontinus et contenant des petites nappes perchées d'extension locale sont présents dans tous les secteurs du bassin. Ils sont associés aux formations alluviales récentes (plaine des Doukkala) ou soutenus par des couches argileuses ou marneuses les isolants des nappes principales.

1.2.5.1 Le Jurassique supérieur

Formé de puissantes assises de calcaires alternant avec des lits marneux au sud des Doukkala, c'est un niveau à perméabilité de fissures ; les circulations se font souvent par l'intermédiaire de chenaux formés par la dissolution du calcaire et surtout du gypse. La nappe jurassique est mal connue, car elle est inexploitable, le niveau statique étant profond (il dépasse les 100 m) (El Achheb, 2002). L'eau est sulfatée avec un résidu sec élevé. Dans le reste de la région, le Jurassique supérieur est détritique reposant sur le Permo-Trias, il est très profond et inconnu comme aquifère.

1.2.5.2 Le Crétacé inférieur

Dans les Doukkala où la lithologie est hétérogène, les faciès présentent une importante variation latérale :

- Les couches rouges inférieures : ce sont des formations détritiques avec alternance gréso-conglomératique et argileuse ;
- Le calcaire moyen : il forme l'armature des collines de la bordure des Rhamna (Aounat M'tal). Ce calcaire présente une perméabilité de fissures quand il n'est pas trop marneux. Il joue un grand rôle dans l'alimentation des nappes souterraines des Doukkala ;

- Les couches rouges supérieures : Elles sont surtout argileuses et ne renferment que de rares bancs gréseux susceptibles de constituer, des niveaux aquifères.

Dans le Sahel :

- Les argiles brunes constituent le plancher général étanche des aquifères hauterivien et plioquaternaire ;
- Le calcaire de Dridrate, lorsqu'il est franchement calcaire, est un niveau karstique à fissuration très importante ;
- Les argiles sableuses rouges forment le toit du calcaire de Dridrate, et le plancher de l'aquifère plioquaternaire.

1.2.5.3 Le Crétacé inférieur ou moyen à gypse

C'est une formation essentiellement marneuse et gypseuse qui présente une importante puissance dans le centre de la plaine. Il constitue un imperméable vis-à-vis du Cénomaniens et du Plioquaternaire sus-jacent, mais l'existence de bancs calcaires permet l'établissement des circulations souterraines.

1.2.5.4 Le Cénomaniens

Constitué d'alternance de calcaires et de marnes jaunes, il présente une fissuration très irrégulière. Les niveaux marneux jouent souvent, vers le sommet, le rôle de plancher imperméable pour la nappe du Plioquaternaire. Dans le plateau d'El Jadida, l'alternance de calcaire et de marnes lui donne le caractère d'un aquifère multicouche. Des pompages d'essais dans les environs d'El Jadida, ont donné des valeurs de perméabilité de 5.10^{-6} et $10^{-5} m/s$.

1.2.5.5 Le Plioquaternaire marin et dunaire

Du point de vue hydrogéologique et lithologique, le Plioquaternaire est un ensemble perméable, le mur est tantôt marneux (Cénomaniens) tantôt argileux (argiles rouges du Crétacé inférieur).

La nature géologique et la texture des formations du Plioquaternaire (grès calcaire marin et dunaire) lui confèrent le caractère d'un aquifère à perméabilité d'interstices, et de microfissures. Le Plioquaternaire est susceptible d'être karstifié. Les formes karstiques superficielles et profondes peuvent modifier très favorablement sa perméabilité. Le Plioquaternaire est le terrain aquifère le plus accessible dans la région étudiée ; il est sollicité par la plupart des puits creusés par les habitants des Doukkala.

1.2.6 Les unités hydrogéologiques du bassin Sahel des Doukkala Abda

Les études géologiques et hydrogéologiques précédentes ont permis de retenir des formations à faciès calcaire dominant susceptibles de constituer des couches perméables :

- Les calcaires du Valanginien inférieur comportent des horizons argileux et marneux d'épaisseur très variable ;
- Les calcaires de Dridrate de l'Hauterivien supérieur ne sont bien individualisés que dans le Sahel ;
- Le calcaire cénomanien du plateau d'El Jadida et d'El Haouzia ;
- Les grès calcaires plioquaternaires marins et dunaires contiennent la nappe supérieure des Doukkala, ils sont aussi les aquifères dans le Sahel côtier. Partiellement dénoyés dans le Sahel intérieur, ils ne sont représentés que localement sur le plateau d'El Jadida.

Ces couches perméables sont séparées par des formations imperméables ou peu perméables à dominante argileuse ou marneuse :

- Les argiles de l'Hauterivien inférieur et supérieur (les argiles rouges) ;
- Les marnes et marno-calcaires du Cénomaniens inférieur (les argiles de Safi).

Le substratum limitant ce système aquifère est difficilement localisable, compte tenu de la complexité et des variations verticales et latérales des formations perméables et imperméables du bassin Sahel des Doukkala Abda.

Les variations lithologiques des formations imperméables, localement plus sableuses ou plus calcaires, et leur épaisseur irrégulière ne leur permettent pas de jouer un rôle d'aquiclude à l'échelle régionale. Néanmoins, le substratum imperméable du système aquifère du bassin Sahel des Doukkala Abda est attribué au Jurassique supérieur composé de plusieurs centaines de mètres d'anhydrite, de marnes et d'argiles.

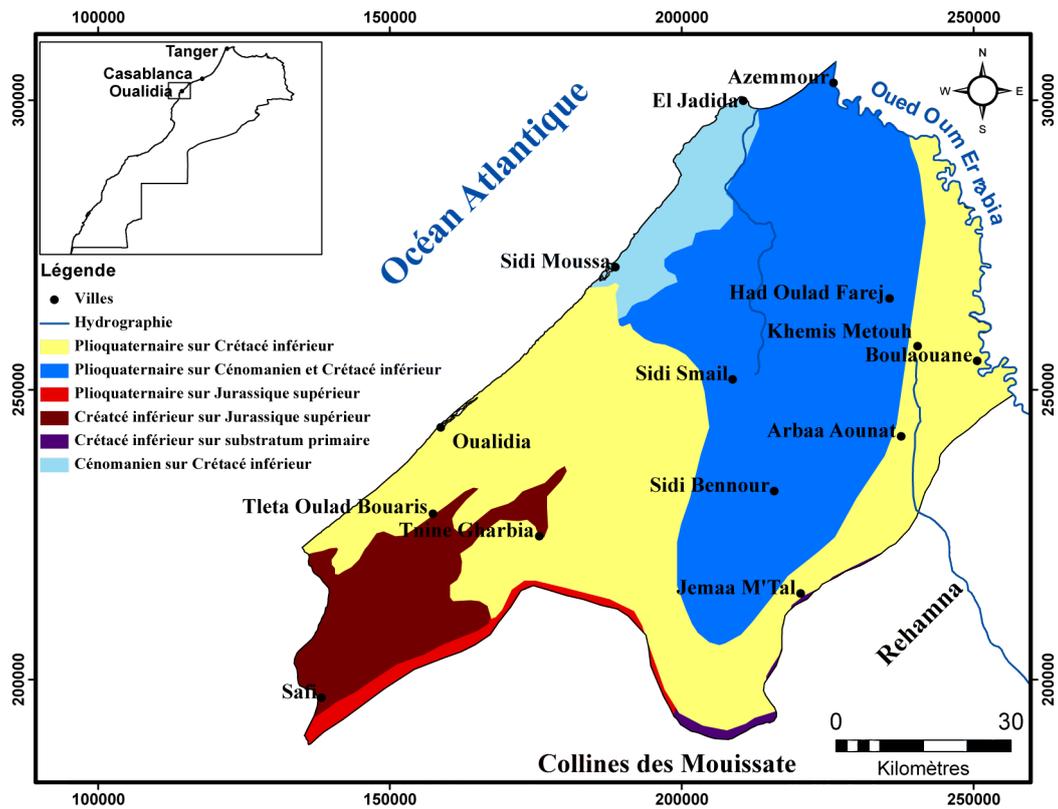


FIGURE 1.6 – Extension probable des principaux aquifères (DRPE, 1992)

1.3 Généralités sur le Sahel de l'Oualidia à Cap Beddouza

1.3.1 Situation géographique

Le Sahel de l'Oualidia à Cap Beddouza, est situé sur le littoral atlantique. Il constitue la terminaison sud-ouest du Sahel de Doukkala Abda qui se prolonge de Safi à Azezmour. Sur le plan administratif, il s'étend en majorité sur les communes rurales de Beddouza au sud et El Akarta au nord, appartenant à la Province de Safi. Il est limité à l'extrême nord par l'Oualidia qui constitue le chef-lieu de la région (Figure 1.5).

1.3.2 Géomorphologie

Sur le plan géomorphologique, la région est marquée du côté de l'océan Atlantique par une basse dépression sableuse, appelée l'Oulja (Cf.annexe F), elle est

surplombée par une falaise quaternaire à partir de laquelle s'étend un sol rocheux, généralement nu et sans réseau hydrographique. Le sol est formé de dunes consolidées plioquaternaires de nature grésocalcaire, disposées en cordons parallèles à la côte avec des altitudes comprises entre 100 et 150 m (Figure 1.7).

Dans la dépression de l'Oulja au nord, s'étend la lagune de l'Oualidia (09°02' de longitude ouest et 32°44' de latitude nord). Elle est séparée de l'océan par une barrière de dunes consolidées. Son régime hydrologique est en étroite interdépendance avec l'océan. Il se caractérise par une alimentation essentiellement marine par l'intermédiaire de passes permanentes (Bidet et Carruesco, 1982).

Les grandes structures géomorphologiques qu'on trouve dans la région de l'Oualidia sont comme suite :

L'arrière-pays : il est caractérisé par des reliefs dunaires consolidés gréseux pliocènes et quaternaires parallèles à l'océan, avec une orientation SSW-NNE (Aboumaria, 1993).

La falaise morte : il correspond à des paléorivages dont les altitudes sont évaluées à 5 m, 20 m et 30 m (Gigout, 1951 ; Ouadia, 1998), il se présente comme une barrière qui sépare l'Oulja de l'arrière-pays.

L'Oulja : Il s'agit d'une dépression limitée de l'arrière-pays par la falaise morte plioquaternaire et de l'océan par le cordon dunaire du littoral atlantique. Elle s'élargit du sud vers le nord, permettant ainsi la pénétration d'une importante quantité de l'eau de mer, donnant la naissance à la lagune de l'Oualidia (Ouadia, 1998).

La Karstification : Les phénomènes karstiques jouent un grand rôle dans l'hydrogéologie de la région. Les niveaux qui peuvent être karstique sont : les calcaires gypseux du jurassique supérieur, les calcaires hauteriviens ou calcaire des Dridrate, les marnes à gypse du Crétacé inférieur ou moyen et les calcaires du Plioquaternaire (Ferré et Ruhard, 1975).

1.3.3 Stratigraphie et structures géologiques

La région étudiée appartient au bassin de Safi ou bassin des Doukkala Abda. Ce bassin est composé d'une couverture mésozoïque et cénozoïque plus ou moins épaisse, transgressive sur un socle déformé.

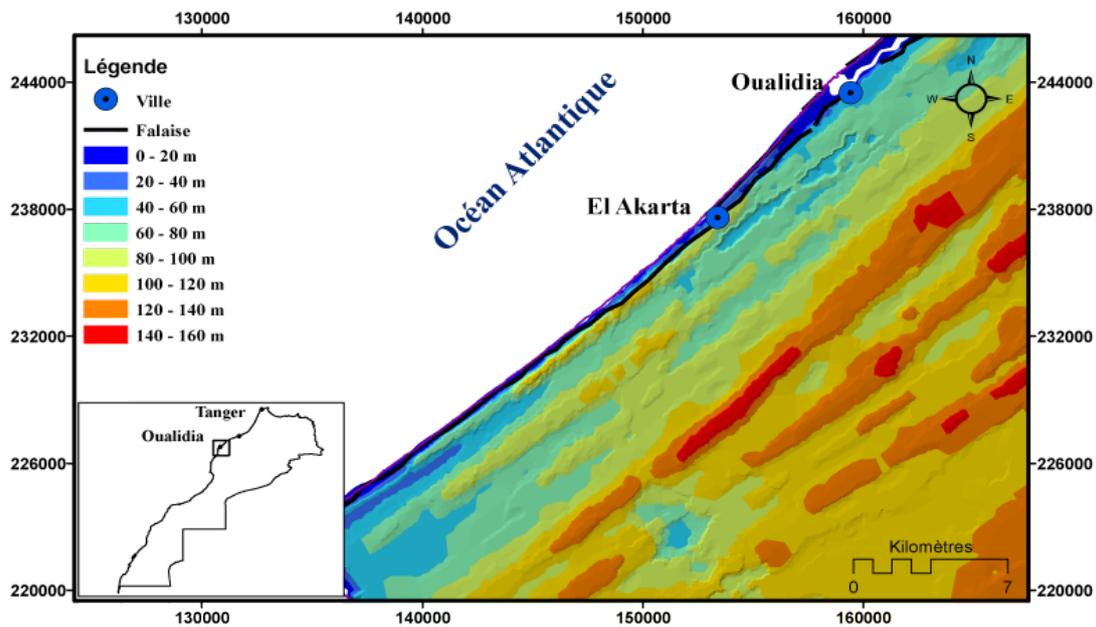


FIGURE 1.7 – Modèle numérique de terrain, fait à partir de la carte topographique Cap Cantin (1/50000)

En effet, dans le Sahel de l'Oualidia, les dépôts plioquatémaires marins et duinaires, composés généralement de grès calcaires (Feddi, 1989), forment quasiment toute la surface du sol sous forme d'un recouvrement en dunes, puissant et continu.

En dessous, la séquence litho-stratigraphique type du Néocomien, défini par les relevés de surface dans la région de Safi et rencontrée dans les forages, de haut en bas, est la suivante (Figure 1.8) :

- Les couches argilo-sableuses rouges de l'Hauterivien supérieur (Roch ; 1930 et 1950 ; Gigout, 1951), formées d'argiles rouges intercalées de quelques bancs gréseux. Elles constituent la base du Plioquatémaire.
- Le calcaire de Dridrate de l'Hauterivien supérieur : (Roch 1930 et 1950 ; Gigout, 1951, Canérot et *al.*, 1982) composé de calcaires gréseux plus ou moins dolomitiques.
- Les argiles brunes du Valanginien supérieur basal-Hauterivien inférieur, formées en fait de marnes grises gypsifères intercalées de quelques bancs calcaires (Canérot et *al.*, 1982). Elles peuvent avoir 60 m d'épaisseur. Elles constituent généralement un substratum qui s'intercale entre le calcaire de Dridrate d'un côté et les formations sous-jacentes constituées par :

1. Les calcaires inférieurs du Berriasien terminal-Valanginien basal (Witam,

- 1988), d'une épaisseur de 6 à 20 m.
2. Les dolomies jaunes du Jurassique terminal, formées de marne et calcaire (Canérot et *al.* 1982), d'une épaisseur de 7 à 13 m.
 3. Le complexe évaporitique du Jurassique terminal (Gigout, 1951; Taj-Eddine et *al.*, 1985), montrant des faciès dolomitique, calcaire, marneux, bréchique et gypseux. Les dépôts gypseux y sont très importants.

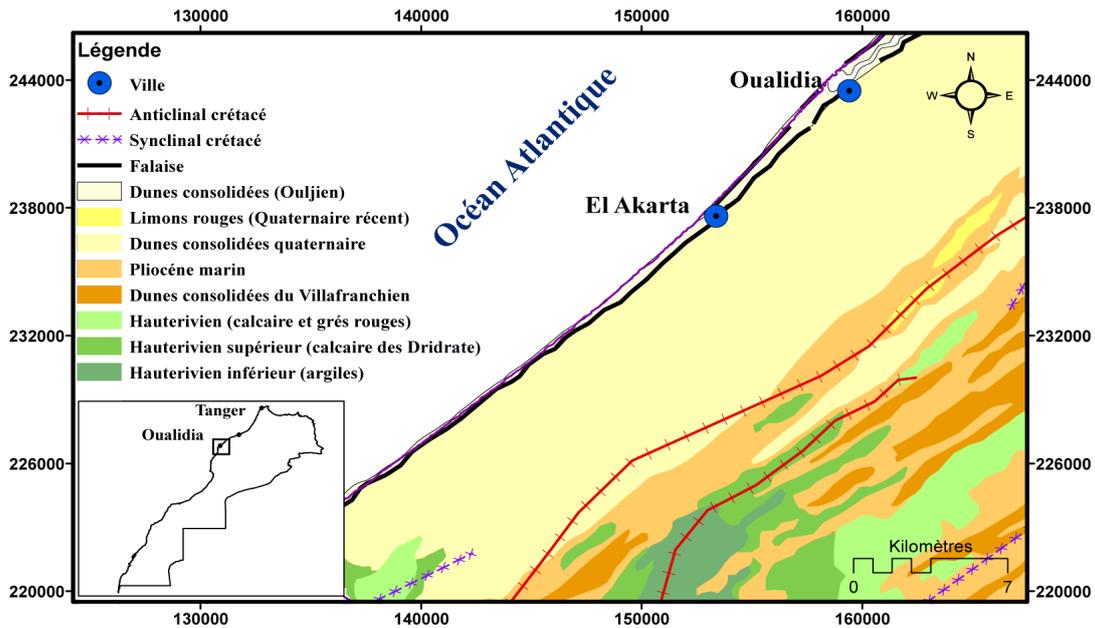


FIGURE 1.8 – Carte géologique de la zone d'Oualidia à Cap Cantin (extrait de la carte géologique de la Meseta entre Settat et Mazagan au 1/200000, service géologique du Maroc, Gigout, 1954)

1.3.4 Hydrologie du Sahel de l'Oualidia

1.3.4.1 Système aquifère de l'Oualidia

Le bassin de l'Oualidia se présente comme une zone endoréique en raison de la barrière naturelle que constituent les cordons dunaires du Sahel. Le système aquifère est à dominance carbonatée et il est en contact direct avec l'océan Atlantique. Le Plioquaternaire grès-calcaire constitue l'aquifère supérieur le plus exploité. Le calcaire de Dridrate forme l'aquifère inférieur, nettement plus productif, mais beaucoup moins exploité directement à cause de sa profondeur, de la dureté de la roche et des dépôts argileux sus-jacents.

Les circulations des eaux souterraines s'effectuent dans les calcaires de Dridrate. Au niveau de l'Oulja, à proximité de l'océan, cette nappe se confond avec celle du Plioquaternaire. Son alimentation provient vraisemblablement de l'amont, à partir des zones d'affleurement du calcaire de Dridrate ou des zones de contact direct avec le Plioquaternaire gréseux.

Sous les argiles brunes, les formations géologiques potentiellement aquifères, ne constituent pas un objectif à cause de leur composante gypseuse très importante, engendrant une forte minéralisation.

1 L'aquifère Plioquaternaire :

Les dépôts plioquaternaires formés de grès calcaire constituent la quasi-totalité de la surface du sol. Ils comportent une forte porosité d'interstice qui a été évaluée à un minimum de 15 % selon des mesures de diagraphie (DRHT-FAO, 1994). Ils renferment également des formes karstiques de surface et des cavités souterraines sèches rencontrées au niveau de certains puits. Le Plioquaternaire est limité à la base par les argiles sableuses rouges.

Sur le plan du potentiel hydrique, l'aquifère plioquaternaire peut être subdivisé en deux parties d'extension très différente, la frange côtière et la partie interne :

Dans la frange côtière, l'aquifère est intensément exploité par les pompages privés destinés à l'irrigation. Ces pompages sont très productifs et enregistrent de faibles rabattements centimétriques sous des débits d'exploitation généralement compris entre 4 et 8 l/s (Fakir, 2001). Le secteur de meilleure productivité est localisé entre El Akarta et Oualidia où la zone à potentiel élevé s'élargit jusqu'à 2 km du littoral.

Sur une grande partie à l'intérieur des terres, l'aquifère est capté par des puits traditionnels, peu nombreux et très dispersés. Leur productivité est telle qu'ils ne sont utilisés que pour l'alimentation en eau rurale et l'abreuvement du cheptel. Dans cette partie l'aquifère est au-dessus du niveau océanique, l'épaisseur de la nappe est très réduite et de nombreux secteurs même sous-saturés ont été rencontrés (Fakir, 2001).

2 Calcaire de Dridrate :

Le calcaire de Dridrate est formé par un calcaire plus ou moins dolomitique ou gréseux, massif est très dur. Dans la zone d'étude, il ne peut être observé directement qu'au niveau de la falaise de Cap Beddouza. Il s'y présente sous forme d'un calcaire fracturé.

Le toit de l'aquifère est formé par les argiles rouges dont les caractéristiques hydrauliques sont inconnues. Le substratum est formé par les argiles brunes. L'accès à

l'aquifère du calcaire de Dridrate est limité à des forages dispersés et des puits privés peu nombreux concentrés à plus de 3 km du rivage, dans un secteur où les activités agricoles se développent actuellement et où le Plioquatemaire est pratiquement dénoyé. Par conséquent, seul l'axe El Akarta - Tlet Bou Aris, où sont concentrés la majorité de ces puits et forages, offre le secteur le plus adéquat pour l'étude de l'aquifère (Fakir, 2001).

L'aquifère du calcaire de Dridrate est généralement en charge sous les argiles rouges. Les relevés piézométriques réalisés en mars 1999 par Fakir montrent que la surface de la nappe est très proche du niveau 0 m jusqu'à 5 km du littoral, avec des gradients hydrauliques très faibles. Dans la frange côtière, son niveau piézométrique coïncide pratiquement avec celui de l'aquifère plioquatemaire.

L'aquifère du calcaire de Dridrate est capté par des pompes privées et par le champ captant de Tlet Bou Aris à 6 km à l'intérieur des terres. Malgré qu'il soit beaucoup moins directement sollicité que l'aquifère plioquatemaire, il constitue néanmoins un aquifère important : D'abord par le fait qu'il est actuellement et depuis 1962 capté par l'Office National de l'Eau Potable (ONEP) pour l'alimentation en eau potable de la ville de Safi au début (Hazan et Ferré, 1963), puis du centre de l'Oualidia après construction d'un barrage collinaire à Safi, ensuite pour sa productivité élevée sur une grande partie de la zone d'étude, et parce qu'il renferme une ressource qui semble mieux protégée des influences anthropiques en raison de la présence des argiles sableuses rouges au-dessus.

1.3.5 Géométrie des aquifères

1.3.5.1 Coupes géologiques

Pour mieux comprendre la géométrie des aquifères côtiers du Sahel de l'Oualidia, trois coupes géologiques ont été réalisées perpendiculairement à la côte à partir des forages de reconnaissance (Cf.annexe E) réalisées dans le Sahel des Doukkala Abda par la Direction de la Recherche et de la Planification de l'Eau (DRPE, 1992) (Coupe A, B et C) (Figure 1.9).

Ces coupes montrent la succession des formations suivantes (Figure 1.10) :

- Un recouvrement continu de grés dunaire du Plioquatemaire qui forme l'aquifère superficiel le plus exploité ;
- Les argiles rouges peuvent avoir des épaisseurs de l'ordre de 30 à 50 m, elles forment un écran entre les formations du calcaire de Dridrate et les formations

- sus-jacentes du Plioquaternaire, cette couche d'argile est affectée par une forte érosion vers le rivage. L'absence des couches d'argiles rouges permet un contact direct entre l'aquifère Plioquaternaire et les calcaires de Dridrate ;
- Les calcaires de Dridrate montrent une épaisseur plus ou moins constante de l'ordre de 30 m. Il est affaissé sous le niveau marin sur quelques parties du secteur ;
 - Les marnes brunes d'âge Valanginien supérieur, qui forment le mur de l'aquifère des calcaires de Dridrate forment un écran entre les formations évaporitiques profondes et les formations sus-jacentes ;
 - Des formations évaporitiques gypsifères.

Les formations géologiques montrent un faciès calcaire dominant susceptible de constituer des couches perméables, le Plioquaternaire, les calcaires de Dridrate. Les couches perméables sont séparées par des formations imperméables à dominance argileuse ou marneuse : les argiles de l'Hauterivien supérieur et du Valanginien supérieur.

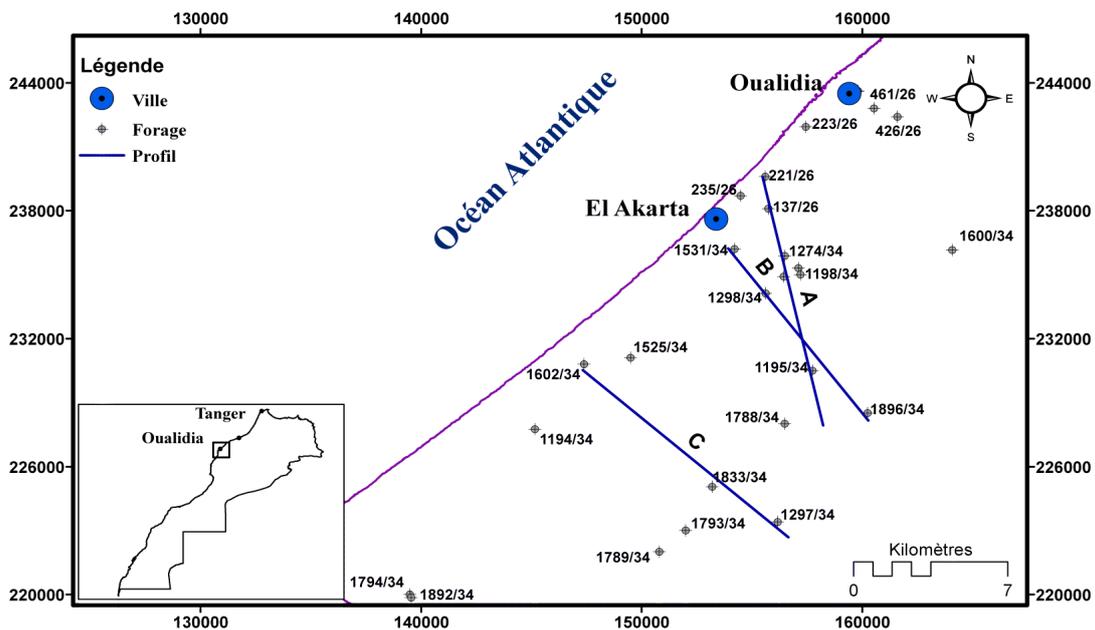


FIGURE 1.9 – Carte de localisation des coupes

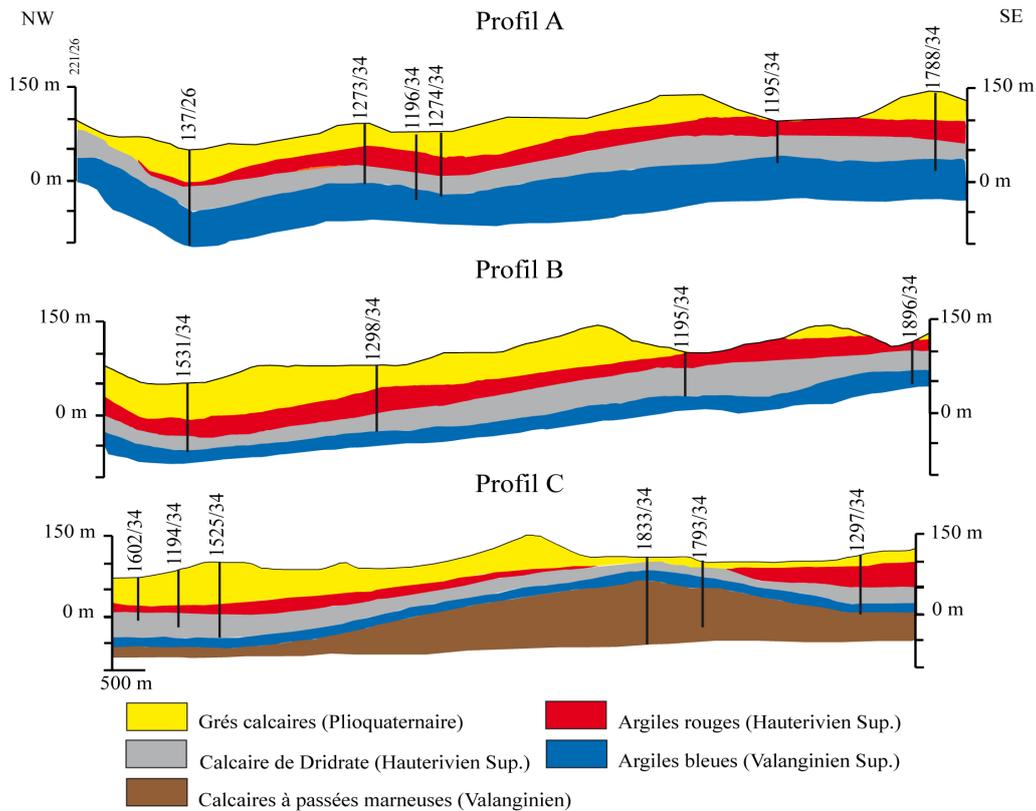


FIGURE 1.10 – Coupes géologiques réalisées au niveau du Sahel de l'Oualidia

1.3.5.2 Interprétation des cartes du toit et du mur des aquifères

L'organisation spatiale des surfaces du mur et du toit est caractérisée par une structure plus ou moins monoclinale. Elle montre un pendage très faible en direction de l'Océan Atlantique. L'allure générale de la surface de base du Plioquaternaire est beaucoup plus régulière (Figure 1.11).

La carte des isohypses du toit des calcaires de Dridrate (Figure 1.12) établie à partir des données de la prospection géophysique et de forage (DRPE, 1992), montre les grands traits suivants :

- La présence d'un plateau assez étendu aux environs du rivage. Une zone haute aux alentours de Tnine Gharbia en amont de cote maximale de 120 m ;
- Dans la frange côtière, les côtes du toit du calcaire du Dridrate sont sous le niveau marin.

En général, les argiles de Safi montrent une faible épaisseur, avec une structure très régulière vers la côte où les altitudes sont faibles et elle remonte en allant vers le large (Figure 1.13).

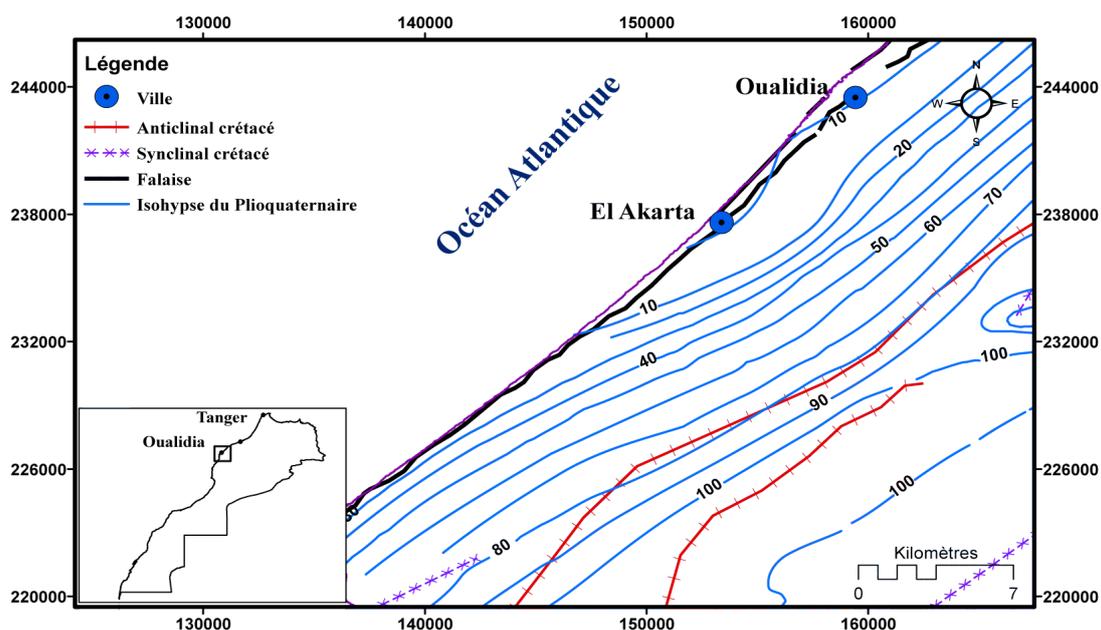


FIGURE 1.11 – Carte des isohypses de la base de la couverture Plioquaternaire (DRPE, 1992)

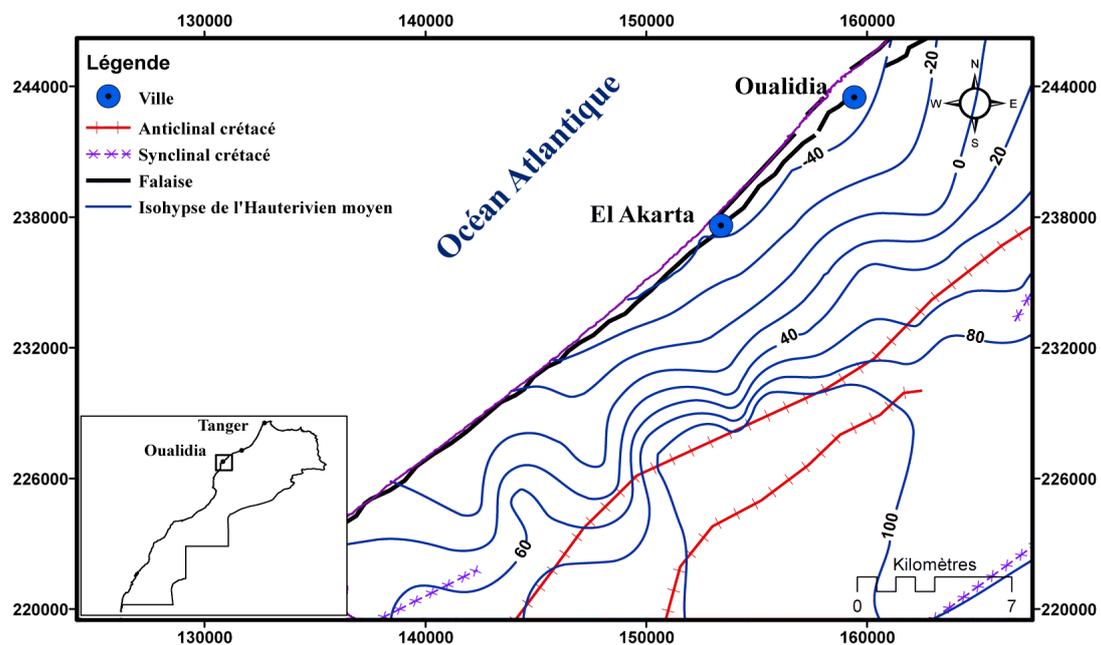


FIGURE 1.12 – Carte du toit de l'Hauterivien moyen (DRPE, 1992)

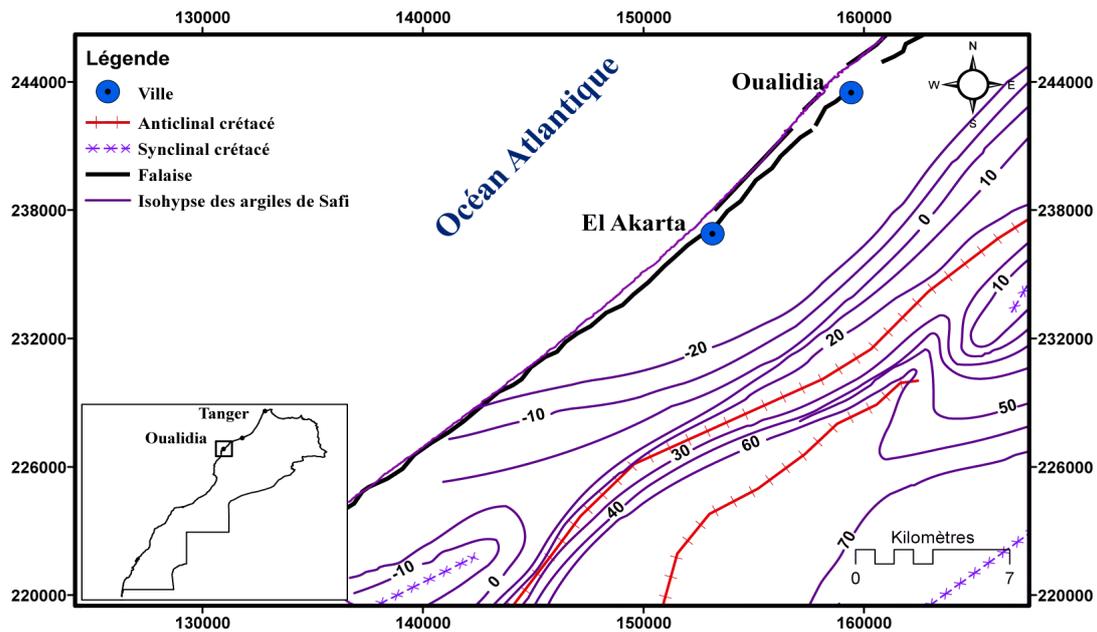


FIGURE 1.13 – Carte du toit des argiles de Safi (DRPE, 1992)

1.3.6 Occupation du sol

Le bassin côtier est réparti sur deux secteurs, la zone côtière où se localisent les cultures maraîchères et l'arrière-pays où se répartissent les forêts, bois, plantations et broussailles. On note la présence de deux agglomérations : les centres de l'Oualidia et d'Akarta. Le reste de la population se répartit en Douars (Figure 1.14). Quelques marais salants et sables humides s'étendent à proximité de la lagune et d'autres marais et dayas répartis sur les terrains de l'arrière-pays. Le reste du bassin est formé par des sols nus rocheux formant la partie centrale. La superficie des champs de maraîchage bordant la lagune est estimée à 23 hectares pour les cultures sous-serres et à 300 hectares pour les cultures à ciel ouvert dont 60 % seulement sont cultivées (El Attar, 1998). Entre la période 1992-2002, la superficie globale des cultures irriguées dans tout le Sahel côtier est estimée à 5890 ha (ABHO, 2002). Le nombre de puits est d'environ 850 avec des profondeurs variant de 8 à 50 m. Les cultures sont diversifiées et dominées par le maraîchage. La pratique du pâturage autour de la lagune, surtout à basse mer, est aussi une activité courante. La frange côtière porte de riches cultures sur des sols enrichis en fumure naturelle et en engrais.

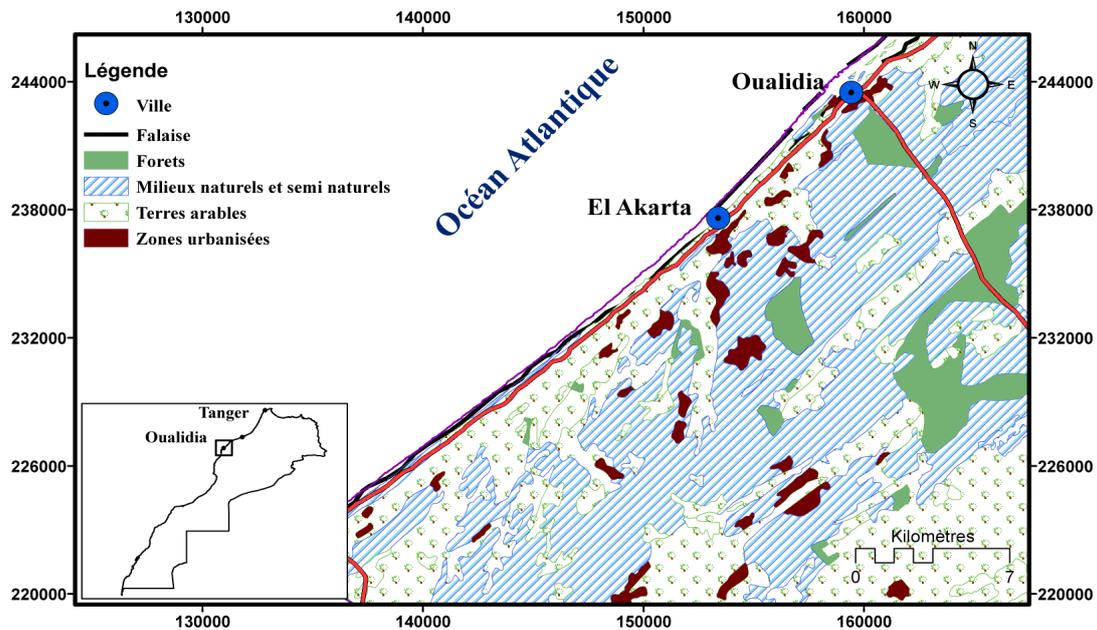


FIGURE 1.14 – Carte d'occupation du sol entre l'Oualidia et cap Cantin (ONEM, 2003)

1.3.7 Activités économiques

Les activités économiques de la région sont constituées essentiellement par l'agriculture concentrée dans la bande côtière. En 1992, la superficie globale des cultures irriguées est estimée à 2 650 *ha* (DRHT-FAO, 1994).

Les cultures maraîchères prédominent, elles se pratiquent dans des parcelles à l'air libre. L'Oulja en raison de sa nature sableuse a été le premier siège des activités maraîchères. Ces dernières se sont étendues progressivement vers l'intérieur des terres, sur des parcelles formées de lits de sable de carrière étalés sur le sol rocheux. Une faible activité pastorale existe également.

La région connaît une activité touristique, qui devient très importante en période estivale. L'Oualidia est un centre touristique très connu à travers sa lagune et à travers ses activités d'ostréiculture. Le Cap Beddouza lui aussi est un centre estival, mais de moindre importance.

L'aquaculture forme une autre ressource économique de la région. Depuis 1956, la lagune est devenue une zone importante pour la conchyliculture traditionnelle et plus précisément l'ostréiculture. Elle constitue l'activité maritime la plus répandue dans la lagune de l'Oualidia. La production annuelle moyenne d'huître est actuellement estimée à 250 *tonnes* (Kaid Rassou, 2009).

1.4 Conclusion

Géologiquement, la zone est stable présentant une couverture récente d'âge Plio-quatenaire. Sur le plan morphologique, la région est subdivisée en deux principales parties, l'Oulja la dépression sableuse limitée par le cordon dunaire récent et la falaise morte plioquatenaire et, un arrière-pays formé par des dunes consolidées et des crêtes de hautes altitudes, cette deuxième partie commence au-delà de la falaise morte plioquatenaire.

Cette synthèse géologique montre que, la région de l'Oualidia se caractérise par l'absence de niveau aquifère unique, en excluant les formations jurassiques gypsifères qui possèdent des ressources non exploitables à cause de leur salinité très élevée ; le système aquifère côtier de l'Oualidia se présente comme un ensemble bicouche. Il comporte un aquifère captif principal, représenté par le calcaire de Dridrate, s'étendant sur une grande partie de la zone et un autre aquifère libre du Plioquatenaire, où le drainage se fait naturellement par l'océan.

Chapitre 2

Matériels et méthodes

Sommaire

2.1	Approche méthodologique adoptée au cours de cette étude	40
2.2	Acquisition de données en hydrogéologie	40
2.3	Méthodes géoélectriques	44

Au cours de cette étude on a fait appel à des méthodes de travail, tout d'abord des mesures sur le terrain : des mesures de la profondeur de la nappe, mesure des paramètres physico-chimiques (conductivité électrique, température, pH de l'eau de la nappe...) et des mesures géophysiques. Les échantillons prélevés ont été analysés au laboratoire pour déterminer les concentrations en éléments chimiques. Pour l'analyse et l'interprétation des données collectées, plusieurs logiciels informatiques ont été utilisés : logiciel de cartographie, de dessin, de statistique et d'interprétation géophysique. La démarche utilisée sera discutée dans ce chapitre. Nous allons exposer brièvement les principes de la méthode géophysique appliquée dans cette étude et présenter les techniques de mesure ; il s'agit de la méthode de sondage électrique et de la tomographie de résistivité électrique.

Mots clés : échantillonnage, analyse physico-chimique, prospection électrique, tomographie électrique.

2.1 Approche méthodologique adoptée au cours de cette étude

La démarche adoptée dans le cadre de ce travail est présentée sur l'organigramme de la figure 2.1. Elle est articulée sur cinq principales phases, premièrement, une étude géologique et hydrogéologique basée sur des recherches bibliographiques, l'exploitation des forages lithologiques pour déterminer la géométrie des aquifères de la région. Ainsi que des mesures sur le terrain dont le but est de tracer la piézométrie de la nappe côtière de l'Oualidia. La deuxième phase consiste en une étude statistique des données climatiques du Sahel des Doukkala Abda, pour avoir une idée sur l'évolution du climat au cours d'une dizaine d'années dans la région. Dans une troisième phase, on présente les principales caractéristiques chimiques de la nappe, dans le but de définir les sources possibles de la minéralisation des eaux souterraines. Dans la quatrième phase, on a étudié l'influence de la marée océanique sur la conductivité électrique et le niveau de la nappe. La dernière phase est une étude géophysique, le but c'est de confirmer les résultats obtenus par les autres approches, ainsi que déterminer l'extension spatiale de l'invasion marine dans l'aquifère côtier de l'Oualidia.

2.2 Acquisition de données en hydrogéologie

2.2.1 Mesures *in situ*

Certains paramètres physico-chimiques nécessitent des mesures sur le terrain, comme la température de l'eau, la conductivité électrique et le pH, ils ont été mesurés à l'aide d'un appareil multiparamètres portatif de type Hanna **HI 9828**. Le dosage des bicarbonates a été effectué sur le terrain par la méthode volumétrique, elle permet de déterminer sa concentration à partir d'un certain volume eau. Pour le dosage on a utilisé un volume de 100 ml, auquel on a ajouté une solution d'acide sulfurique (H_2SO_4) de concentration connue (1N). Des mesures sont réalisées pour la profondeur de la nappe, à l'aide d'une sonde électrique de 100 m. Ces mesures ont été effectuées pour quarante puits localisés dans la région entre l'Oualidia El Akarta, en raison de la rareté des puits dans une grande partie de la zone, on a réalisé les prélèvements sans adopter un maillage bien défini (Figure 2.2). L'altitude des puits a été estimée à partir des cartes au 1/25 000.

2.2.2 Échantillonnage

Les mesures de la conductivité électrique, de la température et du pH, ont intéressé quarante puits répartis sur la zone au cours de la mission du mois de mai 2011 ; par contre, les prélèvements et les analyses hydrochimiques ont été effectuées pour vingt-deux puits au cours de trois périodes, juin et décembre 2010 et mai 2011, dans le but de mettre en évidence une éventuelle évolution de la qualité des eaux en fonction des variations saisonnières, périodes des hautes et basses eaux, les puits dont les eaux ont été analysées sont répartis, dans la mesure du possible, selon un profil perpendiculaire à la ligne de côte (Figure 2.2).

Deux échantillons d'eau ont été prélevés pour chaque puits, ils ont été filtrés à l'aide des filtres seringues stériles, les échantillons sont placés dans deux flacons, préalablement rincés par l'eau de l'échantillon. Le premier a été acidifié par HCl, pour l'analyse des cations, le deuxième est destiné à l'analyse des anions. Les échantillons sont conservés dans un réfrigérateur, jusqu'au moment de l'analyse.

2.2.3 Analyses des éléments chimiques

Les analyses chimiques des campagnes de juin et décembre 2010 ont été réalisées au laboratoire **UATRS-CNRST** à Rabat par la méthode de spectrométrie d'émission atomique, cette méthode a été utilisée pour analyser les éléments majeurs (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- et SO_4^{2-}), le Br^- et NO_3^- n'ont pas été analysés pour cette mission. Les analyses chimiques des échantillons de la campagne de mai 2011 ont été réalisées au laboratoire **I2M UMR 5295** de l'université Bordeaux 1, par la méthode de chromatographie ionique.

2.2.4 Interprétation des données

Pour l'interprétation des résultats obtenus, on a fait appel à des logiciels et on a appliqué certaines méthodes ; premièrement l'analyse statistique des données a été faite sous Excel (logiciel Excel Stat dans sa version démonstration), la méthode utilisée a été l'analyse en composantes principales (ACP), qui est une méthode factorielle utilisant des liaisons linéaires entre les variables. Cette méthode permet une bonne représentation graphique, et facilite l'interprétation des relations entre variables et observations.

L'étude développée a nécessité l'utilisation d'un Système d'Information Géographique, qui permet de synthétiser une masse considérable de données (géologiques, hydrogéologiques, géophysiques, etc.) ; il constitue un véritable outil d'aide à la décision pour les gestionnaires des ressources en eau de la zone d'étude.

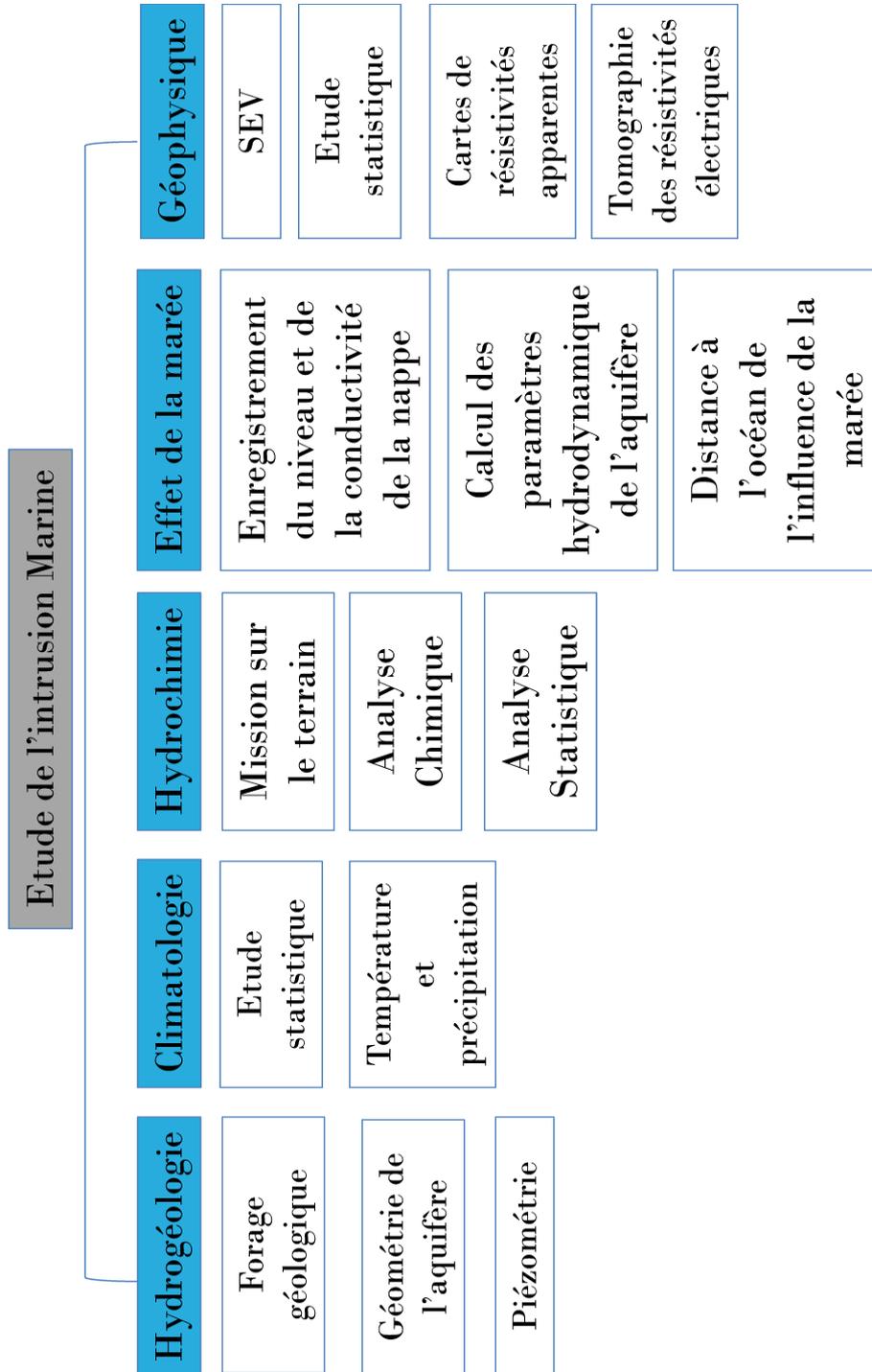


FIGURE 2.1 – Organigramme de l'approche méthodologique adoptée dans ce travail

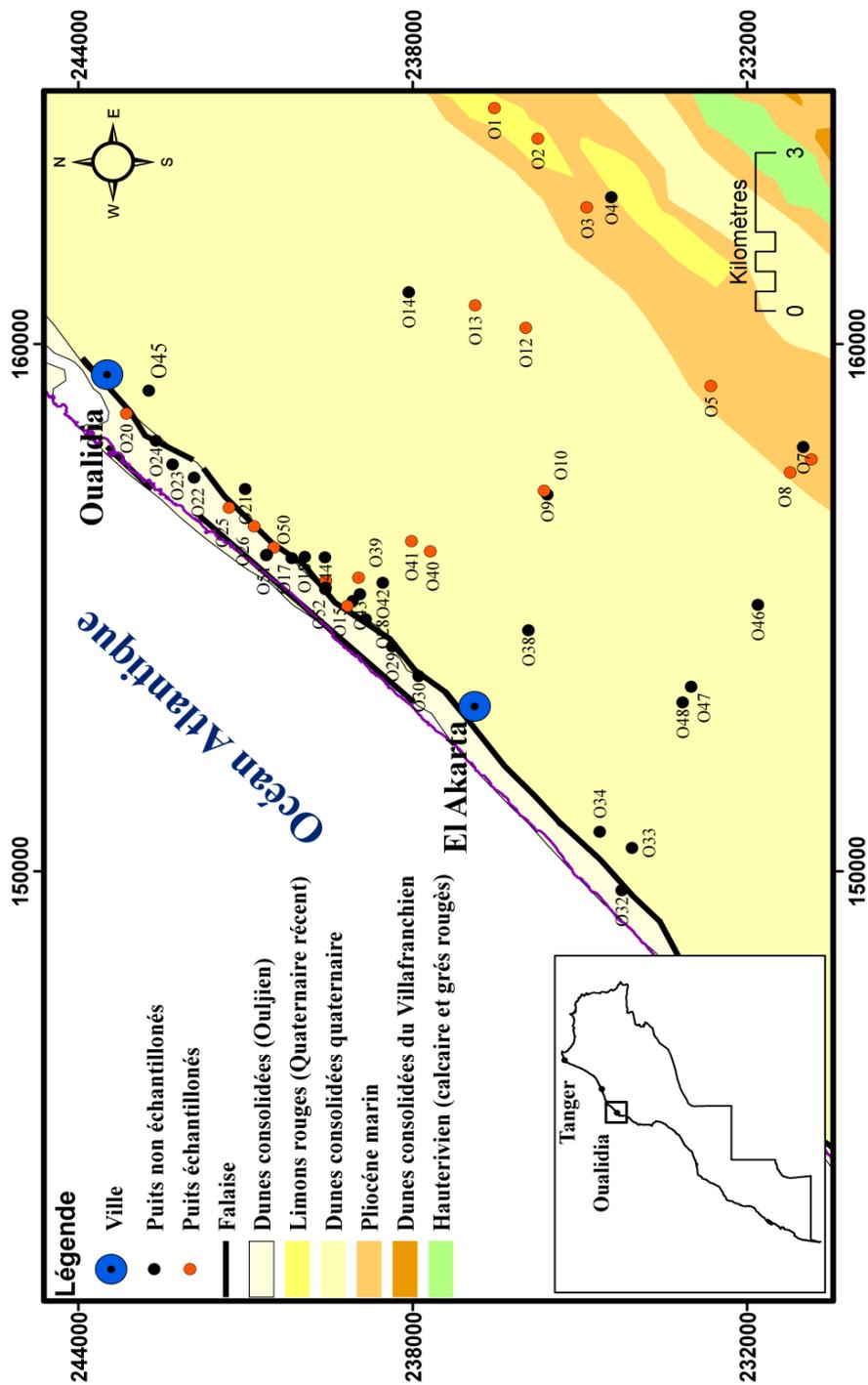


FIGURE 2.2 – Carte de répartition des puits mesurés au cours de cette étude

2.3 Méthodes géoélectriques

Les méthodes géoélectriques sont appliquées pour cartographier la résistivité du sous-sol. Cette résistivité va dépendre de la lithologie de matériaux, mais, elle est aussi d'un intérêt particulier pour l'hydrogéologie, l'estimation des résistivités au moyen de ces méthodes permet, dans beaucoup de situations, de faire la distinction entre l'eau douce et l'eau salée, sachant que l'eau salée présente une conductivité très élevée donc une résistivité très faible.

2.3.1 Principes de la prospection électrique

Les méthodes géophysiques mesurent les variations spatiales et temporelles des propriétés physiques du sous-sol (Kearey et Brooks, 1984), dans la prospection électrique on mesure la résistivité ρ , qui est l'inverse de la conductivité, $\sigma = 1/\rho$, elle est exprimée en ohm.mètre ($\Omega.m$ ou ohm.m) et la conductivité en siemens/mètre (S/m), La résistivité d'un sol dépend essentiellement de la teneur en eau, de la minéralisation de l'eau, de la teneur en argile ainsi que de la granulométrie (Astier, 1971). Elle est mesurée par le rapport d'un courant injecté en surface et le potentiel résultant. La résistivité électrique ρ d'un cylindre homogène, de longueur \mathbf{L} et de section \mathbf{S} , parcouru par un courant dans la direction de son axe est donné par la formule suivante :

$$\rho = R \frac{S}{L} \quad (2.1)$$

Où R , la résistance en Ω , est donnée par la loi d'Ohm : $R = V/I$, avec V le potentiel en volt (V) et I l'intensité du courant en ampère (A).

Dans un sol homogène et isotrope de résistivité ρ , la circulation du courant est représentée sur la Figure 2.3. Deux paires d'électrodes sont nécessaires pour l'injection du courant, ce sont les électrodes \mathbf{A} et \mathbf{B} , tandis que les électrodes \mathbf{M} et \mathbf{N} sont utilisées pour la mesure de la différence de potentiel.

La résistivité mesurée sur un sol qui n'est pas homogène ou anisotrope n'est pas une résistivité vraie, c'est une résistivité appelée résistivité apparente notée ρ_a qui dépend de la nature du sous-sol et de l'arrangement des électrodes (Bertrand, 1967). La résistivité apparente ρ_a peut être calculée à partir d'une mesure de la différence de potentiel ΔV (en volts) entre les électrodes \mathbf{M} et \mathbf{N} après l'injection d'un courant continu I (en ampères) entre les deux électrodes \mathbf{A} et \mathbf{B} , elle est définie par :

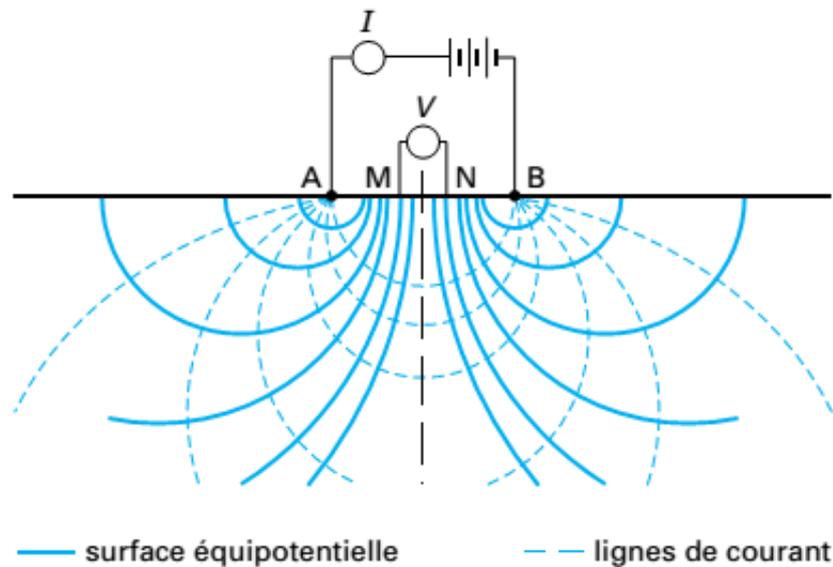


FIGURE 2.3 – Distribution du courant créé par deux électrodes dans un sol homogène et isotrope (d'après Van Nostrand et Cook, 1966)

$$\rho_a = k \frac{\Delta U}{\Delta I} \quad (2.2)$$

Où K est appelé le facteur géométrique (en mètre) il peut être calculé à partir de l'espacement entre les électrodes par :

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{BN}} \quad (2.3)$$

S'il n'existe pas de réel contraste de résistivité entre les formations, la méthode est inapplicable. De plus, il faut que le courant électrique puisse atteindre les objets à étudier en profondeur et que les anomalies dues aux hétérogénéités du sous-sol soient mesurables.

Le tableau 2.1 présente les valeurs de la résistivité de quelques types d'eau et de roches rencontrés sur des zones karstiques.

TABLEAU 2.1 – Résistivité des eaux et des roches (Astier, 1971)

Eaux ou roches	Résistivité ($\Omega.m$)	Conductivité ($\mu S/m$)
Eau de la mer	0,2	$50 \cdot 10^3$
Eau de nappes alluviales	10-30	33-1000
Eau de sources karstiques	10-100	100-1000
Sable et graviers secs	1000-10 10^3	1-10
Sable et graviers imbibés d'eau douce	50-500	20-200
Sable et graviers imbibés d'eau salée	0,5-5	$2000-20 \cdot 10^3$
Argiles	0,2-20	$500-50 \cdot 10^3$
Marnes	20-100	100-500
Calcaires	300-1000	10-33

2.3.2 Dispositifs de mesure

Plusieurs dispositifs sont utilisés pour mesurer les résistivités du sous-sol. La Figure 2.4 illustre les dispositifs les plus utilisés dans la prospection électrique.

Parmi les dispositifs classiquement utilisés en prospection électrique, on cite les dispositifs Wenner, Schlumberger, dipôle-dipôle, pôle-dipôle, et pôle-pôle. Chacun est caractérisé par une profondeur d'investigation, une résolution spatiale et une sensibilité aux structures et au bruit.

Dans le cas du dispositif Wenner, les distances entre les quatre électrodes sont identiques, avec $AB=3MN$, ce qui permet un bon rapport entre le signal et le bruit. La couverture est homogène et sa profondeur d'investigation moyenne.

Pour le dispositif Schlumberger, l'écartement entre les électrodes d'injection est supérieur à celui entre les électrodes de potentiel. Ses caractéristiques sont proches du Wenner avec bon rapport entre le signal et le bruit, une couverture spatiale moins homogène, mais une profondeur d'investigation et une résolution plus importante ainsi qu'une meilleure sensibilité aux structures obliques ou verticales. Le dispositif Schlumberger est beaucoup utilisé en hydrogéologie (Dahlin et Zhou, 2004).

Le dispositif dipôle-dipôle correspond à un dispositif Wenner β , où la profondeur d'investigation augmente avec l'écartement entre les électrodes de courant AB et les électrodes de potentiel MN. Le rapport entre le signal et le bruit est faible, mais la résolution spatiale est faible en profondeur, ce dispositif a une grande profondeur d'investigation. Le dipôle-dipôle est conseillé à l'imagerie des structures verticales ou obliques (Dahlin et Loke, 1997, Dahlin et Zhou, 2004).

Le dispositif pôle-pôle possède deux électrodes disposées à l'infini, une électrode d'injection de courant B et une de mesure de potentiel N. Les électrodes A et M sont

utilisées pour l'acquisition des données de résistivité. Sa résolution spatiale est assez faible, le rapport entre le signal et le bruit est moyen, ce dispositif se caractérise par une profondeur d'investigation élevée. Il est conseillé pour l'imagerie pour des structures profondes et pour des études environnementales.

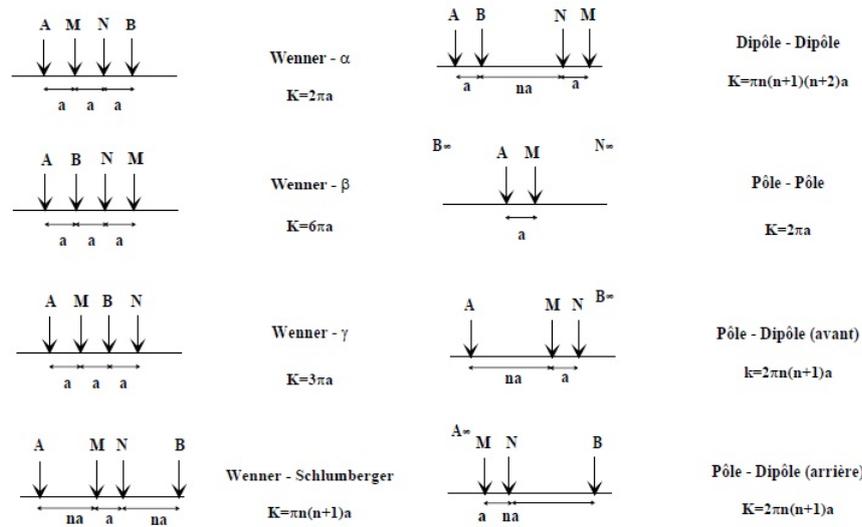


FIGURE 2.4 – Différentes configurations pour la méthode électrique, ainsi que le coefficient géométrique K (Parasnis, 1986)

Parmi les techniques de mesure de résistivité, on peut citer le sondage électrique vertical, le trainé, le panneau électrique (Parasnis, 1986). Dans ce chapitre nous n'allons présenter que les techniques qui ont été choisies et utilisées lors de cette étude, le sondage électrique qui peut nous donner des informations en une seule dimension et la description de tomographie électrique qui donne des informations en deux ou trois dimensions.

2.3.3 Sondage électrique vertical (SEV)

Les sondages électriques verticaux sont exécutés sur des terrains horizontaux ou approximativement horizontaux. L'objectif de la prospection peut être géologique pour déterminer la lithologie, la présence d'eau (hydrogéologie), pour l'identification des différentes propriétés des couches aquifères, ou pour déterminer le nombre des couches ainsi que leurs épaisseurs.

Le principe de base pour mesurer la résistivité des couches verticales, se fait par étapes successives, en augmentant la distance entre les électrodes d'injection de courant AB, ce qui permet une pénétration croissante du courant vers les couches profondes. Les résistivités apparentes mesurées sont portées sur une échelle logarithmique en fonction de l'écartement des électrodes de courant. La courbe obtenue est appelée courbe de sondage, elle sera inversée par des logiciels d'inversion pour obtenir la structure et la résistivité du sous-sol. En général, les configurations les plus utilisées pour les mesures de la résistivité sont les sondages Schlumberger, Wenner, ou dipôle-dipôle. En raison des avantages pratiques et méthodologiques, on utilise principalement la configuration Schlumberger.

2.3.4 Principe de la tomographie électrique

L'écartement successif des électrodes du dispositif symétriquement autour d'un point central, permet d'obtenir des mesures de résistivité apparente à des profondeurs croissantes, c'est le cas d'un sondage électrique, mais le sondage électrique ne prend pas en compte les variations latérales de la résistivité du sous-sol. En gardant l'écartement constant entre les électrodes du dispositif, le long d'un profil, le déplacement du dispositif de mesures avec un pas régulier, permet d'obtenir les variations latérales de la résistivité apparente pour une profondeur constante, c'est le principe de base d'un traîné électrique.

Le panneau électrique ou la tomographie électrique permet la superposition des deux méthodes, le sondage électrique vertical et le traîné électrique. En effet, les méthodes d'imagerie électrique en deux ou trois dimensions permettent d'obtenir un modèle de la répartition verticale et horizontale des résistivités du sous-sol le long d'un profil en deux ou trois dimensions (Parasnis, 1986, Loke et Barker, 1996, Dahlin, 2001) (Figure 2.5).

Comme nous l'avons évoqué précédemment, les valeurs de résistivités mesurées sur le terrain sont des résistivités apparentes, qui sont en fonction d'un certain volume du sous-sol. À partir de ces valeurs, on cherche à retrouver les résistivités vraies et les épaisseurs des différentes formations électriques en présence. Les résistivités calculées doivent être le plus possible proches des résistivités vraies des formations prospectées (Loke et Barker, 1996, Dahlin, 2001). Cette technique est appliquée dans plusieurs domaines, en archéologie (Osella et *al.*, 2005, Martino et *al.*, 2006) en génie civil (Batayneh, 2006), pour des problèmes environnementaux (Guérin et *al.*, 2004, Samouëlian et *al.*, 2004), la karstification (Militzer et *al.*, 1979, Douglas, 1986, Noel et Xu, 1992, Kaufmann et Quinif, 1999, Gautam et *al.*, 2000, Sumanovac et Weisser, 2001).

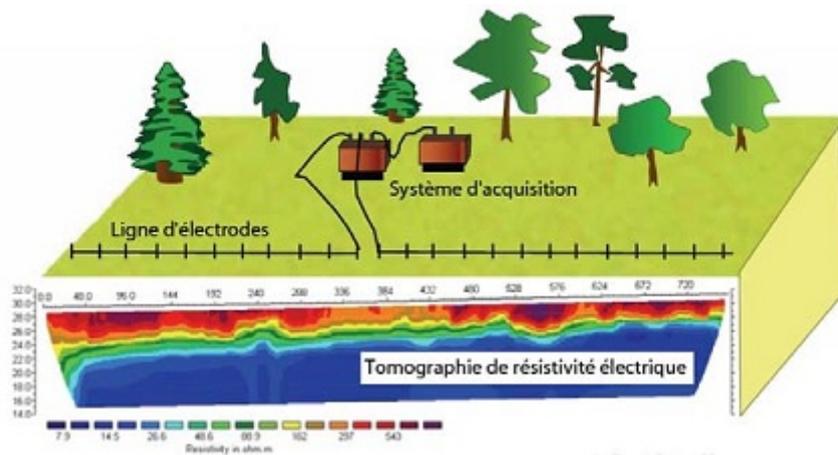


FIGURE 2.5 – Dispositif de mesure de tomographie électrique (Naudet, 2004)

2.3.5 Acquisition des données en tomographie de résistivité électrique

Les mesures en tomographie électrique sont représentées sous la forme de panneaux pour plusieurs niveaux avec des profondeurs bien définies, le résultat est appelé une pseudo-section. La résistivité mesurée par un dispositif est reportée au centre du quadripôle et à une profondeur proportionnelle à l'écartement entre les électrodes et le type du dispositif choisi (Figure 2.6), le Tableau 2.2 donne la profondeur de certains dispositifs avec L est la distance entre les électrodes d'injection du courant.

TABLEAU 2.2 – Profondeur d'investigation en fonction de la distance entre les électrodes d'injection du courant pour certains dispositifs (Chapelier, 2000)

Dispositifs	Profondeur d'investigation	
	Roy 1971	Baker 1989
Wenner	0,11L	0,17L
Schlumberger	0,125L	0,19L
Dipole-dipole	0,195L	0,25L
Pole-pole	0,35L	

L'acquisition sur le même niveau $n = 1$ se fait par le déplacement du dispositif latéralement en gardant la même distance (a) entre les électrodes, une fois que l'enregistrement est terminé pour le premier niveau, le niveau d'acquisition $n = 2$ est obtenu à partir des quadripôles d'espacement ($2a$), et ainsi de suite (Figure 2.6).

La résistivité apparente mesurée sur le terrain ne traduit pas directement les

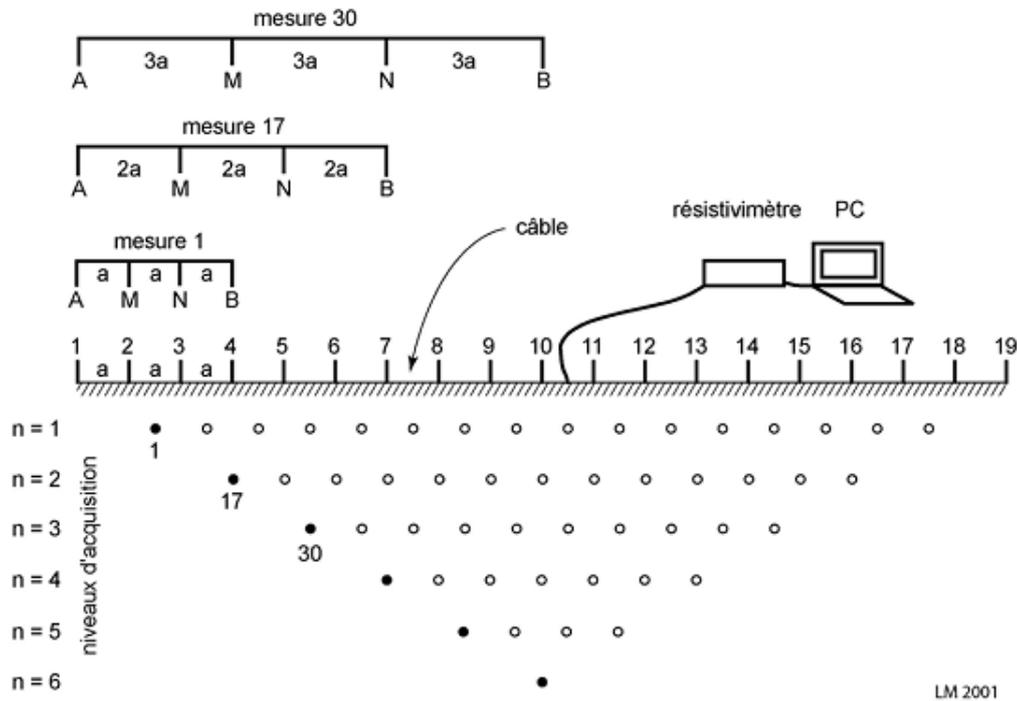


FIGURE 2.6 – Représentation d'un panneau électrique (Loke et Barker, 1996)

résistivités réelles ni les profondeurs des objets du sous-sol. Pour cette raison, les données mesurées doivent être inversées de manière à reconstituer la distribution réelle des résistivités électriques.

2.3.6 Prospection électrique appliquée à l'hydrogéologie

Dans le cas de l'application de la prospection géophysique en hydrogéologie, on vise à définir des paramètres qui sont en liaison directe ou indirecte avec les eaux souterraines et la résistivité mesurés (Guérin, 2004). Cependant, la résistivité électrique d'un aquifère est principalement influencée par la porosité de la formation et la résistivité du fluide dans les pores (Niwas et Celik, 2012), ainsi que sa conductivité électrique. Plusieurs équations empiriques permettent la corrélation entre la résistivité électrique et les paramètres hydrauliques de l'aquifère. (Mazac et *al*, 1985, 1990; Purvance et Andricevic, 2000).

En 1942, Archie a proposé une formule empirique qui lie les différents paramètres déterminant la résistivité électrique d'une formation saturée en eau (Archie, 1942). Cette formule est utile pour déterminer la résistivité connaissant la conductivité électrique de l'eau de la nappe, ou l'inverse. Cette formule a été utilisée par plusieurs

auteurs (Oulaaross, 2009, Niwas et Celik, 2012).

L'équation d'Archie pour la résistivité électrique (ρ) :

$$\rho_f = a\varphi^{-m}S^{-n}\rho_w \quad (2.4)$$

avec : ρ_f la résistivité de la formation ($\Omega.m$), ρ_w la résistivité de l'eau ($\Omega.m$), avec $\rho_w = \frac{1}{\sigma_w}$, où σ_w la conductivité électrique de l'eau en (mS/cm), φ la porosité de la formation (sans dimension). S la saturation et a, m, n respectivement le coefficient de saturation qui dépend de la lithologie ($0,5 \leq a \leq 2,5$), le facteur de cimentation qui dépend de la forme des pores et de la compaction de la roche et varie entre 1,3 pour les sables non consolidés à 2,2 pour les calcaires cimentés, et l'exposant de saturation (proche de 2). Le Tableau 2.3 présente différentes valeurs de porosité, de perméabilité et de résistivité électrique pour certains types de roches.

TABLEAU 2.3 – Porosité, perméabilité et résistivité électrique (Chapellier, 2000)

Roches	Porosité (%)	Perméabilité (cm/s)	Résistivité ($\Omega.m$)
Argilite	35	$10^{-8} - 10^{-9}$	70-200
Craie	35	10^{-5}	30-300
Marne	27	$10^{-7} - 10^{-9}$	20-100
Grés	3 - 35	$10^{-3} - 10^{-6}$	30-800
Dolomites	1 - 12	$10^{-5} - 10^{-7}$	200-10000
Calcaires	3	$10^{-10} - 10^{-12}$	200-10000
Granites	1	$10^{-9} - 10^{-10}$	1000-15000
Gabbro	1 - 3	$10^{-4} - 10^{-9}$	6000-10000
Basalte	1,5	$10^{-6} - 10^{-8}$	800-15000

2.3.7 Données exploitées dans cette étude

Au cours de ce travail, nous avons exploité en premier temps les données archives de la DRPE. Elles sont composées de soixante-quatorze sondages électriques, répartis en quatre profils perpendiculaires à la côte (DRPE, 1992) (Figure 2.7). En deuxième temps, des profils de tomographie de résistivités électriques ont été exécutées entre la ville de l'Oualidia et la commune d'El Akarta, dans le but de cartographier l'extension de l'intrusion marine au niveau de l'aquifère côtier et de mettre en évidence l'état actuel de la salinisation.

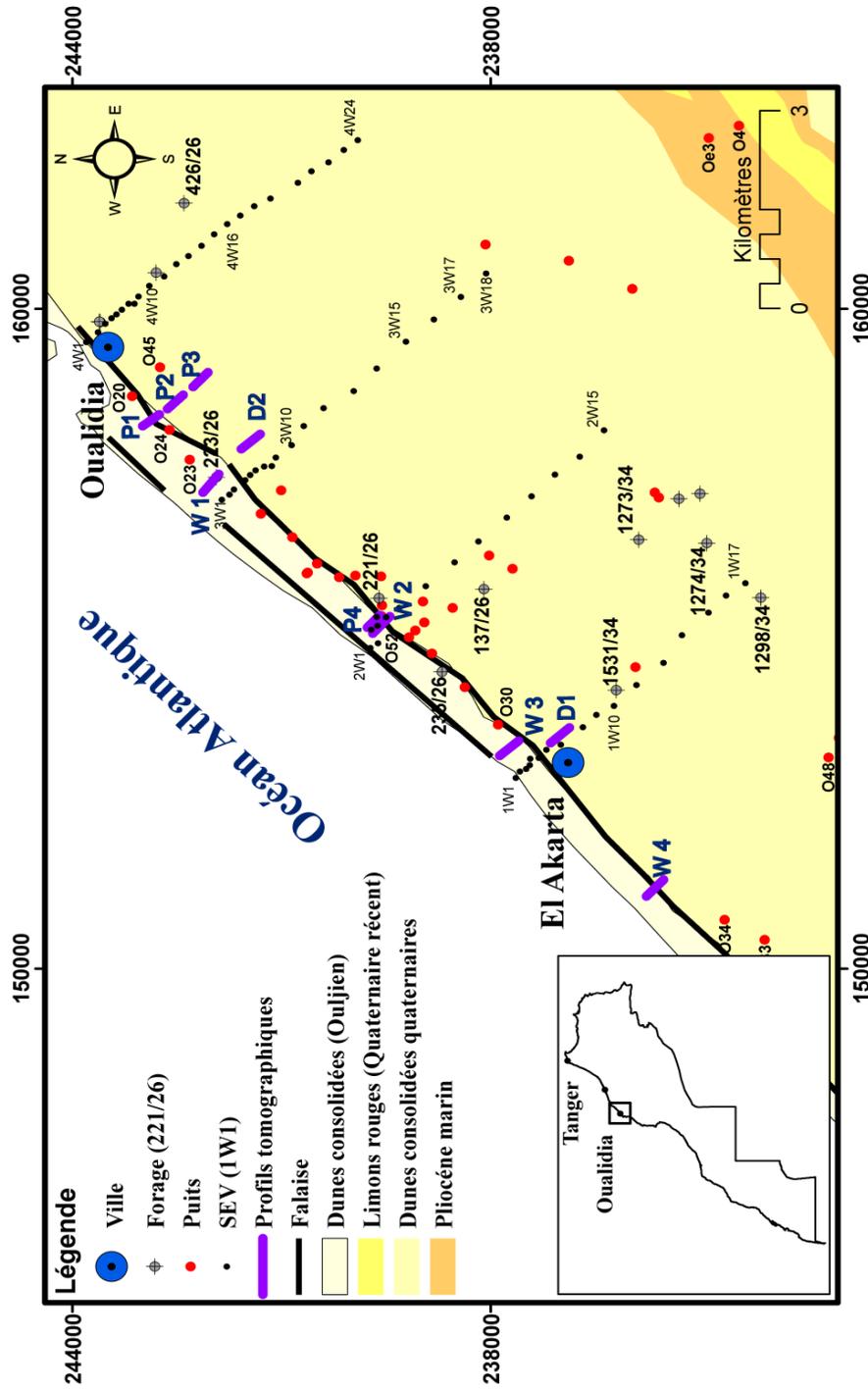


FIGURE 2.7 – Emplacement des sondages électriques verticaux (DRPE 1992) et des profils de tomographie de résistivité électrique (2012 et 2013)

Chapitre 3

Étude du Climat dans le Sahel des Des Doukkala Abda

Sommaire

3.1	Introduction	54
3.2	Données générales sur le climat	54
3.3	Analyse des données climatiques du Sahel des Doukkala Abda	56
3.4	Évolution climatique sur le Sahel des Doukkala Abda	59
3.5	Conclusion	75

*C*e chapitre consiste à une analyse statistique des données climatiques mensuelles et annuelles, dans le but de faire ressortir les caractéristiques du climat du Sahel des Doukkala Abda, ainsi que d'étudier l'évolution du climat à travers les températures et les précipitations, ce qui nous permettra de comprendre l'évolution et la tendance du climat au cours des périodes étudiées. L'analyse des facteurs climatiques, températures et précipitations, a été conduite sur les données de quatre stations localisées sur le Sahel des Doukkala Abda (El Jadida, Safi, Khemiss Mettough, Khemiss Zemamra).

Mots clés : températures, précipitations, tendance, station météorologique, El Jadida, Safi, Khemiss Mettough, Khemiss Zemamra.

3.1 Introduction

La connaissance et l'étude du climat d'un lieu donné revêt un intérêt certain et capital. Son effet sur la production agricole est incontestablement admis. En effet, la variabilité inter annuelle des rendements est principalement générée par la variabilité climatique.

Notre approche consiste à faire ressortir des éléments qui caractérisent la variabilité du climat du Sahel des Doukkala Abda et à étudier son évolution à travers les deux principaux paramètres : la température et les précipitations. Car si le climat évolue, la ressource en eau et l'agriculture en subiront les conséquences. L'analyse statistique des données climatiques a été adoptée par d'autres auteurs, on cite à titre d'exemple, Chtaini, (1987) et Oulaaross, (2009) qui ont travaillé sur le Sahel des Doukkala Abda, Rey, (2007) à étudié la variation climatique des chaînons béarnais en France.

3.2 Données générales sur le climat

3.2.1 Au Maroc

De par sa position géographique, situé en zone aride à semi-aride, le Maroc a depuis des millénaires eu une évolution fortement liée à son climat et à sa variabilité. Ce climat se caractérise par des contrastes importants avec des types de climat très différents et cela en relation avec les particularités géographiques et écologiques de cette région :

- Situé à l'extrême nord-ouest du continent africain, il s'étend sur une superficie d'environ $710\,850\text{ km}^2$ et dispose de près de 3 500 km de côtes sur ses façades Atlantiques et Méditerranéennes. Les quatre chaînes montagneuses du Haut Atlas, de l'Anti-Atlas, du Moyen Atlas du Rif ainsi que la présence d'une grande partie désertique, lui confèrent une diversité géographique.
- Dominance du climat semi-aride à aride, résultant d'influences maritimes au nord, à l'est (Mer Méditerranée) et à l'ouest (Océan atlantique) et Sahariennes au sud.
- Une grande variabilité spatiale, et inter annuel des précipitations, avec des précipitations plus faibles dans la partie sud, un nombre de jours de pluie très limité et des épisodes de sécheresses périodiques et fréquents.
- Des températures moyennes annuelles élevées, dépassant les 20°C dans le sud et plus douces le long du littoral. Ceci est lié au niveau élevé du rayonnement

solaire parvenant à la région, et aux advections fréquentes de masses d'air chaudes, ces éléments entraînent une forte évapotranspiration.

L'existence des cycles de sécheresse dont la combinaison peut affecter les récoltes des grandes cultures à travers tout le pays. L'existence des gradients de pluviométrie décroissants et donc d'aridité croissante du nord au sud et de l'ouest à l'est ; la sécheresse est un aléa structurel de l'agriculture marocaine (Office Régionale de Mise en Valeur Agricole des Doukkala ORMVAD, 2005).

3.2.2 Sur le Sahel des Doukkala Abda

La région des Doukkala Abda appartient au Maroc occidental, elle est comprise entre la latitude $32^{\circ}15'$ et $33^{\circ}15'$. Son relief peu marqué et moins important n'influence pas la climatologie.

Le climat à Doukkala Abda est de type semi-aride. Les températures sont modérées dans les zones proches de l'océan et plus contrastées à l'intérieur. Les mois les plus chauds sont juillet et août, les mois les plus froids étant décembre et janvier. Les pluies tombent en automne et en hiver ; une longue saison sèche s'étend du printemps à l'été où les mois de décembre, janvier et février sont fréquemment les plus pluvieux, durant lesquels les cultures d'hiver sont pratiquées. Or, dès le début du mois d'avril, nous assistons le plus souvent à un arrêt des précipitations, les cultures de printemps et d'été ne sont pratiquées que dans le périmètre irrigué ou dans les exploitations pratiquant le pompage privé. Les sécheresses sont cycliques. Les précipitations occultes (brumes, brouillards) sont d'un secours sensible à la végétation jusqu'à une grande distance de la côte et atténuent les effets de l'aridité.

Les données climatologiques sont nécessaires afin d'avoir une idée sur les mécanismes d'alimentation et de circulation des eaux superficielles et souterraines, par une étude détaillée des précipitations, des températures, de l'évapotranspiration et du bilan hydrique global.

L'objectif de cette partie consiste en une analyse statistique des données climatiques des stations Khemis Mettough, Khemis Zemamra, Safi, et El Jadida (Figure 3.1). Deux parmi ces stations sont situées en bordure de l'océan (El Jadida et Safi), les deux autres étant situées à l'intérieur des terres. Ces données proviennent de l'ORMVAD (Office Régionale de Mise en Valeur Agricole des Doukkala) et de Maroc météo, dans le but de montrer et tracer l'évolution du climat sur le Sahel des Doukkala Abda au cours des dernières années (Tableau 3.1).

TABLEAU 3.1 – Stations climatiques avec les périodes étudiées

Station	X	Y	Période étudiée des températures	Période étudiée des précipitations	Agence Météorologique
El Jadida	207 580	301 580	Du 1977 au 2005	Du 1931 au 2005	Maroc météo
Khemis Mettough	193 262	228 609	Du 1966 au 2009	Du 1969 au 2006	ORMVAD
Khemis Zemamra	242 772	256 555	Du 1973 au 2009	Du 1971 au 2005	ORMVAD
Safi	136 162	197 932	Du 1954 au 2005	Du 1931 au 2005	Maroc météo

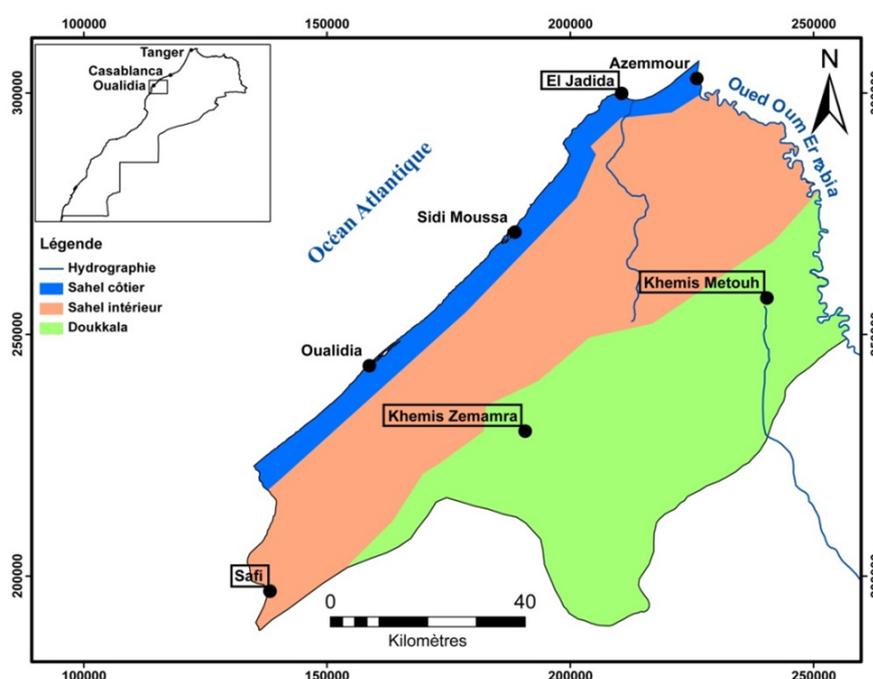


FIGURE 3.1 – Situation géographique des stations climatiques El Jadida, Khemis Mettough, Khemis Zemamra et Safi

3.3 Analyse des données climatiques du Sahel des Doukkala Abda

3.3.1 Les précipitations

L'analyse des données pluviométriques permet de comprendre le système de fonctionnement des aquifères souterrains, en effet la lame d'eau efficace est la source de

recharge de l'aquifère. Le débit et le niveau piézométrique de la nappe sont en relation avec la variation du taux des précipitations.

Les graphes des figures 3.2, 3.3, 3.4 et 3.5, présentent les précipitations moyennes mensuelles calculées à partir des données mensuelles moyennes de quatre stations climatiques du Sahel des Doukkala Abda (Tableau 3.1). Pour ces quatre stations, le climat se caractérise par un automne et un hiver pluvieux et un printemps et un été secs, la période pluvieuse s'étend du mois de novembre au mois de mars, notamment les mois de décembre et de janvier sont les plus pluvieux de l'année. La pluviométrie aux mois de juin, juillet et août est relativement nulle. A Khemis Mettough, la moyenne des précipitations moyennes annuelles au cours de la période 1969 à 2009 est égale à 353,1 mm. Les précipitations annuelles à Khemis Zemamra de 1971 à 2005 sont égales à 327,5 mm, de 381,9 mm à El Jadida entre 1931 à 2005 et 359,4 mm à Safi au cours de la période 1931 à 2005. Ferré (1969) pour une période de 1933-1963, donne une valeur moyenne de 359 mm pour la station d'El Jadida l'Adir. Oulaross, (2009) donne des valeurs moyennes, de 329 mm à la station de Khemis Zemamra pour une période de 1971-2006, de 388 mm pour la station d'El-Jadida au cours de la période 1977-1995 et 384 mm à la station de Ouled Ghanem au cours de la période 1994-2006.

La principale conséquence des précipitations annuelles pour les ressources en eau souterraine de la région, est qu'il existe deux périodes de recharge pour les aquifères : l'hiver et l'automne.

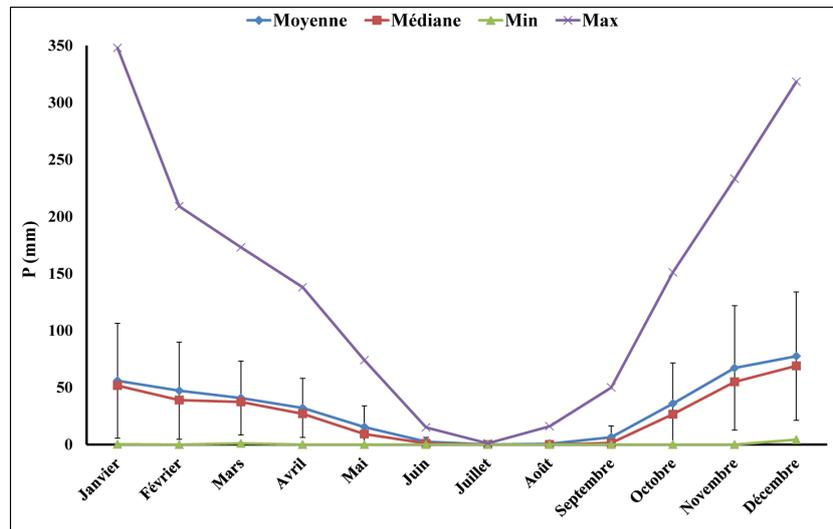


FIGURE 3.2 – Précipitations mensuelles moyennes calculées à partir de la station d'El Jadida

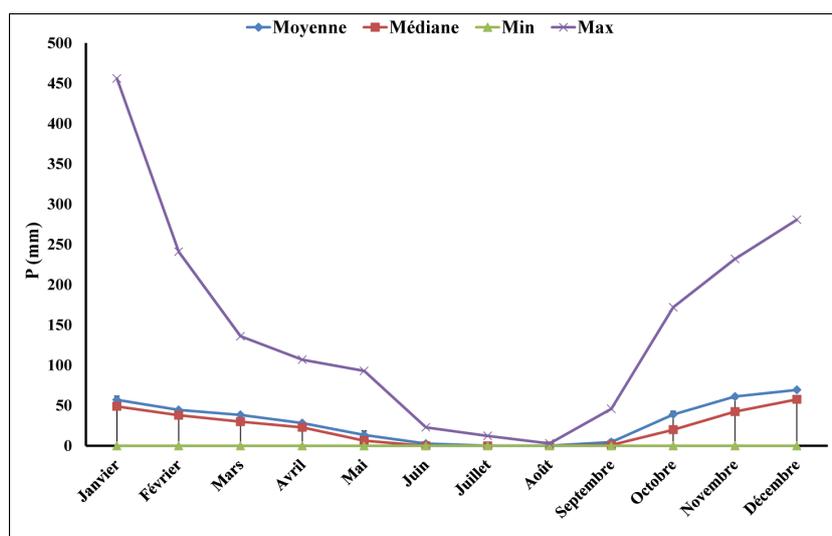


FIGURE 3.3 – Précipitations mensuelles moyennes calculées à partir de la station de Safi

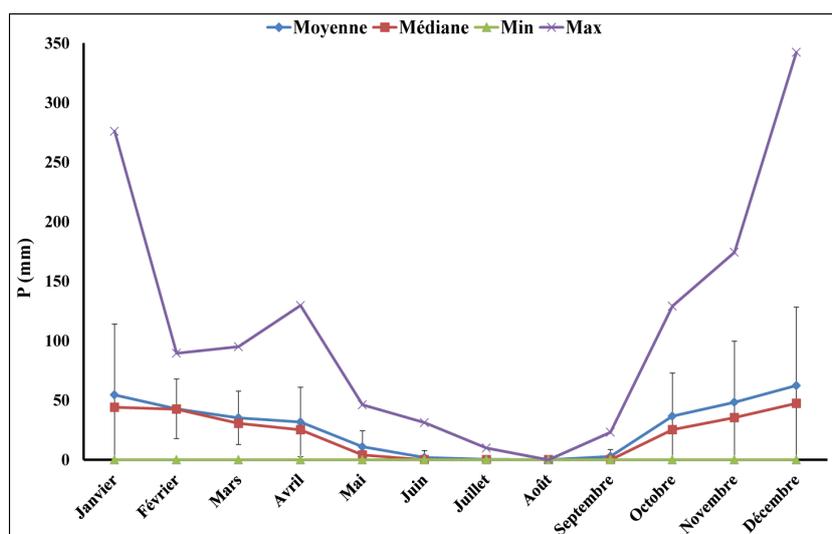


FIGURE 3.4 – Précipitations mensuelles moyennes calculées à partir de la station de Khemis Zemamra

3.3.2 Les températures

Les statistiques des températures atmosphériques mensuelles moyennes dans les quatre stations étudiées du Sahel des Doukkala Abda sont présentées sur les Tableaux 3.2, 3.3, 3.4 et 3.5 et les Figures 3.6, 3.7, 3.8 et 3.9. Les mois de juillet et d'août sont les plus chauds de l'année (24°C en moyenne), alors que le mois de

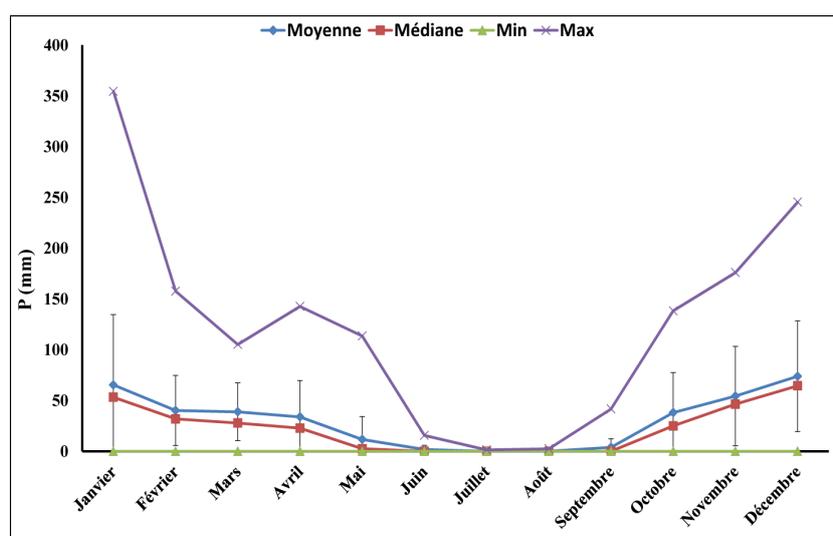


FIGURE 3.5 – Précipitations mensuelles moyennes calculées à partir de la station de Khemis Mettough

janvier est le plus froid ($12,6^{\circ}\text{C}$ en moyenne). Les températures du mois d'octobre au mois d'avril présentent une très grande variabilité, les coefficients de variation sont en effet compris entre 3,1 % au mois de septembre et 8,6 % au mois de janvier pour la station d'El Jadida ; entre 5,9 % en août et 13,0 % au mois de mars pour la station de Khemis Zemamra, de 7,3 % au mois d'août à 15,6 % au mois de février pour Khemis Mettough et pour la station de Safi, ils varient entre 4,7 % au mois d'août et 9,2 % au mois de décembre.

En revanche, les écarts relatifs sont faibles et parfois négatifs, ce qui peut être expliqué par la présence des valeurs faibles de la température. Les valeurs moyennes des températures et des précipitations des mois d'automne et d'hiver sont influencées par des valeurs de précipitations extrêmes et des valeurs de température faibles. Le climat du Sahel des Doukkala Abda est caractérisé par des hivers doux, des automnes humides et des étés secs, voire très secs.

3.4 Évolution climatique sur le Sahel des Doukkala Abda

3.4.1 Évolution des températures

L'évolution de la température atmosphérique annuelle mesurée aux quatre stations climatiques (Khemis Mettough, Khemis Zemamra Safi et El Jadida) est pré-

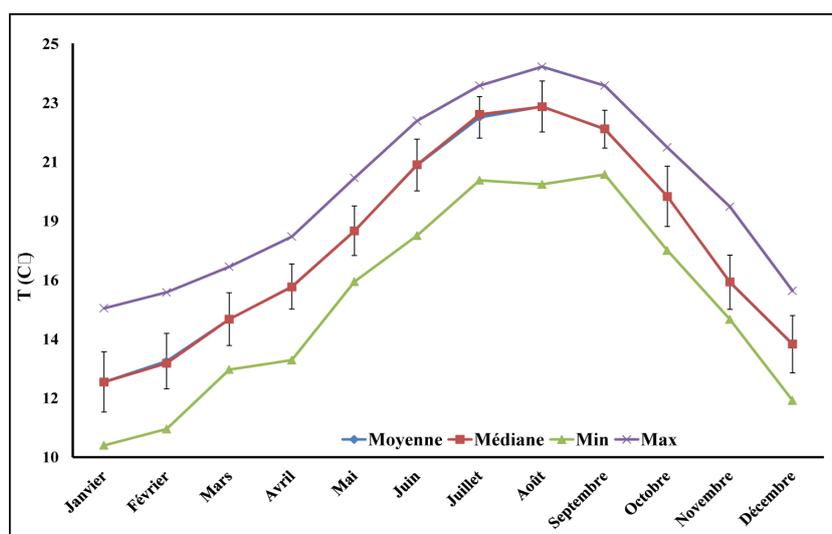


FIGURE 3.6 – Températures mensuelles moyennes, médianes, maximales et minimales calculées à partir de la station d'El Jadida

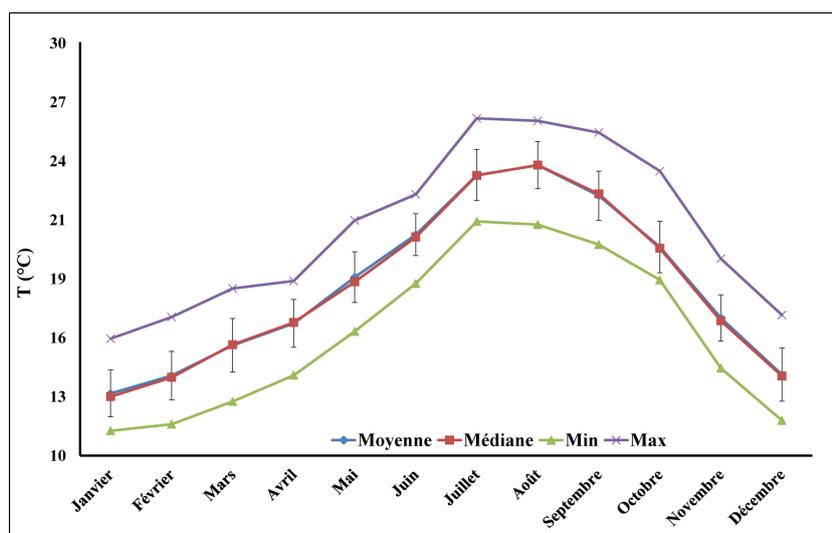


FIGURE 3.7 – Températures mensuelles moyennes, médianes, maximales et minimales calculées à partir de la station de Safi

sentée sur la Figure 3.10. L'analyse de ces données climatiques permet de montrer l'évolution de la température au Sahel des Doukkala Abda.

Les moyennes présentées sur les graphes sont lissées sur une période de quatre ans (lissage par moyenne mobile). Les coefficients de détermination des droites de régression sont de 0,49 pour Khemis Zemamra, de 0,15 pour Khemis Mettough, de

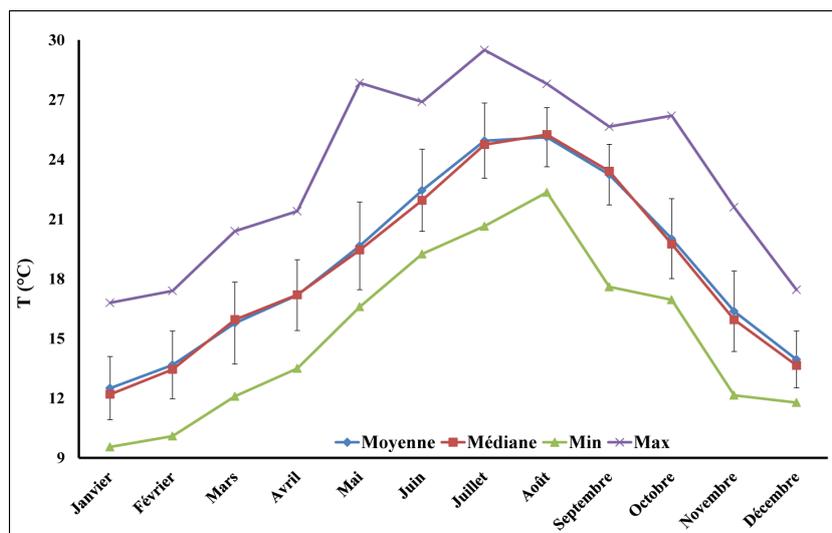


FIGURE 3.8 – Températures mensuelles moyennes, médianes, maximales et minimales calculées à partir de la station de Khemis Zemamra

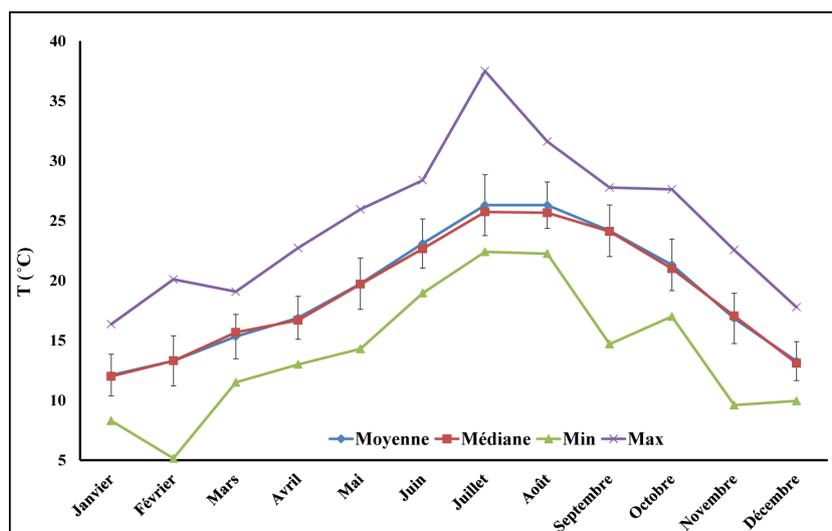


FIGURE 3.9 – Températures mensuelles moyennes, médianes, maximales et minimales calculées à partir de la station de Khemis Mettough

0,74 pour la station d'El Jadida et 0,48 pour la station de Safi. Le test d'hypothèse nulle H_0 d'indépendance des variables temps et températures est rejeté d'une façon très hautement significative pour les données des stations Khemis Zemamra, El Jadida et Safi; et rejeté d'une manière significative pour la station de Khemis Mettough.

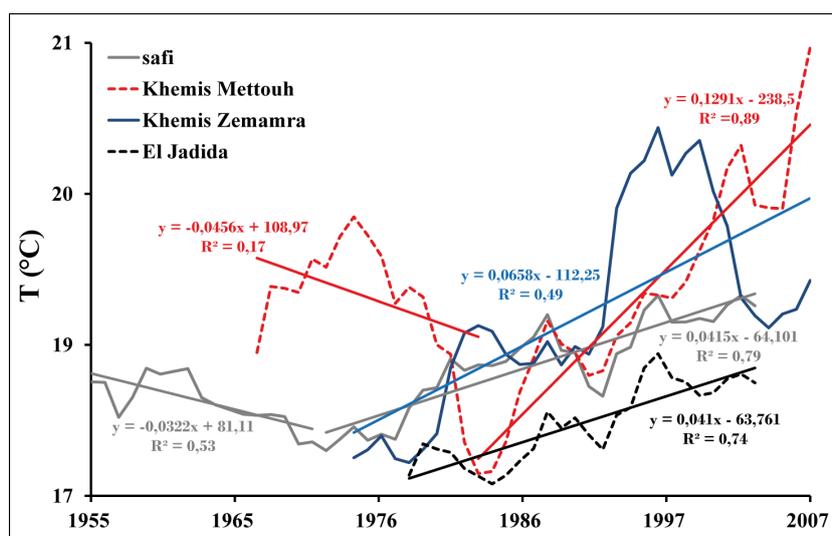


FIGURE 3.10 – Évolution de la température atmosphérique moyenne annuelle lissée sur quatre années, au cours des périodes : de 1966 à 2009 à la station de Khemis Mettough, de 1973 à 2009 à la station de K. Zemamra et de 1977 à 2005 à la station d'El-Jadida et de 1954 à 2005 à la station de Safi

L'évolution de la température atmosphérique pour chacune des quatre stations est différente; elle montre une tendance générale à l'augmentation à Khemis Zemamra ($0,07^{\circ}\text{C}/\text{an}$ au cours des trente-sept dernières années) et à la station d'El-Jadida ($0,04^{\circ}\text{C}/\text{an}$ au cours des vingt-neuf dernières années). Oularros, 2009, a trouvé une tendance à l'augmentation de $+0,089^{\circ}\text{C}/\text{an}$ sur 34 ans pour Khemis Zemamra et de $+0,036^{\circ}\text{C}/\text{an}$ sur 19 ans pour la station d'El-Jadida.

Par contre, à Safi et à Khemis Mettough elle montre deux comportements; une première tendance à la diminution jusqu'en 1972 pour Safi ($-0,03^{\circ}\text{C}/\text{an}$ sur 18 ans) et 1983 pour Khemis Mettough ($-0,04^{\circ}\text{C}/\text{an}$ sur 17 ans); une deuxième tendance à l'augmentation ($0,04^{\circ}\text{C}/\text{an}$ sur 33 ans à Safi et $0,13^{\circ}\text{C}/\text{an}$ sur 25 ans à Khemis Mettough). Cette dernière est observée pour chacune des quatre stations. Les températures enregistrées aux stations les plus proches de l'océan Atlantique, la station de Safi et d'El-Jadida, sont faibles par rapport à celles des deux autres stations qui sont situées à l'intérieur des terres (Figure 3.10).

Les fonctions de répartition des températures annuelles moyennes aux quatre stations, sont présentées sur les figures : de Khemis Zemamra (Figure 3.13), de Khemis Mettough (Figure 3.14), à El-Jadida (Figure 3.11) et à Safi (Figure 3.12). Elles montrent que les températures moyennes annuelles des années 2007 et 2008 sont parmi les plus élevées à Khemis Mettough, les années 2000 et 2009 étant parmi

les plus chaudes à Khemis Zemamra et aussi les années 2001 et 2004 pour Safi. La distribution des températures à El Jadida montre que les années 1995, 1997 et 1999 sont comptées parmi les plus chaudes. On montre sur ces figures les lois normales admettant les moyennes et écarts types des séries statistiques ; l'analyse de ces figures montre que les températures mesurées aux quatre stations ne sont pas trop éloignées d'une distribution en loi normale.

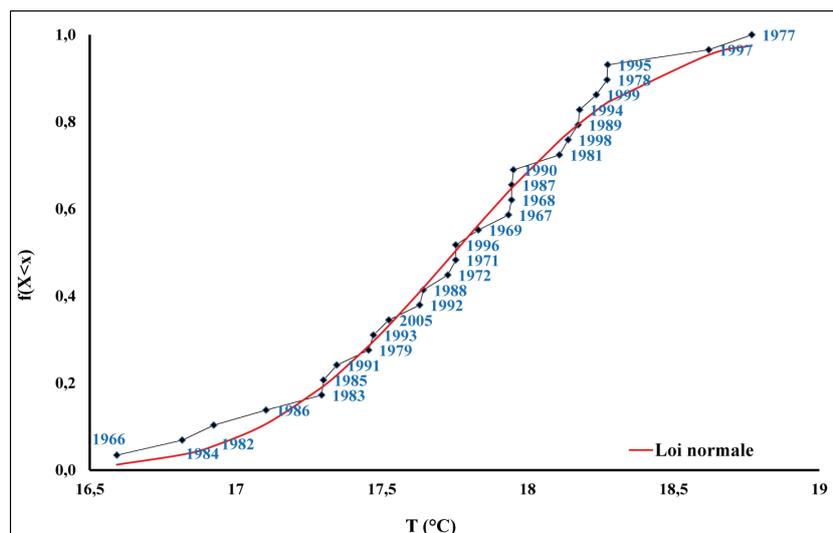


FIGURE 3.11 – Distribution des fréquences cumulées des températures annuelles moyennes à la station d'El Jadida

3.4.2 Analyse statistique des températures mensuelles

Pour comprendre la tendance de l'évolution des températures moyennes annuelles, une analyse statistique des données mensuelles est nécessaire. Cette analyse comprend un résumé des paramètres statistiques descriptifs ainsi qu'une étude de la régression linéaire pour chaque mois de l'année, pour les quatre stations étudiées : Khemis Mettough, Khemis Zemamra, El Jadida et Safi.

Le résumé statistique des températures mensuelles moyennes de la station d'El Jadida est présenté dans le Tableau 3.2. Les températures présentent une grande variabilité, les coefficients de variation s'étendant de 3,1 % au mois de septembre à 8,6 % au mois de janvier, et les écarts relatifs varient de $-0,5\%$ en juillet à $0,6\%$ en février. L'augmentation de la température annuelle observée sur la période d'observation n'est due qu'à la hausse des températures moyennes de six mois de l'année : le mois de mars, mai, juin, juillet, août, et octobre (Cf. annexe A). Cependant,

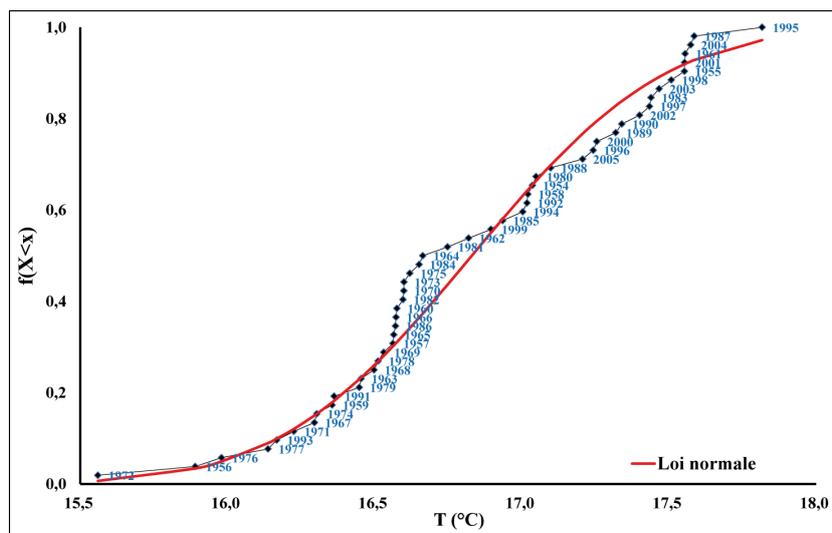


FIGURE 3.12 – Distribution des fréquences cumulées des températures annuelles moyennes à la station de Safi

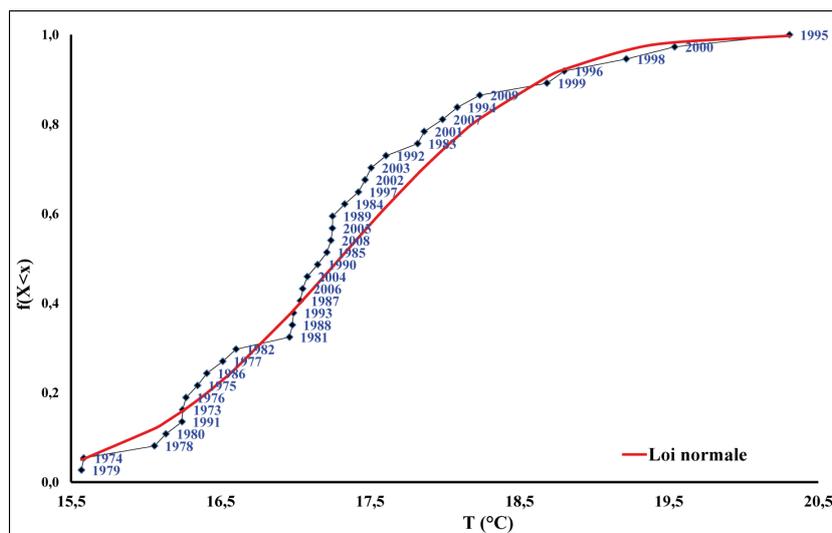


FIGURE 3.13 – Distribution des fréquences cumulées des températures annuelles moyennes à la station de Khemis Zemamra

les mêmes mois, ainsi que le mois d’avril, présentent une élévation significative des températures moyennes minimales et maximales.

L’analyse statistique des températures mensuelles moyennes de Safi montre que les mois présentent une variabilité, les coefficients de variation s’étendant de 4,7 % au mois d’août à 9,25 % en décembre. Les écarts relatifs varient de $-0,38\%$ en

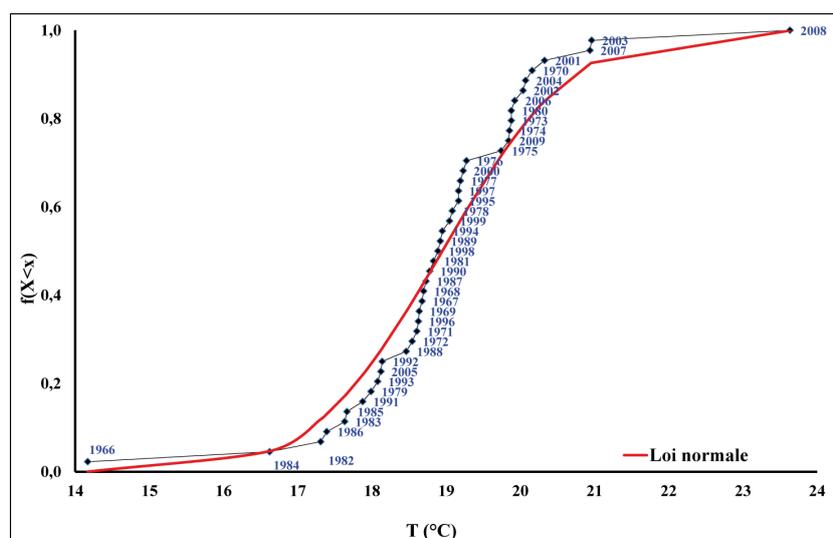


FIGURE 3.14 – Distribution des fréquences cumulées des températures annuelles moyennes à la station de Khemis Mettough

septembre à 1,6 % en février (Tableau 3.3). Dans ce cas les mois de mars, avril, juin et décembre présentent une augmentation significative de la température moyenne, dont deux mois montrent une hausse significative des températures moyennes maximales (mars et décembre) et neuf mois présentent une hausse significative des températures moyennes minimales (mars, avril, mai, juin, juillet, août, septembre, octobre et décembre) (Cf. annexe A); ce qui explique la tendance à l'augmentation des températures moyennes annuelles dans cette station.

A Khemis Mettough, l'ensemble des mois présentent une grande variabilité, les coefficients de variation sont compris entre 7,3 % (août) et 15,7 % (février), l'écart relatif est négatif pour les mois de mars (-2,3 %) et le mois de novembre (-1,2 %), par contre il est positif pour le reste des mois, il varie entre 0,01 % et 2,4 % (Tableau 3.4). L'analyse par régression linéaire des températures mensuelles moyennes, réalisées mois par mois (Cf annexe A), montrent que la tendance à l'augmentation de la température moyenne annuelle, observée au paragraphe précédent, est due à l'augmentation de la température moyenne de certains mois de l'année.

En effet, l'élévation observée à la station de Khemis Mettough dépend de l'augmentation de la température des mois de mars, avril, juin, octobre et décembre. Cette tendance pourra être expliquée par l'analyse de l'évolution des températures mensuelles moyennes minimales et maximales (Cf. annexe A), d'où on observe une augmentation significative des températures moyennes minimales des mois de mai, juin, octobre et décembre, aussi que les températures moyennes maximales des mois

de mars, avril et mai.

A Khemis. Zemamra, l'ensemble des mois présentent une grande variabilité, les coefficients de variation sont compris entre 5,9 % (en août) et 13,0 % (en mars), les écarts relatifs sont négatifs pour les mois de mars, avril, août et septembre (successivement $-1,1\%$, $-0,1\%$, $-0,5\%$ et $-0,7\%$) et positifs pour les autres mois (entre 0,8 % juillet et 2,6 % pour novembre). L'augmentation de la température, déterminée par régression linéaire, est significative pour les mois de mars, avril, mai, juin, juillet, août, octobre et novembre, selon les résultats du test de l'indépendance des variables (Tableau 3.5), ce qui explique la tendance à la hausse des températures moyennes annuelles définie au paragraphe précédent.

La régression linéaire des températures moyennes maximales de la station Khemis Zemamra, montre que le mois de juin est le seul qui présente une augmentation significative, alors que les mois de mars, avril, mai, juin, juillet, août, septembre, octobre et novembre montrent une augmentation significative des températures moyennes minimales. Par conséquent, l'augmentation de la température observée à la station météorologique de Khemis Zemamra est donc due à une hausse significative des températures principalement au printemps et en été (Cf. annexe A).

L'analyse statistique des températures nous a permis de constater une tendance à l'augmentation des températures atmosphériques moyennes annuelles sur les deux stations climatologiques de Khemis Zemamra et d'El Jadida au cours de toute la période étudiée ; cette augmentation apparait sur les deux autres stations, de Khemis Mettough et de Safi à partir de 1983 pour la première et 1972 pour la deuxième. Cette hausse est estimée en se basant sur une analyse par régression linéaire des températures moyennes. Elle est de l'ordre de $0,07^{\circ}C/an$ sur 37 ans à Khemis Zemamra, $0,13^{\circ}C/an$ sur 25 ans à Khemis Mettough, soit $0,04^{\circ}C/an$ sur 29 ans à El Jadida et $0,04^{\circ}C/an$ sur 33 ans à Safi.

Après l'analyse des données des températures mensuelles moyennes maximales et minimales, on a constaté que l'accroissement observé sur les températures moyennes annuelles est dû à l'augmentation des températures moyennes minimales et maximales de certains mois de l'année, surtout les mois de l'été et du printemps. Cependant, après cette étude statistique des données de température, il serait très important d'étudier les précipitations dans ces stations pour quantifier l'évolution des précipitations dans la région de Sahel des Doukkala Abda.

TABLEAU 3.2 – Résumé statistique des températures mensuelles à la station d'El Jadida

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Jui.	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moyenne	12,73	13,48	15,00	16,19	18,21	20,59	22,31	22,71	21,88	19,45	16,34	14,09
Médiane	12,73	13,41	15,00	16,17	18,20	20,60	22,43	22,70	21,90	19,45	16,35	14,10
Ec. Type	1,09	1,01	0,96	0,82	0,90	0,94	0,75	0,92	0,69	1,10	0,98	1,04
Coef. Var. %	8,57	7,46	6,37	5,05	4,93	4,55	3,37	4,06	3,13	5,63	6,02	7,36
Minimum	10,43	11,02	13,18	13,52	16,36	18,03	20,04	19,89	20,25	17,49	15,00	12,05
Maximum	15,40	15,98	16,91	18,00	20,12	22,19	23,47	24,15	23,47	21,23	19,08	16,03
Ec. Relatif	0,02	0,57	0,02	0,08	0,04	-0,06	-0,49	0,05	-0,07	0,01	-0,06	-0,05
Quartile 1	11,99	12,91	14,43	15,89	17,79	20,14	22,01	22,17	21,59	18,56	15,49	13,63
Quartile 3	13,08	14,15	15,62	16,71	18,68	21,07	22,87	23,37	22,19	20,30	16,77	14,60
Etendue	4,97	4,95	3,73	4,48	3,76	4,16	3,43	4,26	3,22	3,73	4,08	3,98
Interquartiles	1,09	1,24	1,20	0,82	0,89	0,93	0,86	1,20	0,60	1,74	1,28	0,97
R^2	0,02	0,00	0,22	0,10	0,27	0,58	0,33	0,41	0,05	0,27	0,03	0,03
Test H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	RS	Non rejet H_0	RHS	RTHS	RHS	RTHS	Non rejet H_0	RHS	Non rejet H_0	Non rejet H_0

TABLEAU 3.3 – Résumé statistique des températures mensuelles à la station de Safi

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Jui.	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moyenne	13,01	13,87	15,34	16,39	18,63	20,69	23,57	24,05	22,57	20,09	16,66	13,92
Médiane	12,85	13,79	15,37	16,44	18,41	20,57	23,55	24,06	22,66	20,03	16,52	13,85
Ec. Type	1,14	1,17	1,30	1,16	1,23	1,02	1,24	1,14	1,19	1,25	1,12	1,29
Coef. Var. %	8,75	8,44	8,46	7,06	6,58	4,91	5,25	4,74	5,25	6,21	6,71	9,25
Minimum	11,20	11,52	12,62	13,89	16,01	18,33	21,33	21,18	20,21	18,50	14,23	11,70
Maximum	15,65	16,70	18,09	18,45	21,38	22,64	26,32	26,19	25,63	23,76	19,53	16,80
Ec. Relatif	1,16	0,60	-0,20	-0,28	1,21	0,58	0,07	-0,01	-0,38	0,32	0,85	0,49
Quartile 1	12,09	13,11	14,38	15,67	17,84	20,07	22,83	23,21	21,71	19,11	15,96	12,88
Quartile 3	13,78	14,65	16,36	17,02	19,48	21,42	24,09	24,92	23,36	20,81	17,47	14,70
Etendue	4,45	5,18	5,47	4,56	5,37	4,31	4,99	5,02	5,42	5,27	5,29	5,10
Interquartiles	1,69	1,54	1,98	1,35	1,64	1,36	1,26	1,71	1,65	1,70	1,51	1,82
R^2	0,00	0,03	0,19	0,09	0,00	0,19	0,03	0,01	0,05	0,03	0,05	0,23
Test H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	RHS	RS	Non rejet H_0	RHS	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	RTHS

TABLEAU 3.4 – Résumé statistique des températures mensuelles à la station de Khemis Mettough

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Jui.	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moyenne	12,1	13,3	15,3	16,9	19,7	23,1	26,3	26,3	24,2	21,3	16,8	13,3
Médiane	12,0	13,3	15,7	16,7	19,7	22,7	25,7	25,7	24,1	21,0	17,1	13,1
Ec. Type	1,7	2,1	1,9	1,8	2,1	2,1	2,5	1,9	2,2	2,2	2,1	1,6
Coef. Var. %	14,3	15,7	12,1	10,6	10,8	8,9	9,7	7,3	8,9	10,1	12,5	12,2
Minimum	8,3	5,2	11,5	13,0	14,3	19,0	22,4	22,3	14,7	17,0	9,6	10,0
Maximum	16,4	20,1	19,1	22,7	25,9	28,4	37,5	31,6	27,8	27,6	22,6	17,8
Ec.Rel	0,9	0,0	-2,3	1,2	0,2	1,9	2,1	2,4	0,2	1,5	-1,2	1,3
Quartile 1	10,9	12,3	14,2	15,6	18,7	21,7	25,2	25,0	23,4	20,1	15,7	12,1
Quartile 3	13,4	14,4	16,6	18,2	20,7	24,0	27,1	27,7	25,5	22,3	18,0	14,5
Etendue	8,1	15,0	7,6	9,7	11,6	9,4	15,1	9,4	13,1	10,6	12,9	7,8
Interquartiles	2,4	2,1	2,5	2,6	2,0	2,2	1,9	2,7	2,1	2,2	2,2	2,4
R^2	0,01	0,00	0,20	0,19	0,22	0,18	0,00	0,05	0,00	0,19	0,00	0,08
Test H_0	Non	Non	RHS	RHS	RHS	RHS	Non	Non	Non	RHS	Non	Non
	rejet	rejet					rejet	rejet	rejet		rejet	rejet
	H_0	H_0					H_0	H_0	H_0		H_0	H_0

TABLEAU 3.5 – Résumé statistique des températures mensuelles à la station de Khemis Zemamra

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Jui.	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moyenne	12,5	13,7	15,8	17,2	19,7	22,4	24,9	25,1	23,2	20,0	16,4	14,0
Médiane	12,2	13,5	16,0	17,2	19,5	22,0	24,8	25,3	23,4	19,8	16,0	13,7
Ec. Type	1,6	1,7	2,1	1,8	2,2	2,1	1,9	1,5	1,5	2,0	2,0	1,4
Coef. Var. %	12,7	12,4	13,0	10,3	11,2	9,2	7,6	5,9	6,6	10,0	12,3	10,2
Minimum	9,6	10,1	12,1	13,5	16,6	19,3	20,7	22,4	17,6	17,0	12,2	11,8
Maximum	16,8	17,4	20,4	21,4	27,9	26,9	29,5	27,8	25,7	26,2	21,6	17,5
Ec.Rel	2,5	1,7	-1,1	-0,1	1,1	2,2	0,8	-0,5	-0,7	1,3	2,6	2,2
Quartile 1	11,4	13,0	14,2	16,1	18,3	21,1	23,8	24,0	22,9	18,6	15,2	13,0
Quartile 3	13,5	14,6	17,0	18,2	20,6	23,5	26,3	26,5	24,2	21,7	17,4	14,6
Etendue	7,2	7,3	8,3	7,9	11,3	7,7	8,9	5,5	8,1	9,3	9,5	5,7
Interquartiles	2,2	1,6	2,8	2,2	2,4	2,5	2,5	2,5	1,3	3,1	2,2	1,6
R^2	0,03	0,02	0,17	0,13	0,13	0,26	0,26	0,14	0,10	0,34	0,20	0,06
Test H_0	Non	Non	RS	RS	RS	RHS	RHS	RS	Non	RTHS	RHS	Non
	rejet	rejet							rejet			Re-
	H_0	H_0							H_0			jet
												H_0

3.4.3 Évolution des précipitations sur le Sahel des Doukkala Abda

3.4.3.1 Interprétation des données de précipitations

L'évolution des précipitations annuelles pour les quatre stations étudiées (Tableau 3.1) est présentée Figure 3.15. Les moyennes sont lissées par moyenne mobile sur quatre années. L'évolution des précipitations aux quatre stations est très semblable, ce qui peut être observé pour les périodes étudiées communes aux quatre stations. L'évolution montre l'alternance des périodes pluvieuses et d'autres sèches. Les périodes qui s'étendent de 1977 à 1981, de 1988 à 1993 et de 1998 à 1999 ont été les plus sèches pour les quatre stations. Les périodes les plus pluvieuses sont de 1959 à 1969, de 1981 à 1988 et de 1993 à 1997. La moyenne des précipitations à El Jadida est de $381,9\text{ mm}$ au cours de 75 ans, de $359,4\text{ mm}$ sur 75 ans à Safi, de $327,5\text{ mm}$ au cours de 35 ans à Khemis Zemamra et de $353,1\text{ mm}$ au cours de 38 ans à Khemis Mettouh. Les distributions des fréquences cumulées des valeurs des précipitations annuelles sur les quatre stations météorologiques d'El Jadida, Safi, Khemis Zemamra et Khemis Mettouh, sont présentées sur les Figure 3.16, 3.17, 3.18 et 3.19. L'année 1996 reste la plus pluvieuse quel que soit la station. Les précipitations montrent des variations interannuelles qui sont très importantes, il est alors difficile de dire si on a une tendance à la baisse ou à la hausse des précipitations.

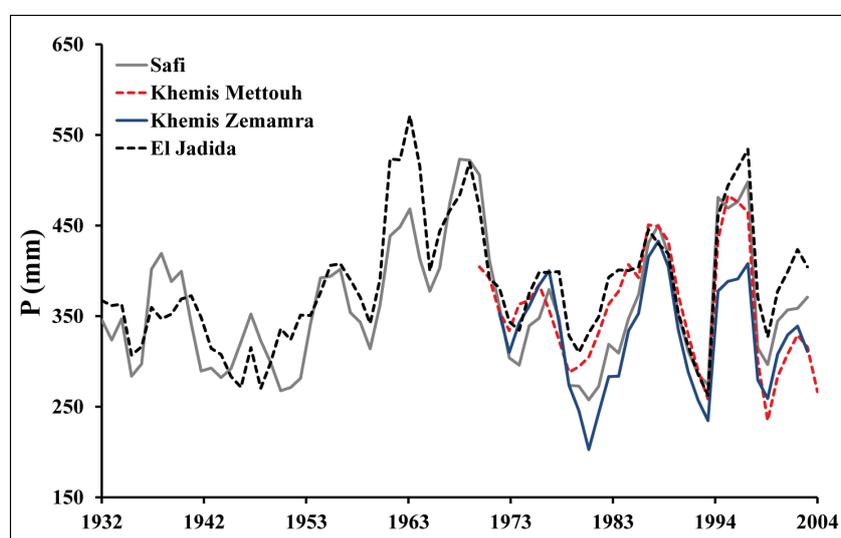


FIGURE 3.15 – Évolution des précipitations annuelles (moyenne lissée sur quatre ans) de 1969 à 2006 à la station de Khemis Mettouh, de 1971 à 2005 à la station de Khemis Zemamra, de 1931 à 2005 à la station d'El-Jadida et de Safi

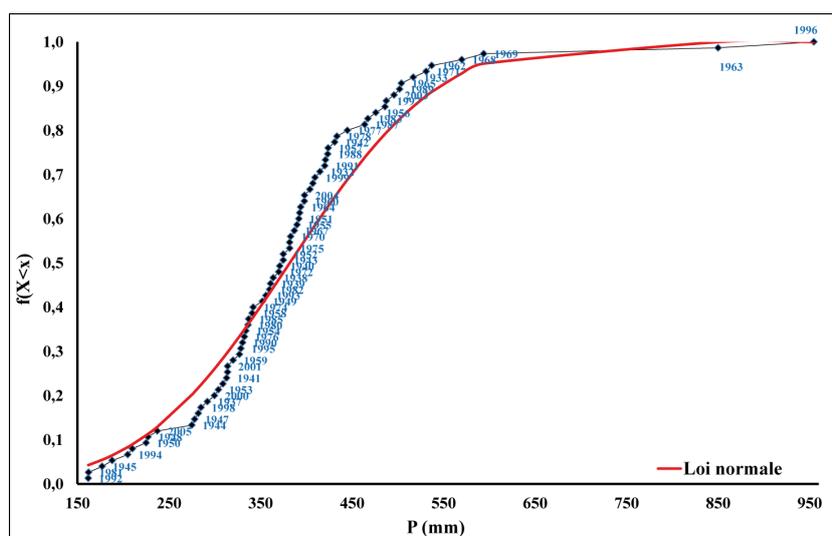


FIGURE 3.16 – Distribution des fréquences des valeurs de précipitations annuelles à la station d’El Jadida

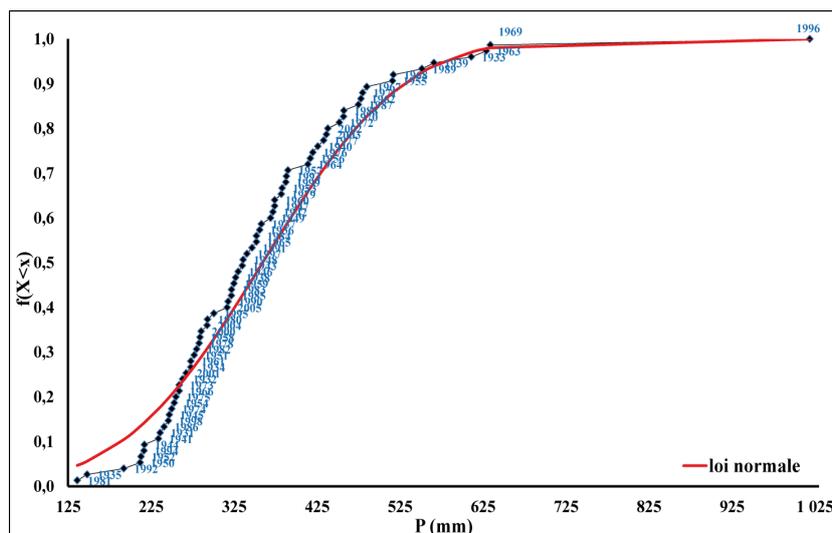


FIGURE 3.17 – Distribution des fréquences des valeurs de précipitations annuelles à la station de Safi

3.4.4 Analyse statistique des précipitations mensuelles

Les paramètres statistiques des données de précipitations mensuelles de la station météorologique d’El Jadida sont résumés dans le Tableau 3.6. Les mois de juin, juillet, août et septembre présentent la plus grande variabilité. Les coefficients de variation sont compris entre 72,6 % en décembre et 341,8 % en juillet. Les écarts re-

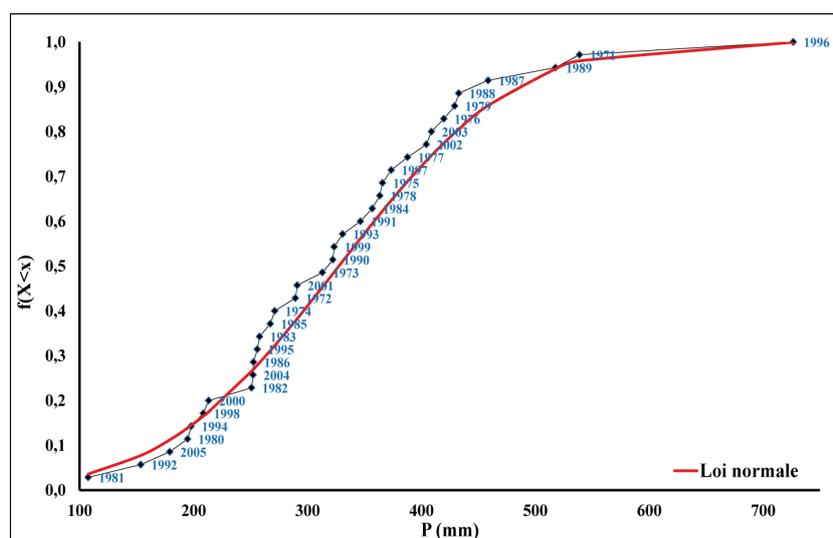


FIGURE 3.18 – Distribution des fréquences des valeurs de précipitations annuelles à la station de Khemis Zemamra

latifs calculés pour l'ensemble des mois sont élevés caractérisant des valeurs extrêmes fortes.

La régression linéaire, précipitations annuelles/temps, réalisée mois par mois (Cf. annexe A) montre que seuls les mois de mars et mai présentent une diminution non significative, de $-0,11 \text{ mm/an}$ sur 75 ans pour le de mai et $-0,13 \text{ mm/an}$ sur 75 ans pour le mois de mars.

La régression linéaire des précipitations à Safi ne montre pas de baisse significative sur tous les mois, en effet une augmentation est observée au cours des mois de janvier ($0,2 \text{ mm/an}$), février ($0,1 \text{ mm/an}$) et décembre ($0,3 \text{ mm/an}$) (Cf. annexe A). Le résumé statistique est donné dans le Tableau 3.7. Les coefficients de variation sont très élevés, ils s'étendent de 77,1 % au mois de mars à 563,6 % au mois de juillet, avec des écarts relatifs importants allant de 14,3 % à 100 %.

A Khemis Mettough, la régression linéaire précipitation/temps (Cf. annexe A), montre une tendance non significative à la baisse au cours d'une période de 38 ans pour certains mois, qualifié de $-0,3 \text{ mm/an}$ en janvier, $-0,4 \text{ mm/an}$ en février, $-0,8 \text{ mm/an}$ en Mars, $-0,6 \text{ mm/an}$ en avril et $-0,4 \text{ mm/an}$ en décembre. D'après l'analyse de l'évolution des températures on a constaté que ces mois montrent aussi une tendance à l'augmentation, alors cette situation pourrait avoir des conséquences sur le long terme sur les ressources en eau de la région, en effet ces mois font partie des périodes de recharge des aquifères souterrains de la région.

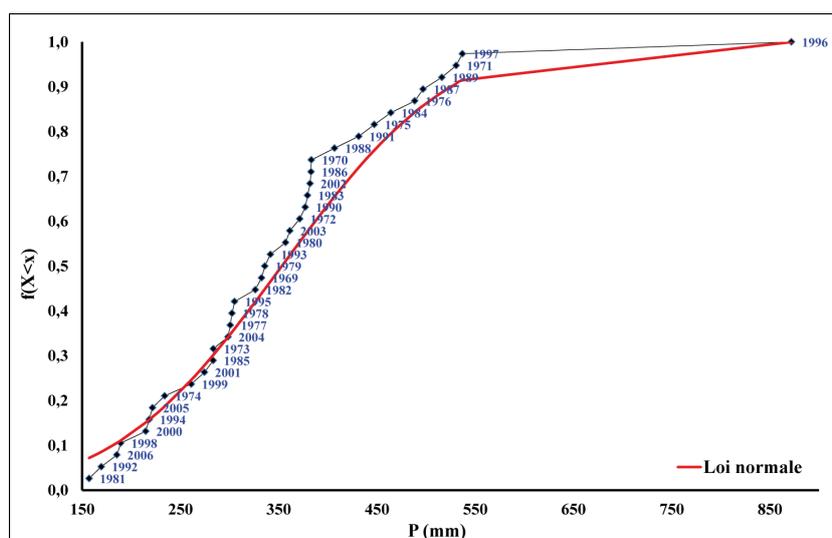


FIGURE 3.19 – Distribution des fréquences des valeurs de précipitations annuelles à la station de Khemis Mettough

Le résumé des paramètres statistiques des données de précipitations mensuelles de la station de Khemis Mettough est présenté dans le Tableau 3.8. L'ensemble des mois de l'année montre une grande variabilité, les valeurs des coefficients de variation sont comprises entre 73,3 % en Mars et 608,3 % en juillet. Les écarts relatifs sont élevés pour tous les mois, ils varient entre 12,6 % et 100 % caractérisant des valeurs fortes de précipitations.

A Khemis Zemamra, l'analyse statistique et la régression linéaire des données des précipitations mensuelles de la station (Cf. annexe A), montre une tendance à la baisse des pluies enregistrées aux mois de janvier ($-0,9 \text{ mm/an}$), mars ($-0,2 \text{ mm/an}$), avril ($-0,8 \text{ mm/an}$) et mai ($-0,5 \text{ mm/an}$), le mois de mai présente une diminution significative ($-0,4 \text{ mm/an}$). Par contre les mois de novembre et décembre sont les deux seuls mois de l'année pour lesquels on assiste à une augmentation non significative des précipitations ($0,9 \text{ mm/an}$ et $1,5 \text{ mm/an}$). Par conséquent, les mois qui présentent une baisse des précipitations montrent aussi des hausses de températures.

Le Tableau 3.9 présente une synthèse statistique des données de précipitations mensuelles à la station de Khemis Zemamra. Les coefficients de variation de l'ensemble des mois montrent une très grande variabilité, les valeurs s'étendent de 58,3 % au mois de février à 591,6 % au mois de juillet.

TABLEAU 3.6 – Résumé statistique des précipitations mensuelles à la station météorologique d'El Jadida

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Jui.	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moyenne	56,0	47,2	40,8	32,1	15,4	2,6	0,1	0,7	6,4	36,0	67,2	77,5
Médiane	51,7	39,0	37,4	27,0	9,2	1,0	0,0	0,0	1,4	26,6	55,0	69,0
Ec. Type	50,4	42,7	32,4	25,9	18,4	3,7	0,2	2,3	9,9	35,6	54,5	56,3
Coef. Var. %	90,0	90,3	79,5	80,9	119,4	143,5	341,8	334,5	153,7	99,0	81,2	72,6
Minimum	0,3	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,3
Maximum	347,9	209,0	173,0	138,0	74,0	15,0	1,0	16,0	50,0	151,1	233,2	318,3
Ec.Rel	7,7	17,4	8,2	15,8	40,3	60,9	100,0	100,0	78,3	26,0	18,2	11,0
Quartile 1	24,2	16,0	18,0	12,8	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	9,0	23,7	36,1
Quartile 3	67,4	62,7	52,5	39,5	20,0	3,0	0,0	0,1	9,5	49,0	94,0	101,5
Etendue	347,6	209,0	172,0	138,0	74,0	15,0	1,0	16,0	50,0	151,1	233,2	314,0
Interquartiles	43,2	46,7	34,5	26,7	18,2	3,0	0,0	0,1	9,5	40,0	70,3	65,5
R^2	0,013	0,000	0,008	0,001	0,017	0,003	0,067	0,007	0,023	0,002	0,026	0,026
Test H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	RS	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0

TABLEAU 3.7 – Résumé statistique des précipitations mensuelles à la station de Safi

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Jui.	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moyenne	57,1	44,6	38,4	28,2	13,5	2,8	0,3	0,2	4,6	38,9	61,3	69,5
Médiane	49,0	38,0	30,0	23,0	6,5	0,0	0,0	0,0	1,0	20,0	42,5	57,7
Ec. Type	61,7	40,1	29,6	24,0	18,4	5,1	1,5	0,7	7,6	42,8	58,5	54,9
Coef. Var. %	107,9	90,1	77,1	84,9	135,9	184,6	563,6	294,0	163,6	110,0	95,5	79,0
Minimum	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Maximum	456,0	241,0	136,0	107,0	93,0	23,0	12,4	3,0	46,0	172,0	232,0	280,7
Ec.Rel	14,3	14,7	21,9	18,6	52,0	100,0	100,0	100,0	78,4	48,6	30,6	16,9
Quartile 1	25,0	13,1	17,0	9,9	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,5	12,0	30,0
Quartile 3	75,2	64,5	54,7	38,9	15,0	3,0	0,0	0,0	5,4	64,0	96,4	96,5
Etendue	456,0	241,0	136,0	107,0	93,0	23,0	12,4	3,0	46,0	172,0	232,0	280,7
interquartiles	50,2	51,4	37,7	29,0	13,0	3,0	0,0	0,0	5,4	58,5	84,4	66,5
R^2	0,008	0,004	0,000	0,000	0,003	0,000	0,028	0,000	0,039	0,001	0,000	0,015
Test H_0	Non rejet H_0											

TABLEAU 3.8 – Résumé statistique des précipitations mensuelles à la station de Khe-
 mis Mettough

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Jui.	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moyenne	65,4	40,2	38,9	33,9	11,8	1,9	0,0	0,1	4,0	38,2	54,4	73,9
Médiane	53,3	31,9	27,9	22,8	2,6	0,0	0,0	0,0	0,1	25,0	46,5	64,6
Ec. Type	69,1	34,5	28,5	35,8	22,3	3,9	0,2	0,4	8,3	39,3	48,9	54,6
Coef. Var. %	105,6	85,9	73,3	105,5	189,7	208,7	608,3	528,7	207,0	103,0	89,9	73,9
Minimum	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Maximum	354,5	157,7	105,3	142,7	113,6	15,7	1,5	2,5	41,7	138,4	176,0	245,5
Ec.Rel	18,6	20,7	28,2	32,8	77,9	100,0	100,0	100,0	97,5	34,5	14,5	12,6
Quartile 1	16,5	16,9	19,4	12,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	9,2	9,6	34,4
Quartile 3	86,1	54,9	57,7	43,1	15,5	1,0	0,0	0,0	4,6	55,2	86,5	102,2
Etendue	354,5	157,7	105,3	142,7	113,6	15,7	1,5	2,5	41,7	138,4	176,0	245,5
Interquartiles	69,6	38,0	38,3	31,1	15,5	1,0	0,0	0,0	4,6	46,0	76,9	67,8
R^2	0,02	0,02	0,09	0,03	0,01	0,02	0,06	0,08	0,00	0,01	0,01	0,01
Test H_0	Non											
	rejet											
	H_0											

 TABLEAU 3.9 – Résumé statistique des précipitations mensuelles à la station de Khe-
 mis Zemamra

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Jui.	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moyenne	54,5	42,8	35,2	31,7	10,9	1,9	0,3	0,0	2,9	36,6	48,4	62,4
Médiane	44,1	42,5	30,6	25,2	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	25,3	35,4	47,4
Ec. Type	59,4	24,9	22,4	29,3	13,4	5,8	1,7	0,0	5,6	36,1	51,3	65,8
Coef. Var. %	109,0	58,3	63,5	92,4	122,3	303,1	591,6	0,0	195,8	98,7	106,1	105,4
Minimum	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Maximum	276,0	89,5	95,0	129,6	46,2	31,2	9,9	0,0	23,1	129,1	174,3	342,3
Ec.Rel	19,1	0,6	13,1	20,5	63,4	100,0	100,0	0,0	100,0	30,9	26,8	24,0
Quartile 1	12,5	29,9	20,6	10,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,8	6,7	15,3
Quartile 3	70,0	57,6	46,3	45,7	17,3	0,4	0,0	0,0	3,1	63,1	61,7	84,8
Etendue	276,0	89,5	95,0	129,6	46,2	31,2	9,9	0,0	23,1	129,1	174,3	342,3
Interquartiles	57,5	27,8	25,8	35,6	17,3	0,4	0,0	0,0	3,1	57,3	55,0	69,5
R^2	0,03	0,13	0,01	0,08	0,13	0,04	0,02	1,00	0,08	0,00	0,03	0,06
Test H_0	Non	RS	Non	Non	RS	Non	Non	Absence	Non	Non	Non	Non
	rejet		rejet	rejet		rejet	rejet	de	rejet	rejet	rejet	rejet
	H_0		H_0	H_0		H_0	H_0	préci-	H_0	H_0	H_0	H_0
								pita-				
								tion				

3.5 Conclusion

L'analyse statistique des données climatologiques récentes des quatre stations météorologiques d'El Jadida, Safi, Khemis Zemamra et Khemis Mettough, confirme les caractéristiques d'un climat semi-aride ; un été sec et un automne et un hiver doux, avec des alternances d'années sèches et d'années pluvieuses, ainsi que le caractère variable et irrégulier des deux paramètres température et précipitations, ceci à différents pas de temps : mensuels, saisonniers et annuels. La variabilité est toutefois beaucoup plus marquée pour les précipitations que pour les températures.

Par ailleurs, l'analyse de l'évolution des températures maximales, minimales et moyennes au cours des périodes d'observation a permis de constater une tendance à l'augmentation des trois paramètres, parfois significative. La tendance globale au réchauffement énoncée par le GIEC, émerge donc sur l'évolution de ces températures. Quant aux précipitations, les hauteurs annuelles et mensuelles ont une tendance à diminuer sur quelque mois.

L'augmentation des températures accompagnée par une probable baisse des précipitations (non significative), pourra avoir un effet sur la recharge des aquifères à long terme.

Chapitre 4

Étude piézométrique et hydrochimique

Sommaire

4.1	Introduction	78
4.2	Piézométrie de l'aquifère du Sahel de l'Oualidia	79
4.3	Etude physico-chimique de la nappe côtière du Plio- quaternaire de l'Oualidia	88
4.4	Processus hydrogéochimique, classification de Stuyfzand	105
4.5	Conclusion	110

Dans ce chapitre, l'étude porte, dans un premier temps, sur les données piézométriques de l'Oualidia, avec pour objectif de faire ressortir les traits généraux de l'écoulement de la nappe et de son comportement vis-à-vis des variations météorologiques ; à cet effet, nous avons établi des cartes piézométriques et une étude des chroniques piézométriques en fonction des précipitations. Dans un deuxième temps, on a effectué une analyse physico-chimique des données mesurées dans la région de l'Oualidia. Cette étude a concerné vingt-deux puits échantillonnés au cours de trois périodes : juin, décembre 2010 et mai 2011. Les résultats ont permis de caractériser la salinité des eaux souterraines, de définir les principaux processus hydrogéochimiques régissant la qualité des eaux, de déterminer si les menaces d'intrusion d'eau de mer et la pollution influencent leur qualité et, aussi, les sources possibles de la salinité des eaux de cette région côtière.

Mots clés : carte piézométrique, chronique piézométrique, hydrochimie, classification de Stuyfzand.

4.1 Introduction

Le contact entre l'aquifère et l'océan atlantique rend possible l'échange d'éléments chimiques. Cet échange dépend des conditions hydrologiques, hydrodynamiques et aussi du degré d'exploitation de l'aquifère qui sont tributaires des variations météorologiques. L'intrusion marine dans l'aquifère côtier de l'Oualidia, peut avoir plusieurs origines qui sont liées à des phénomènes physiques intervenant d'une façon directe ou indirecte ; parmi ceux-ci, les facteurs anthropiques comptent parmi les principales causes de la salinisation des aquifères côtiers (Fakir et *al.*, 2002). L'intrusion marine est définie comme la migration des eaux salées dans les eaux douces de l'aquifère (Freeze et Cherry, 1979). Elle provoque un mélange de l'eau douce et de l'eau salée dans les aquifères, ce qui induit des phénomènes géochimiques naturels comme les interactions eau-roche et les échanges ioniques (Appelo et Geirnaert 1983, Custodio 1985, Appelo et Postma 1993, Stuyfzand 1999, Martinez et Bocanegra 2002).

Partout dans le monde, plusieurs études ont appliqué la caractérisation hydrochimique et géochimique pour déterminer l'impact de l'intrusion marine sur la chimie des aquifères côtiers, parmi ces études on cite : en Espagne (Ceron et *al.*, 2000, Sanchez-Martos et *al.*, 2002), en Tunisie (Trabelsi et *al.*, 2005, Kouzana et *al.*, 2009) en Algérie (Belkhir et *al.*, 2012), en Grèce (Duriez et *al.*, 2008), en Inde (Banerjee et *al.*, 2012).

Au Maroc les études de : Marjoui et *al.*, (1997), Younsi et *al.*, (1997), Moustadraf et *al.*, (2008), Najib et *al.*, (2010), sur la Chaouia côtière, Hsissou et *al.*, (2002) sur la plaine du Sous, Fekkoul et *al.*, (2011) sur la plaine de Tarifa, Bahir et *al.*, (2003), Chamchati et Bahir (2011) sur le bassin d'Essaouira, El Mandour et *al.*, (2008), El Yaouti et *al.*, (2008), El Yaouti et *al.*, (2009) sur le bassin de Bou Areg au nord-est du Maroc, Zouhri et *al.*, (2007) et (2010) sur le bassin de Maamora dans le Maroc occidental.

Les travaux de Chtaini, (1987) ; Fakir, (1991), Fakir (2001), Fakir et *al.*, (2002), El Achheb, (2002), Kaid Rassou, (2009) et Kaid Rassou et *al.*, (2005), Oulaaross (2009), ont adopté mis en œuvre la méthode géochimique pour la caractérisation de la nappe, afin de déduire l'influence de l'intrusion marine sur les aquifères côtiers de Sahel des Doukkala Abda.

Ce chapitre porte essentiellement sur la chimie des eaux de la zone de l'Oualidia, par la détermination des paramètres physico-chimiques et les faciès chimiques. Il met aussi l'accent sur l'origine et les processus de minéralisation. L'évolution de la piézométrie au cours des trois dernières décennies sera également abordée comme étape préliminaire pour l'interprétation des différents résultats.

4.2 Piézométrie de l'aquifère du Sahel de l'oualidia

4.2.1 Évolution piézométrique

La carte piézométrique de mai 2011 (période des hautes eaux) a été établie au moyen des données de quarante puits captant le Plioquaternaire, dans la zone située entre Oualidia et El Akarta (Figure 4.1). Cette carte montre la même structure globale observée sur les autres cartes (Figure 4.2, 4.3, 4.4 et 4.5). Les courbes piézométriques sont globalement parallèles à la côte, on note la présence d'une ligne de drainage au milieu de la carte, cette structure est observée sur les cartes de 1992 et 2003, elle est probablement causée par l'effet de la topographie ou par un réseau karstique qui draine la nappe (Hilali, 2002, Gilli, Mangan et Murday, 2008).

L'écoulement de la nappe se fait en direction de l'océan, du sud-est vers le nord-ouest. Les lignes piézométriques sont légèrement resserrées en amont de la zone ; avec un gradient hydraulique calculé de 1,67%. Par contre, le gradient hydraulique calculé dans la partie nord reste faible est matérialisé par des lignes isopièzes espacées ; il est égal à 0,62%. Dans la partie sud d'El Akarta, le gradient calculé est élevé, ce qui peut être expliqué par une remontée du mur de l'aquifère et une faible perméabilité (El Achheb, 2002).

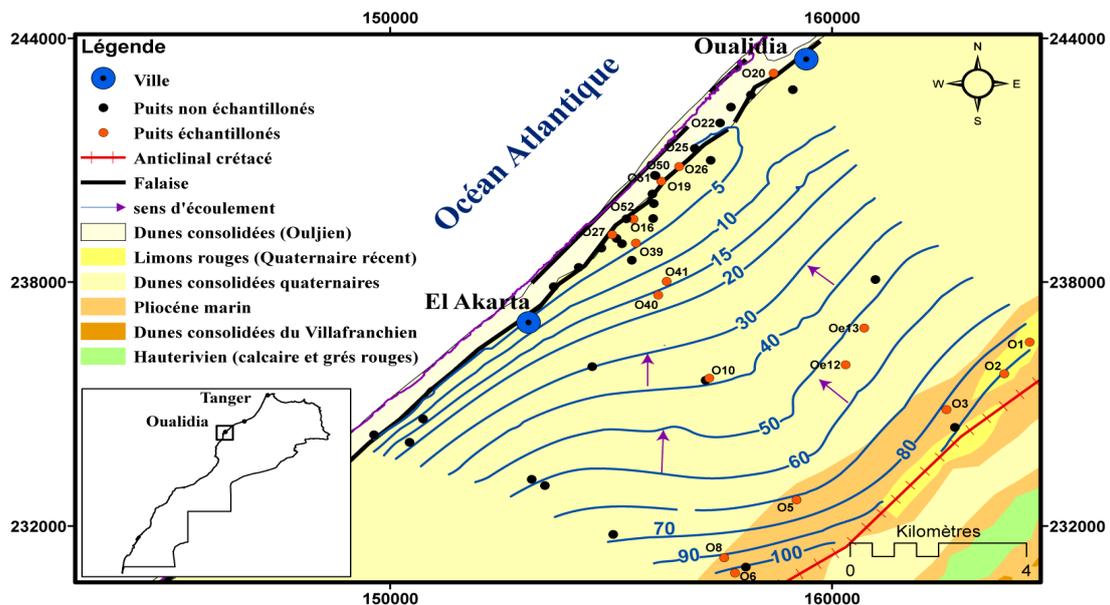


FIGURE 4.1 – Carte piézométrique de la zone d'étude (mai 2011)

La piézométrie du Sahel est généralement conditionnée par les axes structuraux qui orientent les lignes d'écoulement, par la karstification dans les calcaires crétacés et les grès calcaires du Plioquaternaire, ainsi que par les transferts entre les couches aquifères accompagnés ou non du dénoyage d'horizons perméables (Hilali, 2002). Le développement intense des pompages destinés à l'irrigation des cultures maraîchères dans le Sahel côtier, influence aussi la piézométrie surtout dans la partie la plus proche de l'océan où ils sont plus nombreux.

L'étude portera sur la comparaison de la carte de mai 2011 (hautes eaux) avec d'autres cartes élaborées au cours d'études antérieures. Après avoir retravaillé ces cartes (par numérisation), une comparaison est rendue possible, tout en tenant compte du fait que les méthodes d'interpolation utilisées n'ont pas été toutes les mêmes.

L'étude piézométrique de Chtaini 1987, s'est basée sur un réseau de piézomètres répartis sur tout le Sahel des Doukkala Abda, installé par le service de l'eau de la direction provinciale de l'équipement de Safi et d'El Jadida (DRPE). Durant l'année hydrologique 1984-1985, deux cartes piézométriques ont été établies, l'une en basses eaux (Figure 4.2) et l'autre en hautes eaux (Figure 4.3), les deux cartes ne montrent pas de différences, les isopièzes sont régulières et parallèles à la côte et montrent de forts gradients hydrauliques en aval. La direction de l'écoulement s'effectue vers l'océan. La ressemblance observée sur les deux cartes peut être la conséquence de la pluviométrie importante, au cours des années antérieures ainsi que la période de la réalisation des cartes correspondant à une période pluvieuse, avec des précipitations au-dessus de la moyenne (Cf. Chapitre 3).

Deux cartes piézométriques ont été établies, sans que l'on sache si elles l'ont été en période de basses ou de hautes eaux, en 1992 et en 2003 par la DRHT (Direction des Ressources Hydraulique de Tensift), pour couvrir la totalité du système aquifère des Doukkala Abda. Nous présentons dans cette étude la partie qui couvre le Sahel de Safi. Les isopièzes de 1992 et 2003 sont généralement régulières et parallèles à la côte (Figure 4.4 et 4.5). Le gradient hydraulique devient légèrement plus élevé en allant vers le rivage. Vers la plaine la piézométrie est caractérisée par de faibles valeurs du gradient hydraulique. Ces deux cartes montrent deux lignes de drainages, l'une vers le sud et une deuxième vers le nord, cette dernière sera observée aussi sur la carte de mai 2011 (Figure 4.1). Ces structures peuvent être expliquées par l'effet de la topographie, mais également par la présence d'un réseau karstique, qui draine la nappe plioquaternaire (Hazan et Monition, 1963).

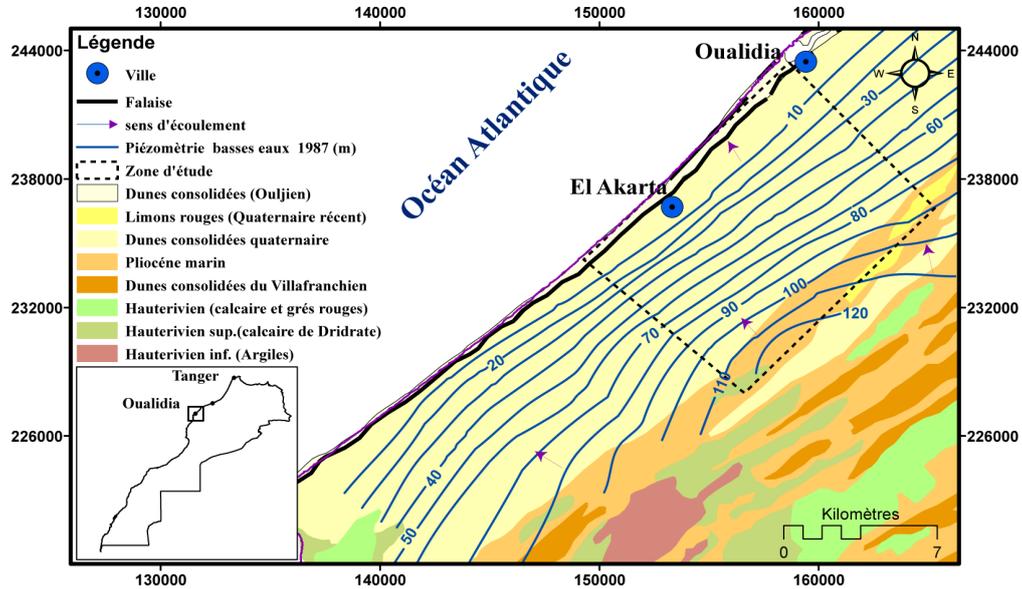


FIGURE 4.2 – Carte piézométrique de basses eaux (Chtaini 1987)

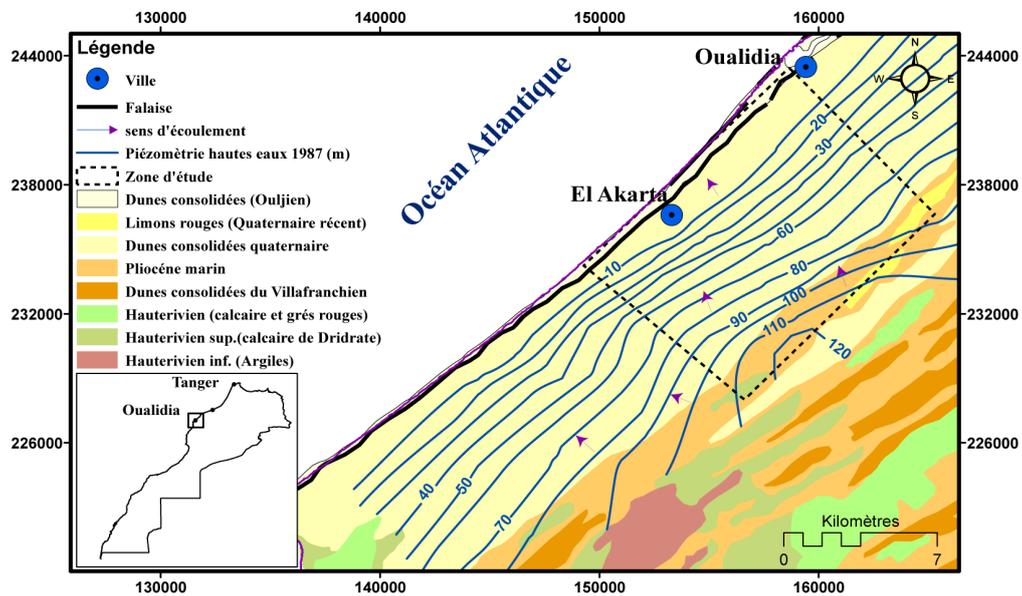


FIGURE 4.3 – Carte piézométrique des hautes eaux (Chtaini 1987)

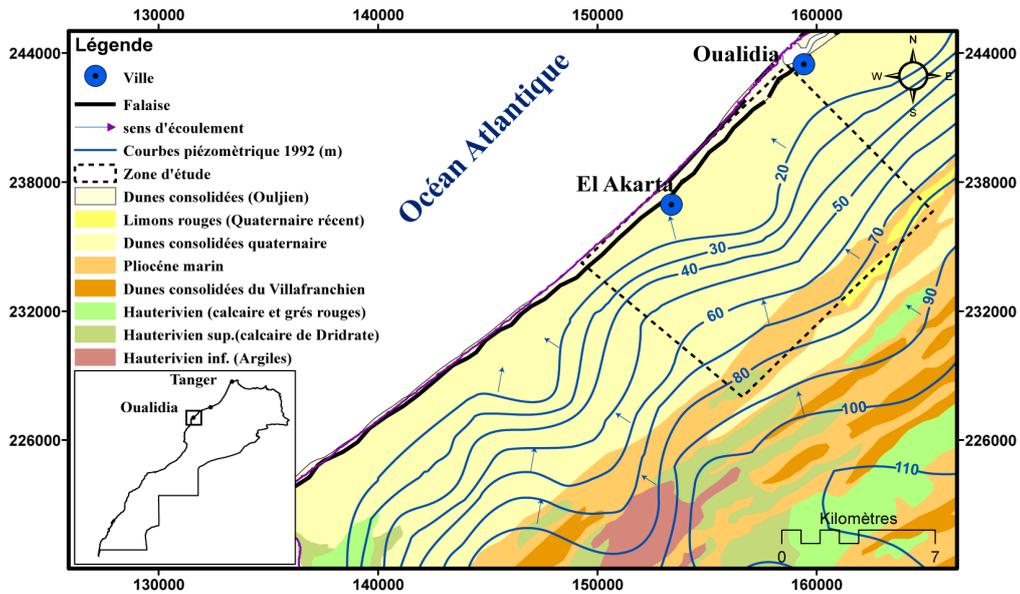


FIGURE 4.4 – Carte piézométrique de DRHT 1992

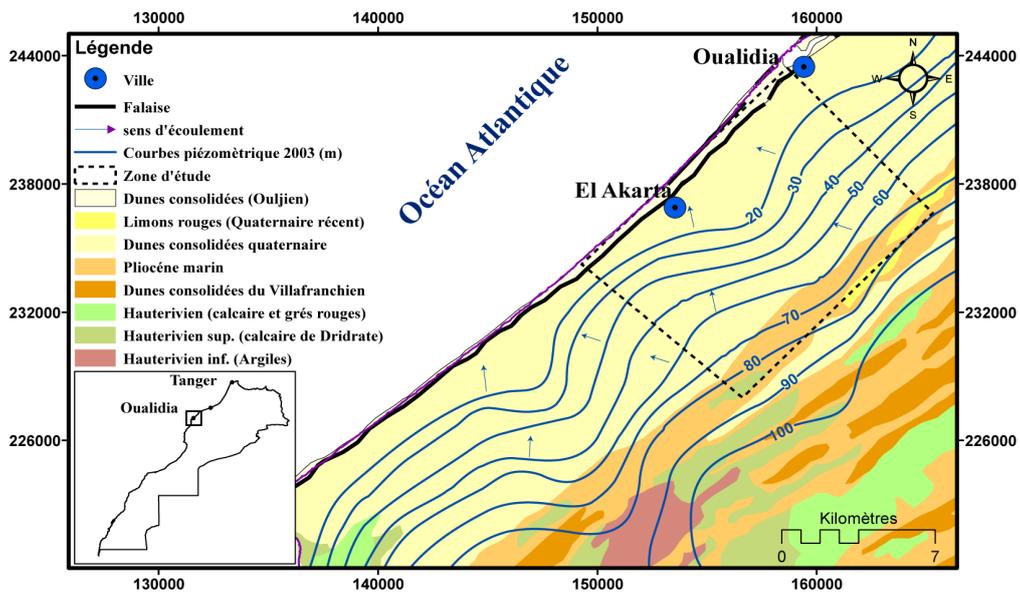


FIGURE 4.5 – Carte piézométrique DRHT 2003

Cependant, il faut noter l'absence de courbes piézométriques de charge hydraulique faible (courbe 0 m), sur les cartes 1992 et 2003, ce qui ne nous permet pas de comparer la piézométrie dans cette partie du site. En revanche, dans la partie amont de la zone d'étude, on constate par rapport à l'année 1987 une évolution piézométrique d'une carte à l'autre, avec un déficit manifesté par le recul des courbes

piézométriques, par exemple la courbe 100 m, au cours des années 1992 et 2003, cette période a connu des faibles précipitations en dessous de la moyenne, principalement pour l'année 1992 (Cf. Chapitre 3). En relation avec cette interprétation, la Figure 4.8 montre l'effet des précipitations de l'année 1987 sur la nappe, qui ont favorisé une remontée du niveau de la nappe, par contre elle a baissé en 1992 et 2003.

4.2.2 Analyse de chroniques piézométriques

L'étude des chroniques piézométriques est indispensable pour la compréhension de l'évolution des nappes aquifères. Pour cette étude, nous avons utilisé les chroniques de quatre piézomètres (316/26, 496/34, 314/26 et 2/26) dont la position est montrée sur la Figure 4.6. Les mesures ont été effectuées par l'agence du bassin hydraulique de l'Oum Er-rabia.

Pour étudier l'influence des changements météorologiques sur les niveaux piézométriques de la nappe, les données piézométriques de chaque forage ont été confrontées aux données des précipitations annuelles des Doukkala Abda.

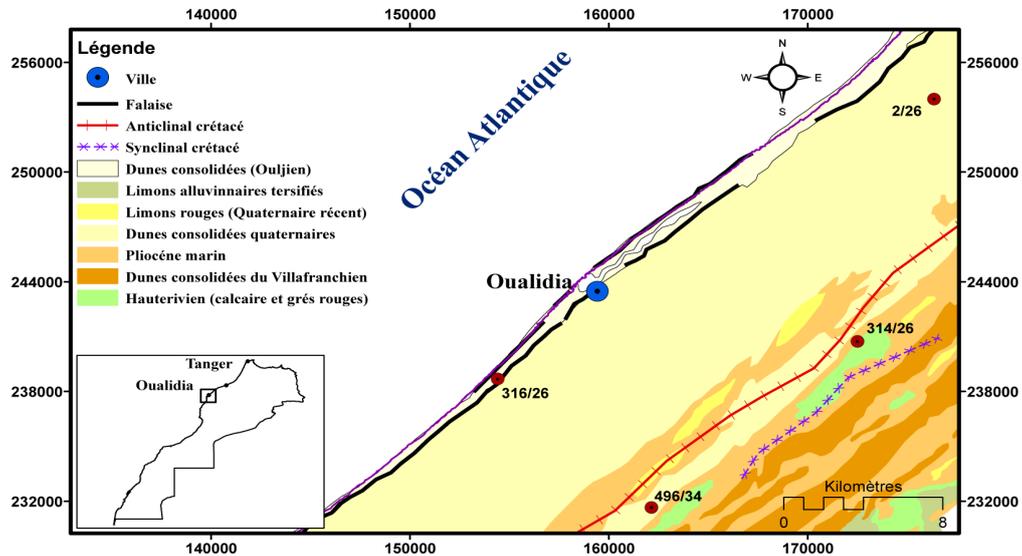


FIGURE 4.6 – Carte de localisation des piézomètres

Les chroniques piézométriques montrent que le comportement de la nappe est irrégulier, en effet on note des variations importantes. Le piézomètre 316/26 est utilisé pour le contrôle de l'aquifère plioquaternaire (Figure 4.7), il est situé à 430 m

de la côte dans la zone de pompage, son altitude est 28 m , la profondeur de l'eau dans ce puits varie de $26,9$ à $31,6\text{ m}$, soit entre $-3,6\text{ m}$ et $-1,1\text{ m}$ d'altitude.

Les variations piézométriques observées sont en dessous du niveau zéro topographique, par contre elles sont aux alentours du zéro hydrographique estimé à $-2,17\text{ m}$ (NGM) (Charrouf, 1989). La corrélation de l'évolution du niveau piézométrique avec les précipitations montre que ces dernières influencent la variation de la nappe, en effet on assiste à une réaction de la nappe se manifestant par une remontée du niveau piézométrique au cours des années pluvieuses, exemple de l'année 1996. En plus les variations sous l'effet des précipitations il faut ajouter l'effet de la marée à ce niveau, qui peut produire plus que 20 cm de variation entre une période de vives et mortes eaux, comme il sera démontré dans le chapitre cinq (Cf. Chapitre 5). Les valeurs négatives du niveau piézométrique indiquent que la nappe circule à proximité du zéro marin, ce qui montre que ce piézomètre est probablement affecté par l'intrusion marine.

Le piézomètre 496/34 est utilisé pour le contrôle de la nappe plioquaternaire (Figure 4.8), il est situé à 12 km de l'océan à une altitude de 109 m , le niveau piézométrique a varié, au cours de la période étudiée, entre un minimum de $98,1\text{ m}$ et un maximum de $103,9\text{ m}$ (la profondeur de la nappe varie de $5,1$ à $10,9\text{ m}$). L'examen de la variation enregistrée montre que le niveau piézométrique suit principalement les cycles pluviométriques avec une remontée pendant les années humides (bien observé après l'année 1996) et une baisse après les années de sécheresse, l'amplitude de la variation peut atteindre 3 m . Cette situation est le résultat du fait que l'aquifère est libre, donc il est directement influencé par la pluviométrie.

L'aquifère des calcaires des Dridrate (Hauterivien supérieur) est suivi par le piézomètre 314/26 (Figure 4.9); situé à 11 km de la côte et au nord de la zone étudiée, dans cette région la nappe est captive. Le piézomètre montre une baisse importante du niveau piézométrique de la nappe. Au début de la chronique le niveau piézométrique se situe à $20,6\text{ m}$, puis il décroît continuellement (à l'exception de la période des très fortes précipitations en 1995-1996) et de façon apparemment non corrélée aux variations pluviométriques pour atteindre un minimum de $9,1\text{ m}$, ce qui fait, environ 11 m de baisse sur cette période. La remontée observée après l'année pluvieuse de 1996, reste faible par rapport à la baisse. La baisse observée peut être la conséquence d'une dégradation probable de l'aquifère par une forte exploitation dans la zone contrôlée par ce forage, vu que l'aquifère Hauterivien est captif dans cette zone, alors il se recharge par l'intermédiaire du Plioquaternaire.

Le forage 2/26 capte l'aquifère Hauterivien dans le Sahel intérieur (Figure 4.10), à l'opposé du forage 314/26, celui-ci montre une remontée du niveau piézométrique

de la nappe, d'environ 13 m au cours de la période de mesure (avec un minimum de 48,7 et un maximum de 62,6 m), cette remontée peut être liée aux apports par infiltration des eaux d'irrigation dans les périmètres irrigués (infiltration des eaux issues du barrage d'Imfout par le canal d'irrigation) (El Acheb, 2002). En effet les irrigations dans les casiers les plus proches, celui de Tnin El Gharbia et de Zemamra, ont débuté entre l'année 1980 et 1984 (ABHOR, 2001), le commencement de l'irrigation et concomitant du début de la remontée observée au niveau de ce piézomètre. Les précipitations influencent aussi l'évolution de la nappe, ce qui est observé après les précipitations exceptionnelles de 1996, où le niveau de la nappe remonte d'une façon rapide.

D'une manière générale, l'ensemble des piézomètres montrent que les variations des niveaux piézométriques de la nappe de l'Oualidia, principalement la nappe superficielle, est influencée par les conditions pluviométriques, par suite, en cas d'une modification du climat et éventuellement du régime des pluies, les nappes seraient affectées. La variation du niveau des nappes est dépendante de ces conditions climatiques, mais il ne faut pas oublier que les modalités de recharge dépendent de la conductivité hydraulique et de l'emmagasinement de l'aquifère qui peuvent être hétérogènes, ainsi que de la distance entre la zone de recharge et le point d'enregistrement (Chen *et al.*, 2003).

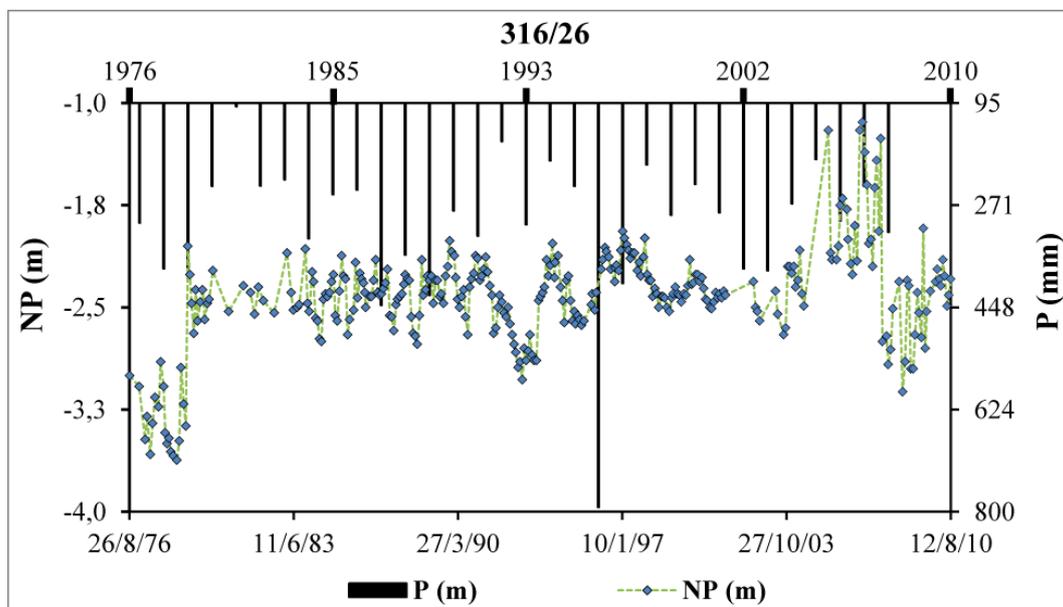


FIGURE 4.7 – Chronique piézométrique du piézomètre 316/26 et des précipitations annuelles sur le Sahel des Doukkala Abda

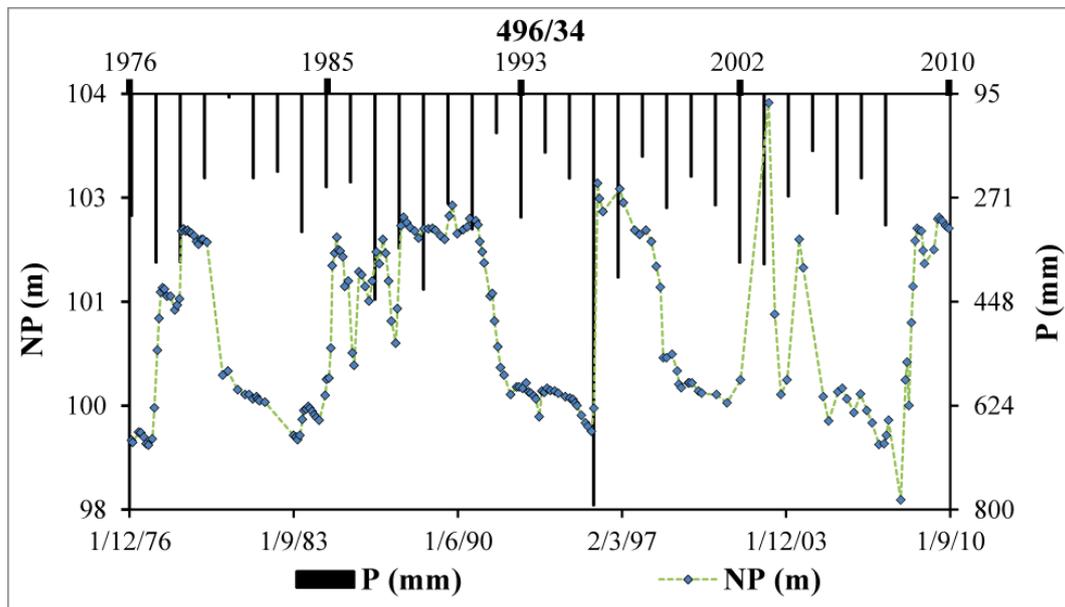


FIGURE 4.8 – Chronique piézométrique du piézomètre 496/34 et des précipitations annuelles sur le Sahel des Doukkala Abda

L'étude de ces quatre piézomètres montre qu'ils subissent une importante fluctuation ; l'analyse de ces fluctuations nous permet de déduire que la recharge de la nappe plioquaternaire, nappe libre, se fait en surface par les précipitations, le coefficient d'infiltration, dans les formations plioquaternaires et calcaires créacés, varie entre 7 et 15% de la pluviométrie moyenne annuelle (Chtaini, 1987 ; DRHT, 1994 ; El Achheb, 2002). La recharge peut être aussi assurée par infiltration des eaux d'irrigation (Chtaini, 1987), avec un taux d'infiltration estimé à de 5% des volumes moyens d'irrigation (ABHOR, 2001). La recharge de la nappe captive de l'Hauterivien se fait par l'intermédiaire du Plioquaternaire sous les argiles rouges ou dans les zones où il affleure (Fakir, 2001).

4.2.3 Conclusion

L'écoulement de la nappe s'effectue du sud-est vers le nord-ouest, en direction de l'océan, avec un gradient hydraulique élevé en amont et faible en aval. Les nappes sont influencées par la pluviométrie, elles subissent d'importantes variations dues à la variabilité des précipitations, elles montrent des remontées après les années pluvieuses et des baisses après les années moins pluvieuses. La recharge de la nappe est faite par les précipitations et parfois par les eaux d'irrigation principalement dans le périmètre irrigué des Doukkala.

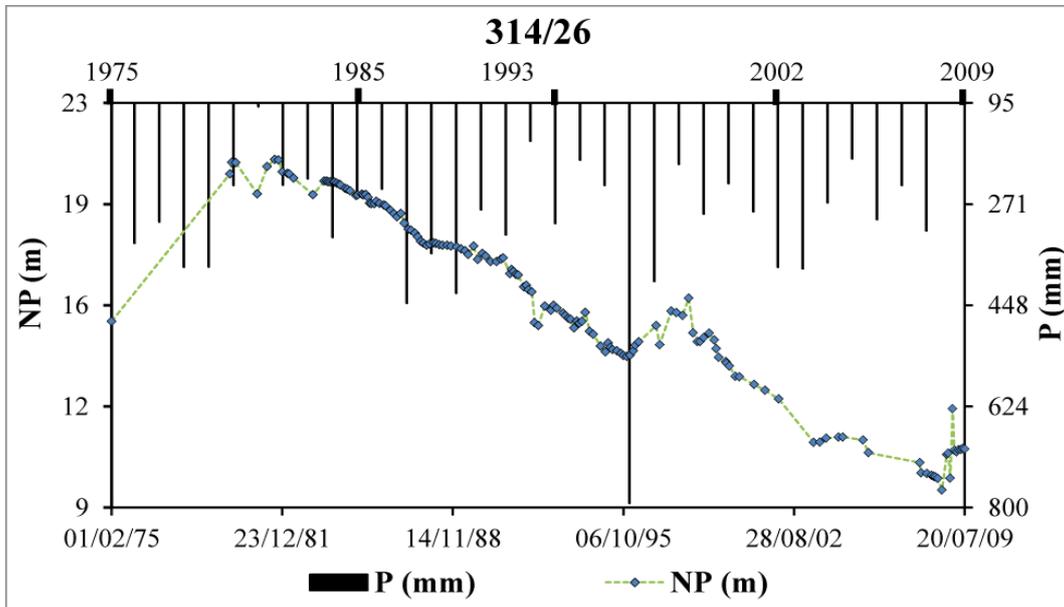


FIGURE 4.9 – Chronique piézométrique du piézomètre 314/26 et des précipitations annuelles sur le Sahel des Doukkala Abda

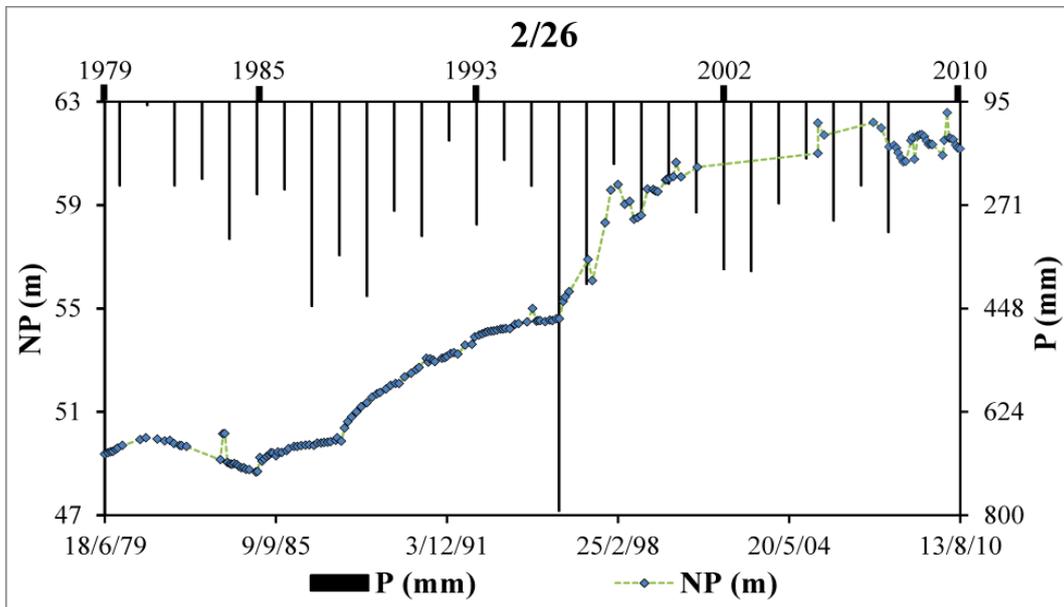


FIGURE 4.10 – Chronique piézométrique du piézomètre 2/26 et des précipitations annuelles sur le Sahel des Doukkala Abda

4.3 Etude physico-chimique de la nappe côtière du Plioquaternaire de l'Oualidia

4.3.1 Échantillonnage et analyse

Le réseau de mesure est composé de quarante puits captant la nappe plioquaternaire, et ayant fait l'objet de mesures de la conductivité électrique, de la température et du pH. Les analyses hydrochimiques ont été effectuées sur dix-neuf puits pendant les mois juin et décembre 2010 et mai 2011. Un échantillon d'eau de mer a également été analysé, les analyses chimiques de l'eau de pluie ont été prises de la thèse d'El Achheb 2002. La conductivité électrique a été mesurée sur le terrain pour les quarante puits. Les Tableaux 4.1, 4.2 et 4.3 présentent les caractéristiques physico-chimiques de l'eau souterraine dans la zone d'étude, entre la ville de l'Oualidia et El Akarta, les éléments chimiques sont présentés en mg/l et la conductivité électrique en mS/cm .

Le (Tableau 4.1) présente les caractéristiques physico-chimiques de l'eau souterraine dans la zone d'étude en juin 2010. La température varie de 20,9 à 26,3°C, le de pH 7 à 7,9, avec une moyenne de 7,5, ce qui indique une très légère tendance vers une composition basique. La conductivité électrique varie entre 0,2 et 7,5 mS/cm , avec une moyenne de 3,6 mS/cm . Cette forte salinité est déterminée par la grande prédominance des ions Cl^- et Na^+ , qui sont bien corrélés avec la conductivité électrique ($r = 0,95$ pour Cl^- et 0,97 pour Na^+ , Cf. annexe B).

Le sodium varie de 20,5 à 789,6 mg/l avec une moyenne de 315,4 mg/l et une médiane de 230,1 mg/l , avec une légère augmentation de la moyenne par rapport au décembre, mais la moyenne est toujours supérieure à la médiane. Les chlorures montrent une grande variation, avec un minimum de 32,1 mg/l et un maximum de 1568,2 mg/l , la moyenne est égale à 597,7 mg/l , dans ce cas aussi est supérieure à la médiane qui est de 375,0 mg/l .

En décembre 2010 (Tableau 4.2). Les températures varient entre 19,3 et 25,8°C avec une moyenne de 21,8°C (21,6°C comme médiane), l'écart-type est faible, ce qui reflète la faible variation de la température de la nappe. La variation de la température de l'eau de la nappe est liée essentiellement à la profondeur, dont les puits qui ont une profondeur inférieure à 5 m sont les plus influencés par ces variations (Rosen, et al., 1998). Le pH reste neutre il varie entre 7 et 7,9 avec une moyenne de 7,5 qui est égale à la médiane, l'écart type est de 0,3. La conductivité électrique montre un écart élevé, elle varie entre 0,2 et 7,1 mS/cm , avec une moyenne de 2,9 mS/cm supérieure à la médiane (1,8 mS/cm), avec une baisse par rapport à la moyenne de

juin. Concernant les éléments chimiques, ils présentent une variation importante, le sodium Na^+ varie entre 21,7 et 854,5 mg/l avec une moyenne de 295,6 mg/l et une médiane de 183,6 mg/l , indiquant une légère diminution par rapport à la mission de juin. La concentration des chlorures montre une grande variation, avec un minimum de 33,3 mg/l et un maximum de 1789,4 mg/l , la moyenne est égale à 592,2 mg/l supérieure à la médiane qui est de 386,5 mg/l , ce qui traduit une forte influence des valeurs élevées. Le potassium varie entre 1,8 et 40,6 mg/l , avec une moyenne de 17,6 mg/l , le magnésium varie de 2,4 à 345,9 mg/l , le calcium de 40,8 mg/l à 651 mg/l . Les sulfates montrent une importante variation elles varient entre un minimum de 11,5 et un maximum de 1614 mg/l , autour d'une moyenne de 427 mg/l supérieure à la médiane de 255,8 mg/l . La forte salinité est déterminée par la prédominance des ions Cl^- et Na^+ , qui sont bien corrélés avec la conductivité électrique ($r = 0,97$ pour Na^+ et 0,95 pour Cl^- , Cf. annexe B).

TABLEAU 4.1 – Caractéristiques physico-chimiques de la campagne de juin 2010

	Na	K	Mg	Ca	Cl	Br	NO_3	HCO_3	SO_4	CE	pH	T
Min.	20,5	1,1	2,0	54,1	32,1	-	-	146,4	12,3	0,2	7,0	20,9
Max.	789,6	41,1	285,5	566,9	1568,2	-	-	319,2	1628,6	7,5	7,9	26,3
Moy.	315,4	15,9	83,1	237,6	597,7	-	-	231,2	581,1	3,6	7,5	22,4
Méd.	230,1	12,7	43,0	208,6	375,0	-	-	243,6	256,7	2,9	7,5	22,1
Q. 1	33,8	2,7	5,5	73,8	70,0	-	-	192,0	30,5	0,7	7,2	21,7
Q.3	589,7	23,8	102,2	379,5	1028,9	-	-	261,2	1286,1	6,7	7,7	22,6
Ecartype	290,4	14,2	95,2	173,5	566,0	-	-	43,0	628,4	3,0	0,3	1,2
Coef. Var.	92 %	89 %	114 %	73 %	95 %	-	-	19 %	108 %	82 %	4 %	5 %
Ec. Rel.	0,3	0,2	0,5	0,1	0,4	-	-	-0,1	0,6	0,2	0,0	0,0
Etendue	769,2	40,0	283,5	512,8	1536,2	-	-	172,8	1616,3	7,3	0,9	5,4
Interv. Interq.	555,9	21,1	96,7	305,7	958,9	-	-	69,2	1255,6	6,0	0,5	0,8

En mai 2011 (Tableau 4.3), le pH varie de 7,0 à 7,9 avec une moyenne de 7,5, ce qui indique que les eaux de la région étudiée restent neutres. La conductivité électrique varie entre 0,2 et 7,9 mS/cm , avec une moyenne de 2,7 mS/cm , 50% des échantillons ont des valeurs comprises entre 0,3 et 5,1 mS/cm , la moyenne est supérieure à la médiane, ce qui indique une tendance vers les valeurs élevées de la conductivité électrique. Les chlorures montrent une bonne corrélation avec la conductivité électrique ($r=0,99$, Cf. annexe B), leurs concentrations varient entre 37,9 et 2010,1 mg/l avec une moyenne de 620,5 mg/l et une médiane de 270,1 mg/l , montrant une légère augmentation par rapport aux deux autres missions. Le sodium est bien corrélé avec la conductivité ($r=0,99$, Cf. annexe B), ses concentrations varient entre un minimum de 23 mg/l et un maximum de 919,4 mg/l , la moyenne est égale 281,6 mg/l elle est supérieure à la médiane (114,0 mg/l).

TABLEAU 4.2 – Caractéristiques physico-chimiques de la campagne de décembre 2010

	Na	K	Mg	Ca	Cl	Br	NO ₃	HCO ₃	SO ₄	CE	pH	T
Min.	21,7	1,8	2,4	40,8	33,3	-	-	61,0	11,5	0,2	7,0	19,3
Max.	854,5	40,6	345,9	651,0	1789,4	-	-	526,6	1614,8	7,1	7,9	25,8
Moy.	295,6	17,6	91,1	240,7	592,2	-	-	241,7	427,0	2,9	7,5	21,8
Méd.	183,6	19,5	46,2	172,8	386,5	-	-	197,6	255,8	1,8	7,5	21,6
Q. 1	31,6	7,0	4,6	75,8	62,6	-	-	149,5	25,5	0,5	7,3	21,2
Q.3	568,9	24,0	99,0	380,0	1006,2	-	-	300,8	704,1	5,5	7,8	22,2
Ecartype	283,4	11,8	112,7	192,0	579,5	-	-	129,1	476,7	2,6	0,3	1,3
Coef. Var.	96%	67%	124%	80%	98%	-	-	53%	112%	90%	4%	6%
Ec. Rela.	0,4	-0,1	0,5	0,3	0,3	-	-	0,2	0,4	0,4	0,0	0,0
Etendue	832,8	38,8	343,5	610,2	1756,1	-	-	465,6	1603,3	6,8	0,9	6,5
Interv. Interq.	537,3	17,0	94,4	304,2	943,5	-	-	151,3	678,6	5,1	0,5	1,0

TABLEAU 4.3 – Caractéristiques physico-chimiques de la campagne de mai 2011

	Na	K	Mg	Ca	Cl	Br	NO ₃	HCO ₃	SO ₄	CE	pH	T
Min.	23,0	1,2	2,8	62,6	37,9	0,1	24,0	110,7	10,1	0,2	7,0	21,2
Max.	919,4	40,1	406,4	735,0	2010,7	5,4	98,4	370,1	421,7	7,9	7,9	27,0
Moy.	282,6	13,8	124,7	273,9	620,5	1,6	51,3	227,7	68,5	2,7	7,5	23,2
Méd.	114,0	8,6	25,1	145,1	270,1	0,6	45,0	213,5	21,0	1,3	7,5	22,2
Q. 1	33,6	2,6	3,9	82,3	59,8	0,1	33,0	193,0	20,0	0,3	7,2	21,8
Q.3	562,2	25,6	276,4	487,6	1221,1	3,3	71,9	244,5	33,5	5,1	7,7	24,0
Ecartype	303,7	12,7	148,5	240,0	668,6	1,8	24,0	58,6	118,2	2,6	0,3	2,0
Coef. Var.	107%	93%	119%	88%	108%	110%	47%	26%	172%	99%	4%	9%
Ec. Rela.	0,6	0,4	0,8	0,5	0,6	0,6	0,1	0,1	0,7	0,5	0,0	0,0
Etendue	896,4	38,9	403,6	672,4	1972,7	5,3	74,4	259,4	411,7	7,8	0,9	5,8
Interv. Interq.	528,6	23,0	272,4	405,3	1161,3	3,2	38,9	51,5	13,6	4,7	0,5	2,3

4.3.2 Conductivité électrique (campagne du mois de mai 2011)

La conductivité électrique d'une eau traduit le degré de salinité, c'est une fonction linéaire des ions dissous (Meybeck et Helmer 1986), les mesures ont été effectuées sur le terrain par un conductimètre (**Hanna HI 9828**).

La conductivité électrique du mai 2011 est représentée sur la Figure 4.11, elle varie entre 0,2 et 7,9 mS/cm , avec une moyenne de 2,7 mS/cm . Les conductivités les plus élevées sont observées au niveau de la frange côtière, sur l'Oulja large de 1 km . En allant vers l'intérieur des terres (au-delà de un kilomètre) les conductivités deviennent de plus en plus faibles. Ceci va dans le sens de l'existence d'une intrusion

marine responsable de la salinisation des eaux souterraines dans l'Oulja comme l'ont déjà écrit, à proximité de l'océan (Fakir, 1999, Fakir, 2001 et El Achheb, 2002). Dans la littérature, il est fréquent de lire que le long d'un littoral, les valeurs élevées de la conductivité électrique sont généralement attribuées à la salinisation par l'intrusion d'eau de mer (Stamatis et Voudouris, 2003).

Vers le sud d'El Akarta, les conductivités deviennent plus faible malgré la faible distance à l'océan, cette situation peut être la conséquence de la remontée du niveau de base du plioquaternaire dans cette zone par contre ce niveau est affaissé entre l'Oualidia et ail Akarta (Fakir, 1991) et peut être aussi expliqué par la valeur élevée du gradient piézométrique (Figure 4.1) ; par ailleurs il faut noter le faible nombre voire l'absence des puits (Chtaini, 1987).

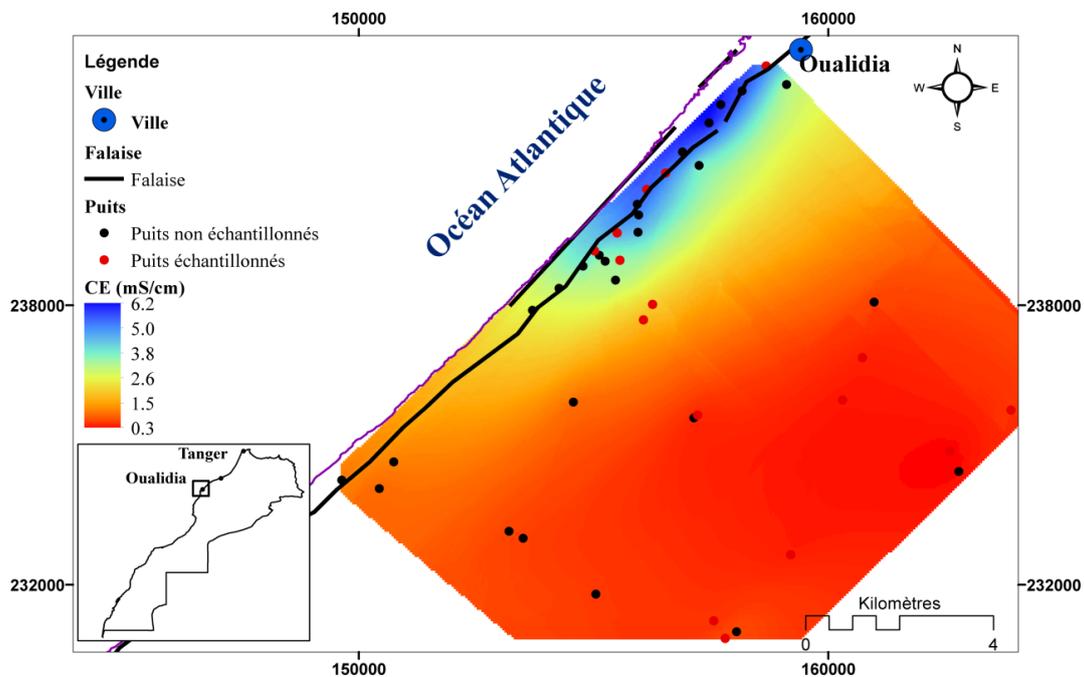


FIGURE 4.11 – Carte de la conductivité électrique de la zone d'étude (mai 2011)

4.3.3 Évolution des éléments chimiques en fonction de la distance à l'océan

Dans le but de mettre en évidence la variation de la minéralisation en fonction de la distance à la côte, nous avons effectué un profil perpendiculaire au rivage comportant vingt-deux points échantillonnés lors des missions de décembre 2010, juin

2010 et dix-neuf lors de la mission de mai 2011. Le profil établi concerne les éléments suivants : la conductivité électrique, les chlorures, le sodium, le magnésium et le calcium, ce qui va nous permettre de voir la variation de la composition hydrochimique des eaux en s'éloignant perpendiculairement à la côte (Figure 4.12 et 4.13).

Le profil de la conductivité montre que cette dernière peut atteindre $7,9\text{ mS/cm}$ près de la mer, les valeurs deviennent de plus en plus faibles en s'éloignant de la côte. Les conductivités élevées, de 4 à 8 mS/cm sont observées à côté de l'océan, dans le premier kilomètre de la côte ; un deuxième groupe dont les conductivités sont moyennes, de 1 à 3 mS/cm , est observé entre 1 et $2,5\text{ km}$ de l'océan. Au-delà de $2,5\text{ km}$ de la côte, les valeurs de conductivités sont plus faibles.

Les chlorures (Cl^-) montrent une évolution similaire à celle de la conductivité électrique, les concentrations élevées ont été observées dans le premier kilomètre, de $1\ 000$ à $2\ 000\text{ mg/l}$, entre 1 et $2,5\text{ km}$ ces concentrations varient de 270 à 600 mg/l ; au-delà de $2,5\text{ km}$ les concentrations sont plus faibles (moins de 100 mg/l).

Concernant le sodium (Na^+), les concentrations élevées sont localisées toujours en deçà du premier kilomètre de l'océan, elles varient entre 500 et 900 mg/l , elles deviennent de plus en plus faibles lorsqu'on s'éloigne de plus que 1 km de l'océan vers le continent (moins de 150 mg/l).

Le même constat est établi pour le magnésium (Mg^{2+}), les concentrations élevées de 250 à 400 mg/l sont observées en deçà du premier kilomètre de l'océan, de 1 à $2,5\text{ km}$ les concentrations varient de 25 à 100 mg/l ; en allant vers l'arrière-pays les concentrations sont très faibles.

L'analyse de l'évolution des éléments chimiques pour chaque puits, permet de constater que certains puits présentent des variations d'une campagne à l'autre, principalement les puits situés dans les deux premiers kilomètres. Entre les mois de juin et décembre 2010, la conductivité électrique baisse dans la totalité des puits. La concentration du sodium baisse aussi pour la plupart des puits, mais il augmente au niveau des puits O 25 localisés à $0,5\text{ km}$ de l'océan (de $19,3\text{ mg/l}$), O 40 situé à $2,4\text{ km}$ (de 9 mg/l), O 13 situé à $4,6\text{ km}$ (8 mg/l) et O 10 situé à $2,4\text{ km}$ ($1,3\text{ mg/l}$). Le chlore augmente dans les eaux des puits O 25 ($10,5\text{ mg/l}$), O 20 ($99,6\text{ mg/l}$), O 22 ($221,2\text{ mg/l}$), O 41 ($96,8\text{ mg/l}$), O 40 ($28,4\text{ mg/l}$), O 10 ($1,3\text{ mg/l}$), O 13 ($5,5\text{ mg/l}$) et O 13 ($1,3\text{ mg/l}$), la concentration en chlore baisse pour les autres puits.

De décembre 2010 vers mai 2011, les conductivités électriques augmentent principalement pour les puits proches de l'océan, la concentration du sodium croît aussi

pour la plupart des puits, et décroît pour les puits O 27, O 26, O 20, O 10, O 12 et O 3. La concentration du chlore baisse pour six puits O 27, O 26, O 12, O 8, O 2 et O 1, elle augmente pour les autres.

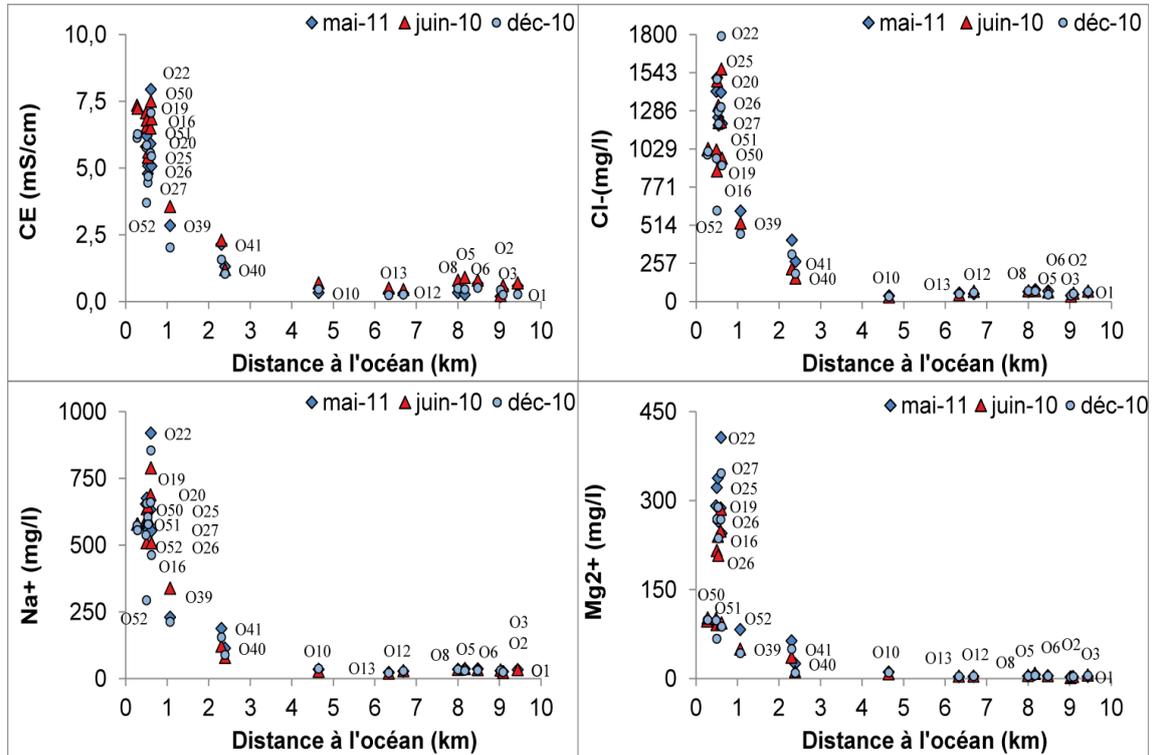


FIGURE 4.12 – Profil de l'évolution de la conductivité électrique, le Cl^- , le Na^+ , et le Mg^{2+} en fonction de la distance à l'océan

La concentration en calcium (Ca^{2+}) est élevée dans le premier kilomètre par rapport au rivage (Figure 4.13), les concentrations sont de 200 à 735 mg/l , entre 1 et 2,5 km elles deviennent moins élevées, entre 200 et 150 mg/l , au-delà de 2,5 km les concentrations sont plus faibles.

Les bromures (Br^-) n'ont été mesurés que pour les prélèvements de la mission du mois de mai 2011, ils présentent la même évolution que celle des autres éléments chimiques cités ci-dessus (Figure 4.13), les concentrations les plus élevées, de 3 à 5,5 mg/l , sont localisées dans les puits situés en deçà du premier kilomètre de l'océan, au-delà de cette distance les concentrations diminuent progressivement de 0,6 à 1,5 mg/l entre 1 et 2,5 km et, au-delà de cette distance les concentrations deviennent très faibles.

En général, la concentration en calcium est plus importante dans l'eau douce que dans l'eau de mer, et c'est le contraire pour le magnésium (Younsi, 2001); le rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} des eaux des aquifères calcaires est de 0,5 à 0,7, un rapport qui dépasse 0,7 indique un mélange avec l'eau de mer (Aris et *al.*, 2012). Dans le premier kilomètre le rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} varie entre 0,10 et 1,05, le puits O27 montre le rapport le plus élevé, supérieur à 0,7 (Figure 4.13), ceci peut indiquer une potentielle contamination de l'eau dans ce puits par les eaux marines, qui constituent l'origine principale de l'abondance du magnésium dans la partie proche de l'océan. Le rapport devient plus faible en s'éloignant de la côte.

L'étude de l'évolution des éléments chimiques en fonction de la distance à l'océan, nous permet de constater que les puits localisés dans les deux premiers kilomètres évoluent d'une mission à l'autre, par contre pour les puits les plus éloignés, les variations de la concentration des éléments chimiques restent faibles. Dans le paragraphe suivant, on discutera les faciès de l'eau de la nappe ainsi que leur évolution en fonction de l'éloignement à l'océan.

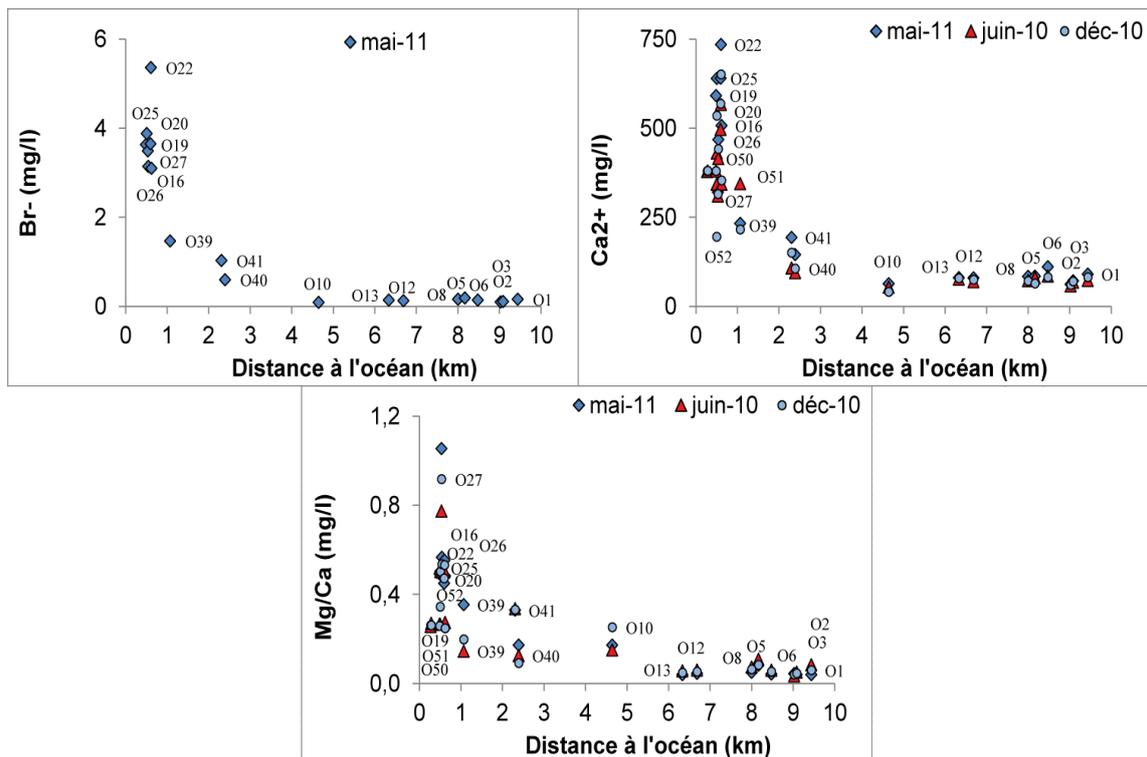


FIGURE 4.13 – Profil de l'évolution de Br^- , Ca^{2+} , et le rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} par rapport à l'océan

4.3.4 Classification des eaux de la nappe : Diagramme de Piper

Afin d'identifier les faciès hydrochimiques des eaux de la nappe, nos résultats sont présentés sur le diagramme de Piper. Le diagramme de Piper est un graphique qui permet de représenter la composition chimique des eaux sur deux triangles équilatéraux, en se basant sur les concentrations des anions et des cations pour avoir une idée sur leur faciès chimique (Figure 4.14). La réalisation du diagramme a été faite par le logiciel Diagrammes (Laboratoire d'hydrogéologie, Université d'Avignon, 2004).

Au niveau de l'Oulja et sur les deux premiers kilomètres de l'océan, l'ensemble des puits présente un faciès chloruré à sulfaté calcique et chloruré à sulfaté sodique, alors que les puits situés au-delà de 2 km présentent un faciès bicarbonaté calcique. Le diagramme des cations montre une migration d'un faciès sodique à un faciès calcique en allant des puits les plus proches de l'océan vers les puits les plus éloignés, en revanche, le diagramme des anions permet de distinguer deux groupes, le premier est caractérisé par un faciès chloruré et sulfaté pour les puits localisés dans les deux premiers kilomètres, et un deuxième groupe caractérisé par un faciès bicarbonaté pour les puits les plus éloignés.

D'une manière générale, les trois campagnes présentent les mêmes faciès, avec une tendance bien marquée vers le pôle chloruré au cours de la campagne de mai 2011. Le passage de l'amont vers l'aval est accompagné par une migration d'un faciès calcique vers le sodique pour les cations et du bicarbonate vers le chloruré pour les anions. L'enrichissement en bicarbonates est dû à la nature carbonatée du réservoir, la nature chlorurée sulfatée est probablement due à la proximité de l'océan et aux pratiques agricoles.

Après avoir établi les faciès chimiques de la zone d'étude, qui a montré la présence de deux groupes, il est utile de faire sortir les différents points d'eau qui possèdent des concentrations élevées en éléments chimiques par rapport à l'ensemble des puits échantillonnés. Pour cela une étude statistique par analyse en composantes principales a été faite (paragraphe suivant), ce qui pourrait nous donner une idée préalable sur la répartition de la minéralisation dans la zone d'étude.

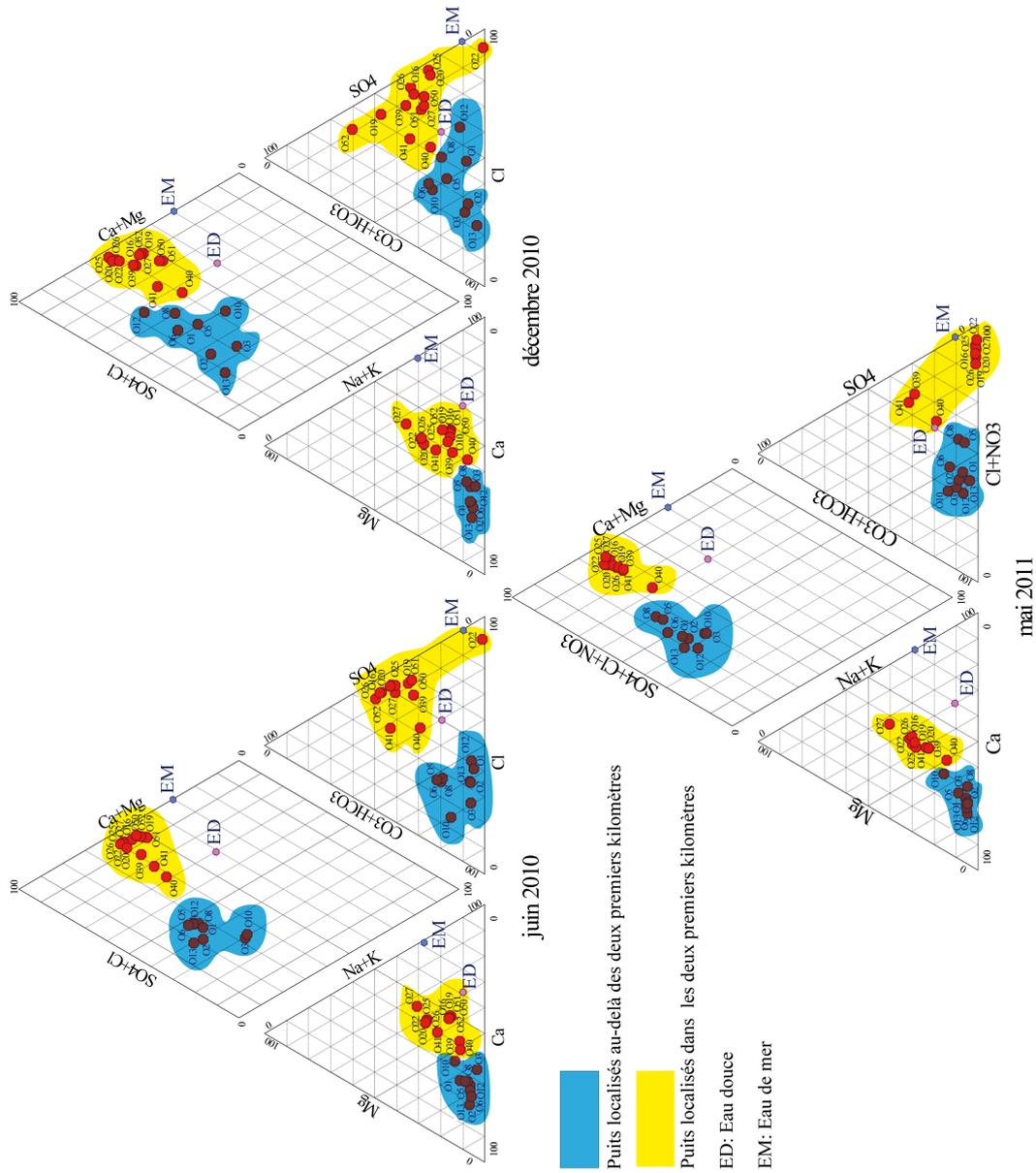


FIGURE 4.14 – Représentation du faciès chimique des eaux du bassin côtier de l’Oualidia sur le diagramme de Piper

4.3.5 Relation entre les éléments chimiques

4.3.5.1 Analyse par classification hiérarchique ascendante

L'analyse par classification hiérarchique ascendante, vise à classer les observations en groupes selon les ressemblances et les différences qui existent entre eux, elle rejoint successivement les observations les plus semblables par rapport au centre de gravité (Davis, 1986).

Pour identifier les groupes possibles des eaux, on s'est basé sur la moyenne des éléments chimiques pour les trois missions (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{-2} et la conductivité électrique), la classification a été effectuée par la méthode de liaison de Ward avec la distance euclidienne. L'analyse est conduite avec la série des valeurs moyennes des trois campagnes, car la variabilité d'une campagne à l'autre est négligeable au regard des différences des valeurs d'un puits à l'autre en fonction de leur distance à l'océan.

Le résultat montre la présence de deux principaux groupes (Figure 4.15), le premier groupe des eaux, présente des conductivités élevées, 6 mS/cm en moyenne, avec un minimum de $4,9 \text{ mS/cm}$ et un maximum de $7,5 \text{ mS/cm}$. Ces eaux sont caractérisées par un faciès chloruré à sulfaté calcique et chloruré à sulfaté sodique, avec une dominance des ions Na^+ , Cl^- et SO_4^{2-} . Le deuxième groupe est caractérisé par des faibles conductivités électriques, $0,8 \text{ mS/cm}$ en moyenne, avec un maximum de $2,8 \text{ mS/cm}$ et un minimum de $0,3 \text{ mS/cm}$. Ces eaux sont caractérisées par un faciès bicarbonaté calcique, avec l'abondance des ions HCO_3^- et Ca^{2+} .

4.3.5.2 Analyse en composante principale (ACP)

L'analyse en composantes principales a été effectuée en tenant compte des analyses chimiques de chacune de trois campagnes d'échantillonnage (juin, décembre 2010 et mai 2011). Le but de cette analyse est de classer les points d'eau en fonction de leur concentration en éléments chimiques. L'analyse a été effectuée en regroupant les éléments chimiques analysés pour les trois périodes, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{-2} et la conductivité électrique. La projection des variables et des individus a été effectuée sur les deux axes F1 et F2, qui représentent 88,27% de la variance totale.

La projection des variables sur le plan factoriel F1-F2 montre que l'axe F1 (exprime 75, 75% de la variance totale); il est déterminé par la conductivité électrique, le Na^+ , Cl^- , K^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+} et représente donc l'axe de la minéralisation (Figure 4.16). Le facteur F2 vertical exprime 12, 52% de la variance, il n'est déterminé d'une manière positive que par HCO_3^- et SO_4^{2-} , alors il présente le pôle des sulfates et des bicarbonates.

La projection des individus sur le plan F1-F2 a révélé que l'axe F1 montre l'opposition entre les eaux faiblement minéralisées se trouvant à l'amont de l'aquifère, au-delà de 1 km de l'océan et les eaux fortement minéralisées qui se trouvent à l'aval, à 1 km de l'océan, précisément dans l'Oulja. L'axe F2 montre également une opposition entre les eaux riches en Na^+ , Cl^- , K^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+} et les eaux faiblement chargées en ces éléments (Figure 4.17).

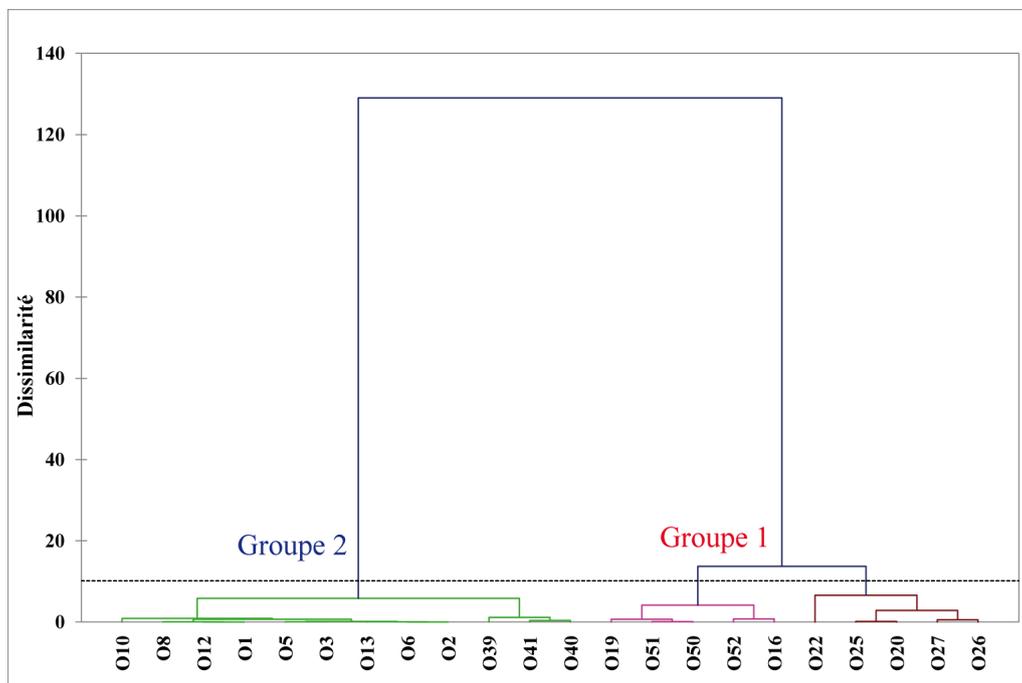


FIGURE 4.15 – Classification hiérarchisée à partir des données des trois campagnes

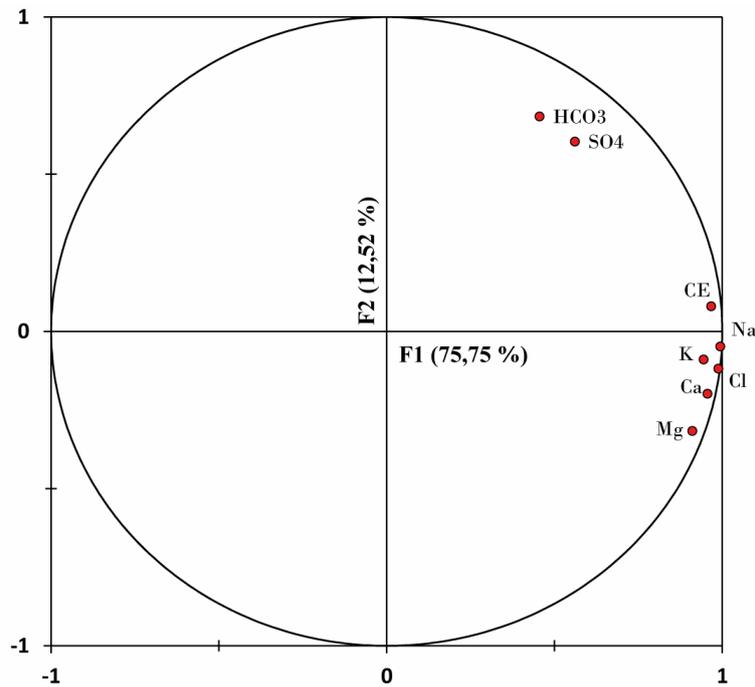


FIGURE 4.16 – Cercle des corrélations des variables sur le plan F1-F2

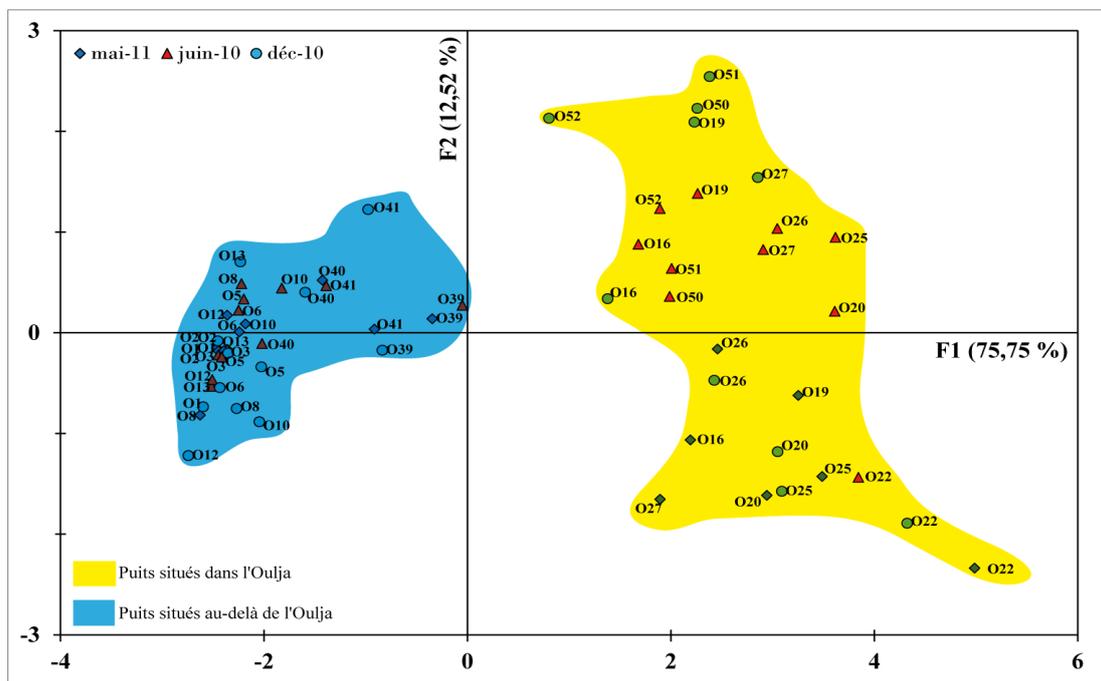


FIGURE 4.17 – Diagramme des individus sur le plan F1-F2 pour les trois missions juin, décembre 2010 et mai 2011

4.3.6 Relation entre les éléments majeurs et la conductivité électrique

Les graphes de la Figure 4.18 montrent l'évolution des éléments chimiques en fonction de la conductivité. On constate que la conductivité électrique est bien corrélée à ces éléments, elle croit avec la salinité. La corrélation positive des chlorures et de la conductivité électrique de l'eau est excellente d'où une grande influence des chlorures sur la salinité des eaux, la même remarque s'impose pour le sodium. Le magnésium, le calcium, le potassium et le Bromure participent aussi dans la minéralisation totale des eaux souterraines.

Sur les mêmes figures, en plus la tendance linéaire générale entre la conductivité et les éléments majeurs, on constate qu'il y a deux groupes qui apparaissent sur les graphiques de Na^+ , Cl^- , K^+ et Mg^{2+} (particulièrement nette pour Mg^{2+} et importante pour K^+). L'analyse des graphiques montre que les points qui ont une dispersion du côté des conductivités élevées, regroupent les puits situés au niveau de l'Oulja, dans le premier kilomètre de l'océan, alors que les points regroupés du côté des conductivités plus faibles sont les puits situés en dehors de l'Oulja, au-delà de 1 km de l'océan.

4.3.7 Relation entre les éléments majeurs et les chlorures

Les changements de la composition chimique de l'eau souterraine sont causés par le mélange et les réactions d'échange d'ions. Pour comprendre le processus de la minéralisation des eaux souterraines, nous représentons, ci-dessous, les graphiques de la relation entre les éléments majeurs et le Cl^- (Figure 4.19), qui est un traceur conservatif, qui ne participe ni aux interactions eau roche, ni dans les réactions d'oxydoréduction et il ne forme pas de précipité insoluble (Fetter, 1993). Il caractérise l'origine de la salinité des eaux et constitue un traceur de mélange (Tellam, 1995 ; Fidelibus et *al.*, 1996).

Les relations entre les ions majeurs des échantillons d'eau, des dix-neuf puits prélevés sur la zone d'étude, entre Oualidia et El Akarta, l'eau de mer et de l'eau de pluie sont présentées sur la Figure 4.19. La plupart des ions (Na^+ , K^+ et Mg^{2+} et Br^-) sont bien corrélés avec Cl^- , indiquant qu'ils proviennent probablement de la même source d'eau saline (Yongje et *al.*, 2003 ; De Montety, 2008).

Ils montrent que les puits les plus proches de l'océan ont une minéralisation qui a une tendance vers celle de l'eau de mer, tandis que les plus éloignés ont une minéralisation proche de celle de l'eau de la pluie. Cela peut être un indicateur de l'influence océanique.

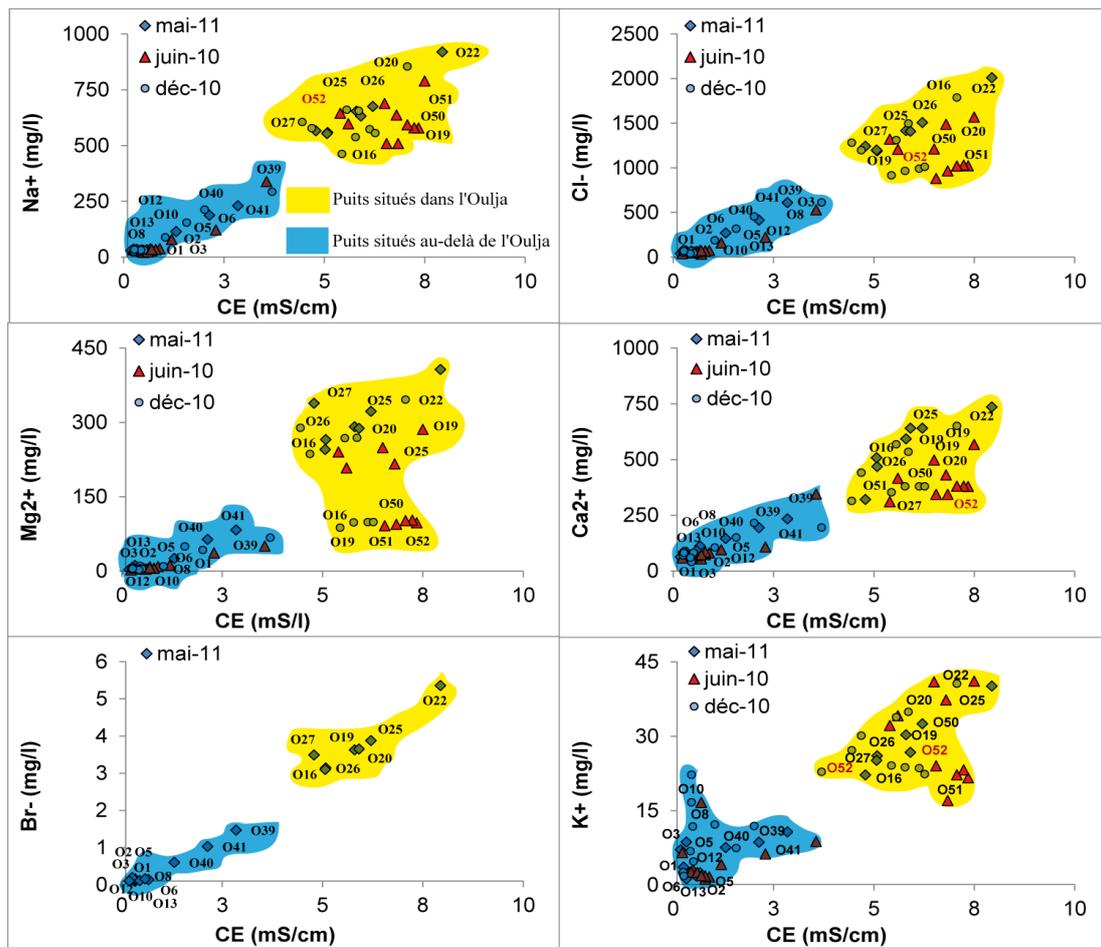


FIGURE 4.18 – Évolution du Na, Cl^- , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Br^- , et K^+ en fonction de la conductivité électrique

Les eaux de différents points d'eau montrent, en général, un enrichissement en Ca^{2+} et un appauvrissement en Na^+ et Br^- . L'enrichissement ou l'appauvrissement en éléments majeurs dans les eaux souterraines sont dus soit à l'échange de Ca^{2+} et Mg^{2+} sous l'interaction de l'eau et la roche carbonatée, soit à la réaction Na^+ - Ca^{2+} ou Na^+ - Mg^{2+} par les échanges de base ou par la réduction des sulfates (Figure 4.19).

Le graphique de la relation de Na^+ en fonction de Cl^- indique que tous les points se trouvent au-dessous de la droite de mélange, indiquant un appauvrissement en cet élément (Figure 4.19). Cette situation est expliquée par le phénomène d'échange ionique entre l'eau et l'aquifère qui conduit à la fixation de Na^+ et la libération de Ca^{2+} . Cela est observé sur la figure de la relation entre le Ca^{2+} et le Cl^- , qui montre que tous les points sont au-dessus de la droite de mélange, cela se traduit par une adsorption de Na^+ et une libération de Ca^{2+} (El Achhab et *al.*, 2001 ; Fidelibus et

Tulipano 1996).

Le Mg^{2+} montre une dispersion des points autour de la droite de mélange, avec un appauvrissement pour la plupart des puits qui sont loin de l'océan et un enrichissement pour ceux qui lui sont proches (Figure 4.19). Dans un environnement carbonaté, tel que celui de notre zone d'étude, la dolomitisation est la cause de l'appauvrissement en Mg^{2+} (Tulipano et Fidelibus 1984 et 1986). L'enrichissement est le résultat de la dissolution des carbonates ou par apport marin.

Le graphique de K^+ et de Br^- en fonction de Cl^- , montrent que la majorité des points se trouvent au-dessous de la droite de mélange, sauf quelques-uns pour le K^+ pour les puits les plus éloignés de l'océan, montrant ainsi que l'origine probable de ces éléments, pour les puits les proches de la côte, est plutôt océanique (Figure 4.19).

Les échanges ioniques de Na^+ avec Ca^{2+} ou Na^+ avec Mg^{2+} , cités dans ce paragraphe ont été démontrés par des études au laboratoire sur des roches carbonatées aquifères (Pascual et Custodio, 1990).

La relation entre les sulfates SO_4^{2-} et le Cl^- montre une dispersion des points autour de la ligne de mélange (Figure 4.19), l'enrichissement en sulfates peut être lié à la contamination de la nappe par les évaporites du Jurassique ou un apport anthropique par le biais de l'utilisation des fertilisants dans l'agriculture (Fidelibus et *al.*, 1992; El Achheb et *al.*, 2001). L'appauvrissement en sulfate peut être liée à une origine marine des sels (Barrocu et *al.*, 1994, Fidelibus et Tulipano 1996).

Le rapport Br^-/Cl^- a été souvent utilisé comme un indicateur de l'origine de la salinité. La dissolution d'évaporites donne un faible rapport molaire du Br^- et du Cl^- (Cartwright et *al.*, 2006; Ghabayen et *al.*, 2006), alors que les sources anthropiques donnent un rapport molaire autour de 0,5‰ pour les infiltrations d'eaux usées, autour de 20‰ pour l'agriculture (Andreasen et Fleck, 1997; Ghabayen et *al.*, 2006). L'eau de mer et les eaux pluviales côtières ont un ratio similaire autour de 1,5 et 1,7‰ (Jones et *al.*, 1999, Vengosh et *al.*, 1999). Dans notre cas, le rapport Br^-/Cl^- pour la mission de mai 2011 varie de 0,9 à 1,2‰ avec 1,1‰ comme moyenne, ce rapport reste faible (Figure 4.20). Cela est un indicateur d'une autre source de Br^- que celle de l'océan, telle que les eaux usées (par les fosses septiques utilisées dans la zone) ou aussi d'origine évaporitique (Hsissou et *al.*, 1999).

Le rapport molaire Na^+/Cl^- est un indicateur de l'influence marine, dans le cas d'une intrusion marine ou durant les premiers stades de la salinisation ce rapport est généralement plus faible que les valeurs pour les eaux marines ($< 0,86$) (Jones et *al.*, 1999, Bear et Cheng, 2010). D'autre part, des rapports Na^+/Cl^- élevés supérieurs à 1, caractérisent généralement des sources anthropiques, comme les eaux usées

domestiques (Bear et Cheng, 2010). Dans notre cas, la moyenne de ce rapport molaire est de 0,8 avec un minimum de 0,6 et un maximum de 1,7. La moyenne est proche du rapport de l'eau de mer (0,86) (Jones et *al.*, 1999, Vengosh et *al.*, 1999), ce qui suggère que le sodium peut avoir une origine marine, avec des échantillons qui sont alignés sur la ligne de mélange et d'autre en dessus, indiquant une origine anthropique principalement pour les puits les plus éloigné de l'océan (Figure 4.20).

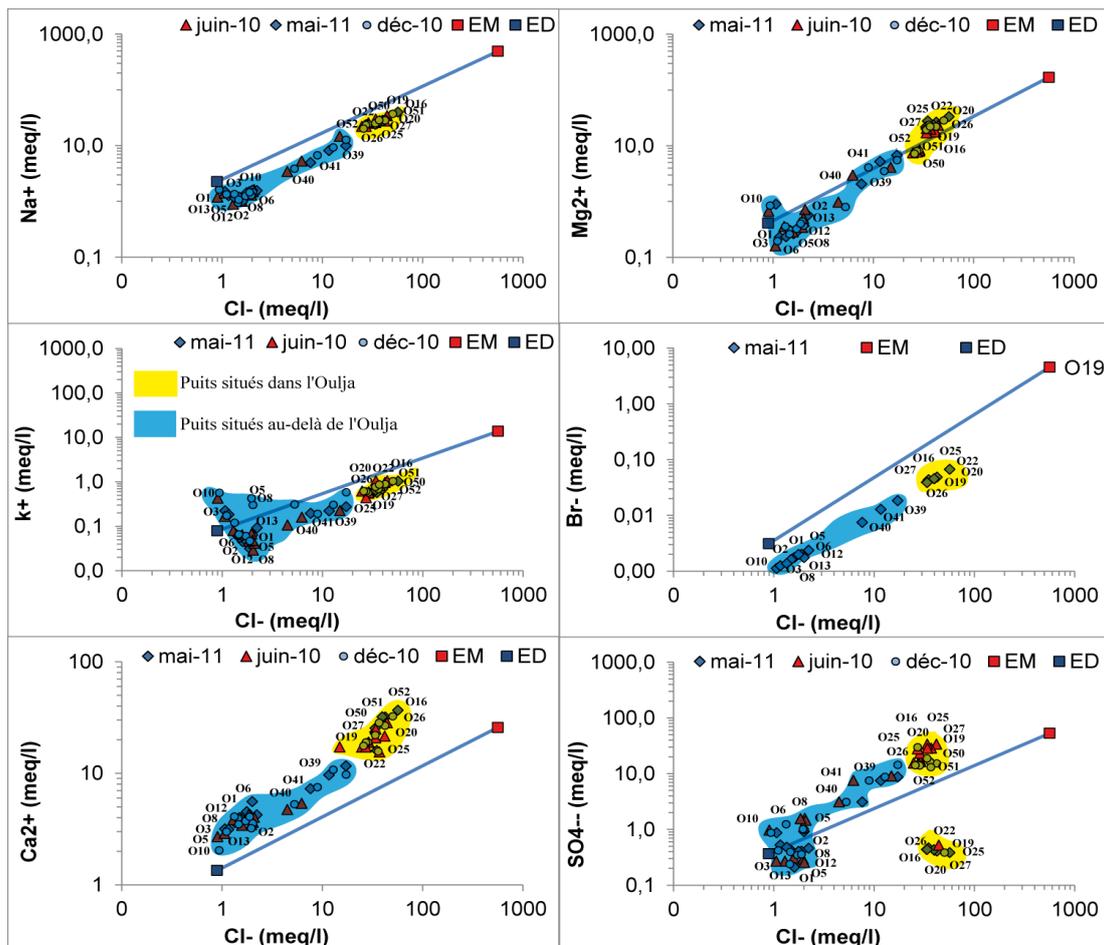


FIGURE 4.19 – Relation des éléments hydrochimiques et les chlorures

Une des caractéristiques de l'intrusion marine est l'enrichissement en Ca^{2+} par rapport à Mg^{2+} (Figure 4.20), un rapport faible de $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ (inférieur à 1) est un autre indicateur (Bear et Cheng, 2010). Le rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ d'un mélange eau de pluie eau de mer est connu pour augmenter en fonction de la proportion d'eau de mer introduite dans le mélange (Vengosh, et *al.*, 1994). Dans notre étude, le rapport augmente aussi en fonction de la proportion des chlorures (figure 4.20). On assiste

à une augmentation du rapport en allant de l'amont vers l'aval, les échantillons qui ont un rapport supérieur ou proche de 1 ont été prélevés dans le secteur côtier, ce qui pourrait, une fois encore, montrer une origine marine de la minéralisation. Le rapport faible est dû à l'échange cationique, qui permet de libérer le Ca^{2+} présent dans le réservoir et adsorber le Na^+ de la solution, comme on verra dans le paragraphe ci-dessous.

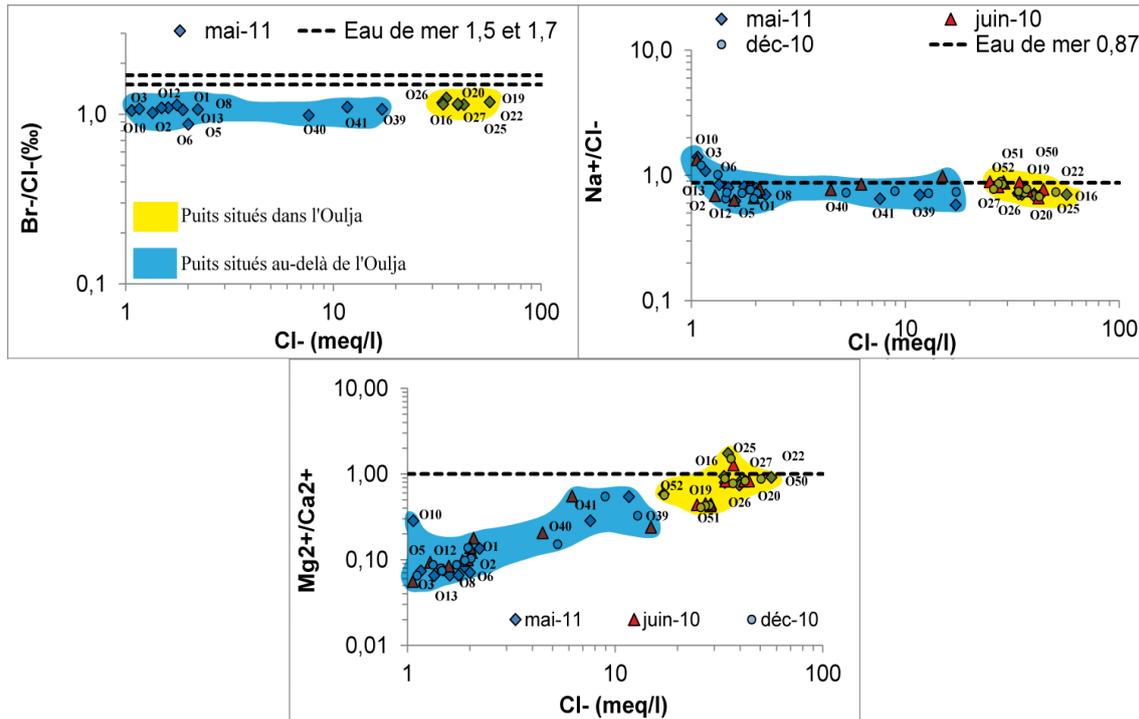


FIGURE 4.20 – Relation des rapports hydrochimiques et les chlorures

4.3.8 Indice d'échange de base (i.e.b.)

Les échanges cationiques dans un aquifère sont exprimés par l'indice d'échange basique (**i.e.b.**) (Schoeller, 1962 et 1969). En effet, le cation Ca^{2+} est adsorbé sur les surfaces de l'aquifère, les minéraux d'argile ou sur la matière organique, en revanche dans le cas d'une intrusion marine, le contact avec l'eau salée riche en Na^+ permet la substitution entre le sodium et le calcium, par absorption du premier par la matrice aquifère et la libération du deuxième dans l'eau de ma nappe (Sayles et Mangelsdorf, 1977 ; Jones et *al*, 1999). Cet échange peut être quantifié par le **i.e.b.** avec :

$$i.e.b = \frac{\text{Cl}^-(\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\text{Cl}^-} (\text{meq/l})$$

Le signe du rapport nous permet de déterminer le sens de l'échange, si il est négatif alors le calcium de l'eau est échangé contre le sodium de l'aquifère, par contre si il est positif il y a une adsorption du sodium et libération du calcium (Schoeller, 1962 et 1969).

Dans notre étude, les eaux souterraines ont des valeurs positives de l'i.e.b. pour la totalité des puits sauf le O 10 et le O 3 où il est négatif quelle que soit la campagne, ce qui témoigne d'une adsorption du sodium et libération du calcium dans le premier cas, et adsorption du calcium et libération du sodium dans le deuxième. Ce résultat permet d'expliquer l'enrichissement en Ca^{2+} et l'appauvrissement en Na^+ observé sur la Figure 4.19.

4.4 Processus hydrogéochimique, classification de Stuyfzand

4.4.1 Aspect général de la classification

La classification hydrochimique de Stuyfzand (1986), est basée sur les cations et les anions dominants dans la balance ionique. En plus les ions majeurs, elle prend en considération les composants habituellement négligés tel que (H, Al, Fe, K, NH_4 , NO_2 et NO_3^-).

La classification implique la détermination successive de quatre niveaux pour chaque échantillon d'eau, ces niveaux sont : type principal, le type, le sous-type et la classe (Figure 4.21). Pour chacun des quatre niveaux, on contribue un code et un nom (Figure 4.22). Ce qui donne l'existence, théoriquement, à huit principaux types, onze types, vingt-sept sous-types et trois classes, le nombre maximal théorique des types d'eau s'élève donc à 7 128.

Les quatre niveaux de la classification sont définis comme suite :

Type principal : il est déterminé en fonction de la concentration en chlorure, comme il est indiqué sur le Tableau 4.4. Ces limites ont été déterminées par Stuyfzand 1986a.

Types : Chaque type principal est subdivisé au maximum en onze types en fonction de l'alcalinité (Tableau 4.4).

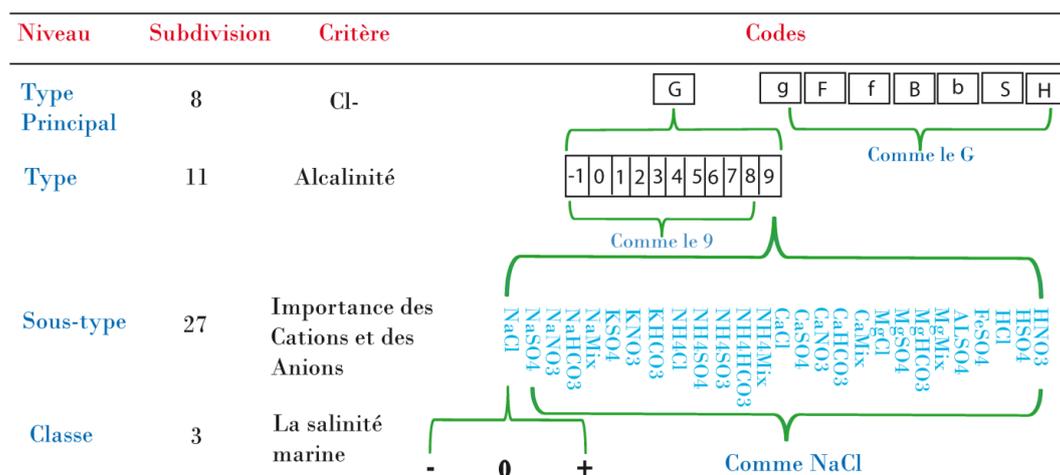


FIGURE 4.21 – La structure hiérarchique du système de classification (Stuyfzand 1986)

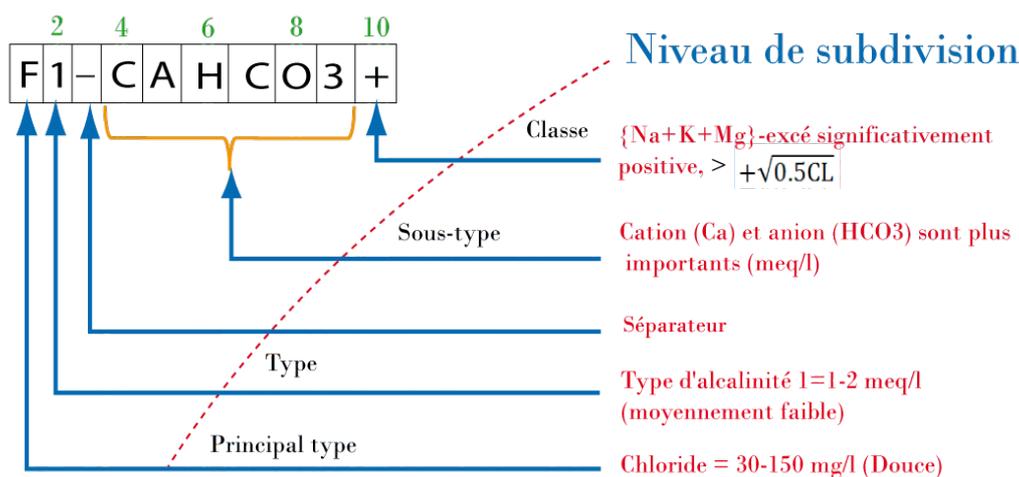


FIGURE 4.22 – Exemple des codes des types d'eau douce en 10 positions. (Stuyfzand 1986)

Sous-types : est déterminé par les anions et les cations dominants dans l'équilibre ionique, déterminent plus ou moins par le biais de leur association le nom du sous-type d'eau. La famille dominante est déterminée à la fois pour les cations et les anions.

Les familles avec leurs membres sont données dans la Figure 4.23. Si les cations et les anions sont placés sur le même sommet du triangle, cela veut dire qu'il y a une relation hydrochimique et/ou géochimique entre eux. Les couples sont placés entre

crochets aux sommets des triangles, par exemple [Al + H] et [NO₃ + NO₂].

Classes : Finalement, chaque sous-type est subdivisé en trois classes (Tableau 4.4) selon un nouveau paramètre : la somme de Na⁺, K⁺ et Mg²⁺ en méq/l. Il traduit le fait d'avoir des échanges basiques ou non. Cela a été développé à partir de l'eau de mer. L'eau peut pendant son trajet être enrichie ou appauvrie en base par des réactions d'échanges avec le sédiment. L'enrichissement/appauvrissement basique par rapport à l'eau de mer est calculé comme suit :

$$\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Mg}^{2+} \text{ corr.} = [\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Mg}^{2+}] \text{ mesuré} - 1,0716 \text{ Cl.}$$

Le facteur 1,0716 égal le rapport entre les cations et le chlore en méq/l pour l'eau de mer en méq/l (Riley et Skirrow, 1965).

$$\frac{\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Mg}^{2+}}{\text{Cl}^-}$$

Il est supposé que tous les ions Cl⁻ sont d'origine marine (Eriksson, 1952), et que le fractionnement des principaux constituants de l'eau de mer durant la formation des embruns marins peut être ignoré (Duce et Hoffman, 1976).

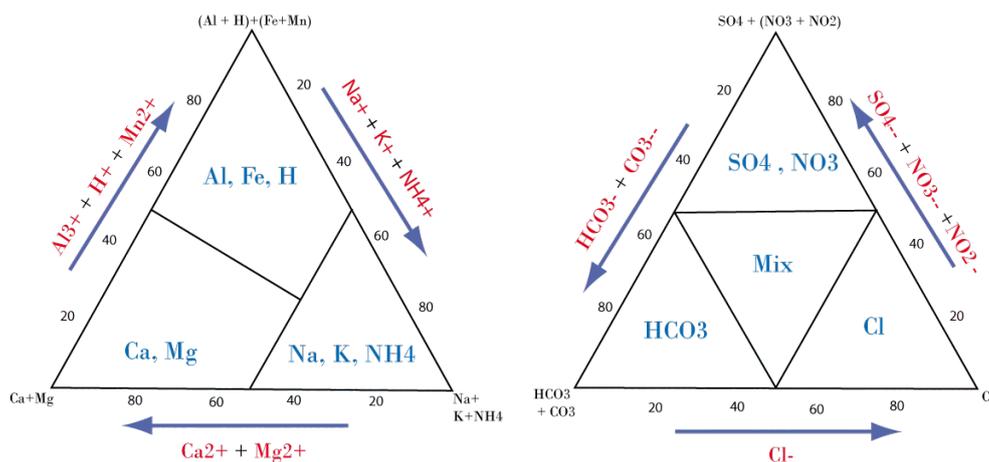


FIGURE 4.23 – Subdivision des sous-types en meq/l (Stuyfzand 1986)

TABLEAU 4.4 – Niveau et critère de subdivision d'un échantillon d'eau (Stuyfzand 1986)

Niveau de subdivision	Critère	
Type principal	Cl⁻ (mg/l)	Code
Eau douce	30-150	F
Eau douce-saumâtre	150-300	f
Eau saumâtre	300-103	B
Eau saumâtre-salée	103-104	b
Eau salée	104-2,104	S
Eau hyper salée	>2,104	H
Type	TH° F	Code
Eau très douce	< 5	*
Eau douce	5-10	0
Eau modérément dure	10-20	1
Eau dure	20-40	2
Eau très dure	40-80	3
Eau extrêmement dure	80-160	4
Eau extrêmement dure	160-320	5
Eau extrêmement dure	320-640	6
Eau extrêmement dure	640-1 280	7
Eau extrêmement dure	1 280-2 560	8
Eau extrêmement dure	>2 560	9
Classe	Condition de correction de (Na + K + Mg) (méq/l)	Code
Déficit de (Na + K + Mg)	$< -\sqrt{(1/2)}Cl$	-
Équilibre de (Na + K + Mg)	$-\sqrt{(1/2)}Cl$ et $+\sqrt{(1/2)}Cl$	0
Surplus de (Na + K + Mg)	$> +\sqrt{(1/2)}Cl$	+

(-) : Signe d'une intrusion d'eau salée
(0) : Composition constante, état d'équilibre pas d'échange
(+) : Signe d'une intrusion d'eau douce

4.4.2 Classification Stuyfzand des types d'eau de l'Oualidia

La concentration en chlorure des échantillons pour les trois missions varie dans une large gamme de 1,0 à 50,5 *méq/l*, allant de l'eau douce à saumâtre et salée. La majorité des échantillons localisés dans l'arrière-pays sont des eaux douces (F). La deuxième catégorie des échantillons est de type saumâtre à salée sont localisés dans l'Oulja.

La dureté totale varie à une large gamme modérément dure de 16,0 *méq/l* à eau extrêmement dure (304,7 *méq/l*). Cependant, il est clair que la plupart des échantillons sont durs ou très durs. En général, ces valeurs élevées de dureté totale sont liées à la dissolution du carbonate donnant de fortes concentrations de Ca²⁺ et

Mg^{2+} (Appelo et Postma, 1993).

Les eaux souterraines ont été classées en plusieurs catégories en fonction des cations et des anions les plus dominants, c'est à dire, les chlorures, le sodium, les bicarbonates, le calcium, le potassium et le magnésium. La plupart des puits proches du rivage sont caractérisés par des eaux saumâtres salines très dures à extrêmement dures, avec un faciès NaCl ou CaCl.

La figure 4.24 présente les résultats de la classification de Stuyfzand (1986) des échantillons d'eaux souterraines analysés dans la zone d'étude. On constate que la plupart des échantillons localisés dans l'Oulja ont un code d'échange positif. Cela se réfère à un adoucissement. Cependant, on peut supposer que le seul cation d'eau douce est Ca^{2+} , tandis que Mg^{2+} est apporté uniquement par l'eau salée. Mais cette hypothèse n'est pas valable, car une partie du Mg^{2+} provient de la dissolution des calcaires. Par conséquent, dans la zone d'étude, la somme corrigée des cations marins est augmentée par le Mg^{2+} . Les autres échantillons d'eau, montrent un équilibre entre ces éléments, voire un code d'échange de cations nul.

La classification des eaux de l'Oualidia a montré l'existence de trois types d'eau :

F-CaHCO₃ : ce sont des eaux douces modérément dures (1) à dures (2), les cations et les anions dominants sont le Ca^{2+} et le HCO_3^- , ce type d'eau est localisé en amont de la zone. La plupart des échantillons montre un signe nul, ce qui indique un équilibre entre les ions Na^+ , K^+ , et Mg^{2+} .

f-CaCl et B-CaCl : ce sont des eaux douces à saumâtres, dures (2), très dures (3) à extrêmement dures (4). Les cations dominants sont les Ca^{2+} et Cl^- , ces eaux présentent un signe nul, ce qui indique un équilibre entre les eaux de la nappe et l'aquifère. Ce type est localisé dans l'arrière-pays à 2 km de l'océan.

B-NaCl et b-NaCl : ce sont des eaux saumâtres à saumâtres salées, la concentration en chlorures est supérieure à 300 mg/l. Elles sont localisées dans le premier kilomètre de l'océan ; ce qui indique une salinisation probable par l'eau de mer. La plupart des échantillons montre un signe positif (+), indiquant un échange cationique entre la nappe et l'aquifère.

Les résultats de la classification de Stuyfzand indiquent un processus d'intrusion d'eau salée dans la fange côtière, en effet, si l'eau salée pénètre la nappe phréatique, les ions Na^+ sont adsorbés sur la fraction argileuse, et le Ca^{2+} est libéré, et, par conséquent, le type d'eau passe de type de Na-Cl à Ca-Cl (Appelo et Postma,

1993). L'échange cationique entre Na^+ et Ca^{2+} a été démontré (Cf. paragraphe 3.7 et 3.8). Cependant, le type d'eau NaCl passe à CaCl en allant de l'Oulja vers l'arrière-pays.

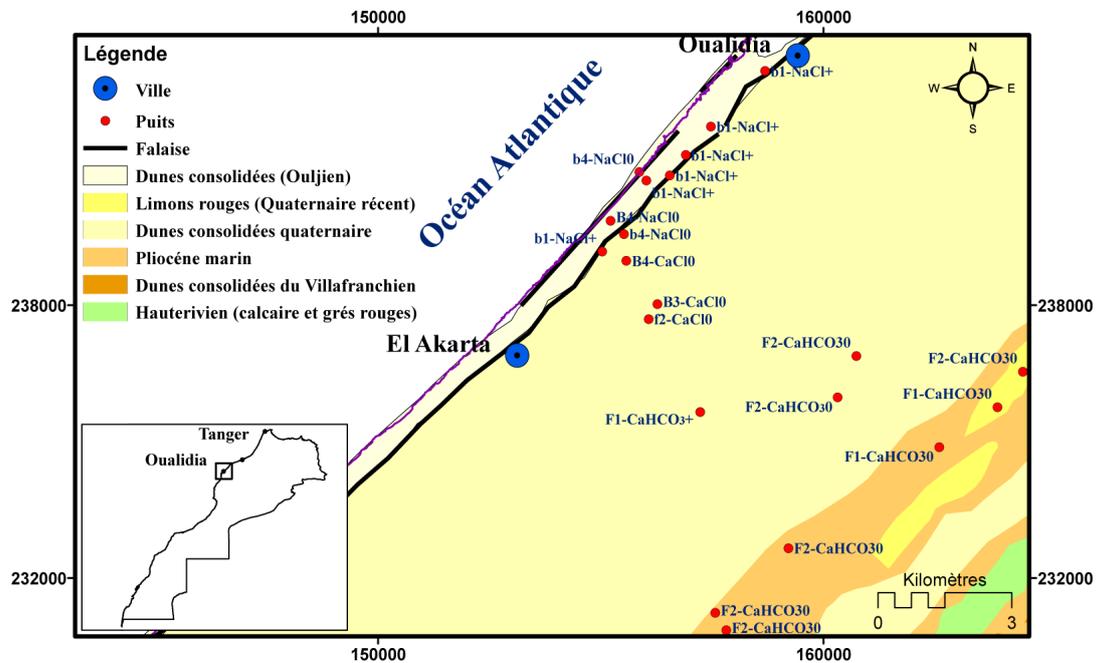


FIGURE 4.24 – Distribution spatiale des types d'eaux en se basant sur la classification Stuyfzand

4.5 Conclusion

L'analyse piézométrique de la nappe côtière de l'Oualidia a montré que l'écoulement s'effectue du sud-est vers le nord-ouest, en direction de l'océan. La nappe est influencée par les variations des précipitations, elle remonte après les années pluvieuses et elle baisse après les années sèches, signalant que la recharge de la nappe se fait surtout par les précipitations.

Les résultats de l'étude hydrogéochimique, indiquent que les aquifères côtiers connaissent une minéralisation principalement par l'intrusion de l'eau de mer, qui reste limitée à la zone proche de la côte, sur le premier kilomètre de l'océan. La dissolution des carbonates, ainsi que l'échange cationique modifient la concentration des ions dans les eaux souterraines. La zone d'étude est subdivisée en deux parties : la

bande côtière, où les puits sont bien minéralisés et une zone intérieure moins minéralisée. Les faciès rencontrés sont : un faciès chloruré-sulfaté, calcique-magnésienne, et bicarbonaté-calcique et magnésien. L'analyse en composantes principales (ACP) a permis de séparer les puits minéralisés situés sur une distance proche de l'océan et les puits moins minéralisés localisés sur une distance éloignée de l'océan.

La composition ionique de l'eau souterraine est déterminée par différents processus. Le schéma de distribution des ions majeurs montre des variations de composition dans les échantillons d'eau souterraine. En général, la concentration des cations diminue dans l'ordre $\text{Ca} > \text{Na} > \text{Mg} > \text{K}$ et pour les anions dans l'ordre $\text{Cl} > \text{HCO}_3^- > \text{SO}_4$. L'analyse des corrélations indique que la plupart des ions sont positivement corrélés entre eux et avec la conductivité électrique, elle montre une bonne corrélation des ions et des chlorures, avec un enrichissement en calcium et en sulfates par rapport à la droite de mélange eau douce eau salée, le sodium et les bromures montrent un appauvrissement.

Les valeurs plus élevées de la conductivité électrique et de la concentration en chlorure sont observées près de l'océan, elles diminuent en s'éloignant de la côte. L'eau souterraine douce est caractérisée par de faibles valeurs de CE et un type d'eau F-Ca-HCO₃⁻, les eaux salées sont de type B-Na-Cl ou B-Ca-Cl, avec Cl⁻ comme anion dominant. Tous ces éléments convergent et prouvent une intrusion de l'eau de mer dans le premier kilomètre.

Chapitre 5

Effet de la marée sur l'aquifère côtier de l'Oualidia

Sommaire

5.1	Introduction	114
5.2	Acquisition des données	115
5.3	Propagation de l'onde piézométrique	117
5.4	Effet de la marée sur l'évolution du niveau piézométrique	118
5.5	Étude de la conductivité de l'eau du puits O 45	134
5.6	Conclusion	143

*L'*enregistrement des fluctuations piézométriques analysées simultanément à celles de la marée permet de caractériser le comportement hydrodynamique des aquifères. Dans ce chapitre l'étude est basée, d'une part sur l'observation et l'analyse de la variation de la hauteur et de la conductivité de l'eau dans l'aquifère libre plioquaternaire avec celui de l'Hauterivien de l'Oualidia et d'autre part, sur la comparaison de ces variations à celles de la marée. Les enregistrements ont été effectués dans un puits situé à 1318 m de la côte où les deux aquifères sont en contact direct. L'étude s'est étalée sur deux périodes, la première période estivale du 1^{er} juin au 10 octobre 2010, la deuxième hivernale du 17 janvier au 11 juin 2011. Les résultats obtenus nous permettront de montrer l'influence de la marée sur la hauteur et sur la conductivité électrique de l'eau dans le puits, tout aussi bien en période journalière que synodique.

Mots clés : aquifère côtier, effet de la marée, période de la marée, déphasage, amplitude, la diffusivité.

5.1 Introduction

Les aquifères côtiers montrent souvent des fluctuations piézométriques en réponse à l'influence de la marée océanique. On propose, ici, d'étudier l'aquifère karstique côtier de l'Oualidia. Ces aquifères sont vulnérables et menacés en raison d'une intense exploitation par pompage, de l'apport d'éléments nutritifs par les engrais pour le maraîchage et de la salinisation par une potentielle intrusion marine (Fakir, 2001 ; Kaid Rassou et *al.*, 2005).

Les grès-calcaires plioquaternaires forment l'aquifère superficiel, dont la nappe est connue pour être en contact direct avec l'océan Atlantique (Hazan et Ferré 1963 ; Fakir, 2001, Kaid Rassou et *al.*, 2005). Les calcaires de l'Hauterivien constituent l'aquifère de Dridrâte considéré comme la nappe captive la plus importante de la région. Ces aquifères sont exploités par des pompages privés (puits à usage domestique) destinés à l'irrigation agricole (Hazan et Ferré, 1963 ; Ferré, 1964). La géométrie de ces aquifères a été bien étudiée par ces auteurs, mais leurs caractéristiques hydrodynamiques sont encore mal connues, bien que quelques essais de pompage aient été réalisés dans les années 1960 par l'office national de l'eau potable (ONEP). Cependant, les données de ces essais de pompage qui ont été fortement influencées par l'effet de la marée, ne sont plus disponibles (Fakir et Razack 2003). Une étude complémentaire s'avérerait donc intéressante afin de préciser, dans le contexte actuel, le comportement mutuel de la nappe et de l'océan.

Cette étude repose sur le fait que la variation périodique continue du niveau marin génère une série d'ondes de pression sinusoïdales. Celles-ci se propagent à l'intérieur des terres à partir du contact océan-aquifère et sont à l'origine de l'oscillation du niveau piézométrique. L'analyse des fluctuations piézométriques permet, dans certaines conditions, d'évaluer les caractéristiques hydrodynamiques du milieu.

Le phénomène de propagation de l'onde de la marée est connu depuis longtemps. Boussinesq (1877, dans Cazenove 1971) est le premier à proposer une formulation mathématique pour la propagation de l'onde dans un aquifère en relation avec un plan d'eau libre. L'étude de ce phénomène a été reprise, entre autres auteurs, par Ferris (1951). Bien des auteurs ont utilisé cette formulation ; on cite, par exemple, Moulard et *al.*, (1965) dans la région de Chekka, au nord du Liban, Razack et *al.*, (1980) qui ont exploité la méthode pour la caractérisation de l'aquifère carbonaté et fissuré, d'âge miocène, au sud du Portugal, Krivic (1982), pour l'aquifère de Kras en Slovénie, Guhl et *al.*, (2003), pour l'aquifère côtier de Bajo Andarax au sud de l'Espagne. L'aquifère côtier de Beihai en Chine a connu une telle étude, Xun et *al.*, (2006) et au sud de l'Australie par Bye et *al.*, (2008). D'autres études sont men-

tionnées dans Alcoléa et *al.*, (2007) et dans Jah et *al.*, (2008). L'objectif de chacune de ces études a toujours été la détermination des caractéristiques hydrodynamiques des aquifères.

Le Sahel des Doukkala a déjà fait l'objet d'une étude de l'influence de la marée sur le niveau d'eau de ses aquifères (plioquaternaire et hautérivien). En effet, Fakir (2001) et Fakir et Razack (2003) ont suivi, durant un maximum de sept jours à un moment de l'année non connu, neuf puits atteignant l'aquifère de Dridrate (calcaires de l'Hauterivien). Ils ont ainsi pu mettre en évidence un effet de la marée jusqu'à $4,7\text{ km}$ à l'intérieur des terres. Il est à noter que, pour deux de ces neuf puits, les deux aquifères sont en contact, le niveau argileux les séparant par ailleurs étant à leur endroit érodé. Les diffusivités estimées par un modèle d'aquifère semi-captif fortement hétérogène, sont variables (de $1,2 \cdot 10^1\text{ m}^2\text{s}^{-1}$ à $4,7 \cdot 10^1\text{ m}^2\text{s}^{-1}$). A Sidi Moussa, environ 35 km au nord de l'Oualidia, Oulaaross (2009) a effectué une étude semblable sur un puits situé à 753 m de l'océan. Elle a observé un effet de la marée qui s'atténue fortement à 1 km , avec une diffusivité de $2,2 \cdot 10^1\text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (calculée à partir de l'amortissement de l'amplitude en mars 2009), pour l'aquifère plioquaternaire, avec l'hypothèse d'un modèle de nappe captive (une nappe libre avec de très faibles variations d'épaisseur en fonction du temps), au cours d'une période de seulement deux jours. Ces deux études ont été réalisées sur des courtes périodes d'observation, ce qui nous a conduit à mener une étude s'étendant sur deux périodes de temps plus longues ; une première sèche estivale, du 1^{er} juin au 10 octobre 2010 et une deuxième humide hivernale du 17 janvier au 11 juin 2011, avec pour objectif de voir comment varie le niveau de la nappe et la conductivité de l'eau entre ces deux saisons.

Nous proposons dans ce chapitre ; en première partie l'étude de l'évolution du niveau piézométrique et le calcul de la diffusivité de l'aquifère au cours des différentes périodes de la marée, en deuxième partie l'évolution de la conductivité électrique parallèlement à celle du niveau de l'océan. Enfin, on compare les résultats obtenus avec ceux des études antérieures.

5.2 Acquisition des données

De la compilation des données en notre possession, il ressortait que la distance limite de l'amortissement de la marée varie, selon les auteurs, de 1 à 5 km . Il a été décidé de rechercher un puits protégé dont la distance à l'océan était comprise entre 1 et 2 km pour y réaliser des enregistrements de longue durée.

Le puits O 45 ($x = 159,116$; $y = 242,738$; $z = 60\text{ m}$, coordonnées Lambert extraites de la carte topographique Cap Cantin Oualidia 1985 à 1/50000) situé à

1 318 m de l'océan a été retenu (Figure 5.1), il est utilisé à des fins domestiques. A cette distance de l'océan et pour ce puits les deux aquifères sont en contact en raison de l'absence des argiles rouges. Sa profondeur est de 54,09 m à partir du sol. Cependant, la pose d'un enregistreur multiparamètre (STS ATM/N/T, transmetteur en acier inoxydable, +0,5% de précision, une étendue de mesure de 0 à 2,5 bar pour la pression absolue et 0 à 80°C pour la température (Cf. annexe C)) au cours de deux périodes de quatre mois, la première du 1^{er} juin au 10 octobre 2010, la deuxième du 17 janvier au 11 juin 2011, avec un pas de mesure de cinq minutes a été possible. Ceci a conduit à des séries chronologiques directement exploitables compte tenu de leur longueur. Les paramètres enregistrés sont : la conductivité et la température ainsi que la pression absolue qui sera transformée en une hauteur d'eau après estimation de la pression atmosphérique. La marée, dans l'océan Atlantique, est connue pour être semi-diurne (Cf. annexe C) ; les données exploitées dans cette étude sont celles calculées, heure par heure pour le port de Safi, par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (www.shom.fr).

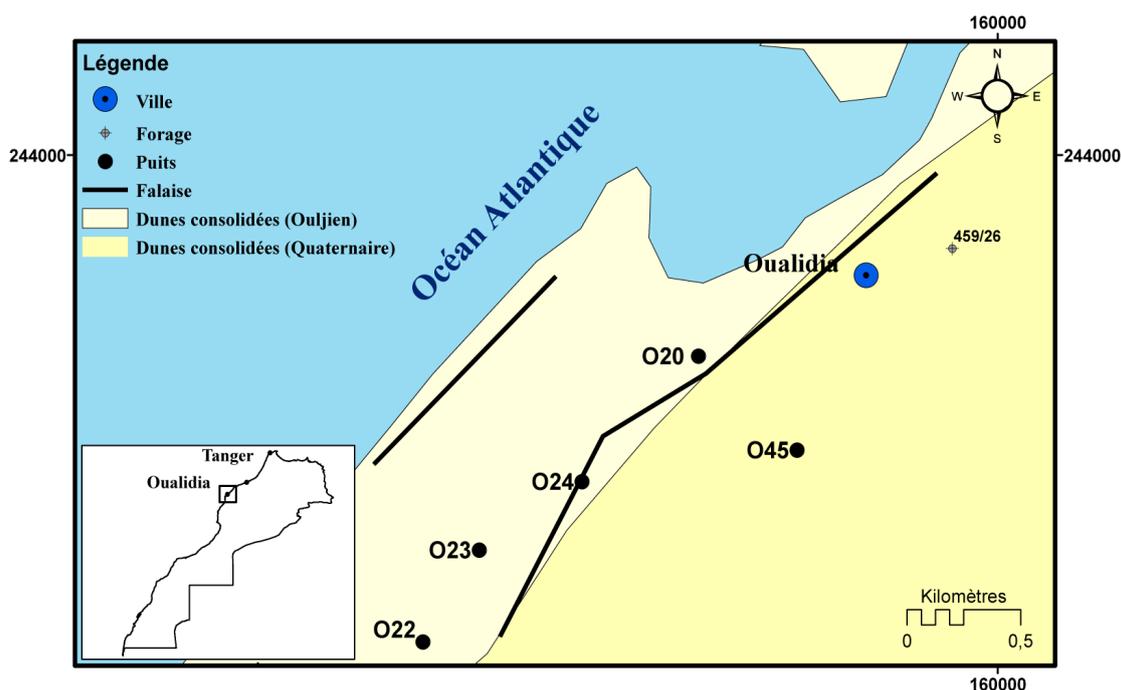


FIGURE 5.1 – Situation géographique et géologique du puits O 45 (extrais de la carte géologique de la Meseta entre Settat et Mazagan au 1/200 000, service géologique du Maroc, Gigout, 1954)

5.3 Propagation de l'onde piézométrique

Le suivi des variations de la hauteur d'eau dans le puits O45 va permettre d'étudier l'influence de la marée océanique sur le comportement de la nappe. Pour cela, on considère l'aquifère comme semi-infini et d'épaisseur constante, en relation avec un plan d'eau sur toute sa hauteur ; la limite entre l'aquifère et le plan d'eau est considérée comme verticale et rectiligne. Fakir et Razack (2003) a déjà utilisé cette hypothèse dans ses travaux sur l'aquifère de l'Hauterivien (aquifère des calcaires des Dridrate) de la région de l'Oualidia.

Chaque type d'aquifère, quel que soit sa nature, captif, semi-captif, libre ou semi-libre, peut être caractérisé par l'étude de la propagation de l'onde piézométrique, qui s'écrit sous la forme de l'équation de la diffusivité gouvernant les écoulements souterrains. Le calcul ci-dessous est extrait de la synthèse théorique réalisée par Razack et *al.*, 1980, (in Fakir, 2001) ; on le retrouve également bien détaillé dans Langguth et Voigt (1980).

On suppose, pour notre étude, que l'aquifère est homogène, d'extension semi-infinie et d'épaisseur constante, il repose sur une couche imperméable horizontale (les argiles bleues d'âge Valanginien supérieur) et, de plus, aux environs du puits O45 les argiles rouges sont absentes ce qui met les deux aquifères en contact. La relation avec l'océan est considérée comme directe ; l'écoulement est unidimensionnel et obéit à la loi de Darcy. On considère dans ce qui suit qu'il n'y a pas d'effet de drainance ni d'égouttement et, que seules les variations de la marée sont responsables des effets observés dans le puits. Les variations dans le puits, induites par la marée étant faibles (centimétriques) par rapport à l'épaisseur de l'aquifère (30 m au puits 459/26 en 1992 où les deux aquifères sont en contact), nous pouvons utiliser le modèle d'aquifère captif pour résoudre l'équation de la diffusivité.

L'équation générale de la diffusivité est :

$$\frac{\delta^2 h(x, t)}{\delta x^2} - \frac{S}{T} \frac{\delta h(x, t)}{\delta t} = 0 \quad (5.1)$$

avec :

$h(x, t)$: hauteur du niveau de l'eau dans le puits au-dessus du niveau moyen à l'instant t et à la distance x de l'océan, S : coefficient d'emménagement, T : transmissivité ($m^2 s^{-1}$). La solution $h(x, t)$ de l'équation 5.1 est fonction de la condition initiale $h(x, 0)$ et de la condition à la limite de l'aquifère $h(0, t)$.

Pour la résolution de cette équation, l'approche classiquement retenue est celle d'une évolution sinusoïdale du niveau de l'eau à la limite de l'aquifère avec l'océan :

$$h(0, t) = h_0 \sin \frac{2\pi t}{t_0} \quad (5.2)$$

avec h_0 : demi-amplitude ou demi-hauteur de la marée au-dessus de son niveau moyen en mètres, et t_0 : période de fluctuation de la marée en seconde.

De plus,

$$h(\infty, t) = 0 \quad (5.3)$$

Sous les hypothèses considérées ci-dessus, la solution de l'équation 5.1 de la diffusivité est de la forme :

$$h(x, t) = h_0 e^{-X} \sin(\tau - X) \quad (5.4)$$

avec $X = x/x_0$, la distance réduite, $\tau = 2\pi t/t_0$ le temps réduit et x la distance de l'océan en mètres, et .

$$x_0 = \sqrt{\frac{Tt_0}{S\pi}} \quad (\text{en mètre}) \quad (5.5)$$

Cette solution indique que la surface piézométrique, tenant compte des hypothèses énoncées ci-dessus, varie sinusoidalement, avec un déphasage par rapport au plan d'eau libre :

$$\phi = \frac{t_0 X}{2\pi} \quad (\text{en seconde}) \quad (5.6)$$

L'équation 5.5 ne faisant intervenir que le rapport T/S ou la diffusivité (m^2s^{-1}) on ne pourra pas obtenir à la fois T et S . Le rapport $D = T/S$ pourra toutefois être évalué de deux façons :

- soit à partir de l'amortissement de l'amplitude : $e^{-x\sqrt{\frac{\pi S}{Tt_0}}} = \frac{h}{h_0}$
- soit à partir du déphasage (Equation 5.6).

5.4 Effet de la marée sur l'évolution du niveau piézométrique

5.4.1 Corrections des données

Avant de pouvoir analyser la série de données, des corrections, d'une part de la pression atmosphérique et, d'autre part, de la densité de l'eau, ont dû être apportées

aux données de la pression absolue mesurée. En premier lieu, la pression absolue pour être transformée en hauteur d'eau sur le capteur a dû être corrigée de la pression atmosphérique à Oualidia, elle-même estimée à partir d'enregistrements effectués au moyen d'un capteur laissé à poste fixe et à l'air libre à El Jadida (ville située à 76 km au nord de l'Oualidia). Ensuite, le puits étant un puits à usage domestique, un deuxième type de correction a consisté en la suppression des effets des pompages par un filtrage approprié. La durée de chaque pompage étant très courte (une moyenne de 5 à 25 min et cinq pompages par jour), le filtrage a consisté en la suppression des points de la série de données affectés par les pompages et en leur remplacement par interpolation linéaire. Des corrections des effets dus à la salinité sur la densité de l'eau ont été faites pour corriger les mesures de pression sur le capteur à la base du calcul de la hauteur d'eau. Enfin, certaines données considérées comme atypiques, en raison de leur singularité dans la série de données, ont dû être éliminées (Cf. annexe C).

Une fois ces corrections effectuées, le signal (la série chronologique de hauteurs d'eau dans le puits) reste bruité, un filtrage par moyenne mobile centrée a été nécessaire pour le rendre exploitable. La moyenne mobile centrée a été calculée en tenant compte de trente-cinq points de mesure, soit environ trois heures ce qui revient approximativement au quart de la période de la marée, ceci n'a pas biaisé les calculs ultérieurs; en effet les résidus montrent une distribution sans structuration temporelle avec une moyenne égale à 0,01 mm et 90% des valeurs sont contenues dans l'intervalle $[-0,7\text{ mm}, 0,7\text{ mm}]$. À l'issue de ces corrections, les résultats obtenus (Figure 5.2 et Figure 5.3) sont prêts pour une comparaison aux oscillations du niveau marin.

On constate alors, qu'au cours de la période du 1^{er} juin au 10 octobre 2010 la hauteur de l'eau au-dessus du capteur a tendance à croître, tout en présentant des fluctuations d'apparence cyclique (Figure 5.2). En effet, la plus faible hauteur d'eau (3,48 m) au-dessus du capteur a été mesurée au début de la période et le niveau le plus haut est supérieur à 3,85 m en fin de période. Cette tendance peut être quantifiée par régression linéaire de la hauteur du niveau de l'eau (y) dans le puits au regard du temps qui s'écoule (x). Cette régression ($y = 0,0013x - 50,41$ avec un coefficient de détermination R^2 égal à 0,62 pour 37 169 mesures) permet d'estimer une augmentation moyenne du niveau de l'eau dans le puits de 17 cm en cent trente-deux jours alors que la période d'étude est une période estivale dépourvue de précipitations.

Au cours de la deuxième période (du 17 janvier au 11 juin 2011) la plus faible hauteur d'eau enregistrée est 3,55 m et la plus élevée est égale à 3,85 m. ce qui permet

d'estimer une diminution moyenne du niveau de l'eau de 4 cm en cent quarante-quatre jours (Figure 5.3), cependant la faible valeur du coefficient de détermination rend cette estimation non significative. En effet, on peut voir que, sans tenir compte des fluctuations de faible longueur d'onde, deux phases se détachent, l'une en début de période où l'on remarque une tendance globale à la stabilité et une deuxième phase en fin de période, où la tendance est plutôt à la décroissance.

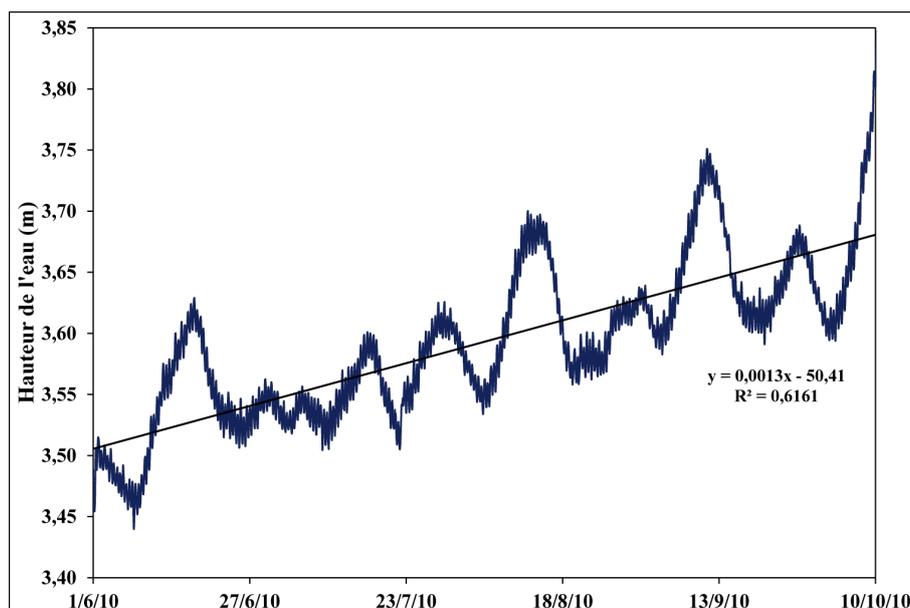


FIGURE 5.2 – Évolution de la hauteur d'eau au-dessus du capteur, du premier juin au dix octobre 2010 dans le puits O 45

L'étude des fluctuations montre des phénomènes de différentes longueurs d'onde. En premier lieu, la comparaison des variations de la hauteur de l'eau et de celles de la marée (Figure 5.4 et 5.5) montre que le niveau de l'eau dans le puits est bien influencé par les fluctuations de la marée océanique. On présente donc, ci-dessous, d'une part les résultats de l'analyse du déphasage du niveau de l'eau par rapport à celui de la marée et, d'autre part, ceux résultant de la comparaison des amplitudes.

5.4.2 Analyse du déphasage de la marée et du niveau de l'eau dans le puits

Avant d'analyser les valeurs obtenues pour le déphasage, on présente les résultats de l'analyse du niveau de l'eau dans le puits selon que l'on se place après marée haute ou après marée basse (Figure 5.4 et 5.5).

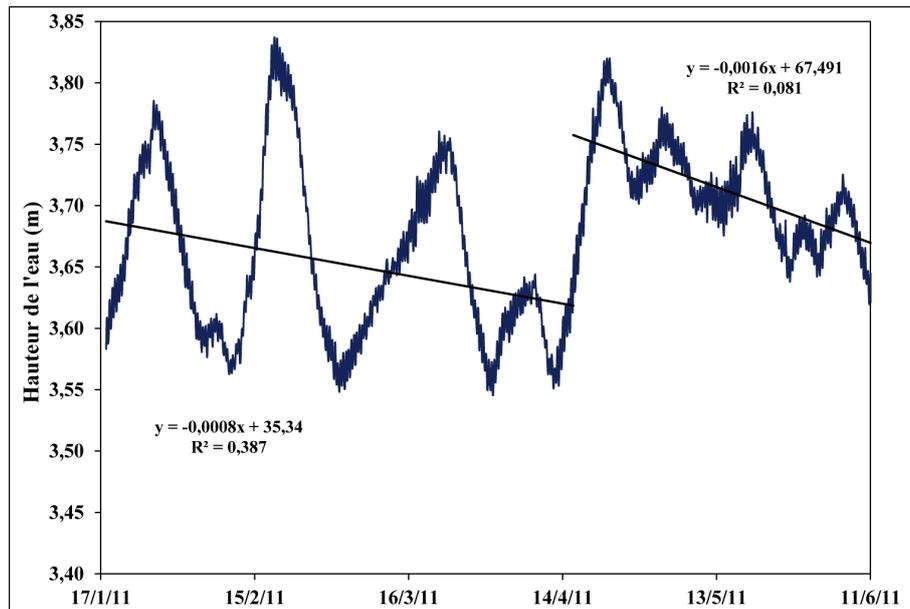


FIGURE 5.3 – Évolution de la hauteur d'eau au-dessus du capteur, du dix-sept janvier au onze juin 2011

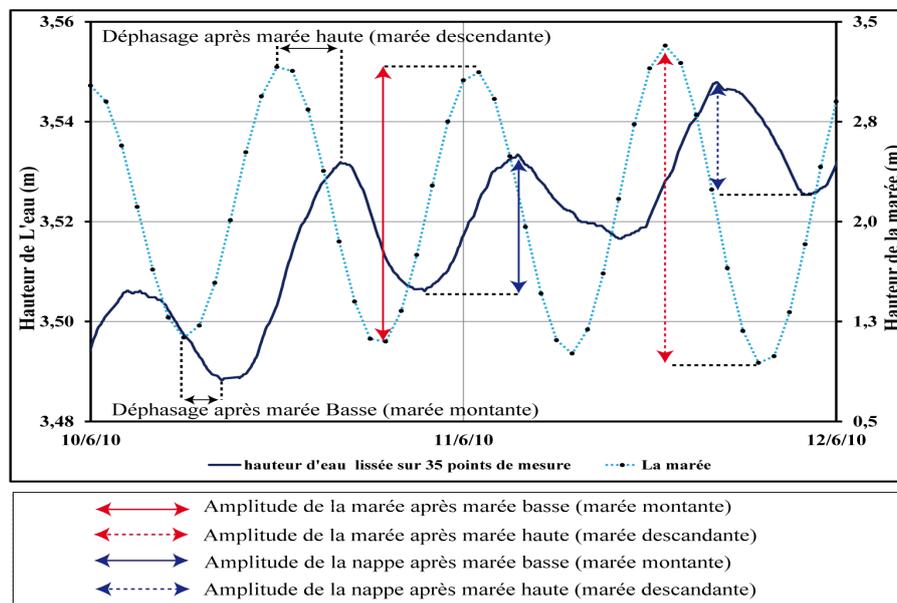


FIGURE 5.4 – Détail de l'évolution journalière de la hauteur de l'eau au-dessus du capteur dans le puits O 45 et de la marée pour la période du dix juin 2010 au douze juin 2010

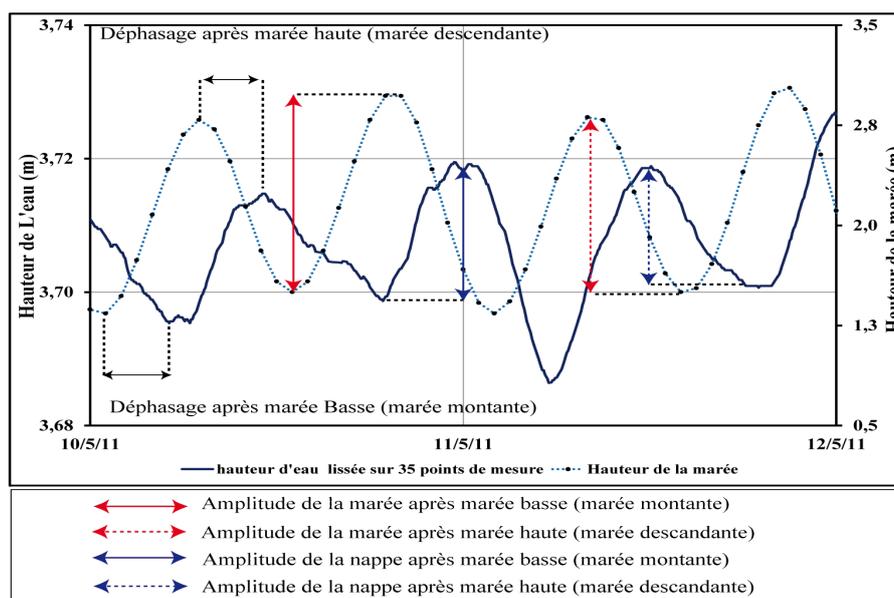


FIGURE 5.5 – Détail de l'évolution journalière de la hauteur de l'eau au-dessus du capteur dans le puits O 45 et de la marée pour la période du dix mai 2011 au douze mai 2011

Au cours de la première phase d'observation (1^{er} juin au 10 octobre 2010), la période moyenne pour le niveau de la nappe après marée haute est égale à 12 h 25 min et la médiane à 12 h 21 min, après marée basse la moyenne est égale à 12 h 24 min, valeur non significativement inférieure à celle de la médiane (12 h 28 min) (Tableau 5.1). Lors de la deuxième période d'observation, la période moyenne après marée haute est égale à 12 h 24 min et la médiane est égale à 12 h 22 min. Les mêmes valeurs sont enregistrées après la marée basse. Ces valeurs peuvent être considérées comme égales et, par ailleurs, tout à fait comparables à celles de la marée (Tableau 5.2).

Une certaine dispersion dans les valeurs doit cependant être notée, essentiellement en raison des difficultés de pointage des minimas et des maximas tant pour la marée dont les données issues du **SHOM** sont horaires, que pour le niveau de l'eau dans le puits en raison des corrections qui ont dû lui être apportées (en particulier suppression des pompages). Toutefois, 50 % des valeurs, celles correspondant à l'intervalle interquartile (Q3-Q1), se répartissent dans un intervalle de plus ou moins une demi-heure autour des valeurs centrales. L'étude du déphasage est résumée dans le Tableau 5.1 et le Tableau 5.2 en présentant séparément ce qui est observé après marée haute et après marée basse. Les valeurs des déphasages moyens et médians de l'onde de la marée et de celle de la nappe, enregistrée au cours de

la première période d'observation, sont respectivement, $3\text{ h }13\text{ min}$ et $3\text{ h }12\text{ min}$ lors des marées descendantes, et $3\text{ h }36\text{ min}$ et $3\text{ h }32\text{ min}$ lors des marées montantes. Les mêmes valeurs ont été enregistrées au cours de la deuxième période, les déphasages moyens et médians, sont respectivement, $3\text{ h }13\text{ min}$ et $3\text{ h }10\text{ min}$ lors des marées descendantes, et $3\text{ h }39\text{ min}$ et $3\text{ h }34\text{ min}$ lors des marées montantes. 50% des valeurs centrales (comprises entre le premier et le troisième quartile) se répartissent dans un intervalle d'une vingtaine de minutes autour de la médiane en phase de marée descendante et d'une trentaine de minutes en phase de marée montante. Tout comme précédemment, les valeurs extrêmes sont assez dispersées en raison des causes évoquées précédemment (difficulté de pointage des minimas et des maximas).

TABLEAU 5.1 – Résumé statistique des périodes et des déphasages observés sur les deux signaux du 1^{er} juin au 10 octobre 2010

	Après marée haute (marée descendante)			Après marée basse (marée montante)		
	Période		Déphasage	Période		Déphasage
	Marée	Nappe d'eau		Marée	Nappe d'eau	
Minimum	12 h 01 min	09 h 54 min	01 h 43 min	11 h 54 min	09 h 05 min	01 h 28 min
Maximum	13 h 10 min	14 h 28 min	05 h 04 min	13 h 16 min	14 h 56 min	05 h 47 min
Moyenne	12 h 25 min	12 h 25 min	03 h 13 min	12 h 25 min	12 h 24 min	03 h 36 min
Médiane	12 h 23 min	12 h 21 min	03 h 12 min	12 h 25 min	12 h 28 min	03 h 32 min
Ecartype	00 h 12 min	00 h 38 min	00 h 30 min	00 h 15 min	00 h 53 min	00 h 44 min
Variance	7 s^2	63 s^2	39 s^2	10 s^2	119 s^2	82 s^2
Quartile 1	12 h 16 min	11 h 59 min	02 h 52 min	12 h 13 min	11 h 51 min	03 h 05 min
Quartile 3	12 h 32 min	12 h 48 min	03h 31 min	12 h 37 min	12 h 56 min	04 h 05 min
Coef. Var.	2%	5%	16%	2%	7%	20%

TABLEAU 5.2 – Résumé statistique des périodes et des déphasages observés sur les deux signaux du 17 janvier au 11 juin 2011

	Après marée haute (marée descendante)			Après marée basse (marée montante)		
	Période		Déphasage	Période		Déphasage
	Marée	Nappe d'eau		Marée	Nappe d'eau	
Minimum	12 h 00 min	10 h 18 min	01 h 20 min	11 h 00 min	08 h 25 min	01 h 15 min
Maximum	13 h 00 min	15 h 21 min	06 h 36 min	14 h 00 min	15 h 47 min	06 h 08 min
Moyenne	12 h 24 min	12 h 24 min	03 h 13 min	12 h 25 min	12 h 24 min	03 h 39 min
Médiane	12 h 00 min	12 h 22 min	03 h 10 min	12 h 00 min	12 h 22 min	03 h 34 min
Ecartype	00 h 29 min	00 h 52 min	00 h 50 min	00 h 31 min	00 h 57 min	00 h 56 min
Variance	36 s^2	116 s^2	104 s^2	42 s^2	138 s^2	131 s^2
Quartile 1	12 h 00 min	11 h 51 min	02 h 38 min	12 h 00 min	11 h 53 min	03 h 04 min
Quartile 3	13 h 00 min	12 h 53 min	03h 40 min	13 h 00 min	12 h 56 min	04 h 18 min
Coef. Var.	4%	7%	26%	4%	8%	26%

Pour résumer et en ne distinguant plus les phases de marée, les fluctuations du niveau de l'eau dans le puits montrent donc une période moyenne de $12\text{ h }25\text{ min}$, période comparable à celle de la marée ($12\text{ h }25\text{ min}$) et un déphasage moyen de

3 h 25 min. Le niveau de l'eau au puits O 45 situé à 1 318 m de l'océan réagit bien aux variations journalières de la marée. Il n'est pas inutile de remarquer l'étendue des valeurs trouvées : en effet l'étendue des valeurs de la période calculée, pour la nappe, est plus importante lors des marées montantes (5 h 51 min pour la première période et 7 h 21 min pour la deuxième) que lors des marées descendantes (4 h 34 min pour la première période et 5 h 03 min pour la deuxième). L'intervalle interquartile pour la marée descendante et la marée montante, sont respectivement, 1 h 05 min et 0 h 49 min pour la première période d'observation, 1 h 03 min et 1 h 01 min pour la deuxième. Ceci met en évidence une dispersion due à des valeurs extrêmes différentes pour les marées descendantes et montantes, mais aussi une répartition de 50% des valeurs centrales sur un intervalle de l'ordre d'une heure au cours de la période étudiée. Ceci est une observation importante qui est due à la longue durée de l'étude et ne devra pas être négligée lors du calcul des paramètres hydrodynamiques de la nappe. Cette dispersion n'interdit toutefois pas l'étape ultérieure de l'étude de la nappe qui consiste à filtrer le signal : suppression de la tendance linéaire et filtrage des fluctuations dues à la marée quotidienne.

5.4.3 Analyse de l'amplitude des fluctuations du niveau de l'eau dans le puits

Les résumés statistiques complets de la hauteur de l'eau et celle de de la marée, enregistrée au cours des périodes étudiées sont donnés dans le Tableau 5.3 et le Tableau 5.4. Tout comme pour l'étude du déphasage, on y distingue les phases de marée descendante et de marée montante. Au cours de la première période (1^{er} juin 10 octobre 2010), la hauteur moyenne de l'eau dans le puits après marée basse est égale à 3,58 m (la médiane est égale aussi à 3,58) et, après marée haute, elle est égale à 3,61 m (médiane 3,60) (Tableau 5.3). Les valeurs enregistrées au cours de la deuxième période sont supérieures à celles enregistrées au cours de la première (Tableau 5.4), La hauteur moyenne de l'eau dans le puits après marée basse est égale à 3,66 m (la médiane est égale à 3,67 m) et, après marée haute, elle est égale à 3,69 m (la médiane est égale à 3,69 m).

Le marnage moyen, c'est à dire la différence des hauteurs maximales et minimales de l'eau dans le puits est 0,024 m (la médiane est égale aussi à 0,024 m) que l'on se place en phase montante ou descendante (Tableau 5.3 et Tableau 5.4) et quel que soit la période étudiée. Pour la marée et en première phase d'observation, cette valeur est 2,01 m (la médiane égale aussi à 2,01 m) ; en deuxième phase elle est égale à est 2,05 m (la médiane égale aussi à 2,05 m) ; dans chacun des deux cas, elles ne sont pas significativement différentes. La variation de du marnage de la nappe reste

assez faible par rapport à celle de la marée.

TABLEAU 5.3 – Résumé statistique des hauteurs de la marée et de l'eau dans le puits et marnages des deux signaux du 1^{er} juin au 10 octobre 2010

	Après marée haute (marée descendante)		Après marée basse (marée montante)		Marnage	
	Hauteur Marée (m)	Hauteur de la nappe (m)	Hauteur Marée (m)	Hauteur de la nappe (m)	Marée (m)	Nappe (m)
Minimum	2,59	3,48	0,44	3,34	0,92	0,011
Maximum	3,98	3,85	1,75	3,80	3,45	0,046
Moyenne	3,15	3,61	1,13	3,58	2,01	0,024
Médiane	3,11	3,60	1,11	3,58	2,01	0,024
Ecart type	0,34	0,06	0,31	0,07	0,62	0,006
Variance	0,113	0,004	0,095	0,004	0,38	0,000
Quartile 1	2,89	3,56	0,92	3,54	1,48	0,020
Quartile 3	3,36	3,64	1,37	3,62	2,44	0,028
Coef. Var.	11%	2%	27%	2%	30,81%	24,19%

TABLEAU 5.4 – Résumé statistique des hauteurs de la marée et de l'eau dans le puits et marnages des deux signaux du 17 janvier au 11 juin 2011

	Après marée haute (marée descendante)		Après marée basse (marée montante)		Marnages	
	Hauteur Marée (m)	Hauteur de la nappe (m)	Hauteur Marée (m)	Hauteur de la nappe (m)	Marée (m)	Nappe (m)
Minimum	2,57	3,57	0,43	3,55	0,93	0,008
Maximum	3,96	3,85	1,72	3,80	3,44	0,044
Moyenne	3,16	3,69	1,10	3,66	2,05	0,024
Médiane	3,14	3,69	1,11	3,67	2,05	0,024
Ecart type	0,33	0,07	0,31	0,07	0,65	0,007
Variance	0,111	0,005	0,099	0,004	0,43	0,000
Quartile 1	2,89	3,63	0,89	3,61	1,49	0,019
Quartile 3	3,36	3,74	1,36	3,71	2,50	0,028
Coef. Var.	11%	2%	28%	2%	31,80%	28,07%

5.4.4 Variation synodique : marée de vives-eaux et de mortes-eaux

Il ressort donc bien, de l'analyse précédente réalisée après suppression de la tendance linéaire (Cf. annexe C), que le niveau de l'eau dans le puits est influencé par la marée. Une fois cette suppression effectuée, l'influence de la marée océanique journalière est filtrée par un lissage par une moyenne mobile centrée sur un nombre de points correspondant à la période de la marée (12 h 25 min soit cent quarante-neuf points de mesure) pour les deux phases d'observation ; l'étude des résidus permet de constater que le niveau de l'eau montre toujours des fluctuations d'apparence

périodique (Figure 5.6 et Figure 5.7). La comparaison de ce signal filtré et de celui de la marée permet de mettre en évidence que le niveau de l'eau dans le puits O 45 subit l'influence des variations du niveau océanique dues aux vives eaux et aux mortes-eaux résultant de l'influence combinée des marées lunaires et solaires.

A ce stade une remarque s'impose : les variations de la hauteur de l'eau dans le puits s'étendent de quelques centimètres autour du 1^{er} juin à plus de 12 cm au début du mois de septembre pour la première période. Cette variation est de 15 cm lors des mois de janvier et février et de quelques centimètres vers la fin de la deuxième période.

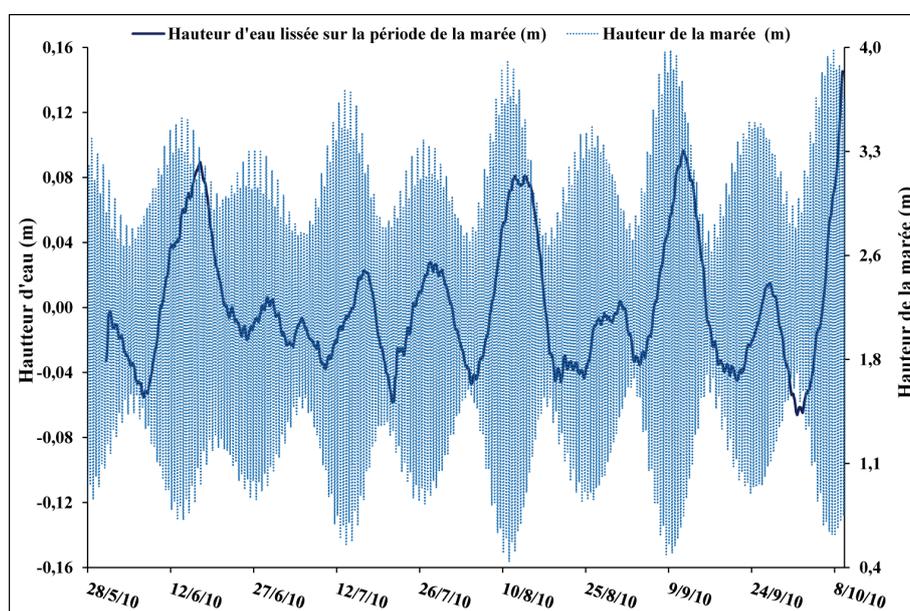


FIGURE 5.6 – Évolution de la hauteur d'eau mesurée au-dessus du capteur filtrée de la marée journalière (résidus de la hauteur d'eau lissée sur 149 points de mesure, soit 12 h 25 min) du 1^{er} juin au 10 octobre 2010

Après avoir mis en évidence la similitude des composantes périodiques journalière et synodique, de chacun des deux signaux (la hauteur de l'eau et celle de la marée), il reste à vérifier si la tendance linéaire de la hauteur de l'eau dans le puits mise en évidence au début de l'étude est également présente pour la marée. Pour cela un lissage par moyenne mobile sur un intervalle de vingt-neuf jours et demi (soit 8 505 points de mesure pour la hauteur d'eau et 709 pour la marée) qui correspond à la période synodique est effectué dans le but de supprimer l'effet lunaire ou l'effet des vives et mortes eaux.

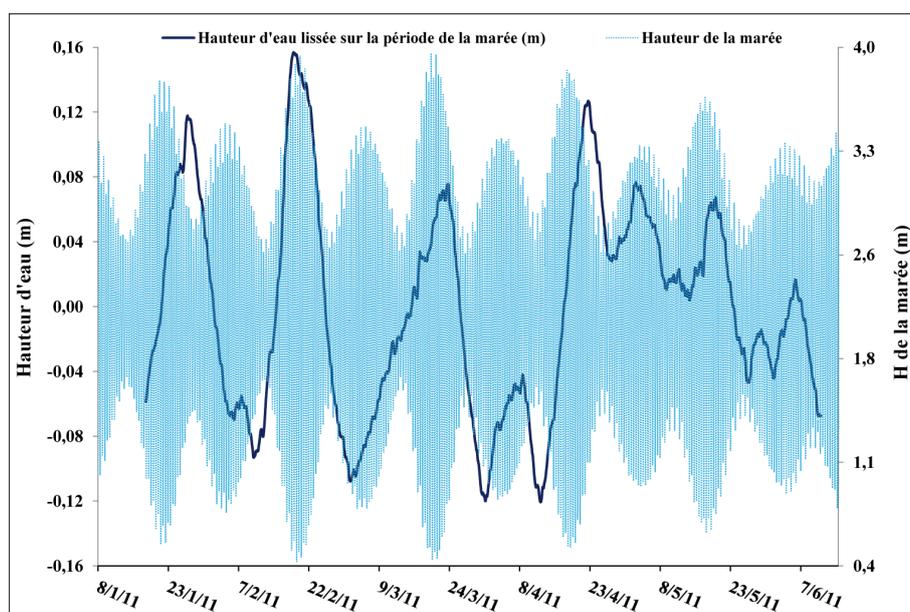


FIGURE 5.7 – Évolution de la hauteur d'eau mesurée au-dessus du capteur filtrée de la marée journalière (résidus de la hauteur d'eau lissée sur 149 points de mesure, soit 12 h 25 min) du 17 janvier au 11 juin 2011

La Figure 5.8 montre alors une tendance, au cours de la première période, à l'élévation des deux niveaux d'eaux, avec 13 cm pour la nappe et 14 cm pour la marée pour cent jours ; les deux hauteurs montrent la même tendance croissante. Cette tendance est mise en évidence pour la période allant du 1^{er} juin au 10 octobre (période estivale), or les résultats récents obtenus avec le satellite Topex/Poséidon montrent qu'il existe pour l'océan Atlantique, des différences de hauteur de mer (par rapport à une moyenne annuelle) de l'ordre de 10 centimètres entre les saisons froides et chaudes (www.aviso.oceanobs.com, 2011). Il est donc possible que la tendance linéaire mise en évidence au puits O 45 puisse être due à cet effet saisonnier. L'effet de cette remontée se faisant sentir, comme on l'a vu, sur le niveau de l'eau de l'aquifère, on peut donc en déduire qu'il existe une relation étroite entre les deux niveaux puisqu'ils se comportent de la même manière au cours de cette période.

Un autre comportement a été observé au cours de la deuxième période, du 17 janvier au 11 juin sur la tendance des deux hauteurs de l'eau (Figure 5.9), on constate la présence des fluctuations sur le niveau de l'eau dans le puits même après la suppression des périodes océaniques (journalière et synodique). Cette remarque nous a amenés à déduire qu'il existe un autre facteur qui influence la variation du niveau de l'eau dans le puits. La variation observée pourrait être liée à l'effet de la pluviométrie (Cf. annexe C), mais si cet effet existe il n'explique pas tout du fait du décalage

temporel entre l'augmentation du niveau de l'eau et le début des précipitations.

On cherchera dans le paragraphe suivant à mettre en évidence jusqu'à quelle distance de l'océan l'influence de la marée peut se faire sentir.

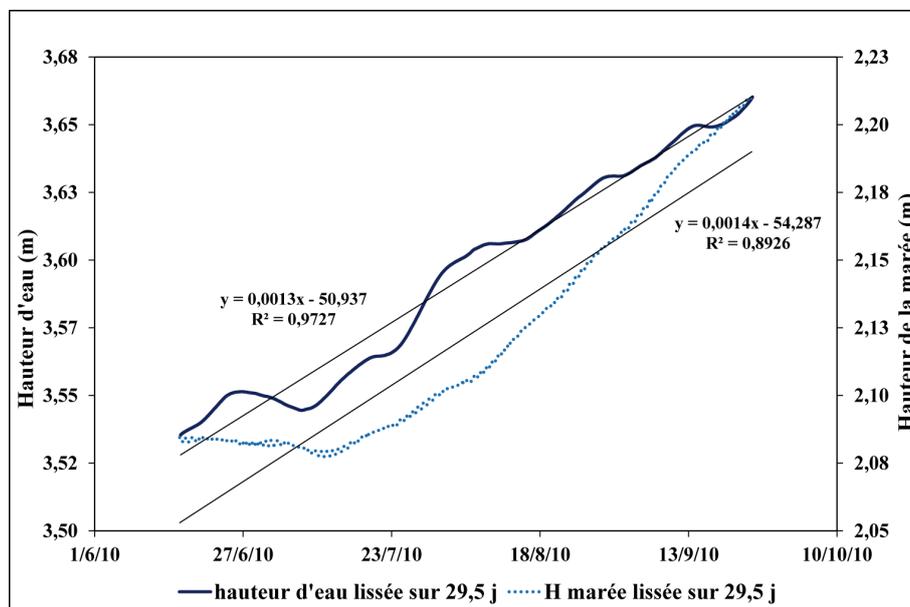


FIGURE 5.8 – Évolution de la hauteur d'eau lissée sur 29,5 j du premier juin au dix octobre 2010 dans le puits O 45

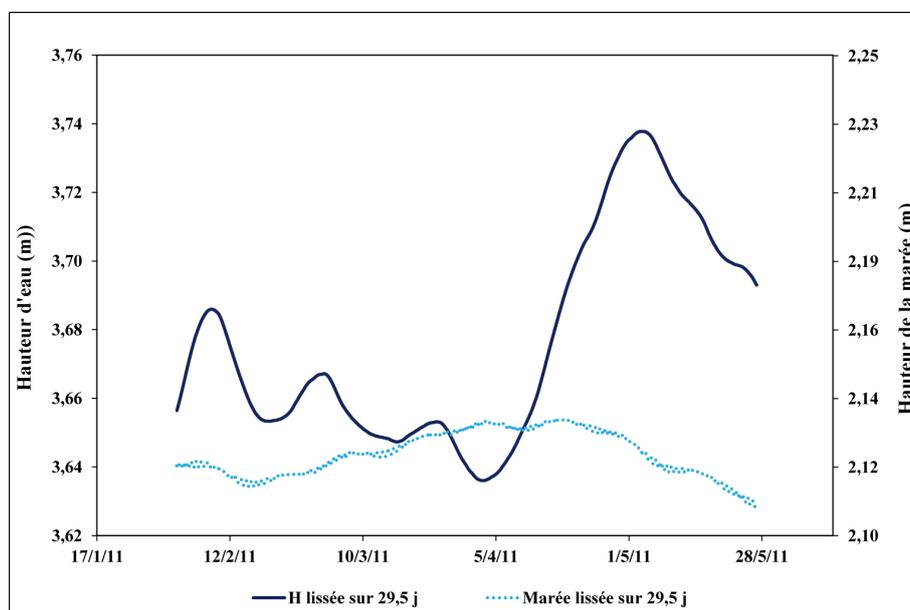


FIGURE 5.9 – Évolution de la hauteur d'eau lissée sur 29,5 j au cours de la période du dix-sept janvier au onze juin

5.4.5 Caractéristiques hydrodynamiques de la nappe

Les résultats obtenus ont montré que, pour le puits O45, il existe une influence des marées sur la nappe; cette influence existe a fortiori pour des distances plus faibles, mais jusqu'à quelle distance cette influence peut-elle se faire sentir dans la région ?

Les résultats précédents ont permis de déterminer le déphasage de la marée et de la nappe ainsi que l'amplitude des deux ondes. Ces données vont servir pour le calcul de la diffusivité de l'aquifère et, par suite de la distance à laquelle l'influence de la marée est amortie.

Au cours de la période du 1^{er} juin au 10 octobre 2010, la diffusivité (T/S) calculée en se basant sur les équations présentées ci-dessus et en prenant la valeur moyenne de l'amplitude de l'eau au-dessus de son niveau moyen dans le puits, est égale à $6,26 m^2s^{-1}$ ($6,25 m^2s^{-1}$ calculée à partir de la valeur médiane); la diffusivité calculée à partir de la valeur moyenne du déphasage ($3h 24mn$) est égale à $41,0 m^2s^{-1}$ ($41,7 m^2s^{-1}$ calculée à partir de la médiane) (Tableau 5.5). Les diffusivités calculées au cours de la deuxième période, du 17 janvier au 11 juin 2011, sont semblables, en effet la diffusivité calculée par la valeur moyenne de l'amplitude de l'eau est égale à $6,15 m^2s^{-1}$ ($6,32 m^2s^{-1}$ calculée à partir de la valeur médiane); la diffusivité calculée à partir de la valeur moyenne du déphasage ($3h 26min$) est égale à $40,2 m^2s^{-1}$ ($40,7 m^2s^{-1}$ calculée à partir de la médiane) (Tableau 5.6).

La valeur de la diffusivité calculée à partir de l'amplitude est inférieure à celle obtenue avec la valeur moyenne du déphasage. Le facteur multiplicatif est proche de sept ce qui n'est pas très important compte tenu de la dispersion des données, d'autant que la relation d'ordre entre les deux valeurs est semblable à celle que l'on trouve dans la littérature pour des aquifères similaires. Ainsi Razack et *al.*, (1980) étudiant un aquifère côtier du Miocène au Portugal trouvent des diffusivités plus faibles lorsqu'elles sont estimées en tenant compte de l'amplitude qu'elles ne le sont avec le déphasage. Fakir et Razack (2003), pour une distance à l'océan de $1250 m$ (forage 459/26, pour lequel les argiles rouges sont absentes, est distant d'environ $1 km$ du puits O45, (Figure 5.1), avec un modèle de nappe captive, ont obtenu des diffusivités légèrement plus élevées, $46,5 m^2s^{-1}$ pour un déphasage de $3h 06min$ et $10,7 m^2s^{-1}$ à partir de l'amortissement de l'amplitude. Ces valeurs sont tout à fait semblables à celles que nous avons obtenues avec les valeurs moyennes ou médianes. Au Nord de l'Oualidia, au niveau de Sidi Moussa, Oulaaross (2009) a calculé une diffusivité de $22 m^2s^{-1}$ à partir du déphasage ($3h 4min$) et $2 m^2s^{-1}$ à partir de l'amortissement de l'amplitude pour l'aquifère plioquatenaire à une distance de $753 m$ par rapport à l'océan.

Pour chacune des trois études citées, les diffusivités calculées à partir du déphasage sont différentes de celles calculées à partir de l'amortissement de l'amplitude. Cependant on remarquera que les diffusivités calculées avec le déphasage restent du même ordre de grandeur de l'une à l'autre ; en effet un seul facteur trois sépare la plus petite de la plus grande des estimations. Les diffusivités calculées avec l'amplitude se répartissent selon le même ordre (de la plus faible à la plus élevée : puits étudié par Oulaaross, puits O 45, puits 459/26), mais elles sont légèrement plus faibles sans que cela ne soit réellement significatif. Jha et *al.*, (2008) constatent également que, pour les puits qu'ils ont étudiés, les diffusivités calculées à partir du déphasage sont deux à quatorze fois supérieures à celles calculées à partir de l'amortissement de l'amplitude dans le cas d'aquifères confinés ou non et cinq à huit fois dans le cas d'aquifère non confiné.

TABLEAU 5.5 – Diffusivité hydraulique calculée à partir de l'amplitude moyenne et du déphasage moyen au puits O 45 du 1^{er} juin au 10 octobre 2010

	Déphasage	t_0	h_0 (m)	h (m)	T/S (m^2s^{-1})	
					A partir du déphasage	A partir de l'amplitude
Minimum	01 h 35 min	11 h 58 min	0,46	0,004	180,1	5,34
Maximum	05 h 26 min	13 h 13 min	1,73	0,028	17,2	6,76
Moyenne	03 h 24 min	12 h 25 min	1,01	0,012	41,0	6,26
Médiane	03 h 22 min	12 h 24 min	1,00	0,012	41,7	6,25
Quartile 1	02 h 59 min	12 h 14 min	0,74	0,009	52,83	6,51
Quartile 3	03 h 48 min	12 h 34 min	1,21	0,014	33,29	6,14

TABLEAU 5.6 – Diffusivité hydraulique calculée à partir de l'amplitude moyenne et du déphasage moyen au puits O 45 du 17 janvier au 11 juin 2011

	Déphasage	t_0	h_0 (m)	h (m)	T/S (m^2s^{-1})	
					A partir du déphasage	A partir de l'amplitude
Minimum	01 h 17 min	11 h 30 min	0,44	0,001	262,6	3,60
Maximum	06 h 22 min	13 h 30 min	1,74	0,026	12,8	6,33
Moyenne	03 h 26 min	12 h 24 min	1,03	0,012	40,2	6,15
Médiane	03 h 22 min	12 h 22 min	1,03	0,012	40,7	6,32
Quartile 1	02 h 51 min	11 h 52 min	0,77	0,009	56,4	6,30
Quartile 3	03 h 59 min	12 h 54 min	1,23	0,015	31,4	6,00

Le Tableau 5.7 et le Tableau 5.8 donnent le résumé des diffusivités hydrauliques calculées après marée haute et après marée basse.

Les diffusivités calculées à partir des quatre paramètres de position (moyenne, médiane, quartile 1 et 3) des distributions des déphasages montrent que ces valeurs

sont inférieures lorsqu'elles sont calculées avec les données obtenues en période de marée montante à celles obtenues pour les périodes de marée descendante, par contre, calculées à partir de l'amplitude, ne montrent pas de grande différence. A partir du déphasage et période pour la période du 1^{er} juin au 10 octobre, les valeurs de diffusivité sont comprises pour 50% des valeurs centrales de déphasage entre 39 et $57 m^2 s^{-1}$ lors des marées descendantes et entre 29 et $49 m^2 s^{-1}$ lors des marées montantes (Tableau 5.7). Le même intervalle calculé à partir des données issues des amplitudes est très serré pour les périodes de marée descendante [$6,01$ à $6,61 m^2 s^{-1}$] ainsi qu'en période de marée montante [$6,24$ à $6,40 m^2 s^{-1}$].

Pour la période allant du 17 janvier au 11 juin 2011, les valeurs de diffusivité calculées, lors des marées descendantes, sont comprises pour 50% des valeurs centrales de déphasage entre [37 à $66 m^2 s^{-1}$] et lors des marées montantes entre [26 à $49 m^2 s^{-1}$] (Tableau 5.8). Calculées à partir des données issues des amplitudes ; on trouve en marée descendante des valeurs dans l'intervalle [$5,92$ à $6,64 m^2 s^{-1}$], et [$6,08$ à $6,14 m^2 s^{-1}$] en période de marée montante. Les valeurs extrêmes données dans les tableaux 5.7 et 5.8 le sont à titre indicatif.

En conclusion et pour résumer, ces résultats montrent que la diffusivité de l'aquifère change avec la marée. En moyenne la diffusivité calculée pour les périodes de marée montante par le déphasage est légèrement plus faible que celle calculée pour les périodes de marée descendante par contre celle calculée par l'amplitude ne montre pas de grande différence. Les différences ne sont pas exceptionnelles, mais il pourrait être intéressant d'en tenir compte dans l'optique d'une exploitation optimale de la nappe après que les données aient été étudiées.

TABLEAU 5.7 – Diffusivité hydraulique calculée à partir de l'amplitude et du déphasage au puits O 45 en pleine et en basse mer du 1^{er} juin au 10 octobre 2010

Déphasage ou amplitude	Diffusivité calculée pour les données obtenues ($m^2 s^{-1}$)			
	après marée haute (marée descendante)		après marée basse (marée montante)	
	à partir :		à partir :	
	du déphasage	de l'amplitude	du déphasage	de l'amplitude
Minimale	155,3	6,66	211,6	3,79
Maximale	19,6	6,16	15,2	7,34
Moyenne	46,0	6,22	36,8	6,29
Médiane	46,1	6,22	37,9	6,29
Quartile 1	56,8	6,61	49,3	6,40
Quartile 3	38,6	6,05	29,0	6,24

TABLEAU 5.8 – Diffusivité hydraulique calculée à partir de l'amplitude et du déphasage au puits O 45 en pleine et en basse mer du 17 janvier au 11 juin 2011

Déphasage ou amplitude	Diffusivité calculée pour les données obtenues (m^2s^{-1})			
	après marée haute (marée descendante)		après marée basse (marée montante)	
	à partir :		à partir :	
	du déphasage	de l'amplitude	du déphasage	de l'amplitude
Minimale	257,6	4,19	267,7	2,56
Maximale	11,4	6,26	14,3	6,39
Moyenne	45,7	6,14	35,7	6,16
Médiane	46,0	6,38	36,3	6,25
Quartile 1	66,2	6,46	48,6	6,14
Quartile 3	37,1	5,92	26,9	6,08

5.4.6 Reconstitution de l'onde de la marée

À partir des résultats obtenus ci-dessus, on peut estimer la distance maximale d'atténuation de l'effet de la marée dans des conditions semblables à celles qui prévalaient lors de l'enregistrement en calculant l'amortissement de l'amplitude pour des distances croissantes en s'éloignant de l'océan au cours des périodes d'enregistrement. La Figure 5.10 illustre la décroissance exponentielle de l'amplitude de l'onde voyageant à travers l'aquifère, calculée par la diffusivité déduite de la valeur moyenne du marnage de la marée et de la nappe, le résultat est le même d'une période à l'autre. L'amortissement de l'amplitude de l'onde est assez rapide avec la distance, en fait, après seulement 200 m, l'amplitude de l'onde a déjà diminué de presque la moitié de sa valeur initiale et à partir de 2 000 m, elle est quasiment nulle (0,1% de la valeur initiale). Fakir et Razack (2003), donnent pour le puits 459/26, situé à 1 250 m de l'océan, une amplitude qui est égale à 4% de la valeur initiale, supérieure à celle obtenue au cours de cette étude (1,3%). Pour la distance de 750 m Oulaaross, 2009 donne une valeur de 2%.

La Figure 5.11 montre l'évolution de l'amplitude de l'onde de marée en fonction du temps pour différentes distances à l'océan ; elle perd plus de la moitié de son amplitude pour une distance de 700 m, et elle devient quasiment nulle (0,5% de l'amplitude initiale) à la distance de 1 318 m qui correspond au puits O 45. Pour une distance de 3 000 m l'onde de marée, n'existe plus. La distance d'amortissement de l'amplitude reste constante en fonction de la valeur de la diffusivité et de la période de la marée.

En conclusion, la distance d'amortissement de la marée et les diffusivités calculées par les demi-amplitudes restent constantes en phase soit de marée montante soit marée descendante.

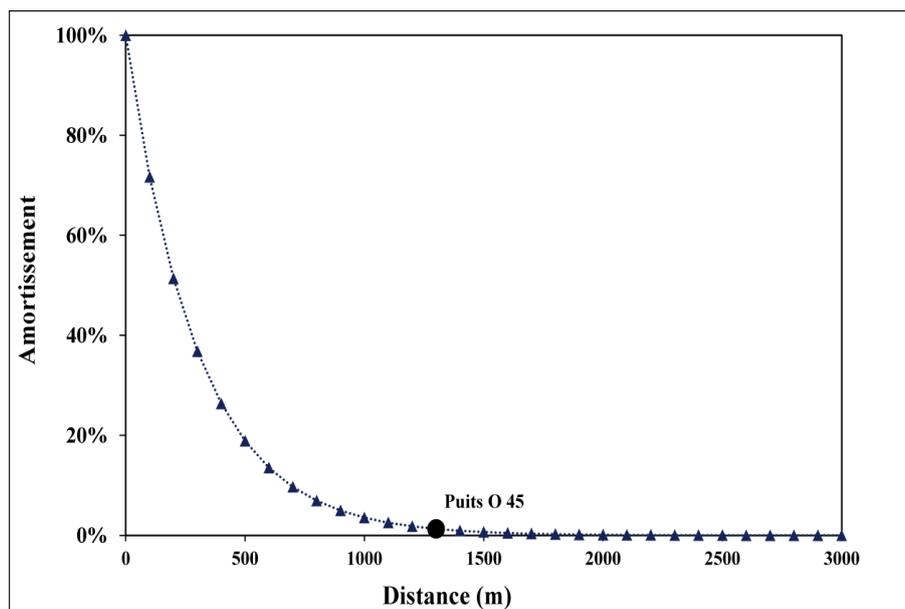


FIGURE 5.10 – Distance d’amortissement de l’onde de la marée pour les deux périodes d’enregistrement calculée à partir de l’amplitude

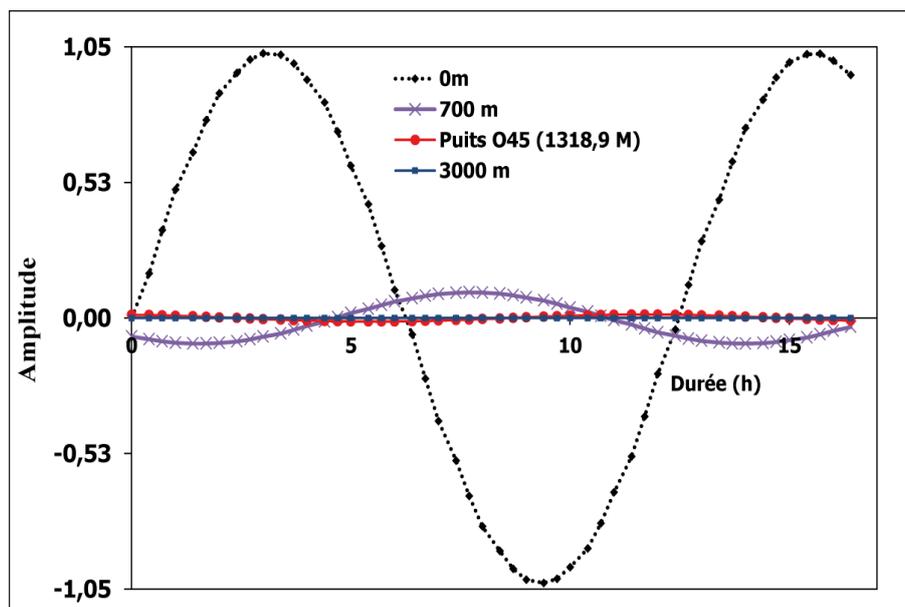


FIGURE 5.11 – Amplitude de l’onde de marée calculée à partir de l’amortissement de l’amplitude moyenne en fonction de la distance à l’océan

5.5 Étude de la conductivité de l'eau du puits O 45

5.5.1 Variation de la conductivité d'eau

L'enregistrement de la conductivité de l'eau a été réalisé en continu au fond du puits O 45, au cours de chacune des deux périodes, la première du 25 mai au 10 octobre 2010 et la deuxième du 17 janvier au 11 juin 2011, le pas de mesure est 5 *min*.

Le résumé statistique de la conductivité enregistrée au cours de la première période est donné dans le Tableau 5.9. La valeur moyenne est de 4,2 *mS/cm* proche de la médiane de 4,1 *mS/cm*, avec un maximum de 5,1 *mS/cm* et un minimum de 3,7 *mS/cm*, avec un écart type de 0,2 *mS/cm*, l'étendue des valeurs est large de 1,4 *mS/cm*, alors que l'intervalle interquartile est serré, il est de l'ordre de 0,3 *mS/cm*.

Considérant la deuxième période, les valeurs de la conductivité n'ont pas trop changé, le résumé statistique est donné dans le Tableau 5.10, la valeur moyenne est de 3,9 *mS/cm*, elle est égale à la médiane avec un maximum de 4,8 *mS/cm* et un minimum de 2,9 *mS/cm*, l'étendue des valeurs est large de 1,9 *mS/cm*. L'écart type est de 0,3 *mS/cm*, l'intervalle interquartile est serré, il est de l'ordre de 0,4 *mS/cm*.

Ces conductivités caractérisent une eau à minéralisation élevée (Rodier et *al.*, 2009). Il existe une relation entre la teneur en sels dissous d'une eau et sa conductivité, la minéralisation de l'eau du puits a été calculée en se basant sur la formule qui établit cette relation. La conductivité de l'eau du puits étant comprise dans l'intervalle 833 et 10 000 $\mu\text{S/cm}$, la minéralisation est donc calculée comme suit :

La minéralisation en $\text{mg/l} = 0,758\,544 \times \text{conductivité } (\mu\text{S/cm})$ à 20°C.

Le résumé statistique de la minéralisation calculée à partir de la conductivité est donné dans le Tableau 5.9 et Tableau 5.10.

L'évolution temporelle de la conductivité mesurée durant la première période de cette étude, est représentée sur le graphique de la Figure 5.12, on constate deux phases distinctes dans l'évolution de la conductivité :

- une phase de croissance du 25/05 au 20/07 avec un maximum de 5,1 *mS/cm* le 20/07 ;

- une phase décroissante après une baisse brutale passant de $5,1 \text{ mS/cm}$ le 20/07 à $3,8 \text{ mS/cm}$ le 04/08. Cette baisse de 1 mS/cm n'est pas négligeable et, bien qu'elle soit à partir du 20/07, concomitante à une manipulation de la pompe et de la diminution des fréquences des pompages à partir du 25 juillet, elle ne peut pas être expliquée par ce changement. En effet, un enregistrement effectué au cours de la même période dans un puits situé à 30 km au nord de l'Oualidia, à Sidi Moussa montre un phénomène semblable (Cf. annexe C) avec une baisse de la conductivité dès le 23 juillet.

TABLEAU 5.9 – Résumé statistique de la conductivité enregistrée au fond du puits O 45 et la minéralisation calculée du 25 juin au 10 octobre 2010

	Température ($^{\circ}\text{C}$)	Conductivité (mS/cm)	Minéralisation (g/l)
Minimum	22,6	3,7	2,8
Maximum	22,8	5,1	3,9
Etendue	0,2	1,4	1,1
Moyenne	22,6	4,2	3,2
Médiane	22,6	4,1	3,1
Ecart type	0,0	0,2	0,2
Variance	0,0	0,1	0,0
Quartile 1	22,6	4,0	3,0
Quartile 3	22,6	4,3	3,1
Coef. Var.	0%	6%	6%

TABLEAU 5.10 – Résumé statistique de la conductivité enregistrée fond du puits O 45 et la minéralisation calculée au du 17 janvier au 11 juin 2011

	Température ($^{\circ}\text{C}$)	Conductivité (mS/cm)	Minéralisation (g/l)
Minimum	22,5	2,9	2,2
Maximum	22,7	4,8	3,6
Etendue	0,2	1,9	1,4
Moyenne	22,6	3,9	3,0
Médiane	22,6	3,9	3,0
Ecart type	0,0	0,3	0,2
Variance	0,0	0,1	0,1
Quartile 1	22,6	3,7	2,8
Quartile 3	22,6	4,1	3,1
Coef. Var.	0%	8%	8%

Pendant la première phase la conductivité montre une tendance à l'augmentation, qui peut être liée aux températures élevées marquant la période d'été, qui sont

accompagnées d'un excès de pompage (Cf. paragraphe 5.5.2), sachant que pendant la période estivale la demande en eau augmente d'une manière considérable, ce qui peut influencer d'une manière directe ou indirecte la qualité de la nappe.

Pendant la deuxième phase, les conductivités montrent après diminution brutale une tendance à se stabiliser. Cet abaissement peut être expliqué par la diminution de la consommation journalière en eau pompée et par conséquent sur la moindre fréquence des pompages journaliers comme on le verra au paragraphe suivant.

L'enregistrement effectué au cours de la deuxième période d'observation (Figure 5.13), montre que la conductivité électrique de l'eau du puits O 45 subit aussi de grandes variations, parfois de nature périodique, sans tendance remarquable. Entre le 15 et le 31 mars 2011 on constate une diminution progressive de la conductivité de 4,46 jusqu'à 2,89 mS/cm , cet abaissement coïncide avec un arrêt de pompage dans le puits.

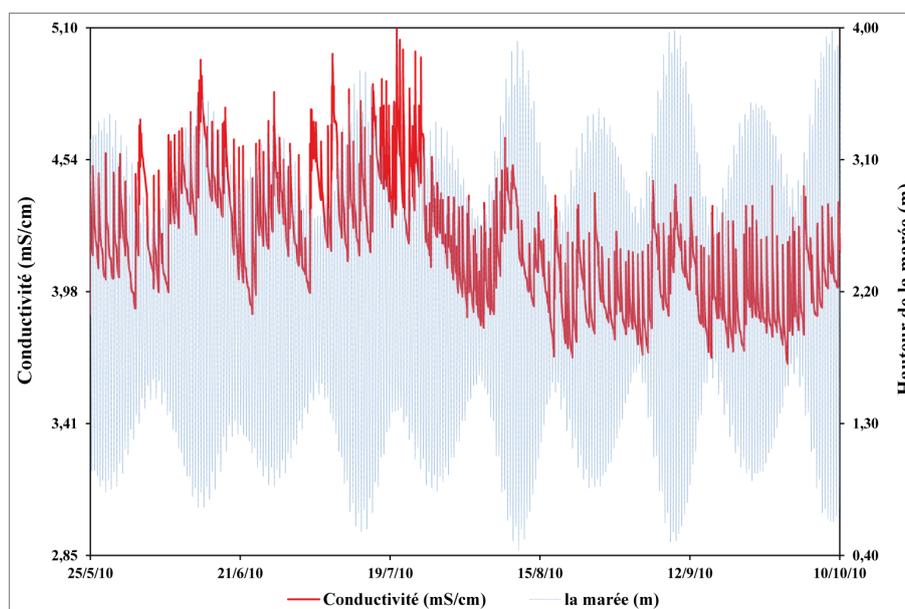


FIGURE 5.12 – Évolution des conductivités au cours de la période du 25 mai au 10 octobre 2010

L'enregistrement effectué au cours de la deuxième période d'observation (Figure 5.13), montre que la conductivité électrique de l'eau du puits O 45 subit aussi de grandes variations, parfois de nature périodique, sans tendance remarquable. Entre le 15 et le 31 mars 2011 on constate une diminution progressive de la conductivité de 4,46 jusqu'à 2,89 mS/cm , cet abaissement coïncide avec un arrêt de pompage dans le puits.

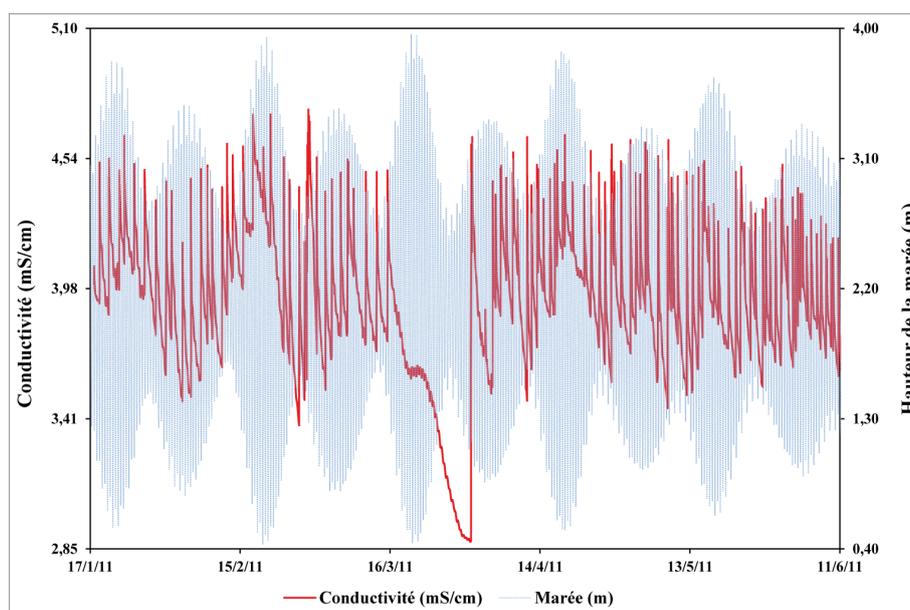


FIGURE 5.13 – Évolution des conductivités au cours de la période du 17 janvier 11 juin 2011

5.5.2 Effet du pompage sur la conductivité

Le pompage est un facteur principal de la minéralisation des aquifères côtiers susceptibles d'être contaminés par l'intrusion marine, il conduit à un mélange des eaux douces et des eaux marines (Fakir, 1998). En effet le pompage excessif conduit à l'épuisement de la tranche d'eau douce ce qui peut conduire par la suite à la salinisation des eaux de la nappe.

Durant cette étude, les pompages effectués par le propriétaire, ont été aisément repérables. Sur le graphique de la Figure 5.14, les démarrages et les arrêts sont repérés grâce à la mesure de la hauteur de l'eau : la nappe réagit instantanément, en effet, on enregistre une remontée rapide de la conductivité et une baisse du niveau de la nappe au démarrage. A l'arrêt du pompage, la nappe monte rapidement à son niveau initial, par contre la conductivité diminue progressivement et lentement (Figure 5.14). Durant la seconde période d'étude et pendant quinze jours, entre le 15 et le 31 mars 2011, le propriétaire a arrêté le pompage, en conséquence la conductivité du puits a diminué d'une manière progressive de 4,46 à 2,89 mS/cm alors même que le niveau de l'eau dans le puits diminuait à partir du 23 mars, une fois que les pompages ont pris, la conductivité a augmenté d'une façon brutale de 2,89 à 4,59 mS/cm (Figure 5.15).

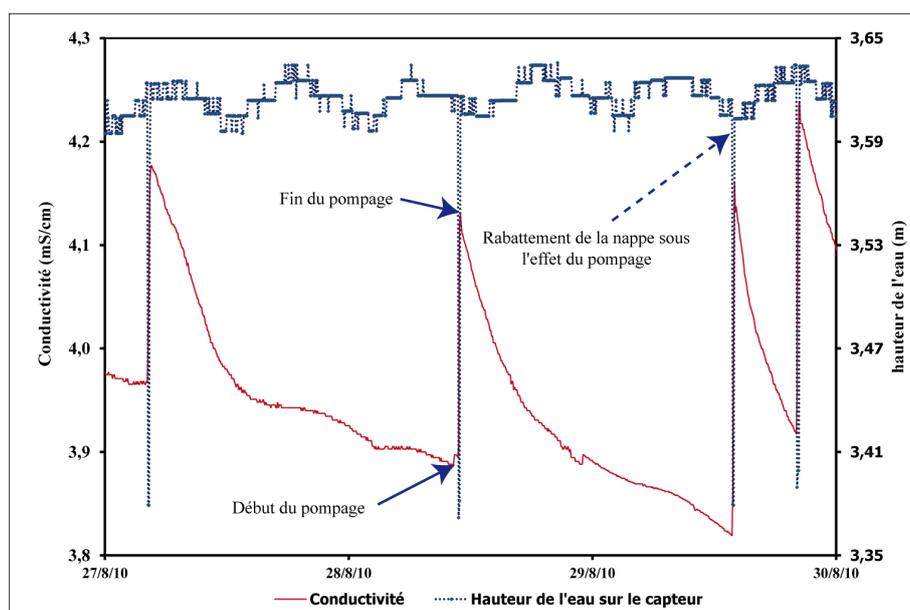


FIGURE 5.14 – Effet du pompage sur l'évolution des conductivités dans le puits O45, exemple la période du 27 au 31 août 2010

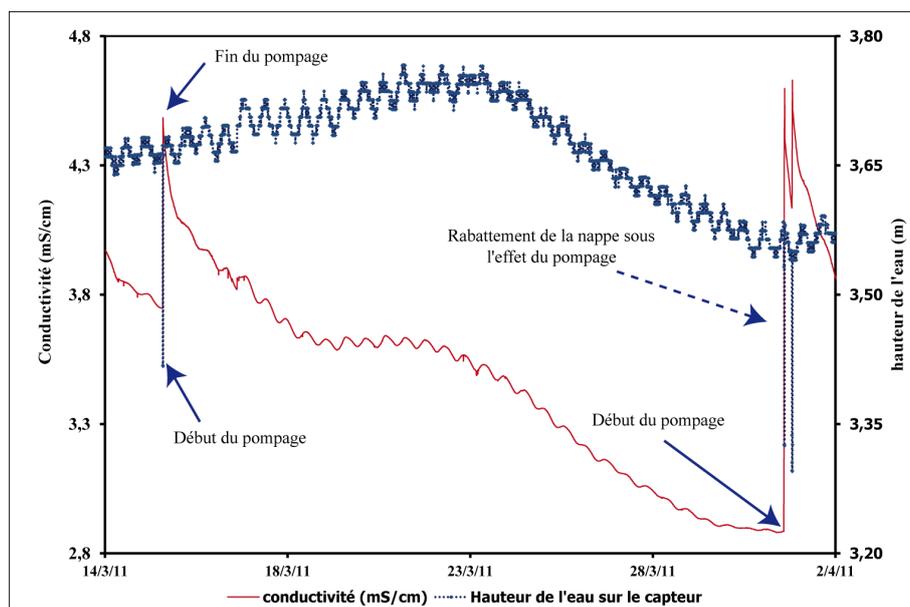


FIGURE 5.15 – Effet de l'arrêt du pompage du 15 au 31 mars sur la conductivité de l'eau du puits O45

Au cours de la période de mesure du 24 Mai au 10 octobre 2010, le temps de pompage effectif est évalué à 52 h 40 min, avec un minimum de 5 min et un maximum de 1 h 20 min par jour. En revanche, du 17 janvier au 11 juin 2011 la durée des

pompages est inférieure à celle de la première période, avec une durée totale de $16\text{ h }00\text{ min}$, en moyenne de 35 min de pompage par jour. Nous avons effectué une mesure du débit de la pompe qui est égale à $1,3\text{ l/s}$. Ce débit, multiplié par le temps de pompage, équivaudrait à un volume pompé de la nappe d'environ $238,9\text{ m}^3$ en première période et $72,6\text{ m}^3$ au cours de la seconde.

En conclusion, l'équilibre et le renouvellement de la nappe de l'eau sont interrompus sous l'effet du pompage. Ce résultat montre aussi qu'il faut un certain temps pour que la nappe retrouve son équilibre, ce qui pourrait être difficile face à un nombre élevé de pompages, soit dans ce puits ou dans d'autres puits aux alentours qui sont équipés par des pompes, sachant que les pompages sont plus concentrés dans la frange côtière, dans les autres zones ils sont moins importants. Sur le sahel des Doukkala Abda, les superficies irriguées par pompage ne cessent d'augmenter, de 600 ha en 1958 à $5\,850\text{ ha}$ en 1992 (ABHOR, 2003). Cependant les volumes de l'eau prélevés ont également augmenté. L'augmentation des pompages a eu pour effet un taux élevé de la salinité des eaux (ABHOR, 2003). Les pompages sont évalués à $6\text{ Mm}^3/\text{an}$ en 1960, $16\text{ Mm}^3/\text{an}$ en 1980 et 32 Mm^3 en 1992 (DRHT, 1994). Par ailleurs, le rythme de développement des irrigations est cependant plus intense au sud de l'Oualidia que dans le nord (DRHT, 1994). Par conséquent, la concentration et l'augmentation des pompages dans ce secteur a pour effet un taux élevé de la salinité des eaux.

5.5.3 Effet de la marée sur la conductivité électrique

Pour l'étude des variations journalières de la conductivité avec la marée, on a choisi l'intervalle du 15 au 31 mars 2011 correspondant à la deuxième période d'observation, cet intervalle de temps est marqué par l'absence des pompages qui présentent un effet très important sur la variation de la conductivité (paragraphe précédent). La Figure 5.16 illustre la variation journalière de la conductivité de l'eau du puits O 45 avec la marée pendant la période du 18 au 20 mars 2011. On constate que la conductivité évolue en fonction de la marée, elle suit le cycle des marées, mais avec un déphasage. Ces fluctuations restent faibles, elles sont de l'ordre de quelque $\mu\text{S/cm}$. A Sidi Moussa, 30 km au nord de l'Oualidia, des enregistrements ont été réalisés dans un puits à une distance de 753 m de l'océan, ils ont montré qu'il existe une relation entre la conductivité électrique de la nappe et la variation de la marée journalière (Oularos, 2009). Le Tableau 5.11 donne le résumé statistique des conductivités, des périodes et des déphasages enregistrés après marée haute et après marée basse.

La moyenne des conductivités enregistrées après la marée haute est égale à

3,44 mS/cm avec une médiane de 3,44 mS/cm , elle est supérieure de 0,06 $\mu S/cm$ à la moyenne enregistrée après marée basse, elle est égale à 3,38 mS/cm avec une médiane de 3,49 mS/cm . La période moyenne de l'onde de la conductivité après marée haute est égale à 12 h 28 min et la médiane à 12 h 30 min, après marée basse la moyenne est égale à 12 h 25 min, cette valeur est inférieure à la médiane qui est de 12 h 31 min. Les fluctuations de la conductivité montrent une période moyenne de 12 h 26 min, période comparable à celle de la marée (12 h 25 min).

Les valeurs moyennes et médianes des déphasages entre l'onde de la marée et de celle de la conductivité, sont : 3 h 24 min et 3 h 31 min lors des marées descendantes, et 5 h 31 min et 5 h 21 min lors des marées montantes. Les déphasages observés après marée haute sont plus faibles que ceux observés après marée basse, ce qui est expliqué par la réponse rapide de l'eau du puits à l'augmentation de la conductivité et un temps long pour que la nappe puisse atteindre son équilibre et pour s'adoucir (paragraphe précédent).

L'analyse des variations de la conductivité sur toute la période d'enregistrement, permet de constater qu'en plus les variations discutées aux paragraphes précédents, elle montre des fluctuations périodiques (Figure 5.12 et Figure 5.13). La suppression de la tendance linéaire de la conductivité enregistrée du 15 au 31 Mars 2011 (période sans pompage), permet de constater qu'elle garde encore des fluctuations périodiques (Figure 5.17). La comparaison des résidus de ce signal et de celui de la marée permet de conclure que la conductivité de l'eau du puits O 45 subit l'influence des variations du niveau océanique dues aux vives et aux mortes-eaux.

TABEAU 5.11 – Résumé statistique de la conductivité, période de l'onde de la conductivité et le déphasage entre l'onde de la marée et l'onde de la conductivité du 15 au 31 Mars 2011

	Après marée haute			Après marée basse		
	Conductivité	Période	Déphasage	Conductivité	Période	Déphasage
Minimum	2,89	10 h 02 min	01 h 52 min	2,88	10 h 39 min	04 h 03 min
Maximum	3,97	15 h 12 min	05 h 05 min	3,88	13 h 55 min	07 h 25 min
Moyenne	3,44	12 h 28 min	03 h 24 min	3,38	12 h 25 min	05 h 31 min
Médiane	3,57	12 h 30 min	03 h 31 min	3,49	12 h 31 min	05 h 21 min
Ecart type	0,34	00 h 56 min	00 h 43 min	0,32	00 h 49 min	00 h 47 min
Var	0,11	00 h 02 min	00 h 01 min	0,11	00 h 01 min	00 h 01 min
Quartile 1	3,11	12 h 04 min	02 h 53 min	3,04	11 h 55 min	05 h 00 min
Quartile 3	3,64	12 h 50 min	03 h 52 min	3,60	12 h 49 min	06 h 05 min
Coef. Var.	10%	8%	21%	10%	7%	14%

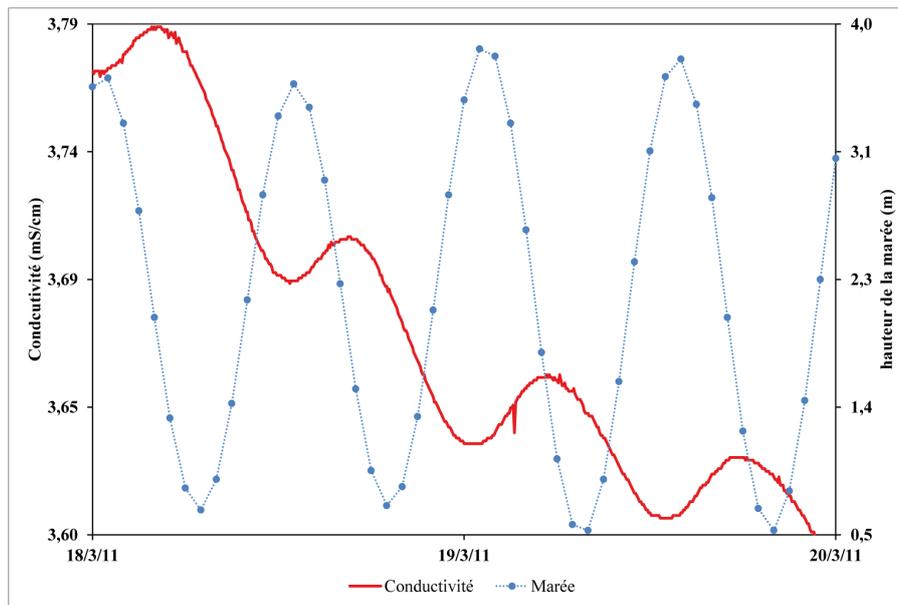


FIGURE 5.16 – Évolution de la conductivité avec la marée journalière exemple du 18 au 20 mars 2011

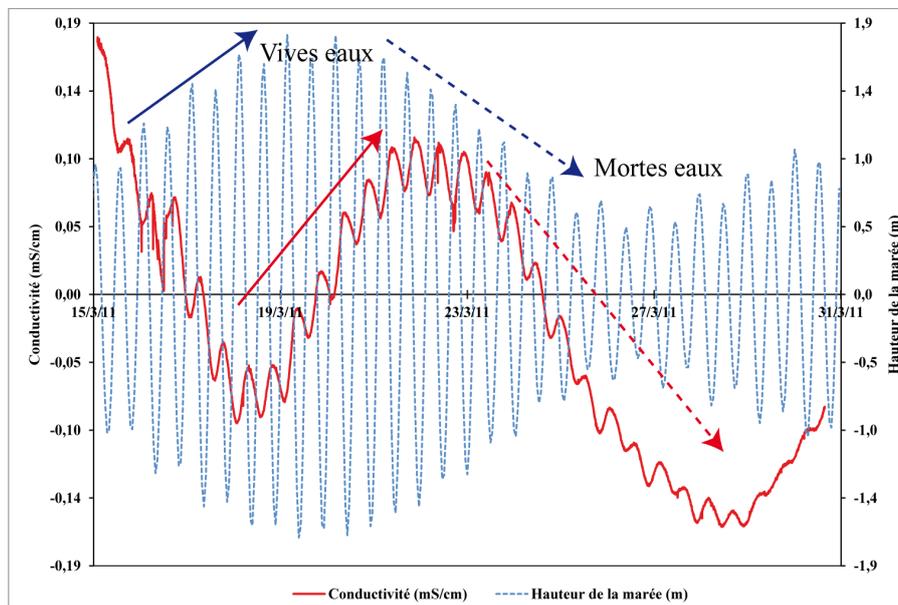


FIGURE 5.17 – Évolution de la conductivité de l'eau mesurée au fond du puits O 45 après la suppression de la tendance linéaire du 15 au 31 Mars 2011

5.5.4 Gradient vertical de la conductivité dans le puits O 45

Un profil vertical de la conductivité a été effectué dans le puits O 45, relevé d'une manière descendante et montante, avec un pas de mesure de $0,2\text{ m}$ (Figure 5.18). Les résultats montrent une stratification nette de la conductivité de l'eau du puits. La répartition de la conductivité est pratiquement identique pour le profil montant ou descendant. La conductivité de l'eau commence à augmenter à partir d'une profondeur de l'ordre de 53 m , mesurée à partir du niveau du sol. La température mesurée montre une stratification légère, de quelques $1/10^{\text{ème}}$ degrés, elle est constante en surface, mais elle augmente de $22,5^{\circ}\text{C}$ à $22,6^{\circ}\text{C}$ à partir de 53 m de profondeur.

La stratification observée explique l'influence des pompages sur la conductivité de l'eau du puits, après chaque pompage il résulte un épuisement de la tranche d'eau douce superficielle, par conséquent elle sera remplacée par des eaux qui sont plus minéralisées, ce qui conduit par la suite à l'augmentation de la conductivité de l'eau du puits.

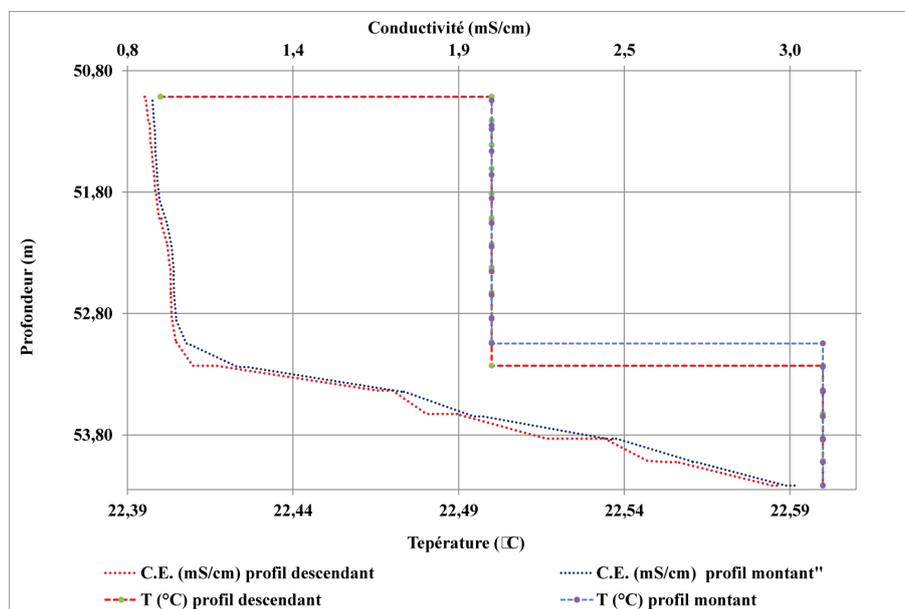


FIGURE 5.18 – Profil vertical de la conductivité et de la température dans le puits O 45

5.6 Conclusion

Le puits O 45, situé à 1 318,9 m de la côte, a été équipé d'un capteur en continu, avec un pas de mesure égal à 5 min, ce qui a permis de mesurer les variations du niveau et de la conductivité de la nappe plioquaternaire qui est en contact direct avec la nappe de l'Hauterivien, considérée comme libre dans cette zone. Les enregistrements obtenus ont été comparés aux variations du niveau de la mer. Les résultats montrent l'influence hydrodynamique de la marée sur le niveau d'eau de la nappe, les moyennes des périodes des deux phénomènes (marée et niveau d'eau dans le puits) sont égales (12 h 25 min) avec un déphasage moyen de 3 h 24 min. L'étude des différentes composantes périodiques de la marée a permis de constater que la hauteur de l'eau dans le puits est influencée par les périodes marines, journalières et synodiques (vives eaux et mortes-eaux).

Cette étude nous a permis, en se basant sur la période de propagation, le déphasage et l'amplitude, de mettre en évidence les caractéristiques hydrodynamiques générales de l'aquifère tenant compte de la relation qui existe entre la marée et le niveau de l'eau dans le puits. La diffusivité calculée pour l'aquifère par la demi-amplitude reste constante selon qu'elle est calculée lors des phases de marée descendante ou de marée montante et, par contre la diffusivité calculée par le déphasage est plus faible lors de la marée montante.

Les écarts observés sur l'amortissement de l'amplitude de la marée, entre cette étude et les études antérieures, peuvent être expliqués par les distances des puits à l'océan, l'hétérogénéité de l'aquifère, l'amplitude de l'onde de la marée. Les résultats peuvent également varier en fonction de la période de l'année pendant laquelle les mesures sont effectuées.

Comme pour la hauteur de l'eau enregistrée, la conductivité de l'eau du puits O 45 présente des fluctuations liées à la marée journalière et synodique. La période de l'onde de la conductivité est égale à celle de la marée, avec un déphasage plus élevé après la marée basse. Les valeurs maximales des conductivités sont observées en marée haute et en période vives eaux. La réponse des conductivités dans l'aquifère est rapide en marée haute qu'en marée basse. Les conductivités sont fortement influencées par les pompages, ce qui pourrait avoir un effet sur la qualité de l'eau de la nappe avec le temps.

Ce résultat pourrait être utile pour une meilleure gestion de l'aquifère. Il semblerait que les périodes les plus opportunes seraient les phases après marée basse (ou marée montante).

Chapitre 6

Étude géophysique

Sommaire

6.1	Introduction	146
6.2	Interprétation des données géophysiques	147
6.3	Analyse des profils de tomographie des résistivités électriques	160
6.4	Conclusion	172

A fin de localiser et cartographier la limite de l'intrusion marine, nous avons exploité dans un premier temps une base de données de soixante-quatorze sondages électriques, réalisés en 1992 (**DRPE**). Ces données ont fait l'objet dans un premier temps d'une étude statistique (analyse en composantes principales et classification hiérarchique ascendante) et dans un deuxième temps des cartes de résistivités apparentes ont été générées pour différents espacements d'électrodes d'injection AB. Par la suite, une campagne de tomographie de résistivité électrique a été réalisée par des profils électriques perpendiculaires à la côte. Elle nous permettra de définir la succession lithologique et de mettre en évidence les niveaux aquifères potentiellement influencés par les eaux marines. Des mesures de conductivité ont été effectuées au niveau des puits à proximité des profils, afin de caler les résistivités des niveaux saturés en eaux.

Mots clés : sondage électrique, analyse en composantes principales, carte de résistivité apparente, tomographie électrique.

6.1 Introduction

Les mesures géophysiques fournissent un moyen pour améliorer la connaissance d'un ensemble de forages, elles sont importantes pour les études en hydrogéologie, ainsi elles peuvent fournir des données essentielles sur la géométrie et les caractéristiques d'un aquifère (Boughriba *et al.*, 2006, Guasmia, 2008. Mhamdi *et al.*, 2006, Maillot *et al.*, 2005). Dans de nombreux cas, la prospection géophysique peut fournir des données complémentaires qui permettent une corrélation géologique et hydrogéologique (Gourry *et al.*, 2003 ; Colella *et al.*, 2004, Sumanovac, 2006, Masey et Taylor, 2007 ; Naudet *et al.*, 2008). La tomographie de résistivité électrique permet de générer des données sous forme de profils tomographiques. Elle aide à comprendre les relations spatiales entre l'eau douce, l'eau saumâtre et l'eau salée, qui sont souvent présentes dans les aquifères côtiers.

Au Maroc, plusieurs études se sont intéressées à l'application de la géophysique à l'étude de la salinité des aquifères côtiers et à l'intrusion marine, parmi ces études on cite ; celle de Benkabour *et al.*, (2003) qui ont utilisé la méthode des résistivités pour la caractérisation de la géométrie et la salinité de l'aquifère côtier plioquaternaire de la plaine de Maamora, Zouhri *et al.*, (2007 et 2010), ont appliqué l'approche électrique et sismique pour déterminer les interactions de l'aquifère côtier de la plaine de Maamora, El Youti *et al.*, 2008, en plus de l'approche hydrochimique et statistique, ont appliqué la tomographie de résistivité électrique dans le but d'identifier les processus de la salinisation de l'aquifère libre de Bou-Areg (nord-est du Maroc). Oulaaros, (2009) et Oulaaros *et al.*, (2009), ont étudié l'intrusion marine à Sidi Moussa sur le Sahel des Doukkala Abda, par l'application de la prospection électrique.

Une campagne de sondages électriques a été réalisée sur le Sahel des Doukkala Abda, par la DRPE (Direction de la Recherche et Planification de l'Eau) en 1992, suivant des profils perpendiculaires à la côte. Ces mesures avaient permis de cartographier la géométrie du biseau salé et son extension à l'intérieur des terres.

L'objectif de ce chapitre est la caractérisation de l'extension de l'intrusion marine, l'évaluation de son évolution, de sa profondeur et de mettre en évidence l'état actuel de la salinisation des réservoirs aquifères au sud de la lagune de Oualidia. Afin d'atteindre cet objectif, nous avons exploité soixante-quatorze sondages électriques (DRPE, 1992), répartis en quatre profils perpendiculaires à la côte (Figure 6.1). Les données des sondages électriques ont fait l'objet dans un premier temps, d'une étude statistique afin de les classer et de mettre en évidence les relations qui existent entre eux et, d'identifier des zones géographiques selon leurs caractéristiques électriques. Dans un deuxième temps les sondages électriques ont permis de générer des cartes de résistivités apparentes pour des espacements interélectrodes AB différents. Le but

est de délimiter l'extension de l'intrusion marine.

Nous présentons également dans ce chapitre les résultats des campagnes de tomographie de résistivités électriques, exécutées entre la ville de l'Oualidia et d'El Akarta, dans le but de cartographier l'extension de l'intrusion marine au niveau de l'aquifère côtier et de mettre en évidence l'état actuel de la salinisation. Une comparaison de ces profils aux données issues des forages de la région et les cartes de résistivités apparentes a été faite.

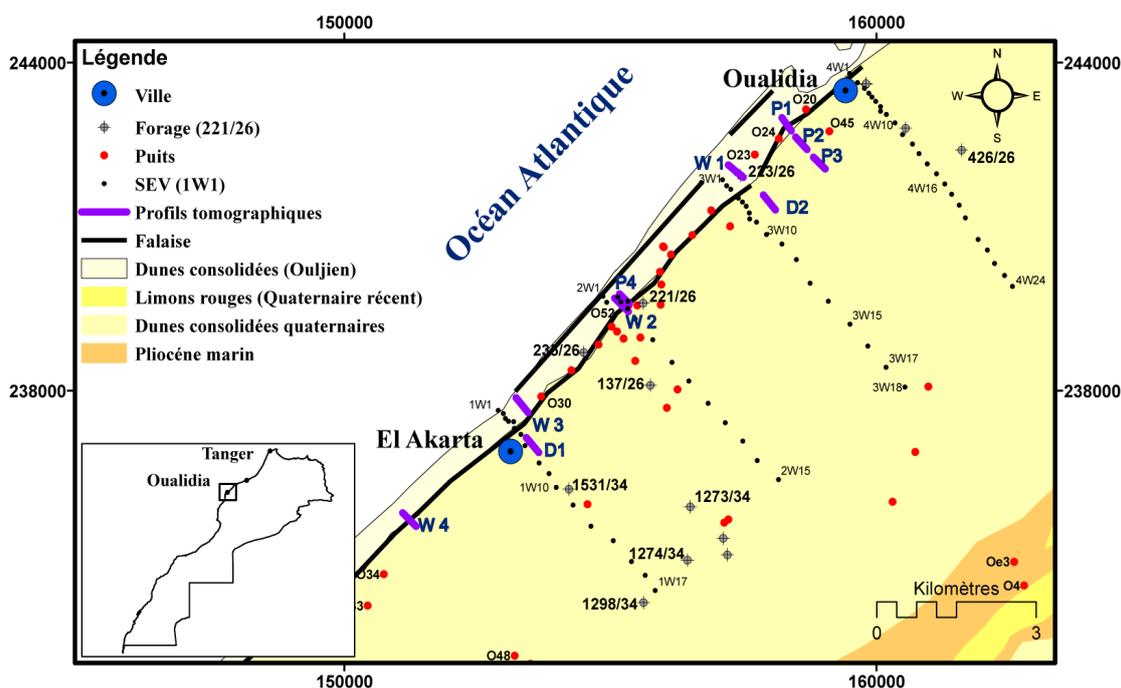


FIGURE 6.1 – Emplacement des sondages électriques verticaux (DRPE 1992) et des profils de tomographie de résistivité électrique (2012 et 2013)

6.2 Interprétation des données géophysiques

6.2.1 Description statistique de la base de données

La base de données exploitée est constituée de soixante-quatorze sondages électriques verticaux, répartis selon quatre profils perpendiculaires à la côte, avec des écartements $AB/2$ allant de 1 à 1000 m. Le tableau 6.1 donne le résumé statistique des résistivités apparentes mesurées avec les espacements $AB/2$ de 1 à 1000 m, pour l'ensemble des sondages électriques. Les résistivités apparentes montrent des

moyennes qui sont supérieures aux médianes pour les différents espacements $AB/2$, ce qui est expliqué par l'influence de valeurs élevées des résistivités apparentes, la moyenne des résistivités apparentes diminue avec l'augmentation de l'écartement $AB/2$.

Les écarts relatifs présentent des valeurs positives très élevées surtout pour les petits espacements, l'espacement $AB/2$ égale à 150 m présente un écart relatif négatif de -1% , l'espacement $AB/2=5\text{ m}$ présente l'écart relatif le plus élevé de $36,6\%$. On note aussi que les coefficients de variation sont aussi très élevés, le plus faible est de 59% pour $AB/2=500\text{ m}$ et le plus élevé est de 120% pour $AB/2=1\text{ m}$, cela peut être expliqué par la grande variabilité des résistivités apparentes.

6.2.1.1 Analyse en composantes principales ACP

a. Matrice de corrélation

En raison de l'absence des mesures pour certains sondages électriques, pour un espacement supérieur à 100 m ; l'analyse en composantes principales est basée sur l'étude d'une base de données de soixante-quatorze individus (sondages électriques) et des quatorze variables ($AB/2$ de 1 à 100 m). L'étude a été faite sur des données centrées réduites.

Le coefficient de corrélation représente le degré de relation linéaire qui existe entre deux variables continues, dans notre cas la relation entre les écartements résistivités mesurées pour différents $AB/2$. Si le coefficient prend une valeur absolue proche de 1 , on peut dire que les deux variables sont bien corrélées. Dans le cas où le coefficient prend une valeur proche de 0 , là on peut dire que les variables ne sont pas bien corrélées.

La matrice de corrélation du tableau 6.2 montre deux sens de lecture, une lecture verticale qui suggère une décroissance des valeurs des coefficients de corrélation en allant des faibles valeurs d'espacement $AB/2$ vers les fortes valeurs. Par contre, la lecture horizontale du tableau montre une augmentation des valeurs des coefficients dans le sens de l'augmentation de l'écartement $AB/2$. La variation observée au niveau des corrélations est due à l'écart entre les valeurs des résistivités apparentes obtenues par chaque écartement $AB/2$. L'augmentation du coefficient de corrélation avec l'augmentation des valeurs d' $AB/2$, implique une diminution de l'influence des terrains superficiels sur les valeurs des résistivités apparentes mesurées, et montre une succession verticale de terrains de résistivités différentes. Les terrains superficiels présentent une grande hétérogénéité, et montrent des résistivités apparentes plus élevées et plus dispersées, les terrains plus profonds montrent des résistivités faibles.

TABLEAU 6.1 – Résumé statistique des résistivités électriques pour les différents espacements AB/2 de 1 à 1 000 m

AB/2	1	1,5	2	3	5	7	10	15	20	30	40	50	70	100	150	200	300	400	500	700	1000
N	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	70	66	57	47	37	33	30
Min.	9,5	9,5	9,0	7,0	5,4	3,7	3,4	3,6	4,7	6,6	8,5	9,9	12,2	14,0	10,0	15,5	12,0	16,5	12,0	10,0	10,0
Max.	5000,0	3400,0	4400,0	5700,0	6750,0	7000,0	6000,0	4875,0	4400,0	4200,0	4400,0	4600,0	5250,0	4950,0	2600,0	1675,0	850,0	800,0	290,0	160,0	135,0
Etendu	4990,5	3390,5	4391,0	5693,0	6744,6	6996,3	5996,6	4871,4	4395,3	4193,4	4391,5	4590,2	5237,8	4936,0	2590,0	1659,5	838,0	783,5	278,0	150,0	125,0
Moy.	765,2	809,5	870,0	995,4	1159,4	1190,8	1153,4	1227,3	1223,9	1187,3	1104,8	1045,2	983,7	869,0	693,3	511,1	283,9	167,5	104,9	56,7	47,5
Méd.	600,0	665,0	725,0	762,5	735,0	800,0	890,0	1052,5	1005,0	982,5	990,0	950,0	893,8	865,0	700,0	500,0	230,0	140,0	100,0	44,0	36,0
Q. 1	192,5	252,5	305,0	290,0	275,0	285,0	338,8	325,0	382,5	350,0	290,0	225,0	157,5	140,0	125,6	113,8	130,0	87,5	55,0	35,0	30,0
Q. 3	887,5	1087,5	1225,0	1341,3	1643,8	1537,5	1487,5	1693,8	1675,0	1742,5	1587,5	1487,5	1475,0	1287,5	986,3	700,0	400,0	220,0	140,0	70,0	45,5
Ec.type	919,6	680,2	768,3	1051,5	1301,3	1324,7	1097,6	1094,7	1064,7	1008,9	951,0	905,4	896,7	807,1	570,4	408,5	213,1	137,5	62,2	35,8	29,8
Ec. rel.	21,6%	17,8%	16,7%	23,4%	36,6%	32,8%	22,8%	14,2%	17,9%	17,3%	10,4%	9,1%	9,1%	0,5%	-1%	2,2%	19,0%	16,4%	4,7%	22,3%	24,3%
Coef. var.	120%	84%	88%	106%	112%	111%	95%	89%	87%	85%	86%	87%	91%	93%	82%	80%	75%	82%	59%	63%	63%

TABLEAU 6.2 – Matrice de corrélation des résistivités apparentes par couple de AB/2 de 1 à 100 m

	1	1,5	2	3	5	7	10	15	20	30	40	50	70	100
1	1													
1,5	0,62	1												
2	0,56	0,96	1											
3	0,58	0,78	0,87	1										
5	0,52	0,73	0,83	0,98	1									
7	0,47	0,71	0,82	0,96	0,98	1								
10	0,42	0,73	0,83	0,86	0,89	0,94	1							
15	0,44	0,65	0,75	0,79	0,82	0,87	0,95	1						
20	0,42	0,57	0,65	0,69	0,72	0,77	0,88	0,97	1					
30	0,41	0,49	0,56	0,60	0,62	0,66	0,78	0,91	0,97	1				
40	0,31	0,45	0,52	0,50	0,52	0,58	0,73	0,86	0,93	0,97	1			
50	0,31	0,42	0,49	0,46	0,49	0,54	0,69	0,83	0,90	0,94	0,98	1		
70	0,28	0,37	0,42	0,42	0,45	0,50	0,64	0,78	0,85	0,89	0,94	0,97	1	
100	0,27	0,32	0,34	0,35	0,37	0,42	0,54	0,69	0,77	0,81	0,86	0,91	0,97	1

b. Présentation des valeurs propres et axes factoriels

La Figure 6.2 représente les valeurs propres, c'est-à-dire les variances de chaque composante principale, les contributions simples et cumulées des composantes, les données sont, on le rappelle, centrées réduites. On constate que la première composante principale très dominante (F1), explique près de 71,97% de la variance totale, alors que la deuxième n'explique que 17,24%. Les deux premiers axes factoriels liés aux deux premières valeurs propres expliquent presque 88% de la variance totale.

Les résultats obtenus sont illustrés graphiquement, sur un graphe qui représente les nuages des points des individus sur les deux premières composantes principales F1 et F2 et aussi une représentation sur des cercles des corrélations, la représentation graphique des individus et des variables ne se fait pas dans le même repère.

c. Corrélation des variables et des individus

La représentation des variables sur le cercle des corrélations (Figure 6.3), dans le plan factoriel F1 et F2, montre que les résistivités apparentes obtenues avec les petits écartements de AB/2=1 m à AB=100 m sont corrélées positivement à l'axe F1. Les résistivités apparentes des écartements AB/2=15 m et AB/2=15 m et AB/2=20 m sont les variables qui contribuent le plus fortement à la définition de l'axe F1. Il ressort de ces résultats que les sondages électriques présentant une composante positive sur l'axe F1 montrent des valeurs de résistivité apparente élevées. Par ailleurs, l'axe F2 oppose, parmi les résistivités apparentes traitées celles qui correspondent aux plus grandes valeurs de AB/2 (par exemple 100 m) aux faibles valeurs. La figure 6.3

met bien en évidence comment les résistivités apparentes sont corrélées d'une valeur de $AB/2$ aux valeurs qui lui sont proches, et comment cette corrélation se dégrade pour des valeurs éloignées.

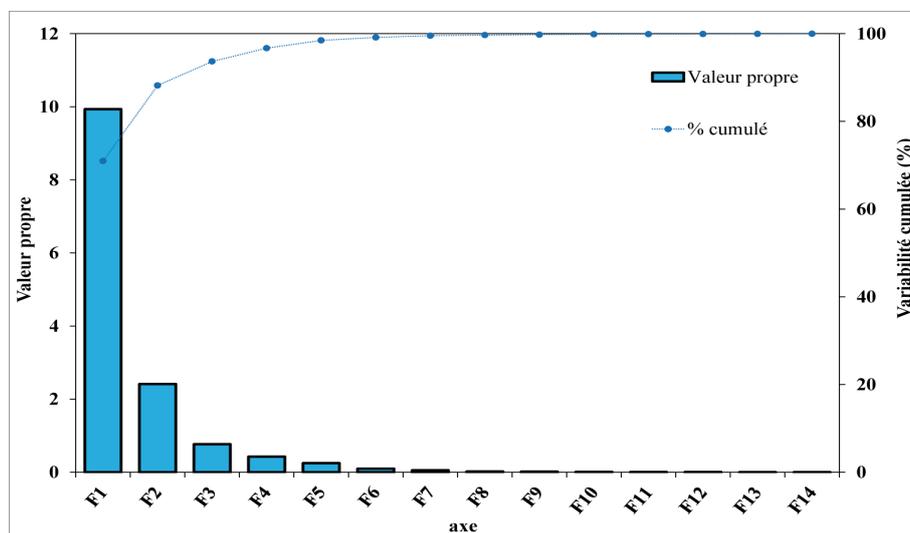


FIGURE 6.2 – Les valeurs propres de l'analyse (variances des composantes principales)

La Figure 6.4 représente la carte des individus, c'est-à-dire la projection des sondages électriques sur le premier plan factoriel déterminé par les deux premiers axes F1 et F2. Les sondages qui présentent une composante positive par rapport à l'axe F1, correspondent aux sondages qui ont des résistivités apparentes élevées pour les écartements $AB/2=1\text{ m}$ à $AB/2=100\text{ m}$. Les sondages électriques présentant une composante négative sur l'axe F1 ont des valeurs de résistivités apparentes faibles. L'axe F2 oppose les sondages qui présentent des fortes valeurs de résistivités apparentes pour les petits écartements (de 1 à 10 m), côté négatif, et les sondages qui présentent des fortes valeurs de résistivités apparentes pour les écartements $AB/2$ élevés (de 15 à 100 m), côté positif.

6.2.1.2 Classification Hiérarchique Ascendante

La classification hiérarchique permet d'identifier des groupes ou des classes à partir d'une base de données importante. Le principe est basé sur un regroupement progressif, d'une manière ascendante deux à deux des éléments les plus proches (Lebart et *al.*, 2006). Le but de la classification dans cette étude est de classer les individus (qui correspondent aux sondages électriques) pour visualiser la corrélation

et la ressemblance qui existe entre eux. La classification hiérarchique ascendante a été réalisée sur la totalité des sondages électriques (soixante-quatorze sondages électriques), en utilisant le critère de Ward et la métrique euclidienne (Figure 6.5).

La classification nous montre la présence de trois principales classes, les sondages de chaque groupe sont présentés en annexe (Cf. annexe D) :

La première classe : contient sept sondages, ils sont localisés dans l'arrière-pays, au-dessus de la falaise plioquaternaire (Figure 6.6). Ces sondages dont les composantes sont positives sur l'axe F1 sont ceux qui présentent les résistivités apparentes les plus élevées (de 28 à 7 000 $\Omega.m$), cette classe présente des composantes qui sont parfois positives et parfois négatives sur l'axe F2 (Figure 6.4).

La deuxième classe : regroupe trente-et-un sondages (figure 6.5), dont la plupart ont été réalisés dans les deux premiers kilomètres de l'océan, sauf trois d'entre eux qui ont été réalisés dans l'arrière-pays (Figure 6.6). Les SEV de ce groupe sont caractérisés par des résistivités apparentes faibles à moyennes et relativement moins dispersées que celles de la classe 3 (de 3, 4 à 1 900, 0 $\Omega.m$),. La composante principale du groupe est négative par rapport à l'axe F1 (Figure 6.4).

La troisième classe : comporte trente-six sondages électriques, tous localisés dans l'arrière-pays, au-delà des deux premiers kilomètres de l'océan (Figure 6.6). Les sondages de cette classe présentent des composantes parfois négatives et parfois positives tant sur l'axe F1 que sur l'axe F2. Cette classe a une tendance à présenter des résistivités apparentes plus élevées que celles des sondages de la classe 2 et faible par rapport à celles de la classe 1 (de 26 à 5 000 $\Omega.m$) (Figure 6.4).

6.2.1.3 Conclusion

L'analyse statistique effectuée sur les soixante-quatorze sondages électriques a permis d'identifier trois classes de sondages électriques avec des résistivités électriques différentes ; la première classe, qui pourrait contenir des sondages atypiques avec des résistivités très élevées, et la troisième avec des résistivités apparentes moyennes à élevées sont localisées dans l'arrière-pays au-delà de la falaise plioquaternaire, la deuxième classe est caractérisée par des résistivités apparentes faibles par rapport à la première et la troisième classe qui regroupe les sondages électriques localisés dans les deux premiers kilomètres de l'océan.

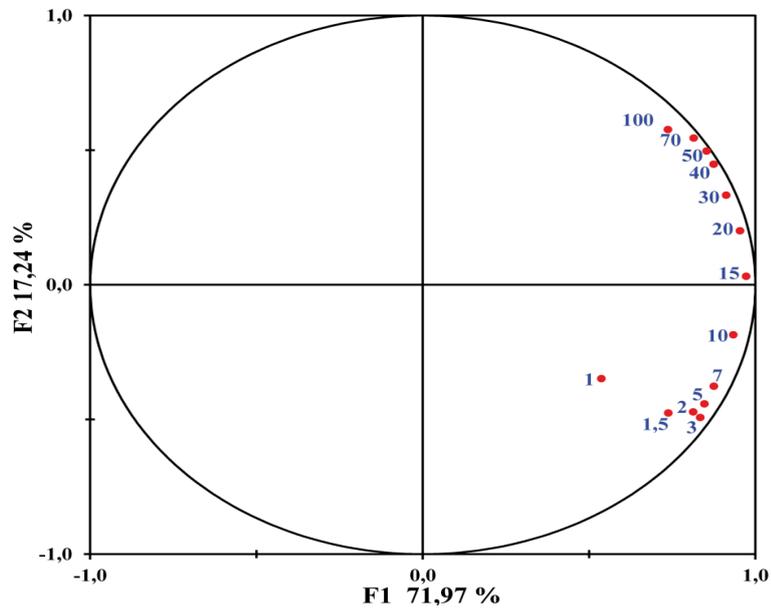


FIGURE 6.3 – Cercle des corrélations dans le plan F1-F2

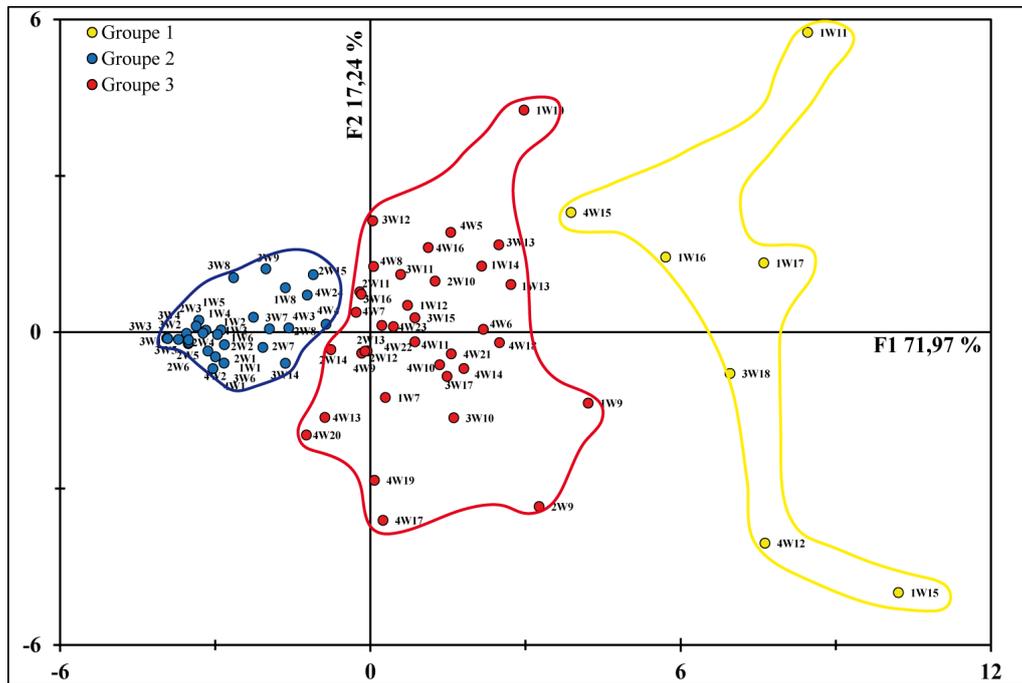


FIGURE 6.4 – Carte des individus dans les plans factoriels F1-F2

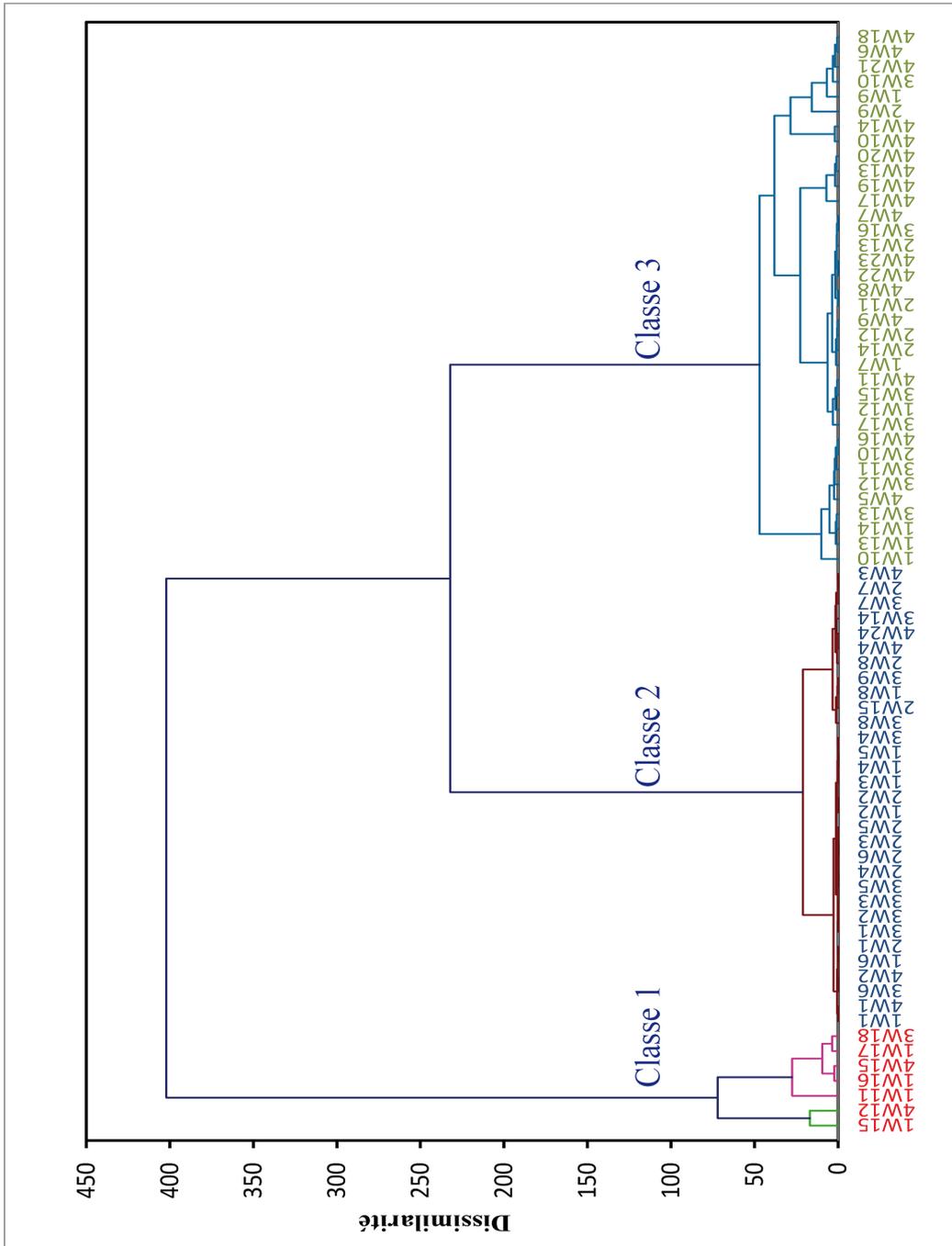


FIGURE 6.5 – Classification hiérarchique des sondages électriques

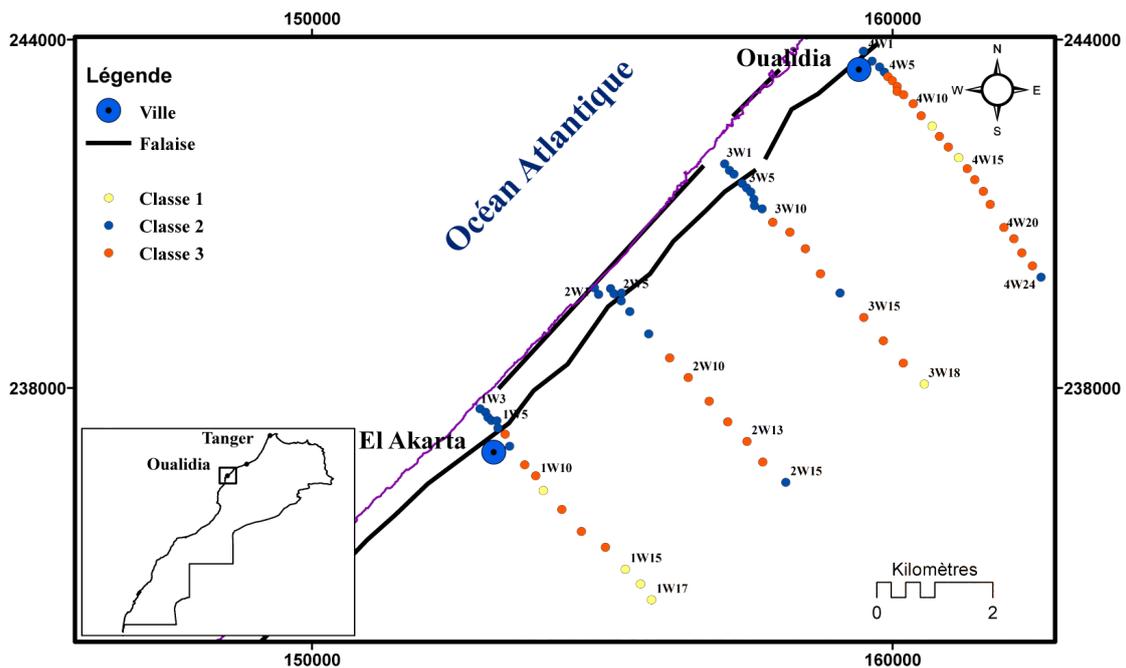


FIGURE 6.6 – Localisation géographique de différentes classes des sondages électriques sur la base des SEV pour $AB/2 \geq 100 m$

6.2.2 Cartes de la résistivité apparente

La méthode des cartes des résistivités a eu de très nombreuses applications et elle continue à être largement utilisée. Ces principaux avantages résident dans la rapidité de sa mise en œuvre et dans la simplicité de l'interprétation qualitative des résultats. Les valeurs de résistivité apparente obtenues par les sondages électriques verticaux peuvent être représentées sous forme de cartes d'isoresistivité, caractérisant une couche à une profondeur constante proportionnelle à l'écartement $AB/2$. Elles rendent compte de la variation de la résistivité dans le sens horizontal (Harrouzi, 2010, Kouzana et *al.*, 2010, Zarroca et *al.*, 2011).

Les cartes de résistivité apparente sont interpolées par Krigeage ordinaire sous Arcgis, pour les écartements $AB = 20 m, 40 m, 100 m, 140 m, 200 m, 300 m, 400 m, 600 m, 800 m, 1000 m$ et $1400 m$. Les écartements choisis seront des échantillons représentatifs de la variabilité observée dans le comportement géoélectrique du sous-sol de la région, soit au niveau de l'Oulja soit au-delà de la falaise plioquaternaire. Les cartes des résistivités apparentes générées montrent la même structure, avec deux zones, une avec des résistivités faibles et une autre avec des résistivités élevées.

Les pseudoprofondeurs sont données en suivant la méthode de Edward, (1977) pour un sondage Schlumberger.

La carte de résistivité apparente de $AB=20\text{ m}$ correspond à une pseudo-profondeur d'environ $3,8\text{ m}$, elle montre des valeurs qui varient entre 3 et $4\ 000\ \Omega.m$, les faibles valeurs de résistivité (3 et $4\ \Omega.m$) sont limitées au niveau de l'Oulja, les valeurs des résistivités apparentes élevées ($> 200\ \Omega.m$) sont localisées au-delà de la falaise. La carte des résistivités apparentes de $AB\ 40\text{ m}$, correspond à une pseudo-profondeur de $5,6\text{ m}$, elle montre aussi des faibles résistivités de 5 à $6\ \Omega.m$ au niveau de l'Oulja, et des résistivités apparentes élevées qui peuvent atteindre les $3\ 000\ \Omega.m$ sont enregistrées au-dessus de la falaise (Figure 6.7).

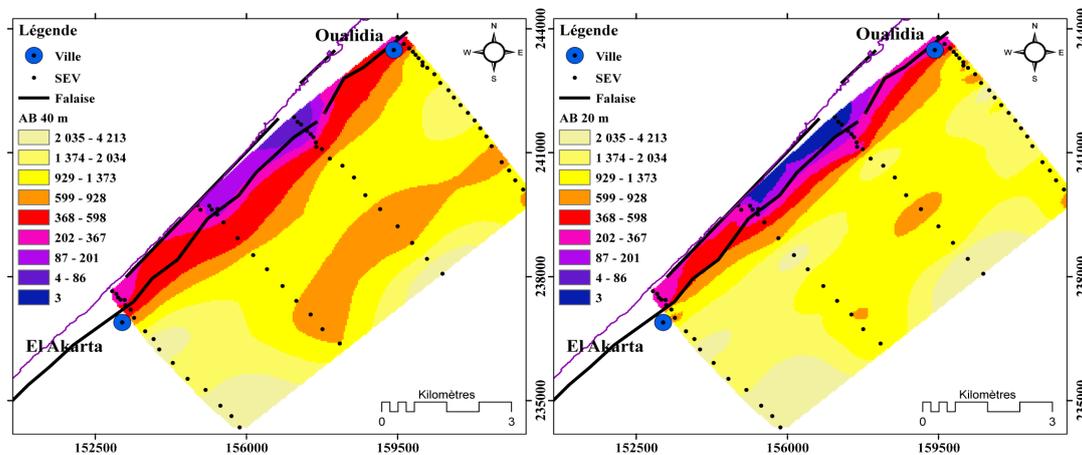


FIGURE 6.7 – Carte de résistivités apparentes pour l'écartement $AB=20\text{ m}$, 40 m

Les cartes obtenues par des longueurs des lignes de $AB\ 100\text{ m}$, 140 m et 200 m , correspondant successivement à des pseudo-profondeurs de $19,1$, $26,7$ et $38,2\text{ m}$, elles montrent la même organisation que les cartes précédentes, elles permettent de mettre en évidence une zone conductrice avec des résistivités apparentes de 11 à $15\ \Omega.m$ à proximité de l'océan (résistivités toujours faibles, mais en légère augmentation par rapport aux précédentes), au niveau de l'Oulja; puis une zone dont la résistivité varie entre $300\ \Omega.m$ et $3\ 000\ \Omega.m$ au-delà de la falaise morte plioquaternaire (Figure 6.8).

Les cartes de résistivité générées ont permis de prospecter une pseudo-profondeur allant de $3,8$ à $38,2\text{ m}$, admettant que cette pseudo-profondeur peut être considérée comme une profondeur réelle, la corrélation avec les forages localisés dans la zone (figure 6.1, Cf. Chapitre 1 figure 1.10 et annexe E), a permis d'attribuer les faibles résistivités, de $3\ \Omega.m$ à $15\ \Omega.m$, localisés principalement au niveau de l'Oulja, à

la nappe aquifère du Plioquaternaire et de l'Hauterivien en contact direct dans cette partie, saturée avec de l'eau saumâtre à salée, en revanche les résistivités élevées, localisées au-delà de la falaise correspondent à la partie non saturée des grès plioquaternaires.

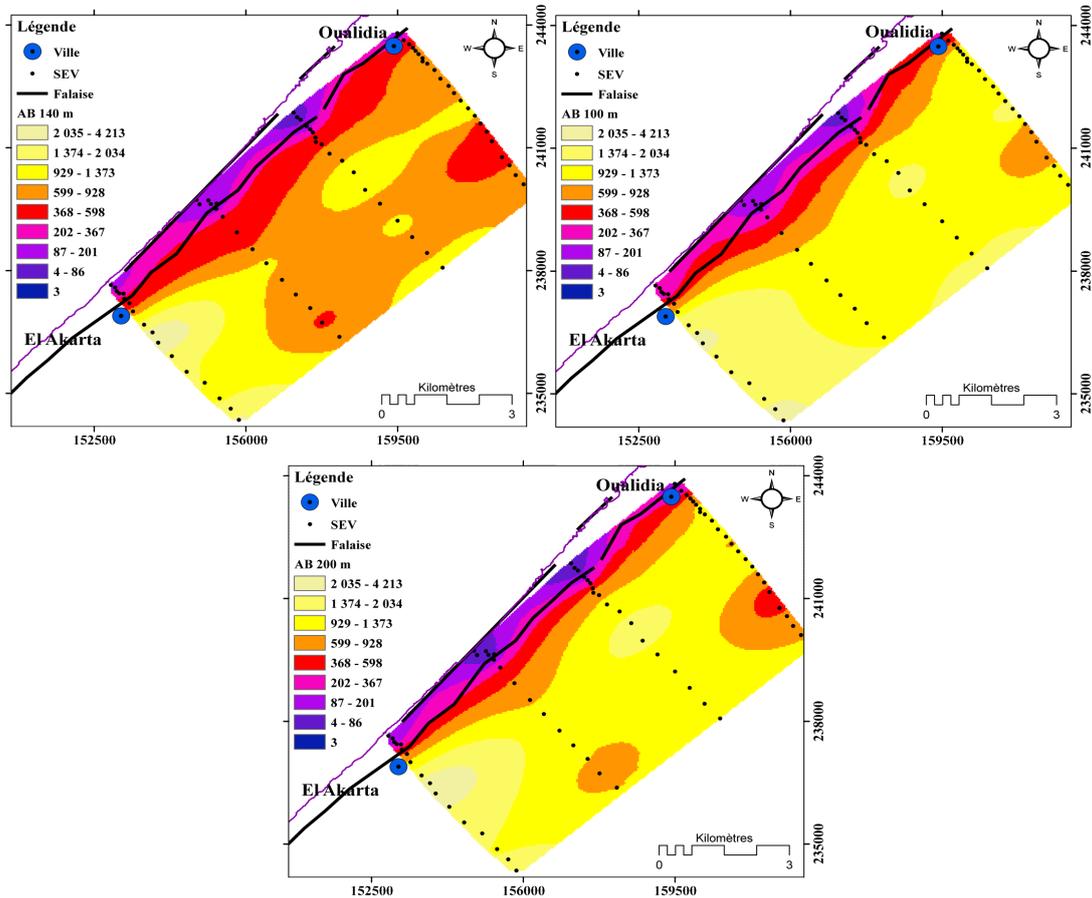


FIGURE 6.8 – Carte de résistivité apparente pour l'écartement AB=100 m, 140 m et 200 m

Les cartes d'iso-résistivité apparente pour les longueurs des lignes AB 300 et 400 m caractérisent des pseudo-profondeurs de 57,3 et 76,4 m, révèlent des résistivités faibles de 20 à 40 $\Omega.m$ limitées le long de l'Oulja, et des résistivités supérieures à 100 $\Omega.m$ localisées au-delà de la falaise.

Les cartes d'iso-résistivités apparente de AB 600 m et 800 m pour une pseudo-profondeur d'environ 114,6 et 152,8 m, montrent des résistivités qui varient entre 20 et 600 $\Omega.m$, les faibles valeurs de résistivité apparaissent au niveau de l'Oulja, Les valeurs de résistivités apparentes élevées sont été localisées au-dessus de la falaise (de 100 à 500 $\Omega.m$) (Figure 6.9).

L'étalonnage de ces cartes avec les forages lithologiques (Cf. Chapitre 1 figure 1.10, Cf.annexe E), permet d'attribuer pour une profondeur de 57, 3 et 76, 4 *m*, les faibles résistivités au niveau de l'Oulja à l'aquifère de l'Hauterivien saturé en eau saumâtre. Les valeurs supérieures à 100 $\Omega.m$, localisées au-delà de la falaise, correspondent aux calcaires hauterivien saturés en eau douce, sachant que sa profondeur mesurée dans cette zone est au-delà de 50 *m* en moyenne.

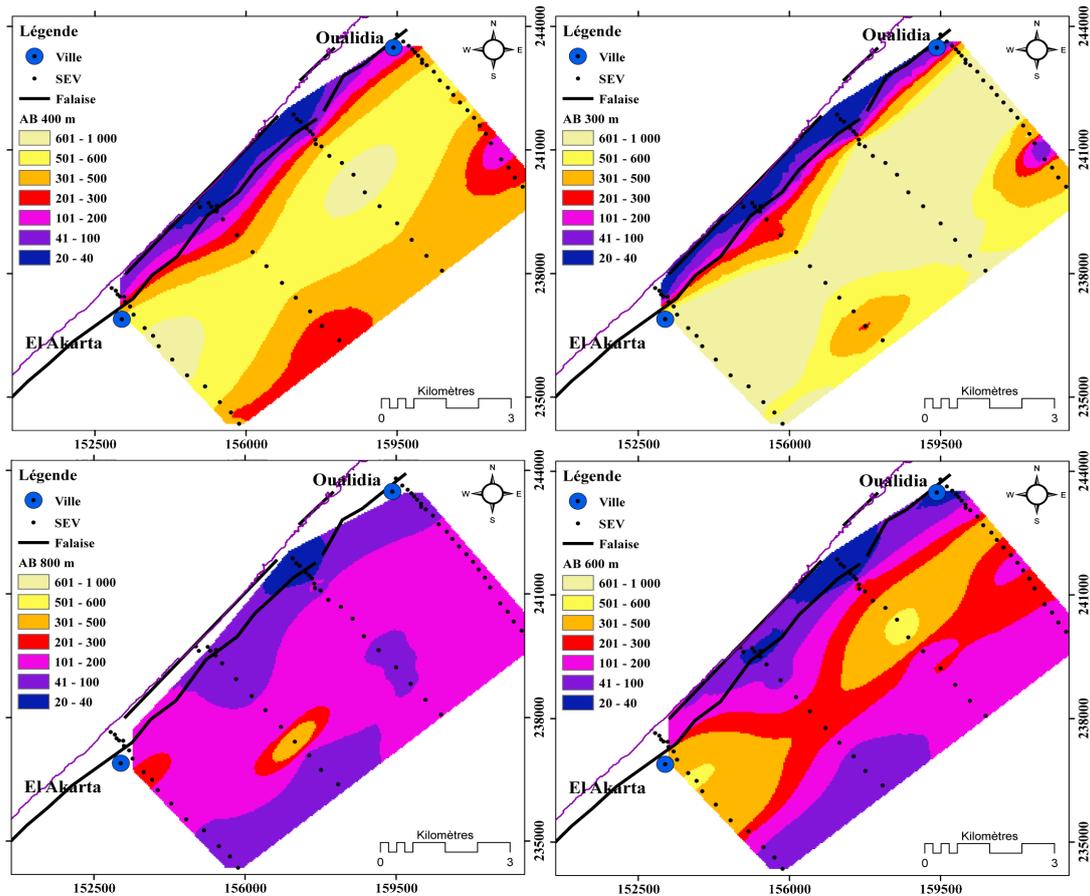


FIGURE 6.9 – Carte de résistivité apparente pour l'écartement AB=300 *m*, 400 *m*, 600 *m*, 800 *m*

Des sondages électriques verticaux avec des lignes AB supérieures à 1000 *m* ont été exécutés au-delà de la falaise. Les cartes d'iso-résistivités apparentes pour une longueur de ligne AB 1000 *m* et 1400 *m* correspondent à une pseudo-profondeur de 191 et 267,4 *m*; elles montrent des résistivités faibles, qui varient entre 30 et 160 $\Omega.m$. Ces résistivités peuvent correspondre à l'aquifère marno-gypsifère du Jurassique supérieur, saturé en eau salée (Figure 6.10), qui apparait dans les forages

situés dans la zone d'étude, exemple le 460/60, à partir d'une profondeur supérieure à 100 m.

Dans la littérature, il a été signalé que les valeurs de résistivité de l'eau salée sont en dessous $1,0 \Omega.m$, en effet l'eau de mer a une résistivité moyenne de $0,2 \Omega.m$ (Parasnis, 1986, Nowroozi et al., 1999), tandis que dans les zones côtières la gamme des résistivités d'une couche saturée en eau salée varie de 8 à $50 \Omega.m$ (De Breuk et al., 1969, Zohdy et al., 1993, Nowroozi et al., 1999, Bauer et al., 2006). Les cartes des résistivités apparentes pour les faibles valeurs de AB, permettent de mettre en évidence la présence de formations saturées d'eau de mer au niveau de l'Oulja, cette conclusion est cohérente avec les conductivités mesurées dans les puits de la zone, qui sont de l'ordre de 5 à $6 mS/cm$ (Cf. Chapitre 4 figure 4.11).

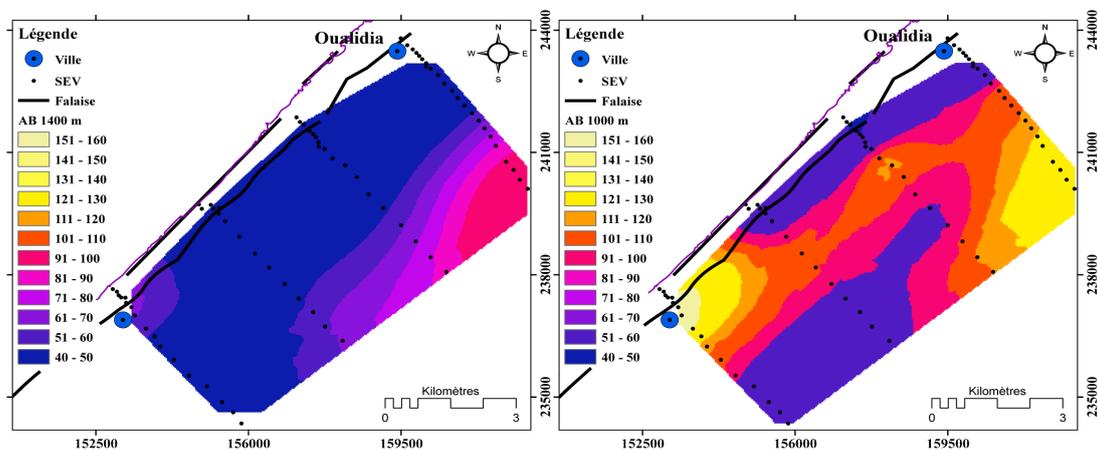


FIGURE 6.10 – Carte de résistivité apparente pour l'écartement $AB=1\ 000\ m$ et $AB/2=1\ 400\ m$

6.2.3 Conclusion

Les cartes d'iso-résistivités établies pour les différents espacements de AB, montrent deux zones distinctes, une première zone avec des résistivités apparentes faibles situées au niveau de l'Oulja et, une seconde zone au-delà de la falaise plioquaternaire avec des résistivités apparentes moyennes à élevées. En prenant les pseudo-profondeurs estimées à partir des valeurs des écartements AB des SEV, il est possible de faire l'hypothèse que la pseudo-profondeur 3,8 m ($AB=20\ m$) pour l'Oulja et la pseudo-profondeur 76,4 m ($AB=400\ m$) pour l'arrière-pays, correspondrait au toit de la zone saturée. L'évolution de la résistivité apparente, perpendiculairement à la côte pour ces deux pseudo-profondeurs, montre que la zone influencée par les eaux

marines reste, en 1992 limitée au niveau de l'Oulja pour toutes les longueurs de AB, avec des résistivités apparentes caractérisant un aquifère saturé en eau saumâtre et variant entre 3 et $20 \Omega.m$. La deuxième zone, est localisée dans l'arrière-pays à partir de 1 km de l'océan, dont les résistivités apparentes varient entre 100 et $3\,000 \Omega.m$, sur des pseudo-profondeurs qui ne dépassent pas 100 m. Au-delà de cette pseudo-profondeur, apparaît un niveau conducteur (AB 800, 1 000 et 1 400 m), dont les résistivités apparentes varient entre 20 et $100 \Omega.m$, ces valeurs sont la conséquence de la présence d'un conducteur qui correspondrait à l'aquifère salé du Valanginien après corrélation avec les forages lithologiques (Cf. annexe E).

6.3 Analyse des profils de tomographie des résistivités électriques

Afin d'étudier la géométrie et l'extension actuelle de l'intrusion marine dans l'aquifère côtier de l'Oualidia, des profils de tomographie des résistivités électriques ont été réalisés. L'acquisition sur le terrain a été faite avec le Syscal junior 72 à deux canaux de IRIS instrument (Cf. annexe F). Il dispose de 72 électrodes espacées de 5 m, connectées via un câble multi-électrode et, par le Géotrade GTR-2. Les profils sont perpendiculaires à la mer, la longueur maximale des profils est de 355 m avec une orientation NW-SE (Figure 6.1). Les dispositifs électriques utilisés dans cette étude sont : le pôle-pôle comprenant vingt-cinq électrodes espacées de 12 m, qui a été réalisé par le Géotrade GTR-2 (Cf. annexe F), le dipole-dipole et le Wenner ont été exécutés par le Syscal, la profondeur prospectée est d'environ cinquante mètres (Cf. Chapitre 2). Sur la base des résultats obtenus par l'étude statistique et par les cartes des résistivités apparentes, les profils tomographiques ont été exécutés sur les deux zones mises en évidence (au niveau de l'Oulja et au-delà de la falaise plioquaternaire).

Les valeurs des résistivités apparentes obtenues sur le terrain, sont par la suite inversées en un modèle 2D des résistivités vraies à l'aide du logiciel **Res2Dinv** (Geotomo Software). L'inversion des données a été calculée avec la méthode des moindres carrés (Dahlin, 1996) (norme L2). Elle tente à minimiser le carré de la différence entre les valeurs des résistivités apparentes mesurées et calculées (DeGroot-Hedlin et Constable, 1990 ; Sasaki, 1992), mis en œuvre par une technique d'optimisation de quasi-Newton (Loke et Barker, 1996 ; Loke et Dahlin, 2002).

Au cours de l'analyse des résultats de la tomographie des résistivités électriques, on présente tout d'abord les résultats obtenus lors des prospections dans l'Oulja et ensuite ceux des prospections sur le plateau au-delà de la falaise plioquaternaire.

6.3.1 Résultats de l'inversion des profils de tomographie exécutés sur l'Oulja

6.3.1.1 Profil P1 (Figure 6.11)

Le Profil P1 réalisé par le géotrader GTR-2 avec un dispositif pôle-pôle, a été exécuté perpendiculairement à la côte à 400 m de l'océan. Il a été réalisé avec vingt-cinq électrodes et un pas de mesure de 12 m, la longueur maximale du profil est de 300 m. Ce profil est étalonné par le forage 223/26 (Cf. annexe E), il montre l'existence d'un niveau aquifère caractérisé par des faibles valeurs des résistivités qui varient entre 0,2 et 3 $\Omega.m$; ce niveau est attribué aux formations plioquaternaires et hauteriviennes, jusqu'à 40 m de profondeur, saturées et minéralisées par les eaux de mer. La conductivité mesurée dans les puits au voisinage du profil P1 (O 24 et O 26) est de 6 mS/cm en moyenne, mesurée sur une profondeur moyenne de 5 m.

Des études antérieures indiquent que la porosité utile des aquifères exploités dans le Sahel côtier de l'Oualidia est de 10 à 20%, avec une porosité évaluée à un minimum de 15% pour les dépôts plioquaternaire (DRHT-FAO, 1994). L'introduction de ces valeurs et la conductivité mesurée sur le terrain dans la formule d'Archie (Cf. Chapitre 2), donne des résistivités allant de 2,4 à 9,1 $\Omega.m$, ce qui est cohérent avec les résistivités trouvées sur le profil P1.

Le conducteur s'approfondit en allant vers la falaise. Une partie du profil au-delà de 144 m, montre des valeurs de résistivité élevées, supérieures à 70 $\Omega.m$, en corrélant le profil avec le forage 223/26, ces résistivités correspondent d'une part à la partie non saturée de la formation plioquaternaire et d'autre part à la partie saturée en eau saumâtre des grès du Plioquaternaire et des calcaires des Dridrate.

6.3.1.2 Profil P4 (Figure 6.12)

Le profil P4 d'une longueur de 252 m, parallèle au profil P1 a été exécuté perpendiculairement au rivage et à 200 m de l'océan, il a été réalisé avec un dispositif pôle-pôle, comprenant vingt-deux électrodes espacées de 12 m, ce profil est étalonné par le forage 221/26 (Figure 6.12). L'image inversée montre la présence d'une formation résistante supérieure à 200 $\Omega.m$ le long du profil en surface jusqu'à 20 m de profondeur, la corrélation avec le forage 221/26 permet de dire que ce résistant correspond aux grès-calcaires plioquaternaires secs. En dessous de ce niveau, on note la présence d'une formation conductrice d'une résistivité variant entre 5 et 30 $\Omega.m$. Les puits proches du profil, O 16 et O 52, donnent une profondeur de la nappe de 23 m et une conductivité électrique de 5 mS/cm pour le premier puits, et de 16 m et

6 mS/cm pour le deuxième, la profondeur de l'eau mesurée dans le puits correspond au toit du conducteur observé sur le profil.

Selon la formule d'Archie (Cf. Chapitre 2), et les porosités citées par la DRHT 1994, les conductivités mesurées correspondent à des résistivités de 2, 4 à 11, $1\ \Omega.m$ pour une formation d'une porosité de 10 à 20%, alors les résistivités observées pour le conducteur du profil correspondraient à de l'eau saumâtre, et indiquant une influence des eaux marines sur l'aquifère plioquaternaire et hauterivien, ce niveau conducteur est limité à la falaise plioquaternaire. Les niveaux résistants, dont les résistivités sont supérieures à $100\ \Omega.m$, apparaissent en profondeur, ils sont attribués aux argiles bleues d'âge Valanginien. L'inversion du sondage électrique 2W4 situé à proximité du profil P4 est donnée dans l'annexe D.

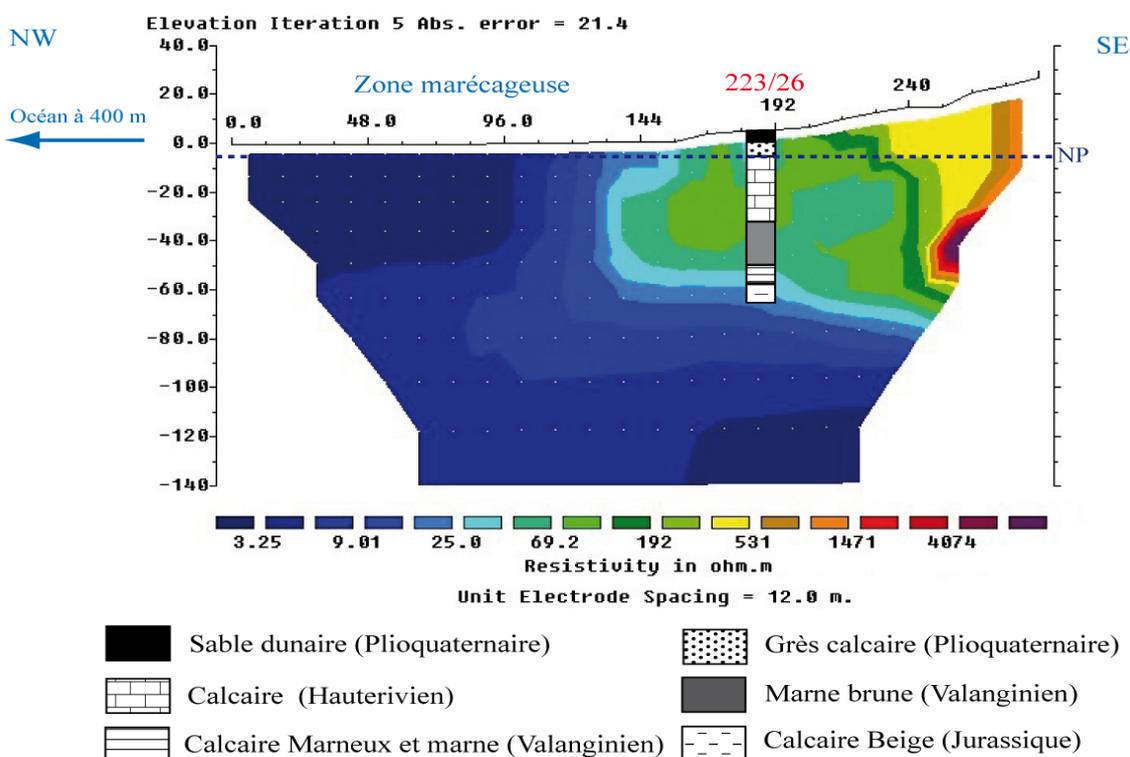


FIGURE 6.11 – Profil de tomographie de résistivité électrique P1

6.3.1.3 Profil W1 (Figure 6.13)

Le profil W1 a été exécuté à 179 m de l'océan, sur une longueur de 355 m . Il a été réalisé avec un dispositif Wenner qui comporte soixante-douze électrodes espacées

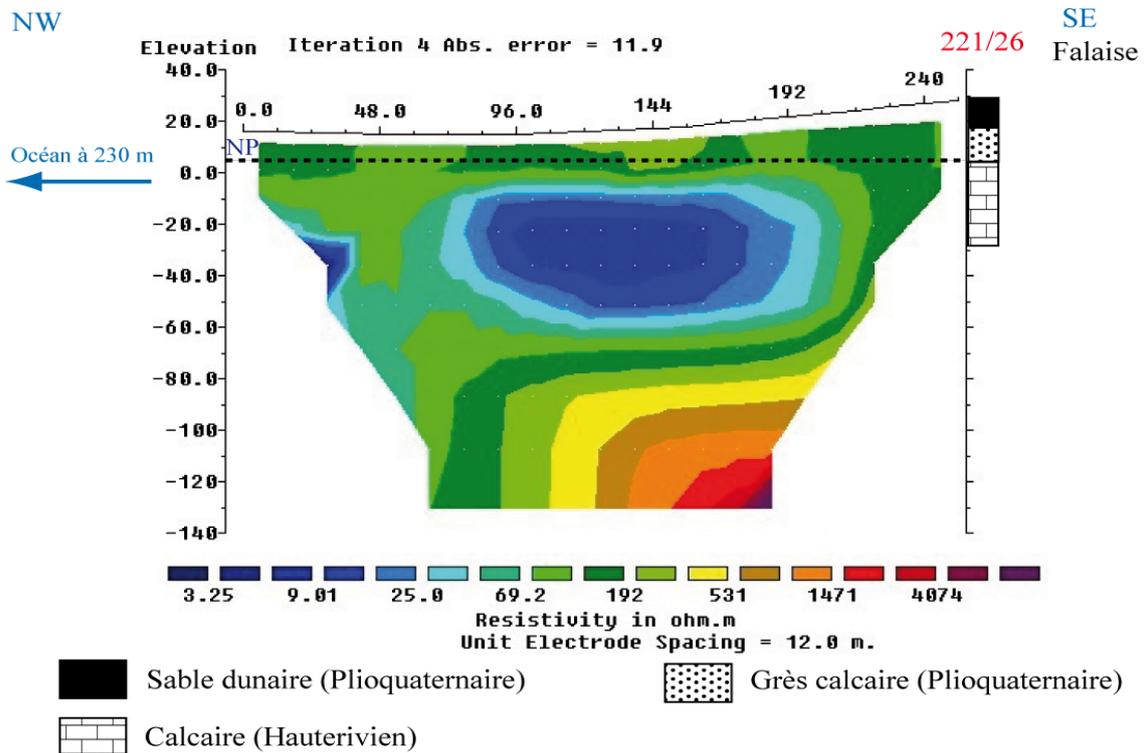


FIGURE 6.12 – Profil de tomographie de résistivité électrique P4

de 5 m. Les résistivités obtenues le long du profil sur une profondeur de 10 m, varient de 1 à 20 $\Omega.m$. Ces résistivités faibles correspondent en partie à la zone marécageuse et à l'aquifère saturé d'eau saumâtre. La conductivité mesurée dans le puits O 22, qui est à proximité du profil est de 6,15 mS/cm à une profondeur de 5,4 m bien corrélée au toit du conducteur du W1 ; le calcul de la résistivité apparente par la formule d'Archie, en prenant les porosités de la DRHT 1994 et la conductivité du puits O 22, donne des résistivités de 2,4 à 9,2 $\Omega.m$, ce qui est cohérent avec les valeurs de résistivités obtenues.

La corrélation du profil W1 avec le forage 223/26 montre que le niveau supérieur conducteur du profil (1 et 20 $\Omega.m$), coïncide avec l'aquifère plioquaternaire envahi par les eaux marines sur une profondeur de 10 m. En dessous de ce niveau on distingue l'aquifère hauterivien dont la résistivité varie entre 20 et 70 $\Omega.m$, ce qui montre que ce niveau aussi est envahi par les eaux marines. A la base du profil un niveau conducteur dont les résistivités varient entre 10 à 30 $\Omega.m$ et 45 à 50 m de profondeur, correspond aux argiles bleues observées à la fin du le forage 223/26. l'inversion du sondage vertical 3W1 proche du profil W1 est donnée en annexe D.

6.3.1.4 Profil W2 (Figure 6.14)

Le profil W2 a été exécuté sur l'Oulja perpendiculairement et à une distance de 180 m de la côte, avec un dispositif Wenner, sur une longueur de 355 m. L'interprétation du profil met en évidence un niveau supérieur résistant dont la profondeur maximale est de 20 m avec des résistivités qui varient entre 100 et 700 $\Omega.m$; et un niveau inférieur conducteur dont les résistivités varient entre 10 et 25 $\Omega.m$. La comparaison de l'image du profil (W2) et de la lithologie des puits 221/26 indique qu'il y a un bon accord, et permet d'attribuer le niveau supérieur aux formations du Plioquaternaire non saturées, et le niveau inférieur à l'aquifère du Plioquaternaire et des calcaires Dridrate de l'Hauterivien envahi par les eaux marines. La profondeur du niveau conducteur sur le profil, correspond à la profondeur de l'eau mesurée au niveau du puits O 16 qui est de 23,2 m, ce puits est situé à l'extrémité sud du profil, la conductivité électrique de l'eau est de 5,2 mS/cm.

En s'appuyant sur un calcul par la formule d'Archie et les porosités données par la DRHT 1994, citées plus en haut, pour l'aquifère plioquaternaire, on trouve des résistivités faibles de 2,8 $\Omega.m$ pour une porosité de 20%, 4,8 $\Omega.m$ pour une porosité de 15% et de 10,6 $\Omega.m$ pour une porosité de 10%, caractérisent une salinisation de l'eau du puits. L'inversion du sondage électrique 2W4 situé à proximité du profil W2 est donnée dans l'annexe D.

6.3.1.5 Profil W3 (Figure 6.15)

Le profil W3, a été réalisé perpendiculairement et à une distance de 100 m de la côte, selon un dispositif Wenner sur une longueur de 355 m. L'interprétation de ce profil montre en surface des formations résistantes (entre 70 et 1500 $\Omega.m$) jusqu'à 40 m de profondeur. Suivi d'un niveau conducteur dont les résistivités varient entre 25 et 70 $\Omega.m$.

En raison de l'absence de forage lithologique à proximité du profil l'étalonnage il est difficile d'établir une estimation de la lithologie, mais par analogie avec les lithologies observées sur les autres puits, on peut dire que le premier niveau correspondrait aux grès plioquaternaires secs. La partie supérieure du second niveau correspondrait probablement à l'aquifère des calcaires des Dridrate (Hauterivien supérieur). La conductivité électrique mesurée sur le puits O 30 qui est au voisinage du profil est de 2,45 mS/cm, avec une à une profondeur de la nappe de 38 m. La profondeur de l'eau mesurée dans le puits correspond exactement à la profondeur du

conducteur sur le profil. En intégrant les porosités de 10 à 20% (DRHT, 1994) et la conductivité mesurée dans le puits dans l'équation d'Archie, on aura des résistivités de l'ordre de 6 à 22 $\Omega.m$, ce qui nous permet de conclure que l'aquifère dans cette zone serait saturé en eau saumâtre.

6.3.1.6 Profil W4 (Figure 6.16)

Le profil W4 a été exécuté perpendiculairement à 200 m de la côte, sur une longueur de 355 m, ce profil est localisé à l'extrémité sud de l'Oulja. Il montre un niveau supérieur avec des résistivités allant de 70 à 700 $\Omega.m$, sur une profondeur maximale de 30 m, suivi d'un niveau conducteur dont les résistivités varient entre 3 et 20 $\Omega.m$.

L'absence de forage dans ce secteur ne nous permet pas de faire une bonne interprétation géologique du profil, mais connaissant la lithologie générale de la zone d'étude, et par analogie avec les autres profils, le niveau supérieur correspondrait au remplissage sableux et aux grès plioquaternaires secs. La conductivité mesurée dans les eaux des puits situés à proximité du profil, est de l'ordre de 1,7 mS/cm sur une profondeur de 30,2 m, cette profondeur correspond au début du conducteur sur le profil W4, le calcul de la résistivité apparente par la formule d'Archie, en prenant toujours les porosités décrites par la DRHT 1994, donne des valeurs de 8 à 32 $\Omega.m$, ce qui témoignerait de la présence d'une eau saumâtre à salée dans l'aquifère. Donc le niveau conducteur de base pourrait être attribué à l'aquifère des grès plioquaternaires et des calcaires de Dridrâte, en contact direct, saturé avec de l'eau saumâtre.

6.3.2 Résultats de l'inversion des Profils exécutés au-delà de la falaise plioquaternaire

6.3.2.1 Profil P2 (Figure 6.17) et P3 (Figure 6.18)

Ces deux profils ont été exécutés au-delà de la falaise plioquaternaire, sur une partie rocheuse qui correspond au grès calcaire du plioquaternaire. Ces deux profils ont été exécutés respectivement à 700 m (P2) et à 900 m (P3) de l'océan. Le dispositif de mesure est le pôle-pôle, il comportait vingt-six électrodes espacées de 12 m, sur une longueur de 300 m.

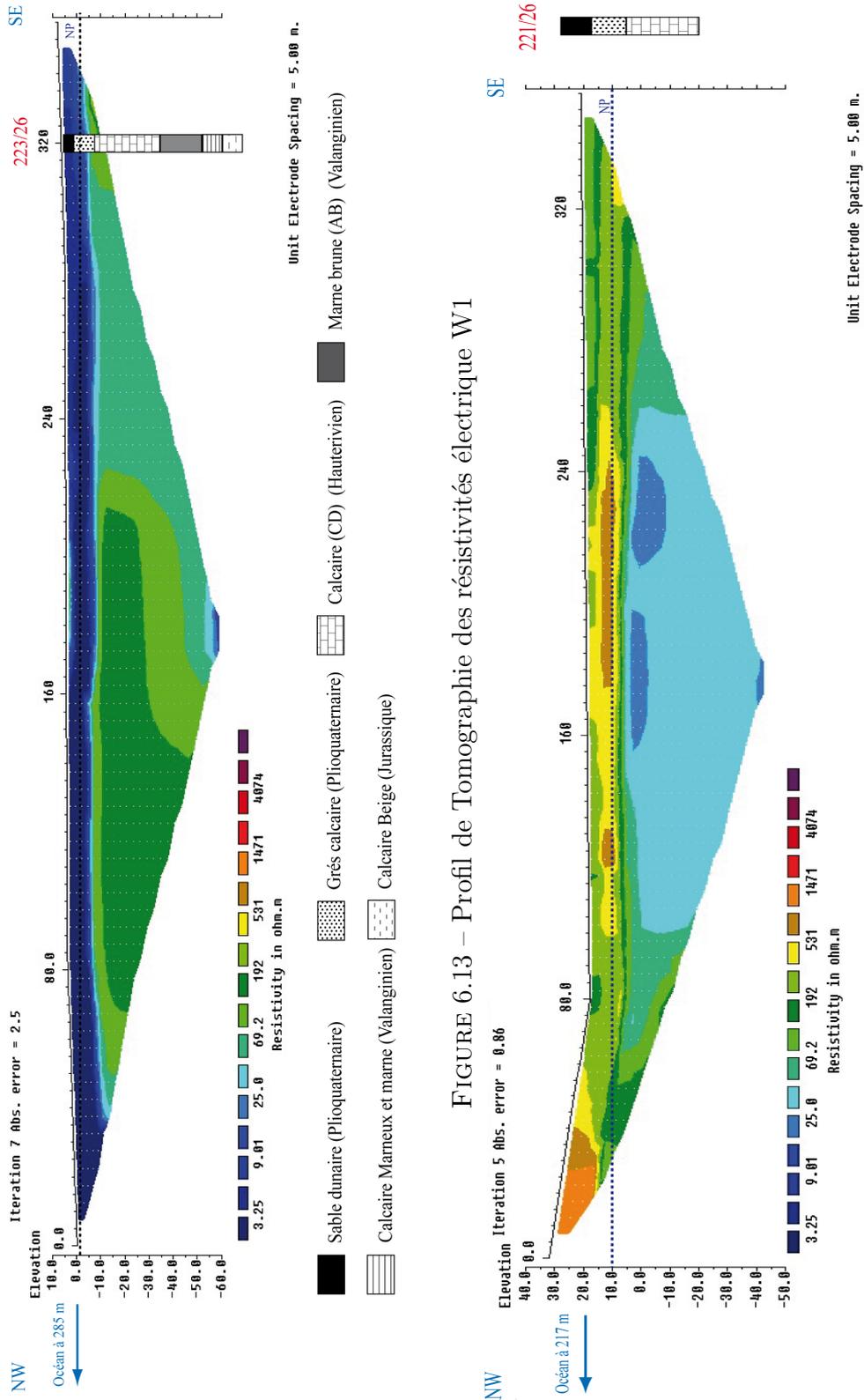
L'interprétation de ces profils montre deux zones, la première est caractérisée par un niveau supérieur avec des plages de résistivités élevées (430 jusqu'à 6 000 $\Omega.m$) sur 40 m de profondeur. La seconde zone montre un niveau conducteur, dont les résistivités varient entre 11 et 200 $\Omega.m$. Par corrélation au sondage 460/26, la première zone correspondrait aux grès du Plioquaternaire sec non saturés jusqu'à une profondeur de 50 m , suivi des calcaires de Dridrate (Hauterivien supérieur) saturée en eau douce; à la base de ce niveau apparaissent les argiles bleues de l'Hauterivien inférieur. La deuxième zone (100 m de profondeur) constituerait l'aquifère du Jurassique saturé en eau chargée en sels de nature gypseuse.

Les profils P2 et P3 montrent, dans la zone supérieure, des anomalies résistantes circulaires entre 96 et 144 m pour le profil P2 et 108 et 166 m pour le profil P3, elles pourraient être attribuées à la présence de cavités karstiques connues dans les formations plioquaternaires de la région, mais elles doivent être vides pour atteindre ces résistivités.

6.3.2.2 Profil D1 (Figure 6.19) et D2 (Figure 6.20)

Le profil D1 a été exécuté à 1 km de la côte avec un dispositif dipôle-dipôle, au-delà de la falaise plioquaternaire, sur une longueur de 355 m . Il montre des résistivités élevées, entre 1 000 et 6 000 $\Omega.m$. La profondeur de la nappe mesurée dans un puits (O38) au voisinage du profil est de 50,6 m , avec une conductivité de 0,59 mS/cm , conductivité faible et caractérisant une eau relativement douce. Les formations résistantes correspondent aux grès du Plioquaternaire sec, et aux calcaires de Dridrate de l'Hauterivien supérieur. Ce profil ne montre pas une influence des eaux marines sur l'aquifère des calcaires de Dridrate. Le sondage électrique 1W7 est situé à proximité du profil D1, l'inversion est donnée dans l'annexe D.

Le profil D2 a été effectué à 1 km de la mer avec un dispositif dipôle-dipôle, la longueur est de 355 m , la pseudo-section obtenue après inversion montre des plages de résistivités qui varient entre 80 et 6 000 $\Omega.m$. Cette fluctuation de résistivité est due à l'hétérogénéité du contenu de cette formation. À partir de 40 m de profondeur, on rencontre une formation plus résistante avec une résistivité variant entre 1 000 $\Omega.m$ et 6 000 $\Omega.m$; c'est qui équivaut au calcaire de l'Hauterivien supérieur à cette profondeur. Pour compléter l'information sur la variation des résistivités en profondeur, l'inversion du sondage électrique verticale 3W7, exécuté à proximité du profil D1 est représentée dans l'annexe D.



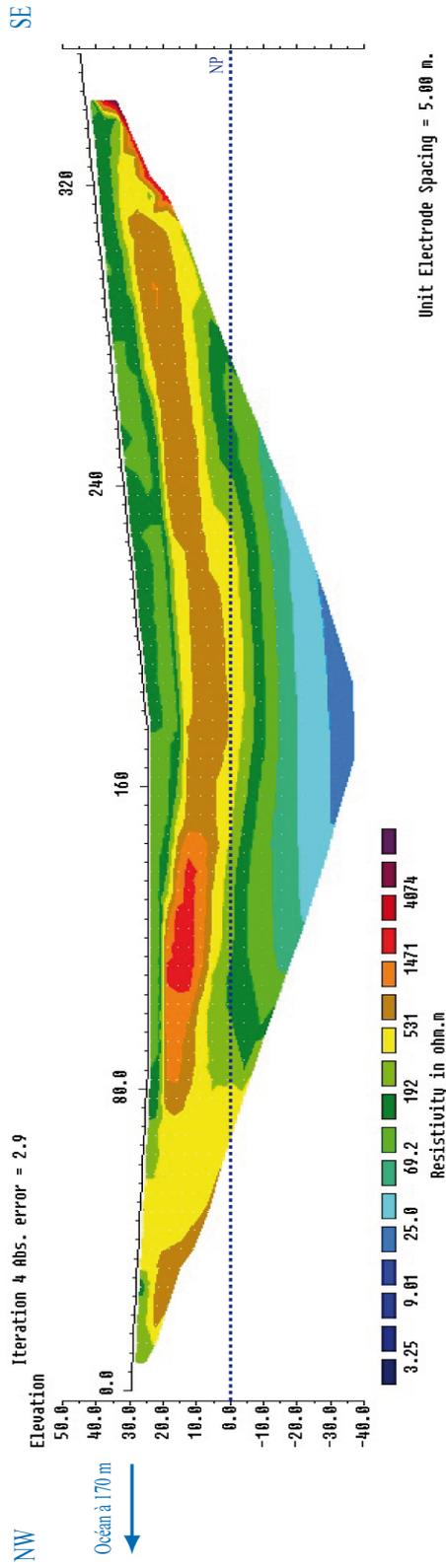


FIGURE 6.15 – Profil de Tomographie des résistivités électrique W3

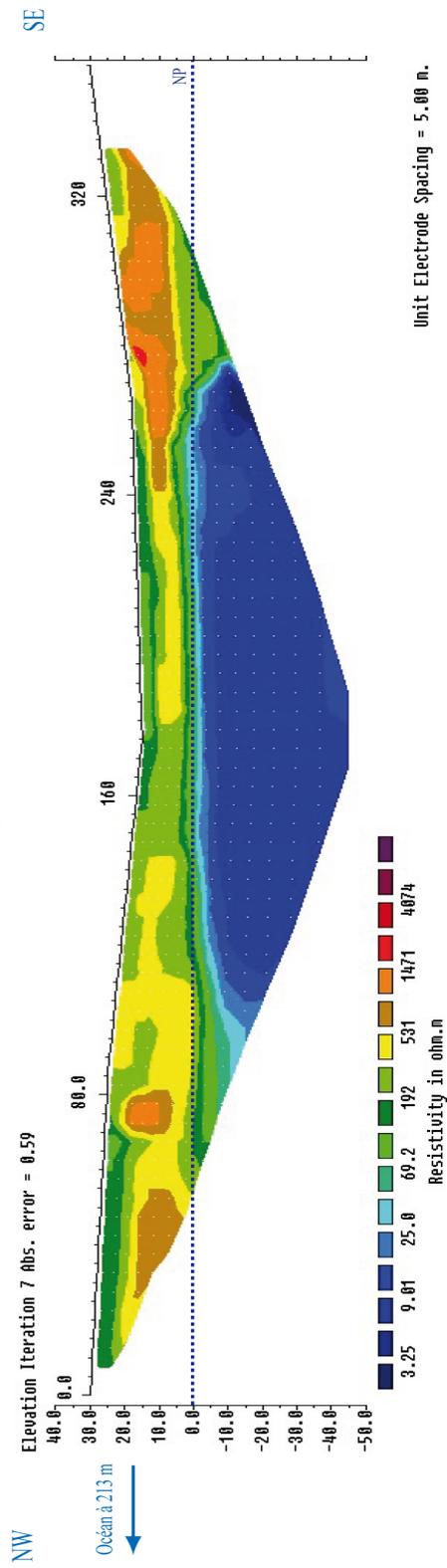


FIGURE 6.16 – Profil de tomographie de résistivité électrique W4

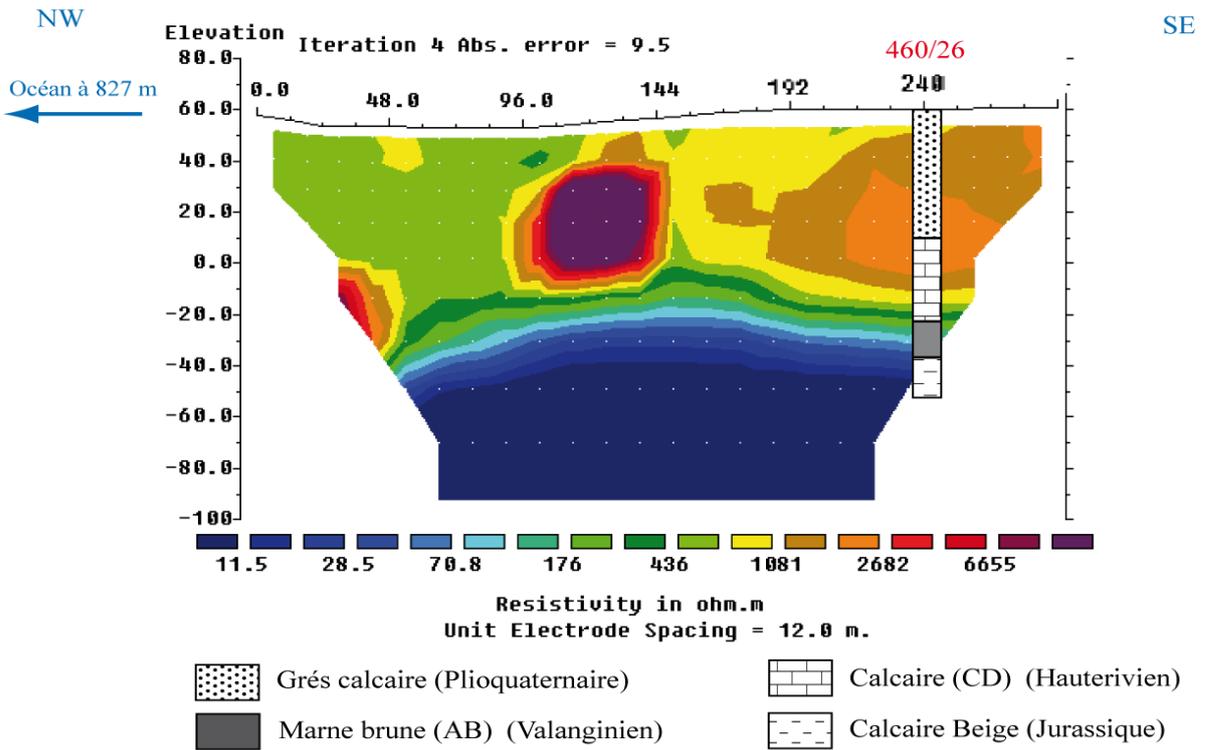


FIGURE 6.17 – Profil de tomographie de résistivité électrique P2

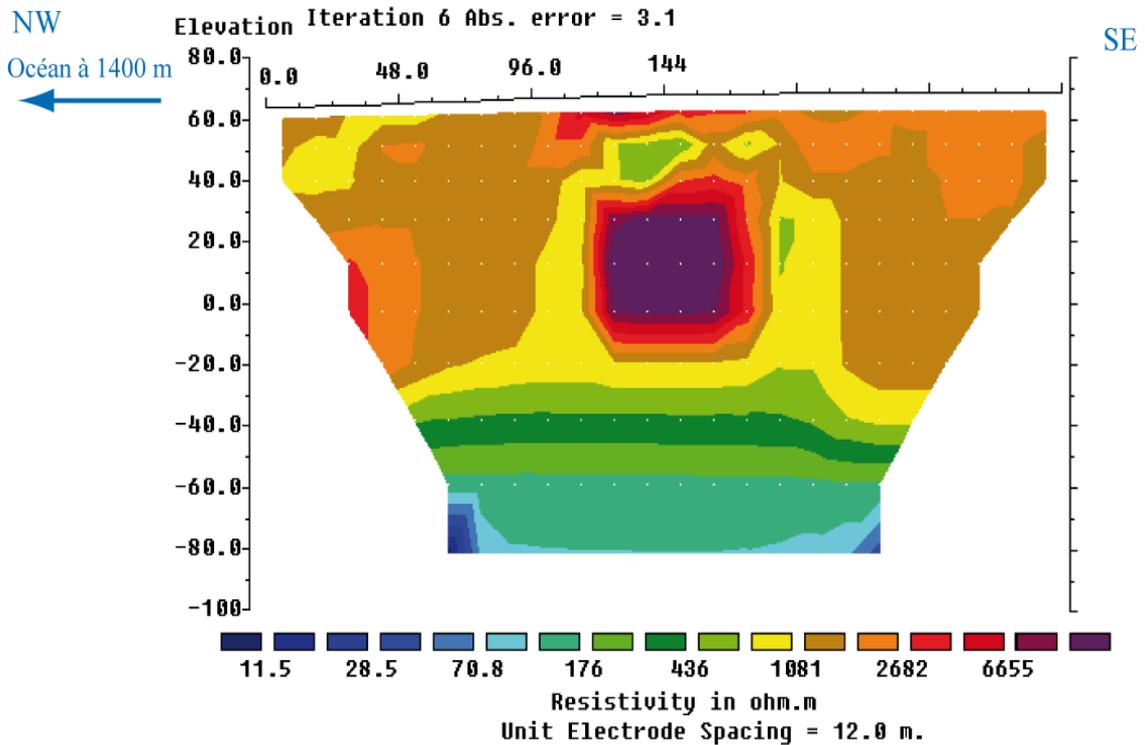


FIGURE 6.18 – Profil de tomographie de résistivité électrique P3

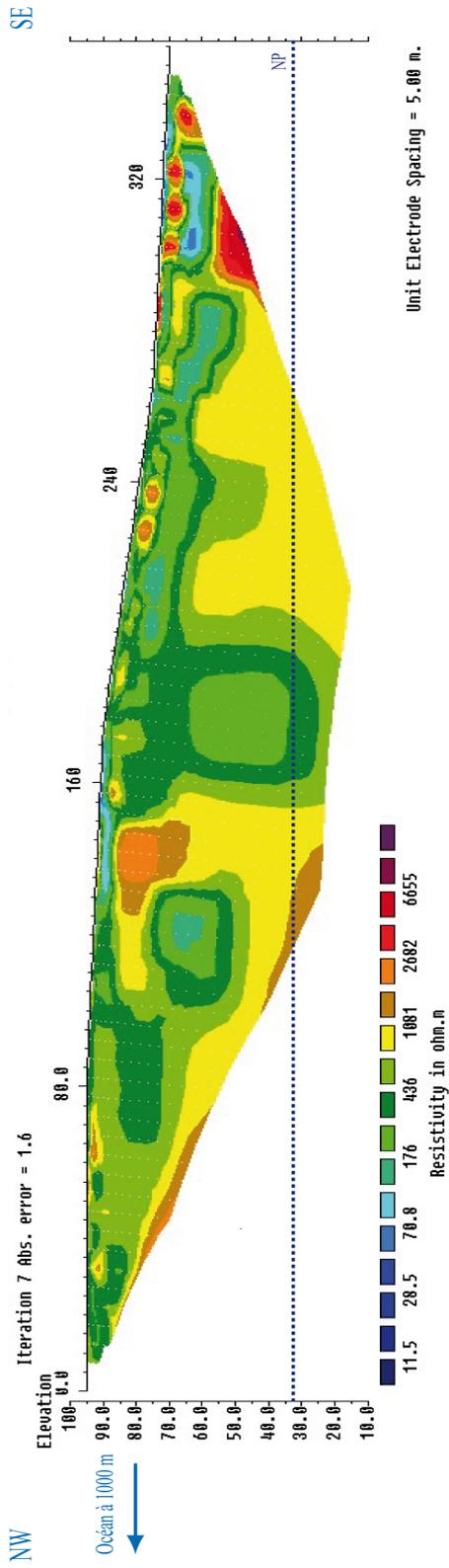


FIGURE 6.19 – Profil de tomographie de résistivité électrique D1

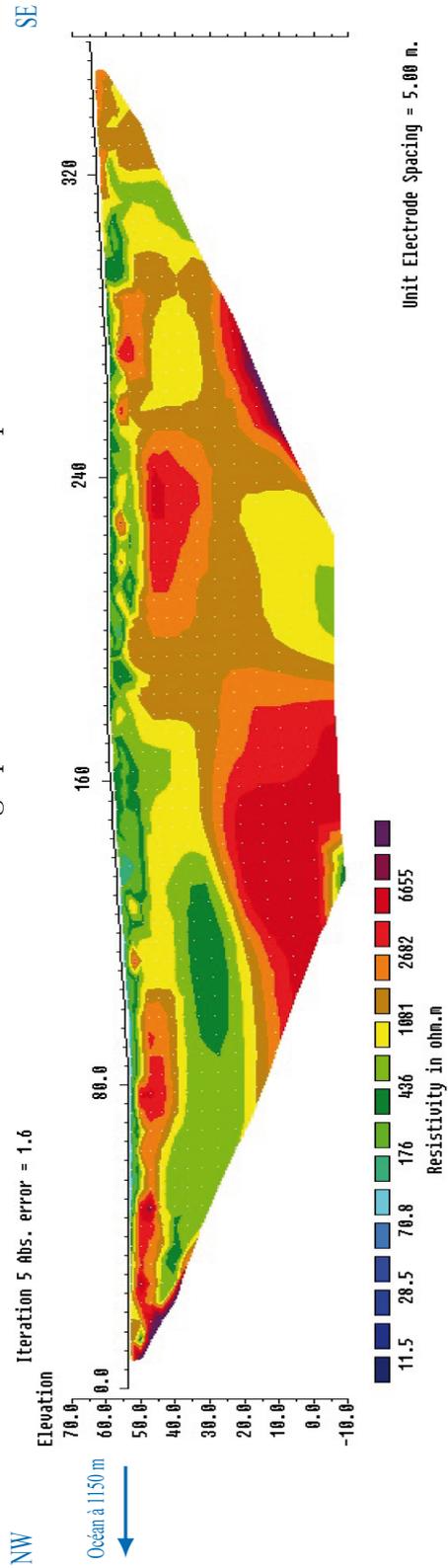


FIGURE 6.20 – Profil de tomographie de résistivité électrique D2

6.3.3 Discussion des résultats de la tomographie des résistivités électriques

Les mesures géophysiques, les connaissances des propriétés géo-électriques des formations rencontrées dans la région de l'Oualidia (par le calage avec les forages mécaniques), les mesures du niveau de la nappe réalisées sur les puits à proximité des profils, ainsi que de la conductivité électrique de l'eau, sont des données qui nous ont permis d'analyser et interpréter les profils de tomographie des résistivités électriques réalisés en 2013. Dans l'Oulja, où les deux aquifères sont en contact direct, le niveau d'eau correspond à une baisse de la résistivité mesurée par rapport aux niveaux non saturés ; cette zone est caractérisée par la présence des zones marécageuses et du biseau salé. Les profils tomographiques réalisés dans le premier kilomètre perpendiculairement à la côte, ont montré des valeurs de résistivité qui varient latéralement et en profondeur, on distingue un résistant de 20 à 40 m d'épaisseur avec des résistivités fortes qui varient entre 150 $\Omega.m$ et 1000 $\Omega.m$, et un conducteur avec des résistivités faibles inférieures à 30 $\Omega.m$.

Verticalement le niveau supérieur résistant observé sur les profils W2, W3, W4 et P4 devient très conducteur en profondeur, par la présence des niveaux saturés en eau saumâtre à salée qui sont liées à l'intrusion marine. Latéralement, la diminution de l'épaisseur du niveau résistant du sud vers le nord laisse apparaître le conducteur en surface (profils P1 et W1). La morphologie de l'Oulja, qui se caractérise par une diminution de l'altitude du sud au nord, favorise la remontée du conducteur en surface et l'apparition des zones marécageuses. Le niveau résistant correspondrait à des sables et des grès plioquaternaires secs ; le niveau conducteur, correspondrait aux grès plioquaternaires et aux calcaires de Dridrate de l'Hauterivien supérieur, en contact direct dans l'Oulja, qui sont saturés en eau saumâtre à salée. Nous pouvons déduire que les valeurs des résistivités obtenues dans des niveaux saturés par l'eau salée de l'Oulja ont une origine marine. Des études similaires dans d'autres environnements aquifères côtiers (Nielsen et *al.*, 2007) ont pris en compte ce type d'interprétation quant à l'origine marine des eaux salées.

Les profils réalisés au-delà de la falaise plioquaternaire (D1, D2, P2 et P3) montrent une répartition des résistivités différente à celle rencontrée dans l'Oulja. Ces profils sont caractérisés par des résistivités très élevées (de 50 $\Omega.m$ à 6000 $\Omega.m$), avec un conducteur qui apparaît en profondeur sur les images des profils P2 et P3 (de 11 $\Omega.m$ à 70 $\Omega.m$). Le niveau superficiel, résistant, est attribué à la formation des grès plioquaternaires secs et saturés en eau douce avec une épaisseur élevée qui atteint les 50 m ; suivi par les calcaires de l'Hauterivien saturés en eau douce. Le conducteur observé en profondeur a été corrélé, en se basant sur les données de

forages, avec le troisième aquifère de la région et d'âge Valanginien, saturé en eau salée dont l'origine des sels est évaporitique (formation gypseuse).

6.4 Conclusion

L'étude statistique des sondages électriques de la DRPE 1992, a permis d'identifier trois classes de sondages électriques avec des résistivités différentes ; dont la classe qui est caractérisée par des résistivités apparentes faibles est localisée dans les deux premiers kilomètres de l'océan. Les cartes d'iso-résistivités apparentes des différents espacements de AB précisent les résultats statistiques, par la présence de deux zones différentes, une avec des résistivités apparentes faibles situées dans l'Oulja, et une seconde avec des résistivités apparentes moyennes à élevées au-delà de la falaise plioquaternaire.

Dans l'Oulja, les profils tomographiques montrent deux grands ensembles bien distincts. Un niveau superficiel avec des valeurs élevées de résistivité, qui sont corrélées à des grès plioquaternaires au-dessus du niveau phréatique. L'épaisseur de ce niveau diminue du sud au nord. Le second niveau caractérisé par de très faibles valeurs de résistivité correspondrait aux grès plioquaternaires et aux calcaires de Dridrate de l'Hauterivien saturés par de l'eau de mer. Les résultats issus de l'interprétation des profils de tomographie électrique, calés par les données de forages et les analyses des prélèvements d'eaux dans les puits au voisinage des profils électriques, indiquent que l'origine de la salinité est due à une intrusion marine dans l'aquifère plioquaternaire et hauterivien.

Sur la base des résultats obtenus par les profils P1, P2 et P3, et par corrélation avec les forages existants dans la zone, une synthèse sur l'extension probable de l'intrusion marine a été réalisée (Figure 6.21), elle montre que l'intrusion des eaux marines est limitée à la zone de l'Oulja entre l'océan et la falaise morte.

L'étude géophysique du sahel de l'Oualidia par l'approche géo-électrique (Sondages électriques verticaux et tomographie électrique) a permis de mettre en évidence deux zones principales. La première zone connue dans la région par le nom de l'Oulja, proche du littoral, limitée par les dunes vives et la falaise plioquaternaire, est essentiellement caractérisée par des faibles résistivités électriques. Une deuxième zone, au-delà de la falaise plioquaternaire, à plus de 1 km de la mer, caractérisée par des résistivités variables, généralement élevées, où le biseau d'eau salée s'approfondit de plus en plus et l'effet de l'intrusion marine s'atténue en s'éloignant de la falaise morte.

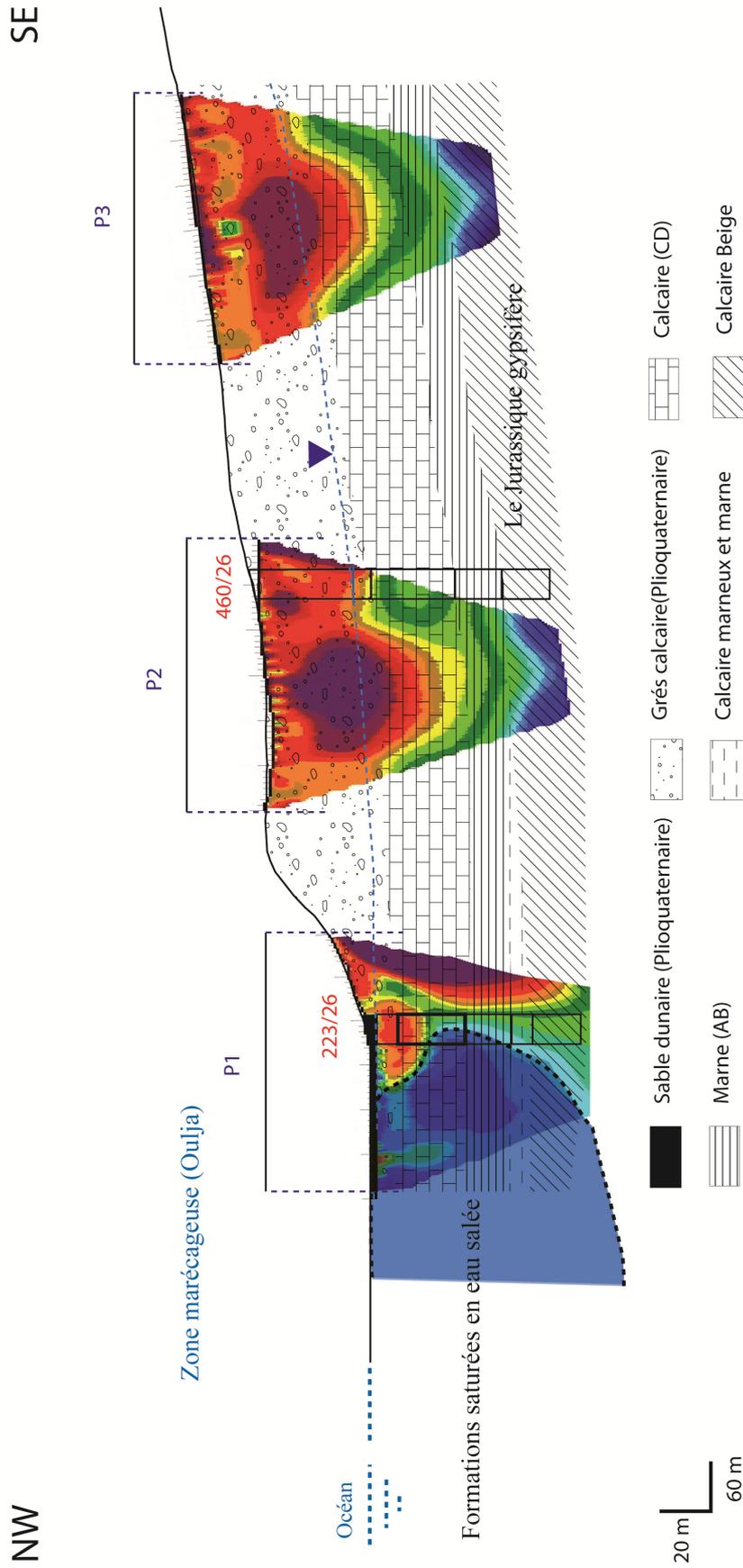


FIGURE 6.21 – Profil synthétisant les résultats obtenus par la tomographie électrique (profils P1, P2, P3) et les forages géologiques

Chapitre 7

Conclusion générale

Cette dernière partie de notre travail présente une synthèse des principaux résultats obtenus et une conclusion sur l'étude de l'extension de la salinité des eaux souterraines dans la région de l'Oualidia. La nappe côtière de cette région est la principale ressource en eau potable et pour les activités maraîchères de ce secteur. La connaissance du fonctionnement hydrogéologique de la nappe de l'Oualidia, dans un contexte semi-aride, et l'étude de l'extension de l'intrusion marine, ont été les objectifs premiers de cette étude hydrogéologique. Associée à ces objectifs, une approche géochimique, hydrodynamique et géophysique a complété l'étude.

Géologie et hydro-climatologie

Dans ce travail on a commencé par donner une synthèse bibliographique sur le bassin du Sahel des Doukkala Abda et sur l'Oualidia : La zone présente une couverture récente d'âge plioquaternaire ; elle est morphologiquement subdivisée en :

- Une première partie, l'Oulja, qui est une gouttière sableuse parallèle au trait de côte d'orientation sud-ouest nord-est, exploitée pour l'agriculture. Elle est limitée par un cordon dunaire et une falaise morte plus ou moins élevée (30 m en moyenne).
- Une deuxième partie formant par l'arrière-pays qui est composée de dunes consolidées largement moins exploitées.

L'hydrogéologie du secteur montre la présence de trois niveaux aquifères :

- l'aquifère libre du Plioquaternaire et un deuxième aquifère représenté par les calcaires de Dridrate de l'Hauterivien supérieur, ces deux aquifères sont les plus exploités.
- Un troisième aquifère composé des formations jurassiques gypsifères est non exploitable à cause de sa salinité très élevée.

L'écoulement de la nappe s'effectue du sud-est vers le nord-ouest, en direction de l'océan, représentant donc l'exutoire de la nappe. La hauteur de la nappe est influencée par les précipitations, elle remonte durant les périodes pluvieuses et elle baisse durant les périodes sèches.

L'étude des données climatiques a montré que l'évolution des températures moyennes annuelles présente une tendance à l'augmentation, parfois significative. L'augmentation de la température annuelle estimée par régression linéaire est à Khemis Zemamra de $0,07^{\circ}\text{C}/\text{an}$ pour une période de 37 ans (1973-2009), à El Jadida l'augmentation est de $0,04^{\circ}\text{C}/\text{an}$ sur 29 ans (1977-2005). A Safi et à Khemis Mettough la série statistique en notre possession montre tout d'abord, une tendance à la diminution de 1954 à 1972 pour Safi (de $-0,03^{\circ}\text{C}/\text{an}$ sur 18 ans) et de 1966 à 1984 pour Khemis Mettough (de $-0,04^{\circ}\text{C}/\text{an}$ sur 18 ans), puis, une tendance à l'augmentation de $0,04^{\circ}\text{C}/\text{an}$ sur 33 ans à Safi (de 1972 à 2005) et de $0,13^{\circ}\text{C}/\text{an}$ sur 25 ans à Khemis Mettough (de 1984 à 2009).

L'analyse mois par mois a montré une tendance à l'augmentation pour certains mois (tendance mise en évidence par le rejet de l'hypothèse de l'indépendance des températures avec le temps) ; cette augmentation est due parfois à l'augmentation des températures minimales, parfois à celles des températures maximales :

- **A El Jadida**, l'augmentation est due aux températures minimales des mois de mars, avril, mai, juin, juillet, août et octobre et maximales des mois de juin et août.
- **A Safi**, elle est due aux températures maximales des mois de mars et aux températures minimales des mois de mars, avril, mai, juin, juillet, août septembre, octobre et décembre
- **A Khémis Mettough**, L'analyse des données a permis de dégager une élévation des températures maximales des mois de mars, avril et mai, et des températures minimales pour les mois de mai, juin, octobre et décembre.
- **A Khémis Zemamra**, le mois de juin est le seul qui montre une augmentation des températures maximales par contre ce sont les mois de mars, avril, mai, juin, juillet, août, septembre, octobre et novembre qui présentent une élévation des températures minimales.

Pour résumer, l'augmentation observée sur les températures annuelles est due principalement aux températures minimales des mois de mars, avril, mai, juin, d'août et octobre.

L'analyse des précipitations annuelles des quatre stations étudiées a montré que les périodes de 1977 à 1981, de 1988 à 1993 et de 1998 à 1999 ont été les plus sèches pour les quatre stations, et les périodes de 1959 à 1969, de 1981 à 1988 et de 1993 à 1997, ont été les plus pluvieuses. Les moyennes des précipitations calculées sont de $381,9\text{ mm}$ au cours de 74 ans à El Jadida (de 1931 à 2005), de $359,4\text{ mm}$ sur 74 ans à Safi (de 1931 à 2005), de $327,5\text{ mm}$ au cours de 34 ans à Khemis Zemamra (de 1971 à 2005) et de $353,1\text{ mm}$ au cours de 37 ans à Khemis Mettough (de 1969 à 2006). Les variations interannuelles des précipitations, ne permettent pas de dégager une tendance soit à l'augmentation ou à la baisse.

La régression linéaire des précipitations mois par mois pour les quatre stations, montre que :

- **A El Jadida**, les mois de mars et mai représentent une diminution des précipitations, estimée de $-0,11\text{ mm/ans}$ sur 74 ans pour le mois de mai et $-0,13\text{ mm/ans}$ sur 74 ans pour le mois de mars (de 1931 à 2005).
- **A Safi**, les précipitations ne montrent de baisse pour aucun mois, une augmentation a été observée pour les mois de janvier estimée de $0,2\text{ mm/ans}$, février de $0,1\text{ mm/ans}$ et décembre de $0,3\text{ mm/ans}$ au cours de la période de 1931 à 2005.
- **A Khemis Mettough**, on note une tendance à la baisse, de $-0,3\text{ mm/ans}$ en janvier, $-0,4\text{ mm/ans}$ en février, $-0,8\text{ mm/ans}$ en mars, $-0,6\text{ mm/ans}$ en avril et $-0,4\text{ mm/ans}$ en décembre au cours de la période de 1969 à 2006.

- **A Khemis Zemamra**, une diminution de la pluviométrie a été enregistrée, pour la période de 1971 à 2005 pour les mois de janvier ($-0,9 \text{ mm/ans}$), mars ($-0,2 \text{ mm/ans}$), avril ($-0,8 \text{ mm/ans}$) et mai ($-0,5 \text{ mm/ans}$).

L'analyse de l'évolution des températures et des précipitations démontre que certains mois présentent à la fois une tendance à la hausse des températures et à la baisse des précipitations, surtout en hiver et au printemps, ces mois font partie des périodes de recharge des aquifères souterrains de la région mais également la période de croissance et de développement des cultures.

Caractérisation hydrochimique

L'analyse hydrogéochimique a montré que la zone la plus minéralisée est la plus proche de l'océan, dans le premier kilomètre. Les conductivités les plus élevées sont mesurées au niveau de l'Oulja (6 mS/cm en moyenne), en allant vers l'intérieur des terres les conductivités deviennent de plus en plus faibles ($0,8 \text{ mS/cm}$ en moyenne). Ceci implique l'existence d'une intrusion marine responsable de cette salinisation. En allant vers le sud, les conductivités deviennent encore plus faibles malgré la distance faible par rapport à l'océan, cela est la conséquence de la remontée du niveau de base du plioquaternaire et par la valeur élevée du gradient piézométrique.

La caractérisation hydrochimique associée à une analyse statistique multidimensionnelle a permis de mettre en évidence que les eaux souterraines avaient des propriétés différentes en fonction de leur distance à l'océan; d'une façon générale, la conductivité électrique que l'on a montré être positivement corrélée aux principaux cations et anions est très élevée dans le premier kilomètre (6 mS/cm) puis décroît rapidement pour devenir très faible (inférieure à 3 mS/cm) dès deux kilomètres à l'intérieur des terres, la baisse de la conductivité électrique est accompagnée par une chute de la concentration des éléments chimiques, principalement les chlorures, le sodium, le magnésium et les bromures. De façon convergente avec l'organisation spatiale des conductivités électriques, on note aussi un changement des faciès des eaux de la nappe, selon qu'on soit proche ou éloigné de l'océan. Le premier faciès mis en évidence est de type chloruré à sulfaté calcique et chloruré à sulfaté sodique, il concerne les puits localisés dans les deux premiers kilomètres, et un deuxième faciès bicarbonaté calcique pour les puits situés au-delà des deux premiers kilomètres. Le résultat de la classification de Stuyfzand confirme ces résultats en montrant un passage d'une eau douce de type F-Ca-HCO, vers des eaux salées de type B-Na-Cl ou B-Ca-Cl, en allant de l'amont vers l'aval, ce qui suggère que la salinisation observée est due à l'intrusion d'eau de mer. L'échange cationique participe dans ce

résultat ; en effet, les graphiques des cations Ca_2^+ et Na^+ en fonction des chlorures montrent un enrichissement en calcium et un appauvrissement en sodium résultat de l'interaction entre l'eau et la roche avec une libération du premier cation et fixation du deuxième, cette réaction est bien connue pour faire partie des indicateurs d'une intrusion marine dans les aquifères côtiers.

Hydrodynamisme et effet de la marée

Les enregistrements de la variation du niveau et de la conductivité de la nappe, au cours d'une période de neuf mois, obtenus dans le puits O 45, ont été comparés aux variations de la marée. Les résultats ont montré une influence hydrodynamique de la marée sur le niveau d'eau de la nappe. Le niveau de l'eau dans le puits oscille avec la même période que celle de la marée (*12 h 25 min*), et le déphasage moyen par rapport à la marée est de *3 h 24 min*. En plus de la marée journalière, le niveau de la nappe est influencé par la période synodique des vives-eaux et mortes-eaux.

La période de propagation, le déphasage et l'amplitude, ont permis le calcul de la diffusivité de l'aquifère en marée descendante et en marée montante. La diffusivité est différente selon qu'elle est obtenue par un calcul basé sur le déphasage ou l'amplitude. En effet, la diffusivité calculée par la demi-amplitude reste constante selon qu'elle est calculée lors des phases de marée descendante ou de marée montante, par contre la diffusivité calculée par le déphasage est plus faible lors de la marée montante.

La conductivité de l'eau du puits O 45 présente aussi des fluctuations dues à la variation de la marée journalière et synodique. La conductivité électrique fluctue avec une période qui est égale à celle de la marée (*12 h 26 min*), le déphasage après la marée basse (*5 h 31 min*) est plus élevé qu'après la marée haute (*3 h 24 min*). Les conductivités augmentent en marée haute et en période de vives eaux et, de plus, on a montré qu'elles sont fortement influencées par les pompages, elles augmentent rapidement après chaque pompage, par contre le retour à l'équilibre est lent, ce qui pourrait avoir un effet sur la qualité de l'eau de la nappe avec un pompage intensif.

Application de la géophysique

L'étude géophysique s'est basée sur des données d'archive de la DRPE (1992), aussi que des données récentes sous forme de profils tomographiques exécutés dans la zone d'étude, notre objectif ayant été la délimitation de la zone minéralisée par les eaux marines.

Dans un premier temps, le traitement statistique des données issues des sondages électriques a permis de séparer deux groupes, le premier est caractérisé par des résistivités apparentes faibles, localisées près de l'océan (jusqu'à 2 km de l'océan), et un deuxième avec des sondages qui ont des résistivités apparentes élevées, et qui sont éloignés de l'océan. Dans un deuxième temps, les deux groupes de résistivité apparaissent nettement sur les cartes d'iso-résistivités apparentes, la zone de l'Oulja est caractérisée par des résistivités apparentes faibles par rapport aux résistivités des terrains au-delà de la falaise plioquaternaire.

Les profils tomographiques, perpendiculaires à la côte, exécutés dans l'Oulja, montrent deux niveaux bien distincts, un niveau superficiel avec des valeurs élevées de résistivité, qui sont corrélées aux grès plioquaternaires situés au-dessus du niveau phréatique. L'épaisseur de ce niveau diminue du sud au nord, du profil W4 au profil P1. Le deuxième niveau montre de très faibles valeurs de résistivité, correspondant aux grès plioquaternaires et aux calcaires de l'Hauterivien saturés par de l'eau salée marine. Les résultats des études de la tomographie électrique indiquent une salinité qui peut être due à une intrusion d'eau salée marine dans l'aquifère. En dehors de l'Oulja et au-delà de la falaise morte, les profils ont montré des résistivités élevées correspondant à des terrains secs et saturés en eau douce, donc l'absence de l'effet de l'intrusion marine.

En conclusion, les résultats de la géophysique ont montré que l'extension de l'intrusion marine n'a pas évolué entre 1992 et 2013, et reste limité dans la dépression de l'Oulja.

Synthèse des résultats obtenus dans ce travail

L'analyse hydrochimique a montré que la minéralisation des eaux de la zone est due essentiellement à l'intrusion marine, principalement dans l'Oulja. Ce constat a été démontré par l'étude de l'effet de la marée, où on a observé une influence de cette dernière sur le niveau et sur la conductivité de la nappe, prouvant ainsi un contact direct entre l'océan et les aquifères de la zone. La délimitation de l'extension de l'intrusion marine a été faite par le biais de la méthode géophysique, les résultats de la prospection électrique vont dans le sens des résultats obtenus par la caractérisation hydrochimique, avec l'individualisation de deux zones, une première avec des résistivités faibles limitées à l'Oulja (zone la plus minéralisée avec des conductivités élevées, 6 mS/cm en moyenne), et une deuxième localisée au-delà de la falaise plioquaternaire avec des résistivités élevées, des faibles concentrations en éléments chimiques ainsi que des conductivités faibles (0,8 mS/cm). L'évolution

de la salinisation est probablement due à l'absence des argiles rouges au niveau de l'Oulja, qui réapparaissent au-delà de la falaise plioquaternaire et qui jouent un rôle d'écran qui protège l'aquifère à la pénétration des eaux marines.

Cependant l'objectif de ce travail était de savoir est-ce que la zone présente une intrusion marine dans ses aquifères, alors on peut dire qu'elle existe, dont l'extension n'a pas évolué depuis 1992, elle reste limitée à la dépression de l'Oulja et ne dépasse pas les deux premiers kilomètres, son ampleur reste très faible par rapport à d'autres zones dans la région notamment dans la Chaouia côtière et d'autres zones au Maroc et en Afrique.

Perspectives et Recommandations

Les eaux souterraines constituent une ressource très importante, leur qualité se dégrade sous l'effet des différents facteurs soit naturels soit anthropiques. Pour essayer de satisfaire les exigences de la quantité et surtout de qualité des eaux souterraines dans la région de l'Oualidia, nous proposons un certain nombre de recommandations :

- 1 En premier lieu, pour une bonne estimation du bilan hydrique et de la partie de l'eau qui s'infiltré pour recharger la nappe, il est nécessaire de placer deux stations météorologiques dans la zone pour la mesure locale des précipitations, des températures et de l'évapotranspiration. Ces stations devraient être situées pour l'une dans l'Oulja et pour la seconde au-delà de la falaise plioquaternaire sur le plateau calcaire.
- 2 Pour contrôler le risque de la contamination par l'eau de mer, il serait opportun de suivre sa progression spatiale et son évolution dans le temps, il serait donc nécessaire de mettre en place un réseau de piézomètres de surveillance (avec enregistrement en continu) de préférence perpendiculairement à la côte, cela dans le but de contrôler la fluctuation de la surface piézométrique et d'effectuer un suivi régulier de la qualité de la nappe pour préserver ces ressources ce qui demanderait un échantillonnage régulier.
- 3 L'Oulja se présente comme une zone vulnérable, contaminée par les eaux marines, alors il faut limiter et contrôler toute implantation des nouveaux ouvrages d'AEP dans cette partie et dans les deux premiers kilomètres de l'océan. Dans le cas où on l'on voudrait creuser un nouveau puits, il devra être réalisé dans les aquifères supérieurs (du Plioquaternaire et de l'Hauterivien), protégés par les argiles sans toucher les formations jurassiques gypsifères. De même il faut

exiger une autorisation de la part des autorités, avec l'obligation d'utiliser des pompes à débit faible, et la généralisation des méthodes d'irrigation économique tel que le goutte-à-goutte. Proposer des changements des pratiques agricoles, on proposant des cultures plus adéquates au type d'eau de la zone de l'Oualidia.

Liste bibliographique

- Abarca E., & Clement T.P. (2009).** A novel approach for characterizing the mixing zone of a saltwater wedge. *Geophys Res Lett*;36 :L06402 : <http://dx.doi.org/10.1029/2008GL03699>.
- ABHOR, (2003).** Etude Hydrogéologique de la nappe du Sahel-Doukkala, rapport de l'Agence du Bassin Hydraulique de l'Oum Er Rbia, Ministère l'Aménagement du Territoire, de l'Eau et de l'Environnement.
- About Maria K., (1993).** Les formations quaternaires du Sahel des Doukkala (Méséta occidentale marocaine) : mise en place et évolution post-sédimentaire. D.E.S., Thèse de 3 ème cycle, Fac. Sci, Rabat, 8 tab., 88 fig., 186 p.
- Alcoléa, A., Castro, E., Barbieri, M., Carrera, J., & Bea, S., (2007).** Inverse modeling of coastal aquifers using tidal response and hydraulic tests. *Ground water*, 45(6), 711-722.
- Andreasen, D.C., & Fleck, W.B., (1997).** Use of Bromid :Chloride ratios to differentiate potential sources of chloride in a shallow, unconfined aquifer affected by brackish-water intrusion. *Hydrogeology Journal*, 5(2) : 17-26.
- Appelo, C.A.J. & Geirnaert, W. (1983).** Processes accompanying the intrusion of salt water. *GeoZ. AppZ. IdrogeoZ.* 18-11, 29-40.
- Appelo, C.A.J. & Postma, D., (1993).** *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. Balkema, Rotterdam, 536p.
- Archie G.E., (1942),** The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.*, 146, 54-62.
- Aris, A. Z., Praveena, S. M., & Abdullah, M. H., (2010).** The influence of seawater on the chemical composition of groundwater in a small island : the example of Manukan Island, East Malaysia. *Journal of Coastal Research*, 28(1), 64-75.
- Astier J.L., (1971).** *Geophysique appliquee a l'hydrogeologie*. Masson, 277 p.
- Badon-Ghyben, W., (1889).** Notes on the probable results of well drilling near Amsterdam, Instituut van Ingenieurs, The ague, 1888/9, 8-22.
- Bahir, M., Mennani, M., Oliveira da Silva, M., & Blavoux B., (2003).** Impact de la sécheresse sur la ressource en eau en zone semi-aride : Cas de l'aquifère barremien-aptien de la zone cotiere d'Essaouira (Maroc). *Technologia de l'intrusion de agua de mar en acuiferos*.
- Barker R.D., (1989).** Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. *Geophysics* 54 :1031-1037.

-
- Barlow, P.M. (2003).** Ground Water in Freshwater-Saltwater Environments of the Atlantic Coast, U.S. *Geological Survey Circular*, 1262, 115 pp.
- Banerjee, P., Singh, V. S., Singh, A., Prasad, R. K., & Rangarajan, R. (2012).** Hydrochemical analysis to evaluate the seawater ingress in a small coral island of India. *Environmental monitoring and assessment*, 184(6), 3929-3942.
- Barrocu, G., Fidelibus, M.D., Sciabica M.G., & Uras G., (1994).** Hydrogeological and hydrogeochemical study of salt water intrusion in the Capoterra Coastal aquifer system (Sardinia). *Proceedings 13th Salt Water Intrusion Meeting*. Giugno.
- Batayneh A.T., (2006).** Resistivity tomography as an aid to planning gas-pipeline construction, Richa area, north-east Jordan. *Near Surface Geophysics* 4, 313-321 .
- Bauer, P., Supper, R., Zimmermann, S., & Kinzelbach, W., (2006).** Geoelectrical imaging of groundwater salinization in the Okavango Delta, Botswana. *Journal of Applied Geophysics*, 60(2) : 126-141.
- Bear, J. & Verruijt, A., (1987).** Modeling Groundwater Flow and Pollution. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 414 pp. Bear, J., Cheng, A.H.-D., Sorek, S., Ouazar, D. et I., H., (1999) Seawater Intrusion in Coastal Aquifers-Concepts, Methods, and Practices. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/ Boston/ London, 625 : 51-71.
- Bear, J., Cheng, A.H.-D., Sorek, S., Ouazar, D. & Herrera, I., (1999).** Seawater Intrusion in Coastal Aquifers-Concepts, Methods, and Practices. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, 625, 51-71 pp.
- Bear, J.J, & Cheng, H.D.A., (2010).** Modeling Groundwater Flow and Contaminant Transport Theory and Applications of Transport in Porous Media Volume 23, 2010, pp 593-636.
- Belkhiri, L., Mouni, L., & Boudoukha, A., (2012).** Geochemical evolution of groundwater in an alluvial aquifer : Case of El Eulma aquifer, East Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, 66, 46-55.
- Benkabbour, B., Toto, E. A., & Fakir, Y., (2004).** Using DC resistivity method to characterize the geometry and the salinity of the Plioquaternary consolidated coastal aquifer of the Mamora plain, Morocco. *Environmental Geology*, 45(4), 518-526.
- Benoit J., Hardaway C.S., Hernandez D., Holman R., Koch E., McLellan N., Peterson S., Reed D., & Suman D. (2007).** Mitigating shore erosion along sheltered coasts. The National Academies Press, Washington, DC.
- Bertrand Y., (1967).** La prospection électrique appliquée aux problèmes des Ponts et Chaussées. *Bulletin Liaison des Laboratoires Routiers*, Paris XV.
- Bidet, J.C., & Carruesco, C., (1982).** Sedimentologie d'un environnement lagunaire actuel : l'Oulja de Oualidia (côte atlantique marocaine) *Océanologica Acta*, N°SP, p. 29-37.
- Boughriba, M., & Walraevens, K., (1993).** Etude hydrogéochimique du système aquifère de la région de Boekhoute et d'Assenede (Belgique) par utilisation de l'analyse factorielle. *Hydrogéologie*, 3, 217-225.
- Boughriba, M., Melloul, A., Zarhloule, Y. & Ouardi, A. (2006).** Extension spatiale de la salinisation des ressources en eau et modèle conceptuel des sources salées dans la plaine des Triffa (Maroc nord-oriental). *CR Acad. Sci. Paris*, 338 : 768-774.
-

-
- Boussinesq, J. (1877).** Essai sur la théorie des eaux courantes. Mém. Acad. Sci. Paris, Imprimerie Nationale, Paris, 252 p.
- Braithwaite, F., (1855).** On the infiltration of salt-water into springs of wells under london and liverpool. In Minutes of the Proceedings (Vol. 14, No. 1855, pp. 507-509). Thomas Telford.
- Bye, J. A., & Narayan, K. A., (2009).** Groundwater response to the tide in wetlands : Observations from the Gillman Marshes, South Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 84(2), 219-226.
- Canérot, J., Cugny, P., & Murat, B. (1982).** Le bassin éocétacé d'Oliete (Provincia de Teruel-Espagne) : Un modèle de bassin de plate-forme instable. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8, 267-282.
- Cerón, J. C., Jiménez-Espinosa, R., & Pulido-Bosch, A., (2000).** Numerical analysis of hydrogeochemical data : a case study (Alto Guadalentin, southeast Spain). *Applied Geochemistry*, 15(7), 1053-1067.
- Chamchati, H., & Bahir, M., (2011).** Contributions of climate change on water resources in semi-arid areas ; example of the Essaouira Basin (Morocco) *AMERICAN JOURNAL OF SCIENTIFIC AND INDUSTRIAL RESEARCH*.
- Chapelier D., (2000).** Principes de base. Cours online de géophysique, Lausanne, 99 p.
- Charrouf, L., (1989).** Les problèmes d'ensablement des ports marocains sur la façade atlantique marocaine. Leur impact sédimentologique sur le littoral. Thèse 307p Université. Paris sud Orsay, France.
- Chen, X., Goeke, J., Ayers, J. F., & Summerside, S. (2003).** Observation well network design for pumping tests in unconfined aquifers. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 39(1), 17-32.
- Choubert, G. (1955a).** Note sur la géologie des terrains récents des Doukkala. *Notes Serv. Géol. Maroc*, t.13, n°128.
- Choubert, G. (1955b).** Hypothèse sur l'origine des accumulations des limons rouges et des encroûtements. *Not. Serv. Géol. Maroc*, t.13, n°128, p. 39-64.
- Chtaini, A. (1987).** Etude hydrogéologique du Sahel des Doukkala (Maroc). Thèse Univ. Sc. Tech. et Méd. Grenoble.
- Colella, A., Lapenna, V. & Rizzo, E. (2004).** High-resolution imaging of the High Agri Valley Basin (Southern Italy) with electrical resistivity tomography. *Tectonophysics*, 386 : 29-40.
- Cooper, H.H., Kohout, F.A., Henry, H.R. & Glover, R.E. (1964).** Sea water in coastal aquifers, U.S. Geological Survey, Water-Supply Paper 1613-C, 84 pp.
- Countryman, R.A., (1996).** Geophysical delineation of the saltwater interface in the lower Suwanee River Basin, FL," M.S. thesis, Univ. South Florida, 538 p.
- Custodio, E. (1985).** Saline Intrusion, Hydrogeology in the service of Man, 18th congress of the International Association of Hydrogeologists, Cambridge.
- Custodio, E. (1997).** Seawater Intrusion in Coastal Aquifers. Guidelines for Study, Monitoring and Control, Water report N°11. Food and Agriculture Organization of the United Nation, Rome, Italie, 152 pp.

-
- Custodio, E. (2002).** Coastal aquifers as important natural hydrogeological structures. In : Bocanegra, Martines and Massone (Editors), *Groundwater and human development*, pp. 1905-1918.
- Dahlin, T. (1996).** 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *First Break*, 14 : 275-284.
- Dahlin T. & Loke, M.H. (1997),** Quasi-3D resistivity imaging : mapping of 3D structures using two dimensional DC resistivity techniques, Proceedings of the 3rd Environmental and Engineering Geophysics Meeting, Aarhus, Denmark, Expanded Abstracts, pp. 143-146.
- Dahlin T., (2001).** The development of DC resistivity imaging techniques. *Computers & Geosciences* 27, 1019-1029.
- Dahlin T. & Zhou B., (2004) .** A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting* 52, pp. 379-398.
- Davis, J.C., (1986).** Statistics and Data Analysis in Geology. Wiley, New York, p. 647.
- De Breuk, W., & De Moor, G. (1969).** The water table aquifer in the eastern coastal area of Belgium. *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology*, 14 : 137-155.
- De Cazenove, E., (1971).** Ondes phréatiques sinusoïdales. *La Houille Blanche* 26, 601-616.
- DeGroot-Hedlin, C. & Constable, S. (1990).** Occam's inversion to generate smooth, twodimensional models from magneto telluric data. *Geophysics*, 55 : 1613-1624.
- Diersch H.J.G., & Kolditz O. (2002).** Variable-density flow and transport in porous media : approaches and challenges. *Adv Water Resour* ;25 :899-944.
- De Montety, V., Radakovitch, O., Vallet-Coulomb, C., Blavoux, B., Hermitte, D. & Valles, V., (2008).** Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in a confined coastal aquifer. Case of the Rhône delta (Southern France). *Applied Geochemistry*, Accepted Manuscript.
- Douglas, L.S., (1986).** Application of the pole-dipole resistivity technique to the detection of solutions cavities beneath highways. *Geophysics* 51, 833-837.
- DRHT FAO, (1994).** Elaboration d'un schéma d'exploitation des eaux souterraines du Sahel. Compte rendu final du projet FAO/TCP/MOR/2251.
- DRPE, (1992) :** Etude par prospection électrique : Région des Abda et des Doukkala, (21 mars 1990-10 juillet 1990, 08 octobre 1992-15 novembre 1992). GEOATLAS. Tome 1 : texte et planches.
- Dubuisson, J., & Moussu, H., (1965).** Une étude expérimentale, au Sénégal, de l'intrusion des eaux marines dans nappe côtière sous l'effet de l'exploitation.
- Duce, R.A., & Hoffman, E.J., (1976).** Chemical fractionation at the air/sea interface .*Ann. Rev. Earth Planet.Sci.* (4),pp.187-228.
- Duriez, A., Marlin, C., Dotsika, E., Massault, M., Noret, A., & Morel, J.L., (2008).** Geochemical evidence of seawater intrusion into a coastal geothermal field of central Greece : example of the Thermopylae system *Environ Geol*, 54 :551-564.
- Edmunds, W.M. & Milne, C.J.E. (2001).** Palaeowaters in coastal Europe : Evolution of groundwater since the late Pleistocene. *Geological society, Special Publications*, London, 189 : 289-311.
-

- Edwards, L.S., (1977).** A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. *Geophysics*, 42 (5), 1020-1036.
- El Attar J., (1998).** Contribution à la détermination de l'origine de la contamination fécale dans la lagune de Oualidia (Maroc) et étude de la contamination bactériologique de l'huitre "CRASSOSTREA GIGAS" en conditions naturelle et expérimentales. Thèse de 3^{ème} cycle Univ. Chouaib Doukkali (El Jadida).
- El Attari, A., (2001).** Etude lithostratigraphique et tectonique des terrains paléozoïques du Môle côtier (Méséta occidentale, Maroc). Doctorat d'Etat. Université Mohamed V, Rabat, 152p.
- El Achheb, A. (1993).** Etude hydrogéologique et hydrochimique de la plaine des Doukkala. Thèse de 3^{ème} cycle. Fac. Sc. Semlalià. Marrakech. 171p.
- El Achheb, A., Mania, J. & Mudry, J. (2001).** Processus de salinisation des eaux souterraines dans le bassin Sahel-Doukkala (Maroc occidental) First International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers- Monitoring, Modeling, and Management. Essaouira, Morocco, April 23-25.
- El Achheb A., (2002).** Contributin à l'étude de la minéralisation et identification des sources de contamination des eaux souterraines. Application au système aquifère du bassin Sahel-Doukkala (Maroc). Thèse de Doctorat d'Etat Es-Sciences. Faculté des Sciences Semlalia-Marrakech.
- El Halimi, N., Alia, A. C., Lebbe, L., Beeuwsaert, E., & Walraevens, K. (1999).** The fresh-/salt-water flow and distribution in a cross-section through the dunes of Saidia Plain (North-eastern Morocco). In 15th Salt Water Intrusion meeting, Ghent, 1998. Proceedings, 1999 (pp. 205-211).
- El hassadi, A., (2008).** Seawater intrusion in Derna located in the Green Mountain region, Libya : a threatening recurrent phenomenon calling for desalination. *Desalination* 220 :189-193.
- El Mandour, A., El Yaouti, F., Fakir, Y., Zarhloule, Y., & Benavente, J., (2008).** Evolution of groundwater salinity in the unconfined aquifer of Bou-Areg, Northeastern Mediterranean coast, Morocco *Environ Geol* 54 :491-503.
- El Yaouti, F., El Mandour, A., Khattach, D., & Kaufmann, O., (2008).** Modelling groundwater flow and advective contaminant transport in the Bou-Areg unconfined aquifer (NE Morocco). *Journal of Hydro-environment Research*, 2(3), 192-209.
- El Yaouti, F., El Mandour, A., Khattach, D., Benavente, J. & Kaufmann, O. (2009).** Salinization processes in the unconfined aquifer of Bou-Areg (NE Morocco) : A geostatistical, geochemical, and tomographic study. *Applied Geochemistry*, 24 : 16-31.
- Eriksson, E., (1952).** Composition of atmospheric precipitation ; II Sulfur, chloride, iodine compounds. *Bibliography. Tellus* (4),pp.280-303.
- Fadili A., Mehdi K., Malaurent Ph., Riss J., Boutayeb K., & Guessir H., (2012).** Influence de la marée océanique sur la variation du niveau piézométrique de l'aquifère karstique côtier de Oualidia (Maroc), *Africa Geoscience Review*, Vol. 19, No. 3, P. 135-150.
- Faki Y., (1991).** Caractérisation hydrogéologique et hydrochimique des aquifères côtiers entre Safi et Oualidia (Méséta côtière-Maroc). Thèse Doc. 3^{ème} cycle. Faculté des Sciences Semlalia Marrakech 231 p.

- Fakir Y., El Mernissi M., & Kreuser T., (1999).** Ground water velocity and diffusion measurements by tracer experiments in a Quaternary aquifer in NW- Morocco.-Munster Forsch. Geol. Paläont., 86 :153-167, Münster, Germany.
- Fakir, Y. (2001).** Contribution à l'étude des aquifères côtiers : Cas du Sahel de Oualidia (Province de Safi - Maroc). Thèse de Doctorat d'Etat Es-Science, Univ. CadiAyyad, 143 p.
- Fakir, Y., El Mernissi, M., Kreuser, T., & Berjami, B.(2002).** Natural tracer approach to characterize groundwater in the coastal Sahel of Oualidia (Morocco). *Environmental Geology* (2002) 43 :197-202.
- Fakir, Y. & Razack, M. (2003).** Hydrodynamic characterization of a Sahelian coastal aquifer using the ocean tide effect (Dridrate Aquifer, Morocco). *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*, 48(3).
- FAO, (Food and Agriculture Organization), (1997).** Seawater intrusion in coastal aquifers : guidelines for study, monitoring and control. FAO Water Reports 11. Rome Italy : FAO ;. 163 p.
- Feddi, N., (1989).** Etude stratigraphique, sédimentologique et paléontologique du plio-quadernaire de la région de Safi-Maroc.
- Ferré, M. (1964).** Récapitulation des travaux de reconnaissance et d'exploitation. Nappe du "calcaire de Dridrate". Rapport inédit, DRHT Marrakech, DH Rabat.
- Ferré, M. (1969).** Hydrologie et hydrogéologie des Abda-Doukkala. Thèse de Docteur Ingénieur, Nancy.
- Ferré, M. & Ruhard J.P. (1975).** Ressources en eau t. 2, (Plaines et bassins du Maroc atlantique) ; les bassins des Abda-Doukkala et du Sahel d'Azemmour à Safi. *Not. Mém. Serv. Géol. Maroc*, N°231, pp. 261-298.
- Ferris, J. (1951).** Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility. In : Assemblée générale de Bruxelles, tome II, 148-155. IAHS Publ. N°33.
- Fetter, C.W. (1993).** Contaminant hydrogeology, Macmillan Publishing Co., New York, 458 p.
- Fekkoul, A., Zarhloule, Y., Boughriba, M., Barkaoui, A., Jilali, A., Chafi, A., El Houadi, B., Kabbab, A., & Bouri, I.S., (2011).** Groundwater contamination by nitrates, salinity and pesticides : case of the unconfined aquifer of Triffa Plain (Eastern Morocco) *AQUA mundi - Am04034* : 123-130.
- Fidelibus, M.D. & Tulipano, L. (1986).** Mixing phenomena owing to sea water intrusion for the interpretation of chemical and isotopic data of discharge water in the apulian coastal carbonate aquifer (Southern Italy). *Proceedings 9th Salt Water Intrusion Meeting*. 591-600.
- Fidelibus, M. D., & Tulipano, L. (1996).** Regional flow of intruding sea water in the carbonate aquifers of Apulia (Southern Italy). In *14th Salt Water Intrusion Meeting*, Malmo, Sweden.
- Fidelibus, M.D., Gimenez, E., Morell, I., & Tulipano L., (1992).** Salinisation processes in the Castellon Plain Aquifer (Spain). *Proceedings 12th Salt Water Intrusion Meeting*. Barcelona, Spain.
- Fidelibus, M.D. & Tulipano L. (1996).** Regional flow of intruding sea water in the carbonate aquifers of Apulia (Southern Italy). *14th Salt Water Intrusion Meeting*. Rapporteur och meddelanden N°87 : 230-241.

- Freeze, R.A., & Cherry, J.A., (1979).** Groundwater, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Fried, J.J. & Ungemach, P.O., (1971).** Détermination in situ du coefficient de dispersion longitudinale d'un milieu poreux naturel. C.R. Acad. Sci., Set.A, 172 : 1327.
- Gautam P., Raj Pant S., & Ando H., (2000).** Mapping of subsurface karst structure with gamma ray and electrical resistivity profiles : a case study from Pokhara valley, central Nepal. *Journal of Applied Geophysics* 45, 97-110.
- Ghabayen, S.M.S., McKee, M. & Kemblowski, M., (2006).** Ionic and isotopic ratios for identification of salinity sources and missing data in the Gaza aquifer. *Journal of Hydrology*, 318(1-4) : 360-373.
- Gigout, M. (1951).** Etude géologique sur la meseta marocaine occidentale (arrière pays de Casablanca, Mazagan et Safi). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, N°86, 2t, 507 pp.
- Gigout, M. (1952).** Les ressources en eau souterraine des Doukkala et Abda (Maroc Occidental) Rapp. Ined., seconde thèse.
- Gigout, M. (1955).** Note sur la géologie récente des Doukkala. *Note. Serv. Géol. Maroc*, t. 13, N°128, pp 9-46.
- Gigout, M. (1965).** Carte géologique de la Méséta marocaine entre Settat et Mazagan (El Jadida) (Doukkala et Chaouia occidentale). Notice explicative. *Not. Mém. Serv. Géol. Maroc*, N°75 bis.
- Gilli, E., Mangan, C., & Mudry, J., (2008).** Hydrogéologie Objets, méthodes, applications 2eme édition Dunod, Paris, 2008 ISBN 978-2-10-053991-8.
- Gleick, P.H., (1993).** Water and conflict : Fresh water resources and international security. *International security*, 18(1), 79-112.
- Goswami R.R., & Clement T.P. (2007).** Laboratory-scale investigation of saltwater intrusion dynamics. *Water Resour Res* ;43 :W04418. <http://dx.doi.org/10.1029/2006WR00515>.
- Gourry, J.Ch., Vermeersch, F., Garcin, M. & Giot, D. (2003).** Contribution of geophysics to the study of alluvial deposits : a case study in the Val d'Avaray area of the River Loire, France. *Journal of Applied Geophysics*, 54 : 35-49.
- Grassi & Cortecchi G. (2004).** Hydrogeology and geochemistry of the multilayered confined aquifer of the Pisa plain (Tuscany - central Italy). *Applied Geochemistry*, 20 : 41-54.
- Guasmia, M., (2008).** Caractérisation de la géométrie des aquifères alluvionnaires, néogène sableux et crétacé carbonaté du Bassin de Gafsa par les méthodes géophysiques. Thèse de Doctorat en Sciences Géologiques. Université de Sfax, Faculté des Sciences de Sfax, Département des Sciences de la Terre, p. 220.
- Guérin R., (2004).** Contribution à l'hydrogéophysique. Habilitation à Diriger des Recherches, Univ. Paris IV, 262 p.
- Guhl, F., Pulido-leboeuf, P. & Gisbert, J. (2003).** Sur l'évolution de l'interface eau douce eau salée des aquifères côtiers. Exemple du Bajo Andrax (Almeria, Espagne) IGME. Madrid. ISBN 84-7840-470-8.
- Ghyben, B.W., (1889).** Nota in verband met de voorgenomen put boring nabij Amsterdam, The Hague.K. Inst. Ing. Tydschrift : 8-22.

- Hagemeyer, T. & Stewart, M., (1990).** Resistivity investigations of salt-water intrusion near a major sea-level canal," In : Geotechnical and Environmental Geophysics, v. II, Soc. Explor. Geophysicists, Inv. in Geophysics, n. 5, (ed.) S. Ward, 67-78.
- Harmouzi, O., (2010).** Reconnaissance détaillée de la partie nord-est du Bassin de Saïss (MAROC) : interprétation de sondages électriques verticaux par combinaison des méthodes statistique, géostatistique et d'inversion. These doctorat es science Univ. Bordeaux 1. PP 323.
- Hazan, R., (1960).** Contamination par les eaux de mer des nappes côtières du Maroc : étude préliminaire. Notes du Service Géologique du Maroc, pp. 185-194
- Hazan, R. & Ferré, M. (1964).** Exploitation d'une nappe karstique à proximité de l'océan (région d'Oualidia). In : General Assembly of Berkeley, 19-31 August 1963 : Commission on Subterranean Waters, 561-563. IAHS Publ. N°. 64.
- Hazan R., & Monition L., (1963).** Etat des connaissances sur l'hydrogéologie karstique au Maroc. Ass. int. Hyarol. sci., Comm. eaux souterr., Congr. Berkeley (Calif.), publ. Gent-brugge, n°64, 1964, pp. 455-472.
- Herzberg, A. (1901).** Die wasserversorgung einiger nordseebäder. *Jour. Gasbeleuchtung und Wasserversorgung*, 44 : 815-819, 842-844.
- Hilali M., (2002).** Hydrogéologie et modélisation de l'intrusion marine dans les aquifères côtiers de Martil et du Sahel-Maroc. Thèse de Doctorat. Ecole Mohammadia d'Ingénieurs Rabat. 158p.
- Hsissou Y., Mudry J., Mania Bouchaou L. & Chauve P. (1997).** Dynamique et salinité de la nappe côtière d'Agadir (Maroc), influence du biseau salé et des faciès évaporitiques, in : Hydrochemistry, Rabat Symposium, IAHS, 244, 73-82.
- Hsissou Y., Mudry J., Mania J., Bouchaou L. & Chauve P., (1999).** Utilisation du rapport Br/Cl pour déterminer l'origine de la salinité des eaux souterraines : exemple de la plaine du Souss (Maroc). C. R. Acad. Sci. Paris, 1999. 328, 381-386.
- Hsissou, Y., Bouchaou, L., Mudry, J., Mania, J., & Chauve, P., (2002).** Use of chemical tracing to study acquisition modalities of the mineralization and behaviour of unconfined groundwaters under a semi-arid climate : the case of the Souss plain (Morocco) *Environmental Geology* 42 :672-680.
- Hussein, M.T., (1982).** Evaluation of groundwater resources in Tokar Delta, Sudan. *Hydrol Sci J* 27(2) :139-145.
- Jha Madan, K., Namgial D., Kamii Y. & Peiffer S. (2008).** Hydraulic Parameters of Coastal Aquifer Systems by Direct Methods and an Extended Tide-Aquifer Interaction technique. *Water Resour Manage*, 22 :1899-1923. DOI 10.1007/s11269-008-9259-3.
- Jones, B.F., Vengosh, A., Rosenthal, E. & Yechieli, Y., (1999).** Geochemical investigations. In : Bear J., Cheng A.H.-D., Sorek S., Ouazar D., Herrera I. (1999), *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, pp. 51-71.
- Kaid Rassou, K., Fakir, Y., Bahir, M., Zouari, K. & Marah M. (2005).** Origine et datation des eaux souterraines du bassin hydrologique de la lagune d'oualidia, *Estudios Geol.*, 61 : 191-196.
- Kaid Rassou, K., (2009).** Études des interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surface dans le bassin côtier d'Oualidia, These doctorat es science Univ. Marrakech. PP 193.

- Kaufmann O., & Quinif Y., (1999).** Cover collapse sinkholes in the "Toumaisais" area, southern Belgium. *Engineering Geology* 52, 15-22.
- Kearey P., & Brooks M., (1984).** An introduction to geophysical exploration. Blakwell science Ltd, Oxford, 254 p.
- Khatmi, S. (1999).** La couverture méso-cénozoïque des Doukkala (Méséta côtière, Maroc) : Stratigraphie et évolution géodynamique. Thèse de 3^{ème} cycle. Univ. Chouaib Doukkali, El Jadida, 112 pp.
- Kim, Y., Lee, K. S., Koh, D. C., Lee, D. H., Lee, S. G., Park, W. B., & Woo, N. C., (2003).** Hydrogeochemical and isotopic evidence of groundwater salinization in a coastal aquifer : a case study in Jeju volcanic island, Korea. *Journal of Hydrology*, 270(3), 282-294.
- Kim, K.-Y., Seong, H., Kim, T., Park, K.H., Woo, N.C., Park, Y.S., Koh, G.-W. & Park, W.-B., (2006).** Tidal effects on variations of fresh-saltwater interface and groundwater flow in a multilayered coastal aquifer on a volcanic island (Jeju Island, Korea). *Journal of Hydrology*, 330(3-4) : 525-542.
- Kouzana L., Ben Mammou, Ab., & Felfoul, M.S., (2009).** Seawater intrusion and associated processes : Case of the Korba aquifer (Cap-Bon, Tunisia) *C. R. Geoscience* 341, 21-35.
- Kouzana L., Ben Mammou, Ab., & Felfoul, M.S., (2010).** Geophysical and hydrochemical study of the seawater intrusion in Mediterranean semi arid zones. Case of the Korba coastal aquifer (Cap-Bon, Tunisia) *Journal of African Earth Sciences* 58,242-254.
- Krivic, P. (1982).** Transmission des ondes de marée à travers l'aquifère côtier de Kras. *Geologija*, 25(2) : 309-325.
- Lebart, L., Piron, M., & Morineau, A., (2006).** Statistique Exploratoire Multidimensionnelle, Visualisation et interférence en fouilles de données. (4ème édition ; DUNOD, Paris, 2006).
- Labeyrie, J., Lalou, C., Monaco, A. & Thommeret, J. (1976).** Chronologie des niveaux eustatiques sur la côte du Roussillon de -33 000 ans BP à nos jours. *C.R. Académie des Sciences*, 282(4) : 349-352.
- L'Homer, A., Bazile, A., Thommeret, J. & Thommeret, Y. (1981).** Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000 BP à nos jours, variations du niveau marin. *Océanis*, 7(4) : 389-408.
- Langguth, H.R. & Voigt, R. (1980).** Hydrogeologische Methoden, *Springer Verlag* 486p.
- Loke, M.H. & Barker, R.D. (1996).** Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44 : 131-152.
- Loke, M.H. & Dahlin, T. (2002).** A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. *Journal of Applied Geophysics*, 49 : 149-162.
- Madih, B ; (2005).** Contribution à l'identification de la géométrie de la structure du système aquifère de la province d'El Jadida, Mémoire DESA, 61 p.
- Maillet, G.M., Rizzo, E., Revil, A. & Vella, C. (2005).** High resolution electrical resistivity tomography (ERT) in a transition zone environment : application for detailed internal architecture and infilling processes study of a Rhône River paleo-channel. *Marine. Geophysical Researches*, 26 : 317-328.

- Marjoua, A., Olives, Ph., & Jusserand, C., (1997).** Apports des outils chimiques et isotopiques à l'identification des origines de la salinisation des eaux : cas de la nappe de la Chaouia côtière (Maroc) *Revue des sciences de l'eau, Rev. Sei. Eau* 4, 489-505.
- Martinez, D.E. & Bocanegra, E.M., (2002).** Hydrochemistry and cation-exchange processes in the coastal aquifer of Mar Del Plata, Argentina. *Hydrogeology Journal*, 10 : 393-408.
- Martino L., Bonomo N., Lascano E., Oscella A., & Ratto N., (2006).** Electrical and GPR prospecting at Palo Blanco archaeological site, northwestern Argentina. *Geophysics* 71, B193-B199.
- Massey, A.C. & Taylor, G.K. (2007).** Coastal evolution in south-west England, United Kingdom : an enhanced reconstruction using geophysical surveys. *Marine Geology*, 245 : 123-140.
- Mazac O., Kelly, W E., & Landa I., (1985).** A hydrogeophysical model for relation between electrical and hydraulic properties of aquifers. *Journal of Hydrology* 79, 1-19.
- Mazac, O., Kelly, W.E., Landa, I., & Venhodova, D., (1990).** Determination of hydraulic conductivities by surface geoelectrical methods. In : Ward, S.H. (Ed.), *Geoelectrical and environmental geophysics : Environmental and groundwater applications*, v.2, pp.125-131.
- Meybeck, M. (1987)** Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *American Journal of Science*, 287(5), 401-428.
- Meybeck, M. & Helmer, R. (1989).** The quality of rivers : from pristine state to global pollution. In *Palaeogeogr. Palaeoclim., Palaeocol. (Global Planet Change Sec)*, pp. 283-309, Elsevier.
- Mhamdi, A., Gouasmia, M., Gasmi, M., Bouri, S. & Ben Dhia, H. (2006).** Évaluation de la qualité de l'eau par application de la méthode géoélectrique : exemple de la plaine d'El Mida-Gabes nord (Sud tunisien). *CR Geosci.*, 338 : 1228-1239.
- Michael H.A., Mulligan A.E., & Harvey C.F. (2005).** Seasonal oscillations in water exchange between aquifer and the coastal ocean. *Nature*;436 :1145-8.
- Michard, A. (1976).** Elément de géologie marocaine. Notes. Mém. Serv. Géol. Maroc, N°252, 408p.
- Militzer H., Rosier R., & Lösch W., (1979).** Theoretical and experimental investigations for cavity research with geoelectrical resistivity methods. *Geophysical Prospecting* 27, 640-652.
- Morsli, B., Habi, M., & Hamoudi, A., (2007).** Contraintes et perspectives des aménagements hydroagricoles et antiérosifs en Algérie. Actes des JSIRAUF (Journées Scientifiques Inter. Réseaux de l, Agence Universitaire de la Francophonie), Novembre, 6-9.
- Moustadraf, J., M. Razack, M., & Sinan, M., (2008).** Evaluation of the impacts of climate changes on the coastal Chaouia aquifer, Morocco, using numerical modeling *Hydrogeology Journal* 16 : 1411-1426.
- Moullard, L., Mijatovic, B., Kareh, R. P., & Massad, B. (1967).** Exploitation d'une nappe Karstique captive a exutoires sous-marins, problèmes poses et solution adoptée, cote libanaise (Exploitation of confined karst aquifer with discharge underwater : problems installations and adopted solution). In *Hydrology of fractured rocks (I-Proc. Symposium Dubrovnic)*, Assoc. Int. Hydrol. Sci., Gentbrugge (pp. 273-250).
- Najib S., GrozavuA., Mehdi K., Breaban I.G., Gussir H., & Boutayab K. (2012)** Application of the methode galdit for the cartography of groundwaters vulnerability : aquifer of

chaouia cost (Morocco). Scientific annals of alexandru ioan cuza University of Iasy, Vol. LVIII, s. II - c, Geography series.

Naudet, V. (2004), Les méthodes de résistivité électrique et de potentiel spontané appliquées aux sites contaminés, Université Paul Cézanne, thèse.

Naudet, V., Lazzari, M., Perrone, A., Loperte, A., Piscitelli, S. & Lapenna, V. (2008). Integrated geophysical and geomorphological approach to investigate the snowmelt-triggered landslide of Bosco Piccolo village (Basilicata, southern Italy). *Engineering Geology*, 98 : 156-157.

Nielsen, L., Jørgensen, N.O. & Gelting, P. (2007). Mapping of the freshwater lens in a coastal aquifer on the Keta Barrier (Ghana) by transient electromagnetic soundings. *Journal of Applied Geophysics*, 62 : 1-15.

Niwas S., & Celik M., (2012). Equation estimation of porosity and hydraulic conductivity of Ruhrtal aquifer in Germany using near surface geophysics, *Journal of Applied Geophysics* 84, pp 77-85.

Noel M., & Xu B., (1992). Cave detection using Electrical Resistivity Tomography (ERT). *Cave Science* 19, 91-94.

Nowroozi, A.A., Horrocks, S.B., & Henderson, P. (1999). Saltwater intrusion into the freshwater aquifer in the eastern shore of Virginia : a reconnaissance electrical resistivity survey, *Journal of Applied Geophysics*, 42(1) : 1-22.

ONEM (1997). MEDGEOBASE. Base de données sur l'occupation du sol du littoral marocain. Édit. Observatoire National de l'Environnement Marocain, URL:www.hcp.ma/file/10558.

ORMVAD, (2005). Rapport relatif à l'agro-climatologie dans le périmètre des Doukkala, Campagne agricole 2004-2005.

Osella A., de la Vegga M., & Lascano E., (2005). 3D electrical imaging study of an archaeological site using electrical and electromagnetic methods. *Geophysics* 70,G101-G107.

OSS, (1995). Water resources in the OSS countries : evaluation, use and management. SC 95/WS/24, No. 1692, CIFEG, Orleans, France.

Ouadia, M. (1998). Les formations plio-quadernaires dans le domaine mésétien occidental entre Casablanca et Safi : Géomorphologie, Sédimentologie, Paléoenvironnements quaternaires et Evolution actuelle. Thèse d'Etat es Sciences. Univ. Mohammed V. Rabat, 319 p.

Oulaaross, Z., Mehdi, K., Sireix, C., Malaurent, Ph., Fernandez Martinez, J. L. & Riss, J. (2009) : Inversion de sondages électriques verticaux par la méthode des essais particuliers : application à l'étude du biseau d'eau salée de la région du Sahel Doukkala (Maroc). *Africa Geoscience Review*, Vol. 16, No. 2, 103-117, 2009.

Oulaaross, Z. (2009). Etude climatologique, hydrogéologique et géophysique du Sahel Côtier des Doukkala (Maroc). Apport de l'analyse statistique et de l'inversion des données géoélectriques à l'étude du biseau salé de la lagune de Sidi Moussa. Thèse de Doctorat Es-Science, Univ. Chouaib Doukkali, 272 p.

Paniconi C., Khlaifi I., Lecca G., Giacomelli A., & Tarhouniy, J., (2001). Modeling and analysis of seawater intrusion in the Coastal Aquifer of Eastern Cap-Bon, Tunisia, 1st International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers (SWICA), Essaouira, Morocco, April 2001.

Parasnis, D.S. (1986). Principle of Applied Geophysics, Chapman & Hall, London, UK.

- Pascual, M. & Custodio E., (1990).** Geochemical observation in a continuously seawater intruded area : Garraf, Catalonia (Spain). Proc. 11th Salt Water Intrusion Meeting, Gdansk (Poland), 308-330.
- Paster A., Dagan G., & Guttman J. (2006).** The salt-water body in the Northern part of Yarkon-Taninim aquifer : field data analysis, conceptual model and prediction. *J Hydrol*;323 :154-67.
- Post, V.E.A. (2004).** Groundwater salinization processes in the coastal area of the Netherlands due to transgressions during the Holocene. Ph.D. thesis, Vrije University, Amsterdam, 138 pp.
- Post, V.E.A., (2005).** Fresh and saline groundwater interaction in coastal aquifers : is our technology ready for the problems ahead *Hydrogeol J*;13 :120-3.
- Price R.M., Top Z., Happell J.D., & Swart P.K. (2003).** Use of tritium and helium to define groundwater flow conditions in Everglades National Park. *Water Resour Res*;39 :1267.
- Pulido-Bosch A., Tahiri A., & Vallejos A. (1999).** Hydrogeochemical characteristics of processes in the Temara Aquifer in Northwestern Morocco. *Water Air Soil Pollut* 114 :323-337.
- Purvance, D.T., & Andricevic, R., (2000).** On the electric-hydraulic conductivity correlation in aquifers. *Water Resources Research* 36, 2905-2913.
- Razack, M., Drogue, C., Romariz, C. & Almeida, C. (1980).** Etude de l'effet de marée océanique sur un aquifère côtier (Miocène de l'Algarve, Portugal). *J. Hydrol.*, 45 : 57-69.
- Ranieri, G., Barrocu, G., & Tocco, R., (1988).** Salt-water intrusion monitoring by resistivity and IP-tomographic methods. Proc. 10th SWIM, 345-348.
- Rey F., (2007).** Ressources en eau souterraine dans les chaînons béarnais (Pyrénées-Atlantiques, France) Géométrie et fonctionnement hydrogéologique de quatre aquifères carbonatés, Thèse de Doctorat Es-Science, Univ. Bordeaux 1, pp 466.
- Roch, E. (1930).** Études géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental. Notes. Mém. Serv. *Géol. Maroc*, t. 9, pp. 1-152.
- Roch, E., (1950).** Histoire stratigraphique du Maroc. Frères Douladoure.
- Rosen M. & Jones S., (1998).** Controls on the chemical composition of groundwater from alluvial aquifers in the Wanaka and Wakatipu basins, Central Otago, New Zealand. *Hydrogeology journal*, n°6, pp. : 264-281.
- Roy A, & Apparao A., (1971).** Depth of investigation in direct current methods. *Geophysics* 36 :943-959.
- Sadeg S.A.,& Karahanoglu, N., (2001).** Numerical assessment of seawater intrusion in the Tripoli region, Libya. *Environ Geol* 40 (9) :1151-1168.
- Samouëlian, A., Richard, G., Cousin, I., Guérin, R., Bruand, A., & Tabbagh, A., (2004).** Three dimensional crack monitoring by electrical resistivity measurement. *European journal of soil science*, 55(4), 751-762.
- Sanchez Martos, F., Pulido Bosch, A., & Calaforra, J. M., (1999).** Hydrogeochemical processes in an arid region of Europe (Almeria, SE Spain) *Applied Geochemistry* 14 (1999) 735-745.

- Sanford, W.E., & Pope, J.P., (2010).** Current challenges using models to forecast seawater intrusion : lessons from the Eastern Shore of Virginia, USA. *Hydrogeol J*;18 :73-93.
- Sasaki, Y. (1992).** Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophysical Prospecting*, 40 : 453-464.
- Schoeller., H., (1962).** Les eaux souterraines. Masson et Cie, Editeurs, Paris, 642p.
- Schoeller., H., (1969).** Géochimie des eaux souterraines. Ed. Eyrolles.
- Sherif, MM., Singh VP., & Amer AM. (1990).** A note on saltwater intrusion in coastal aquifers. *Water Resour Manage* 4 :123-134.
- Sherif, MM. (1999).** The Nile Delta aquifer in Egypt, chap 17. In : Bear J, Cheng A, Sorek S, Ouazar D, Herrera A (eds) *Theory and application of transport in porous media*, book series, pp 559-590, Kluwer, The Netherlands.
- Sayles, F. L., & Mangelsdorf, P. C., (1977).** The equilibrium of clay minerals with sea water ; exchange reactions, *Geochim. et Cosmochim. Acta* 41 :951-960.
- Stamatis, G., & Voudouris, K. (2003).** Marine and human activity influences on the ground-water quality of southern Korinthos area (Greece). *Hydrol. Process*, 17 : 2327-2345.
- Stewart, M.T., (1982).** Evaluation of electromagnetic methods for rapid mapping of salt-water interfaces in coastal aquifers. *Ground Water*;20 :538-45.
- Stewart, M. & Hermeston, S., (1990).** Monitoring saltwater interfaces in PVCcased boreholes using induction logs," Southwest Florida Water Management District, Project Report, Brooksville, FL, 43 p.
- Stuyfzand, P.J., (1985).** Hydrochemistry and Hydrology of the coastal dunes between Egmond and Wijk aan Zee. KIWA report SWE-85-012, in dutch, 205 pp.
- Stuyfzand, P.J., (1986).** A new hydrochemical classification of water types, with Dutch examples of application. *H2O* (19) 1986 number 23 (in Dutch).
- Stuyfzand, P.J., & Stuurman, R.J. (1994).** Recognition and genesis of various hypersaline groundwaters in the Netherlands. In : Barrou G, editor. *Proceedings of the SWIM - 13th salt water intrusion meeting*, Cagliari, Italy ;. p. 125-36.
- Stuyfzand, P.J., (1999).** Patterns in ground water chemistry resulting from ground water flow. *Hydrogeol. J.* 7, 15-27.
- Stuyfzand, P.J., & De Ruiter C.J., (1999).** Quality changes of drinking water upon deep well injection near St. Jans klooster ; final report about the monitoring from Apr 1996 till Jul 1998. Kiwareport KOA 99.001, 93 p (in Dutch).
- Sumanovac F., & Weisser M., (2001).** Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karsts terrains. *Journal of Applied Geophysics* 47, 13-28.
- Sumanovac, F. (2006).** Mapping of thin sandy aquifers by using high resolution reflection seismics and 2-D electrical tomography. *Journal of Applied Geophysics*, 59 : 345-346.
- Swartz J.H., (1937).** Resistivity studies of some salt water boundaries in the Hawaiian Islands. *Trans Am Geophys Union* ;189 :387-93.

- Taj-Eddine, K., Rey, J., & Du Dresnay, R. (1985).** La srie mrsozoique des bassins de Sail et d'Essaouira. Excursion No. 2. In : UNESCO- P.I.C.G. No. 183 : West African Mesozoic and Cenozoic Correlations. Univ. Marrakech, Morocco, ronro., 41-44.
- Tellam, J.H. (1995).** Hydrochemistry of the saline groundwaters of the lower Mersey Basin Permo-Triassic sandstone aquifer, UK. *Journal of Hydrology*, 165 : 45-84.
- Trabelsi, R., Zairi, M., Smida, H., & Ben Dhia, H., (2005).** Salinisation des nappes côtières : cas de la nappe nord du Sahel de Sfax, Tunisie, C. R. Geoscience 337, 515-524.
- Tulipano, L. & Fidelibus, M.D., (1984).** Geochemical characteristics of Apulian coastal springs water (Southern Italy) related to mixing processus of ground waters with sea water having different residence time into the aquifer. Proceedings of the 5th international conference on water ressources planning and management, Athens, 1-4 october, p.2.55-2.67.
- UNDP, (2000).** World resources 2000-01 : people and ecosystems, 2000. WRI, Washington, DC.
- UNEP (1998).** Reports and studies No. 167. Institute of Marine Sciences, University of Dar es Salaam, Tanzania, FAO, Rome, SIDA, Stockholm.
- Van Nostrand, R.G. & Cook, K.L., (1966).** Interpretation of resistivity data, U.S.G.S., Paper 499.
- Vella, C., Fleury, T.-J., Raccasi, G., Provansal, M., Sabatier, F. & Bourcier, M. (2005).** Evolution of the Rhone delta plain in the Holocene. *Marine Geology - Mediterranean Prodelta Systems*, 222-223 : 235-265.
- Vengosh, A., Heumann, K. G., Juraske, S., & Kasher, R., (1994).** Boron isotope application for tracing sources of contamination in groundwater. *Environmental science & technology*, 28(11), 1968-1974.
- Weisrock, A., (1983).** Sur la notion du pluvial au Maghreb et pninsule ibrique. Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux. 34, p.137-149.
- Werner AD, & Gallagher MR., (2006).** Characterisation of seawater intrusion in the Pioneer Valley, Australia using hydrochemistry and three-dimensional numerical modeling. *Hydrogeol J*;14 :1452-69.
- Werner A.D., Bakker M., Post, V.E.A. , Vandenbohede, A., Lu, C., Ashtiani, B.A, Simmons, C.T., & Barry, D.A., (2013).** Seawater intrusion processes, investigation and management : Recent advances and future challenges, *Advances in Water Resources* 51 (2013) 3-26.
- Wigley, T.M.L., & Plummer, L.N., (1976).** Mixing of carbonate waters. *Geochim Cosmochim Acta*;40 :989-95.
- Wilbert J. (1961).** Le Quaternaire dans les Doukkala. Not. Mém. Serv. Géol. Maroc, N 16.
- Wilbert, J., (1962).** Un sol marocain polyphasé : le merzag d'Ellouizia. Al awawia. Rabat, 4, 171-177.
- Williams, W.D. (1987).** Salinization of Rivers and streams : An important environmental hazard. *Ambio*, 16 : 181-185.
- Witam, O. (1988).** Etude stratigraphique et sdimentologiste de la série msozoique (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) du bassin de Safi (Région de Safi, Youssoufia et leurs abords), (Méséta marocaine occidentale, Maroc). Thèse Uni. Cadi Ayyad. Marrakech. 193p.

- World, B., (2007).** People's Democratic republic of Algeria : a public expenditure review. Assuring High Quality Public Investment, Report No. 36270, World Bank, Washington, DC.
- Xun, Z., Chuanxia, R., Yana, Y., Bin, F. & Yecheng, O. (2006).** Tidal effects of groundwater levels in the coastal aquifers near Beihai, *China Environ Geol*, 51 : 517-525. DOI 10.1007/s00254-006-0348-4.
- Younsi, A., Lhadi E.K., & Mania J., (1997).** Mise en évidence de l'intrusion marine de la nappe d'El Jadida, Maroc. Fifth Scien. Ass. of IAHS, Rabat, Maroc, IAHS publi., 244,115-122.
- Younsi, A.K. (2001).** Méthodologie de mise en évidence des mécanismes de salure des eaux souterraines côtières en zone semi-aride irriguée (Chaouia côtière, Maroc). Thèse de Doctorat d'Etat es Science, Univ. Chouaib Doukkali, El Jadida.
- Zarroca, M., Bach, J., Linares, R., & Pellicer, X. M. (2011).** Electrical methods (VES and ERT) for identifying, mapping and monitoring different saline domains in a coastal plain region (Alt Empordà, Northern Spain). *Journal of Hydrology*, 409(1), 407-422.
- Zohdy, A.A.R., Martin, P., & Bisdorf, R.J. (1993).** A study of seawater intrusion using direct current soundings in the southeastern part of the Oxnard Plain, California. Open-File Report 93-524, Geological Survey.
- Zouhri, L., Carlier, E., Ben Kabbour, B., Toto, E.A., Gorini, C. & Louche, B. (2007).** Groundwater interaction in the coastal environment : hydrochemical, electrical and seismic approaches. *Bull Eng Geol Environ*, 67 :123-128.
- Zouhri, L. (2010).** Geoelectrical structure and hydrogeological investigations of the southern Rif Cordillera (Morocco), *Hydrol. Process*, 24 : 1308-1317.
- Zourarah, B. (2002).** Les processus côtiers actuels et leur impact sur l'environnement littoral des Doukkala : Approches hydrodynamiques, morphologiques, sédimentologiques et géochimiques. Thèse de Doctorat d'Etat es Science, Univ. Chouaib Doukkali, El Jadida. 209p.

Annexes

Annexe A

Climat

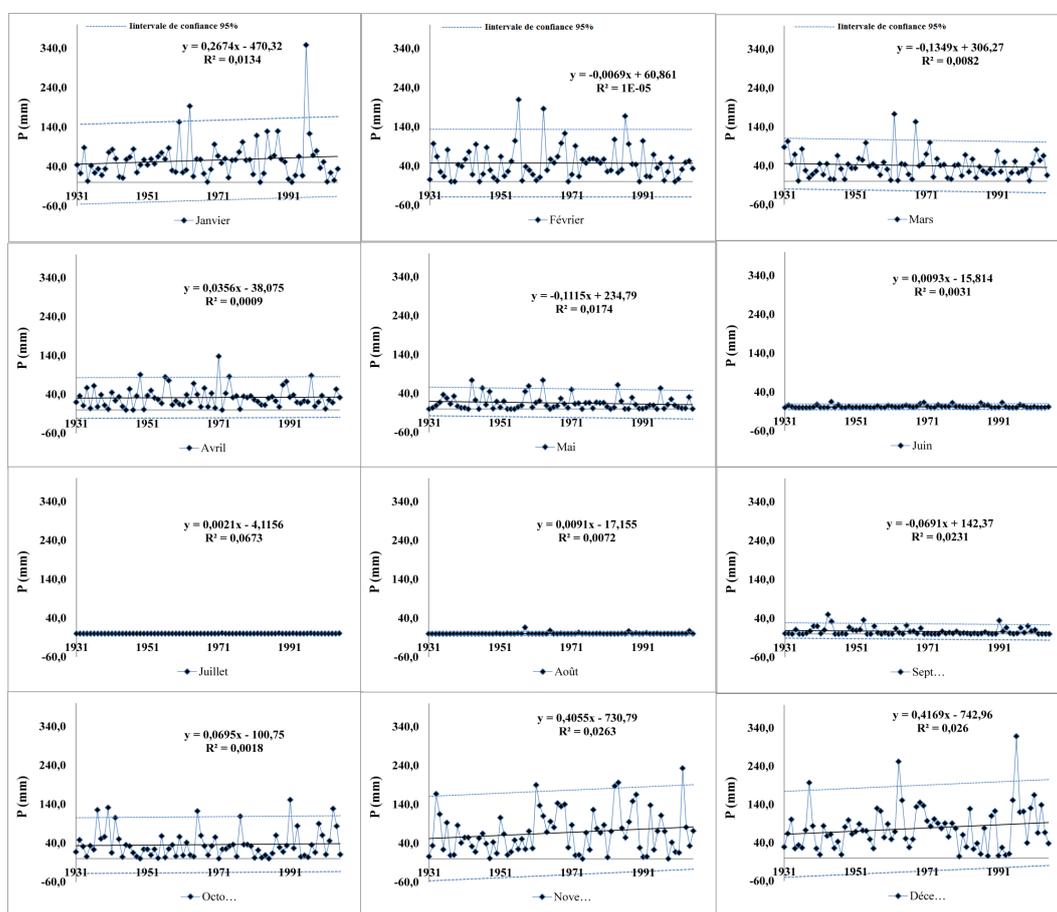


FIGURE A.1 – Précipitations mensuelles de la station d’El Jadida

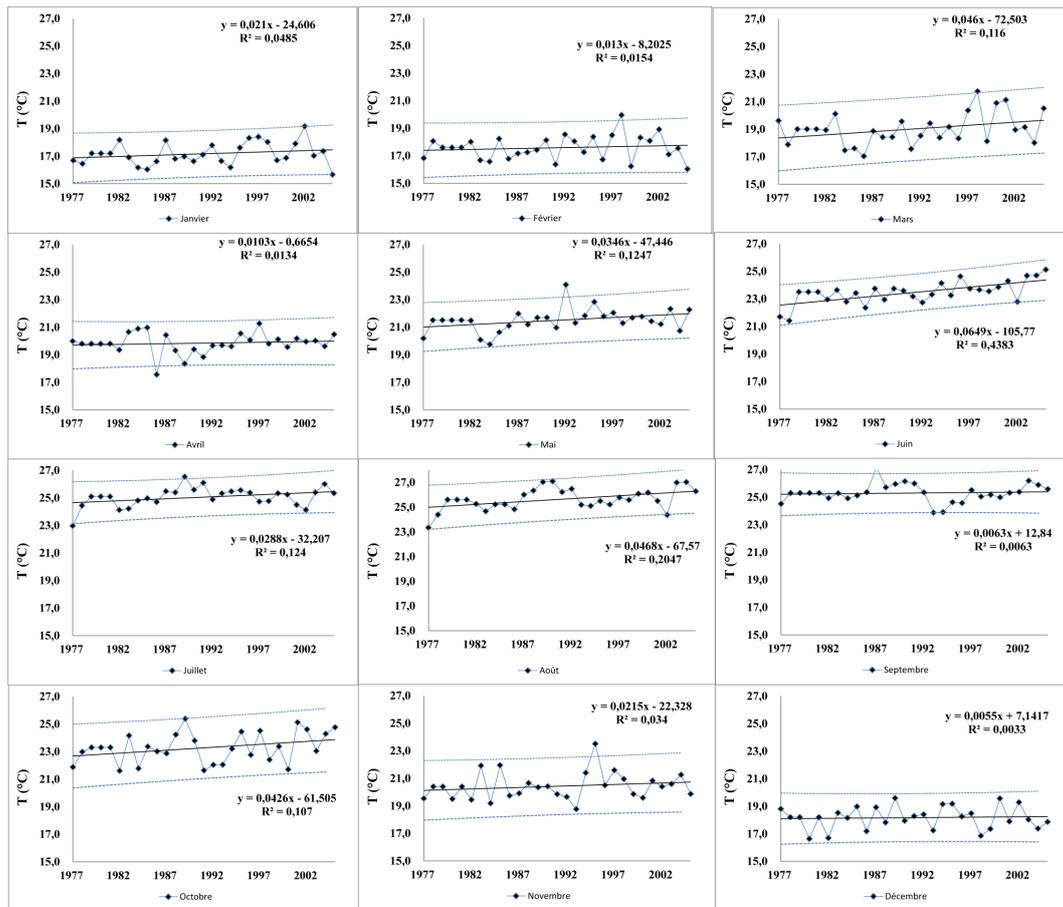


FIGURE A.2 – Températures mensuelles maximales de la station d'El Jadida

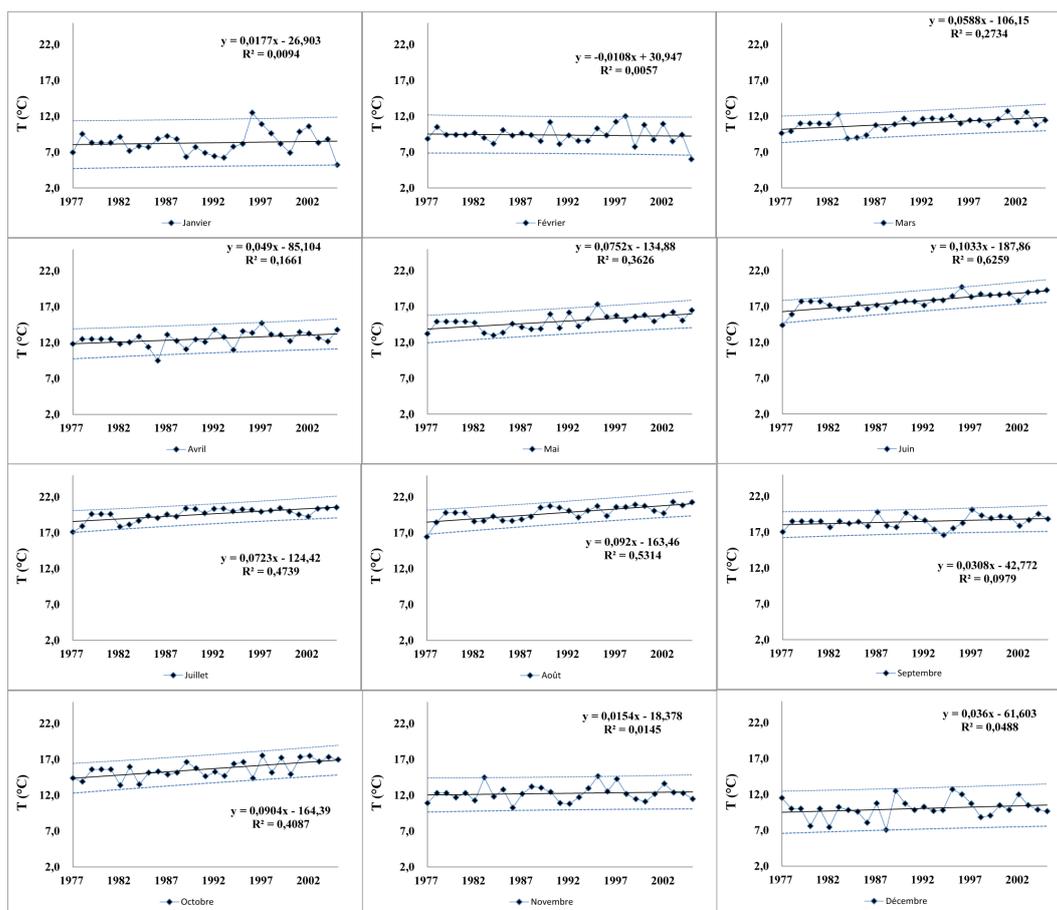


FIGURE A.3 – Températures mensuelles minimales de la station d'El Jadida

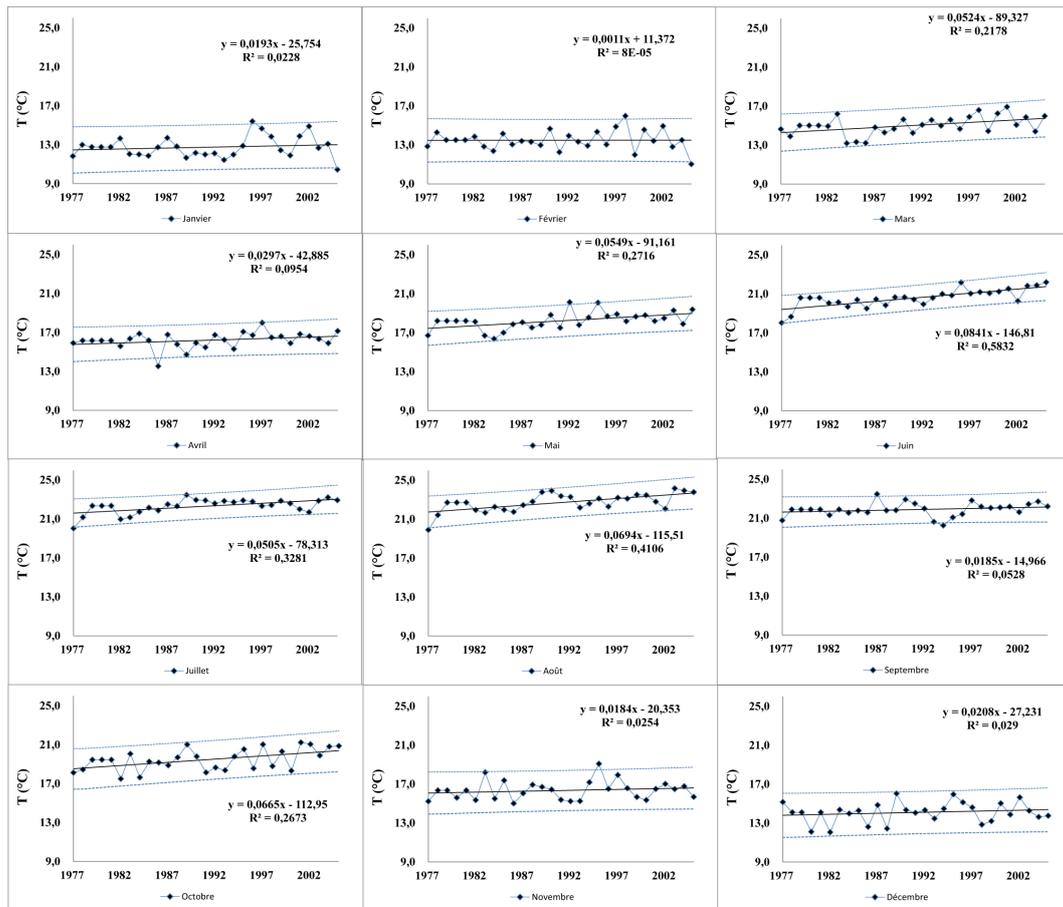


FIGURE A.4 – Températures mensuelles moyennes de la station d'El Jadida

TABLEAU A.1 – Résumé statistique des températures mensuelles minimales à la station d'El Jadida

	Janv.	Févr.	Mars	Avr.	Mai	Jui.	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Moyenne	8,29	9,38	11,00	12,53	14,92	17,71	19,57	19,78	18,47	15,63	12,26	10,01
Médiane	8,30	9,37	11,00	12,50	14,90	17,70	19,72	19,80	18,50	15,60	12,29	10,00
Ec. Type	1,55	1,22	0,96	1,02	1,06	1,11	0,89	1,07	0,84	1,20	1,09	1,39
Coef.Var.	18,69	12,97	8,71	8,18	7,13	6,27	4,57	5,43	4,53	7,70	8,86	13,85
Minimum	5,20	6,01	8,90	9,49	12,98	14,37	17,10	16,45	16,59	13,38	10,26	7,05
Maximum	12,49	12,00	12,70	14,73	17,32	19,71	20,53	21,32	20,14	17,54	14,65	12,71
Ec.Rel	-0,15	0,15	0,04	0,24	0,14	0,08	-0,76	-0,10	-0,16	0,21	-0,25	0,12
Quartile 1	7,16	8,58	10,75	12,08	14,12	17,16	19,25	19,15	17,87	14,88	11,49	9,65
Quartile 3	9,11	10,07	11,60	13,15	15,73	18,60	20,31	20,61	19,00	16,62	12,79	10,72
Etendue	7,28	5,99	3,79	5,24	4,33	5,34	3,43	4,87	3,55	4,16	4,40	5,66
interQ.	1,95	1,49	0,85	1,07	1,61	1,44	1,06	1,46	1,13	1,74	1,30	1,07
R^2	0,01	0,01	0,27	0,17	0,36	0,63	0,47	0,53	0,10	0,41	0,01	0,05
La Pente	0,02	-0,01	0,06	0,05	0,08	0,10	0,07	0,09	0,03	0,09	0,02	0,04
Test H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	RHS	RS	RTHS	RTHS	RTHS	RTHS	Non rejet H_0	RTHS	Non rejet H_0	Non rejet H_0

TABLEAU A.2 – Résumé statistique des températures mensuelles maximales à la station d'El Jadida

	Janv.	Févr.	Mars	Avr.	Mai	Jui.	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Moyenne	17,17	17,58	19,00	19,84	21,49	23,46	25,06	25,64	25,30	23,27	20,42	18,17
Médiane	17,02	17,60	18,95	19,80	21,50	23,50	25,10	25,60	25,30	23,30	20,40	18,20
Ec. Type	0,81	0,89	1,15	0,76	0,83	0,83	0,70	0,88	0,67	1,11	0,99	0,82
Coef.Var.	4,72	5,05	6,05	3,82	3,88	3,56	2,77	3,44	2,65	4,76	4,85	4,52
Minimum	15,66	16,04	17,04	17,55	19,74	21,41	22,97	23,34	23,88	21,60	18,76	16,63
Maximum	19,16	19,95	21,75	21,27	24,08	25,12	26,54	27,09	27,15	25,39	23,50	19,59
Ec.Rel	0,86	-0,09	0,28	0,21	-0,04	-0,17	-0,17	0,17	-0,01	-0,12	0,12	-0,14
Quartile 1	16,64	16,83	18,32	19,60	21,19	22,95	24,73	25,21	24,98	22,41	19,74	17,82
Quartile 3	17,78	18,14	19,56	20,18	21,79	23,74	25,39	26,22	25,58	24,23	20,82	18,80
Etendue	3,50	3,91	4,71	3,71	4,34	3,72	3,57	3,76	3,28	3,78	4,74	2,96
interQ.	1,14	1,31	1,24	0,58	0,60	0,79	0,66	1,01	0,60	1,82	1,08	0,98
R^2	0,05	0,02	0,12	0,01	0,12	0,44	0,12	0,20	0,01	0,11	0,03	0,00
La pente	0,02	0,01	0,05	0,01	0,03	0,06	0,03	0,05	0,01	0,04	0,02	0,01
Test H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	RTHS	Non rejet H_0	RS	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0

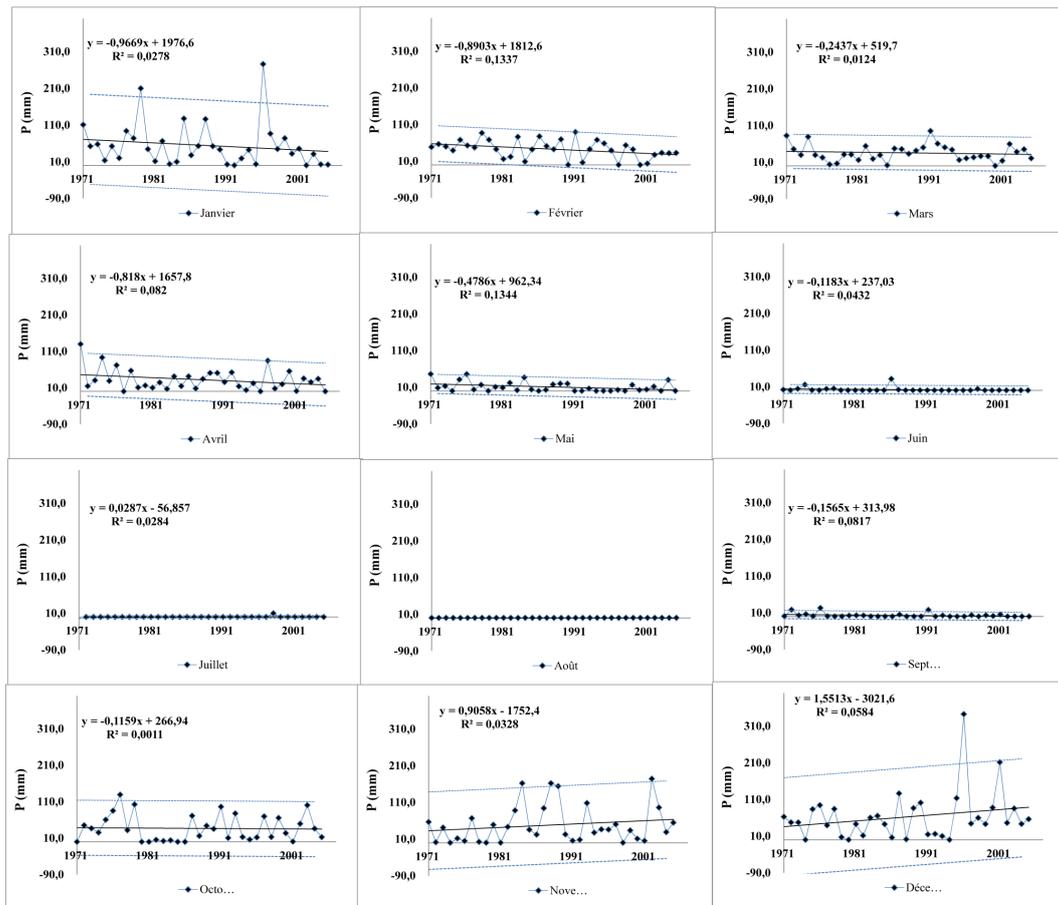


FIGURE A.5 – Précipitations mensuelles de la station de Khemiss Zemamra

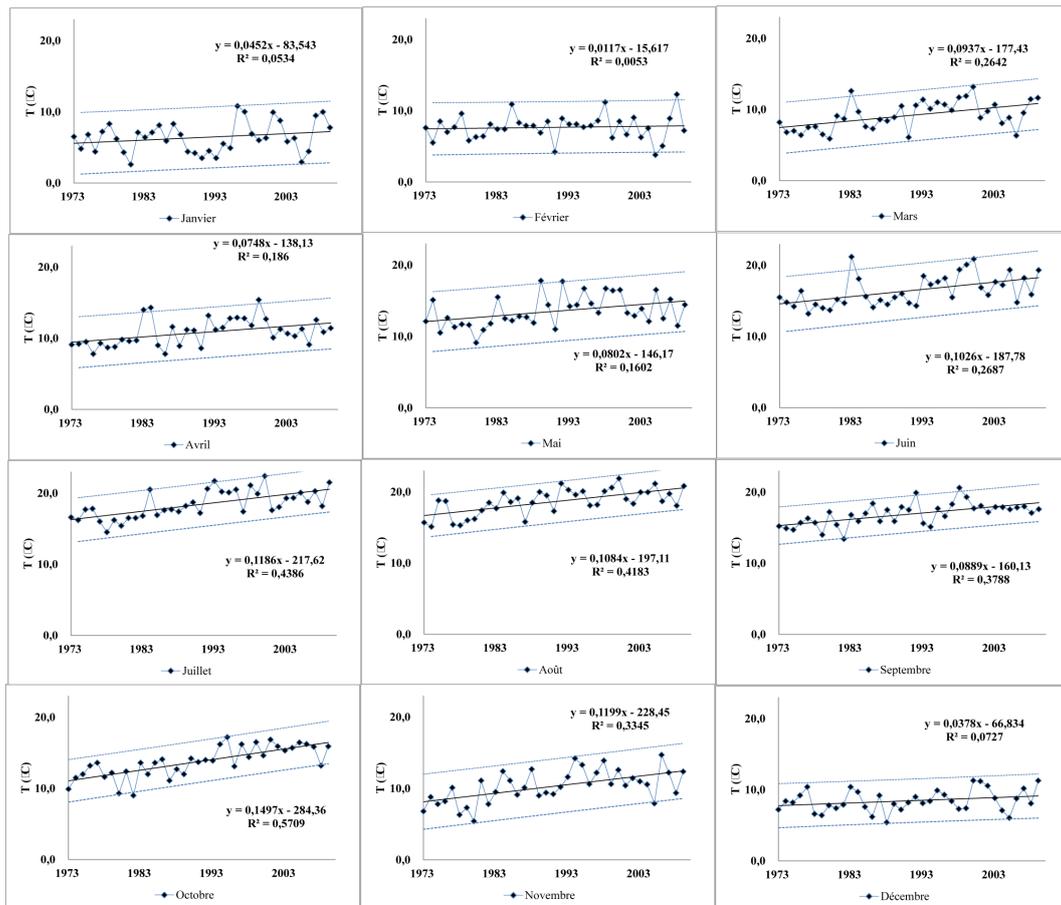


FIGURE A.6 – Températures mensuelles minimales de la station de Khemiss Zemmamra

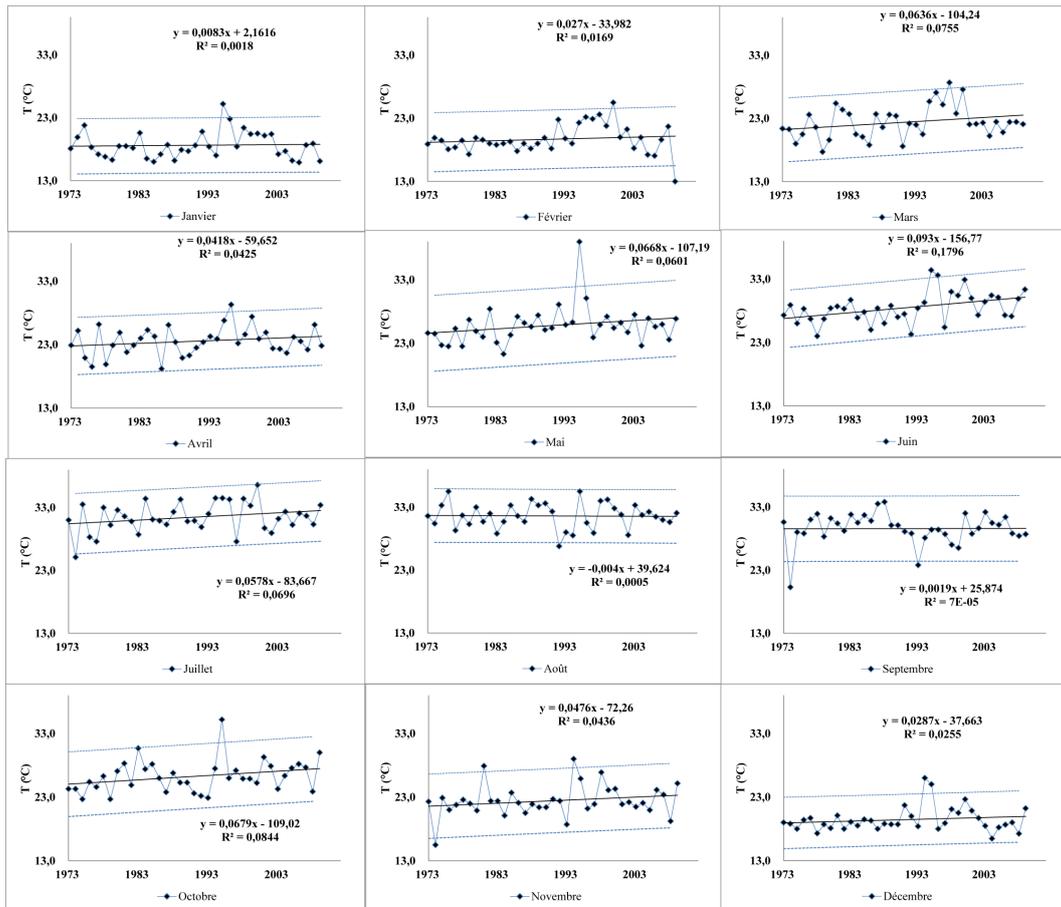


FIGURE A.7 – Températures mensuelles maximales de la station de Khemiss Zemmamra

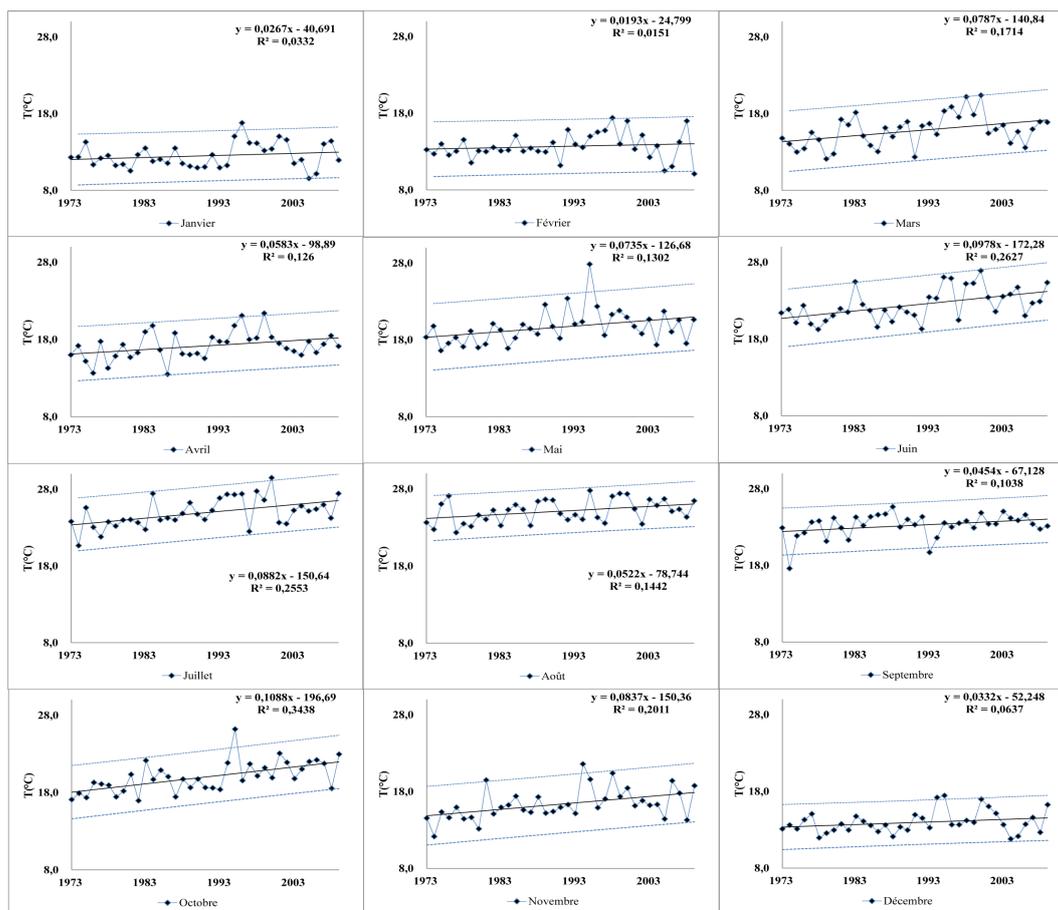


FIGURE A.8 – Températures mensuelles moyennes de la station de Khemiss Zemmamra

TABLEAU A.3 – Résumé statistique des températures mensuelles minimales à la station de Khemiss Zemamra

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Jui.	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Moyenne	6,40	7,67	9,16	10,81	13,52	16,43	18,41	18,63	16,90	13,76	10,30	8,45
Médiane	6,30	7,70	8,90	10,87	12,87	15,82	18,04	18,70	17,17	13,70	10,41	8,20
Ec. Type	2,12	1,74	1,97	1,88	2,17	2,14	1,94	1,81	1,56	2,15	2,24	1,52
Coef.Var.	33,08	22,71	21,54	17,37	16,05	13,03	10,52	9,73	9,25	15,59	21,78	17,97
Minimum	2,60	3,79	5,90	7,80	9,10	13,20	14,50	15,10	13,40	9,00	5,40	5,40
Maximum	10,80	12,30	13,20	15,40	17,80	21,20	22,40	21,90	20,60	17,20	14,69	11,29
Ec.Rel	1,50	-0,38	2,88	-0,53	4,79	3,74	2,03	-0,37	-1,60	0,46	-1,07	2,91
Quartile 1	4,50	6,64	7,60	9,20	11,90	14,70	16,90	17,70	15,70	12,20	9,00	7,40
Quartile 3	7,77	8,50	10,68	11,80	15,10	18,10	20,10	19,97	17,88	15,85	12,20	9,30
Etendue	8,20	8,50	7,30	7,60	8,70	8,00	7,90	6,80	7,20	8,20	9,29	5,89
InterQ.	3,27	1,86	3,08	2,60	3,20	3,40	3,20	2,27	2,18	3,65	3,20	1,90
R^2	0,05	0,01	0,26	0,19	0,16	0,27	0,44	0,42	0,38	0,57	0,33	0,07
La Pente	0,05	0,01	0,09	0,07	0,08	0,10	0,12	0,11	0,09	0,15	0,12	0,04
Test H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	RHS	RHS	RS	RHS	RTHS	RTHS	RTHS	RTHS	RTHS	Non rejet H_0

TABLEAU A.4 – Résumé statistique des températures mensuelles maximales à la station de Khemiss Zemamra

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Jui.	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Moyenne	18,62	19,68	22,39	23,54	25,80	28,46	31,47	31,61	29,58	26,27	22,44	19,45
Médiane	18,40	19,50	22,14	23,40	25,60	28,40	31,20	31,70	29,64	26,00	22,10	18,90
Ec. Type	2,10	2,24	2,51	2,19	2,95	2,38	2,37	2,03	2,47	2,53	2,47	1,94
Coef.Var.	11,26	11,40	11,19	9,32	11,43	8,35	7,54	6,41	8,36	9,64	10,99	9,99
Minimum	15,89	13,00	17,70	19,20	21,30	24,00	25,10	26,80	20,30	22,70	15,50	16,48
Maximum	25,20	25,50	28,70	29,30	39,00	34,40	36,60	35,50	33,80	35,20	29,00	26,00
Ec.Rel	1,21	0,93	1,10	0,61	0,76	0,21	0,85	-0,30	-0,22	1,02	1,53	2,85
Quartile 1	17,20	18,40	20,50	22,33	24,30	27,00	30,25	30,50	28,75	24,30	21,40	18,40
Quartile 3	20,17	20,00	23,70	24,90	26,86	29,89	33,30	33,30	31,00	27,57	23,38	20,00
Etendue	9,31	12,50	11,00	10,10	17,70	10,40	11,50	8,70	13,50	12,50	13,50	9,52
InterQ.	2,97	1,60	3,20	2,57	2,56	2,89	3,05	2,80	2,25	3,27	1,98	1,60
R^2	0,00	0,02	0,08	0,04	0,06	0,18	0,07	0,00	0,00	0,08	0,04	0,03
La Pente	0,008	0,027	0,064	0,042	0,067	0,093	0,058	-0,004	0,002	0,068	0,048	0,029
Test H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	RHS	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0

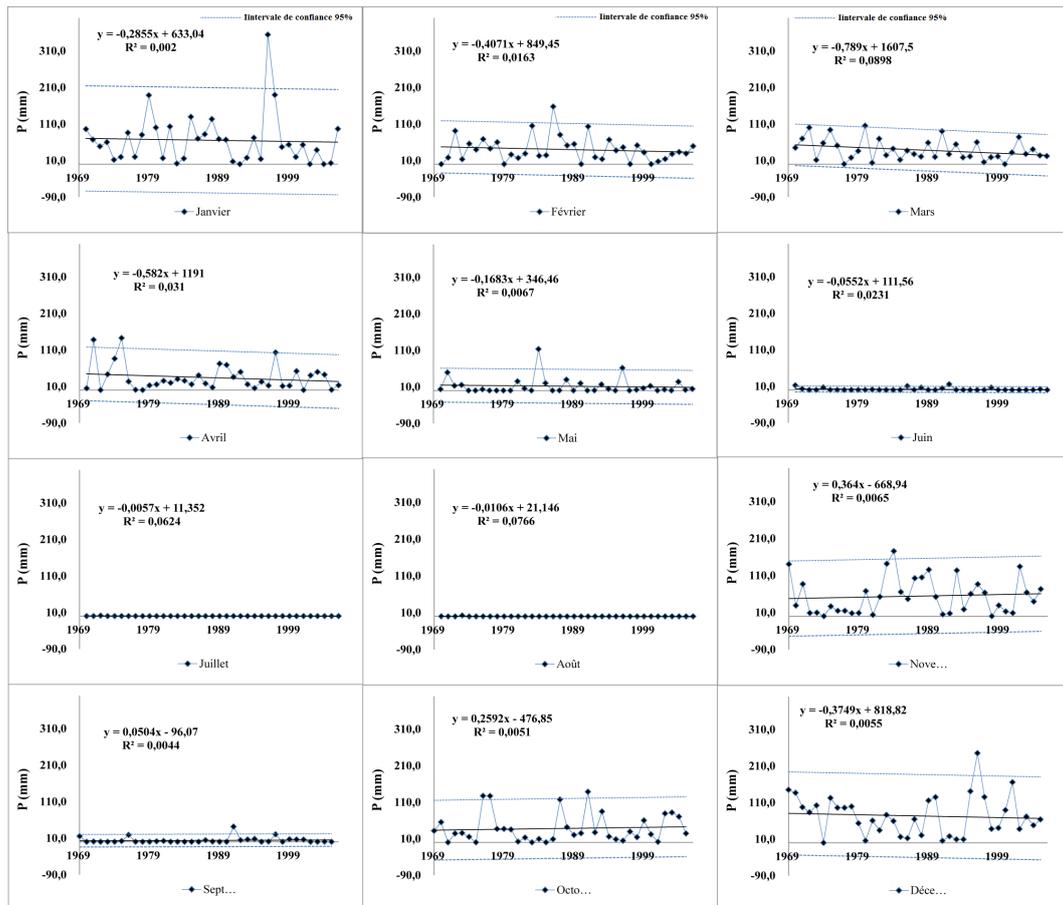


FIGURE A.9 – Précipitations mensuelles de la station de Khemiss Mettough

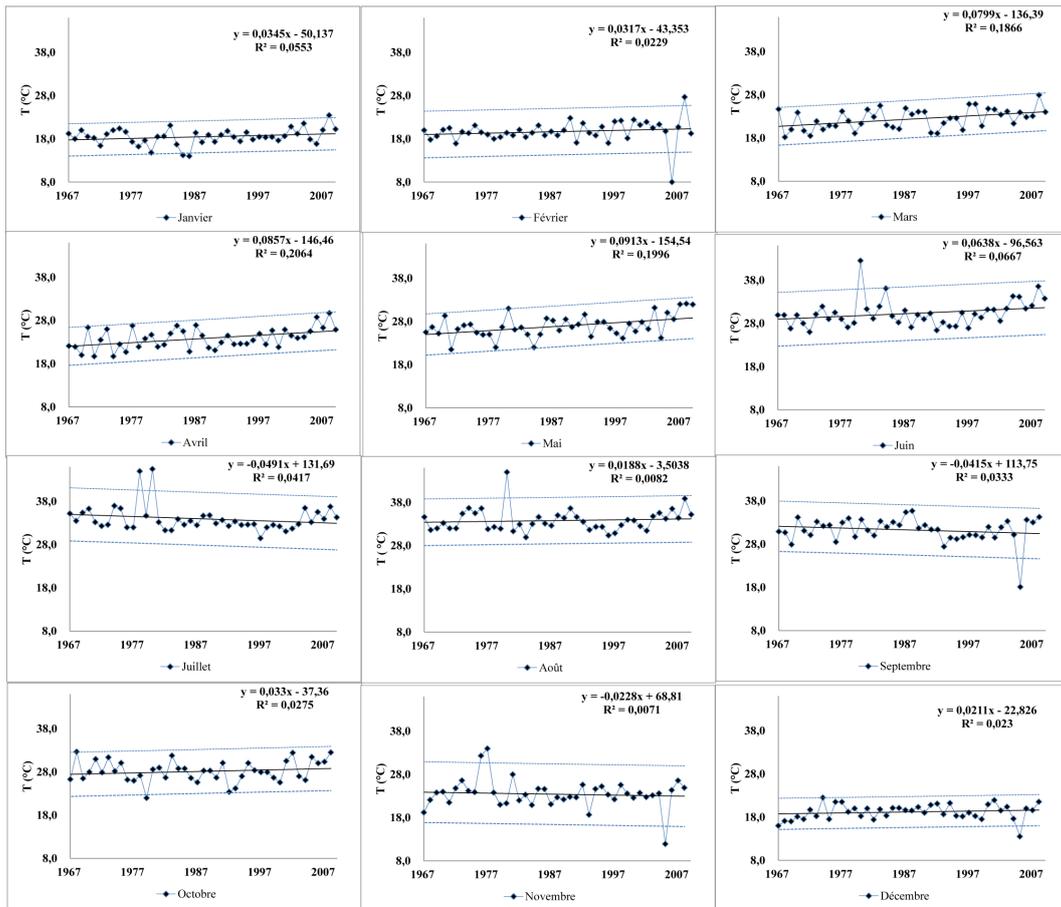


FIGURE A.10 – Températures mensuelles maximales de la station de Khemiss Met-touh

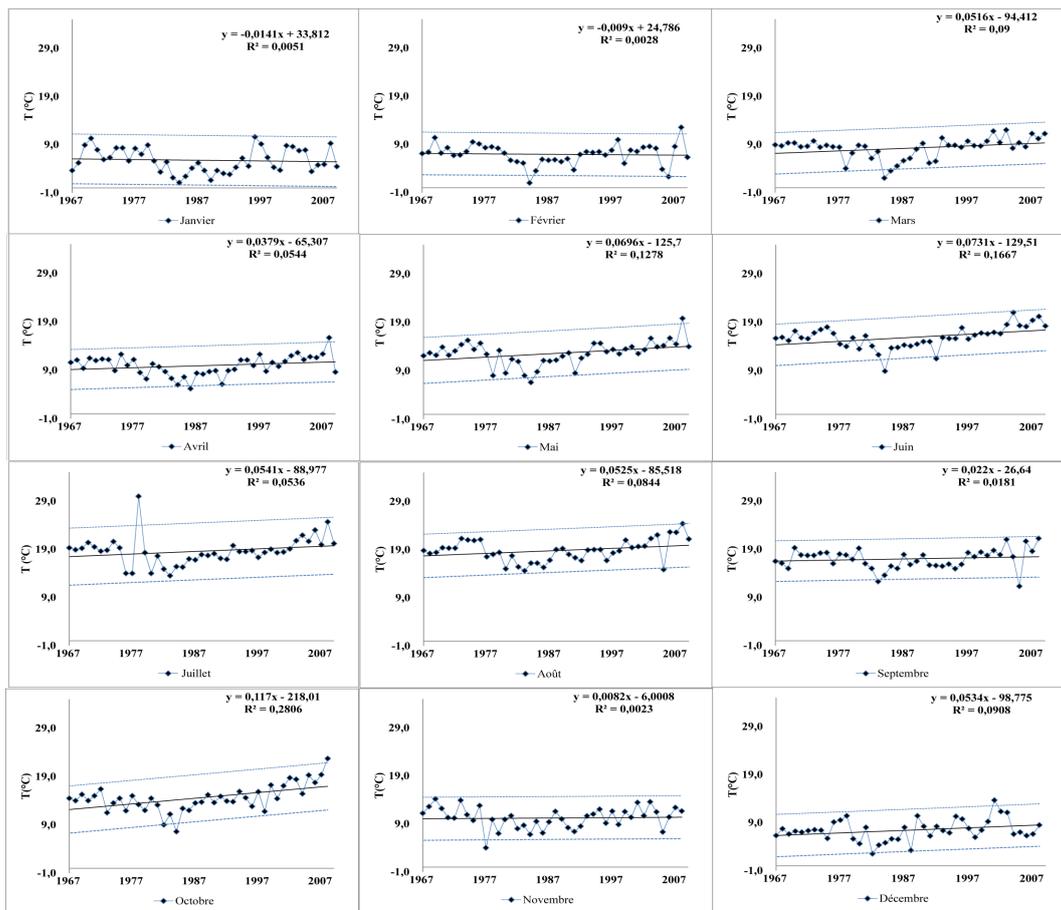


FIGURE A.11 – Températures mensuelles minimales de la station de Khemiss Metouh

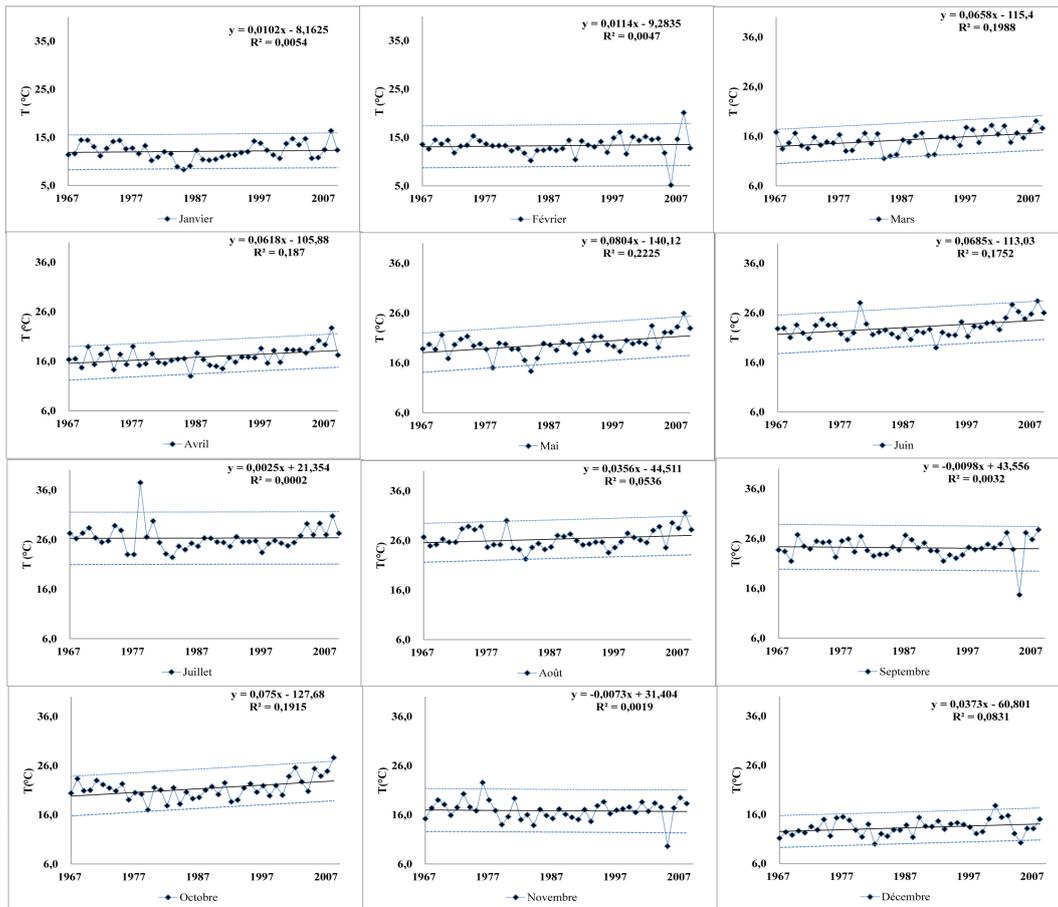


FIGURE A.12 – Températures mensuelles moyennes de la station de Khemiss Metouh

TABLEAU A.5 – Résumé statistique des températures mensuelles minimales à la station de Khemiss Mettough

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Jui.	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Moyenne	5,74	6,93	8,23	9,95	12,59	15,89	18,61	18,80	16,99	14,51	10,23	7,38
Médiane	5,40	7,20	8,65	10,00	12,70	15,80	18,51	18,90	17,46	14,43	10,35	7,30
Ec. Type	2,49	2,13	2,16	2,04	2,44	2,25	2,93	2,27	2,05	2,77	2,16	2,23
Coef.Var.	43,46	30,76	26,27	20,49	19,40	14,16	15,77	12,07	12,06	19,12	21,08	30,18
Minimum	1,10	1,00	2,00	5,20	6,60	8,90	13,50	14,60	11,30	7,60	4,00	2,50
Maximum	10,58	12,55	12,01	15,72	19,80	21,01	30,00	24,38	21,25	22,72	14,20	13,66
Ec.Rel	5,94	-3,84	-5,11	-0,54	-0,85	0,56	0,54	-0,57	-2,77	0,55	-1,19	1,02
Quartile 1	3,64	5,75	7,75	8,70	11,50	14,50	17,21	17,40	15,75	13,15	8,87	6,07
Quartile 3	8,05	8,25	9,32	11,20	13,97	17,06	19,64	20,31	18,25	15,64	11,62	8,33
Etendue	9,48	11,55	10,01	10,52	13,20	12,11	16,50	9,78	9,95	15,12	10,20	11,16
InterQ.	4,41	2,50	1,57	2,50	2,47	2,56	2,43	2,91	2,50	2,49	2,75	2,27
R^2	0,01	0,00	0,09	0,05	0,13	0,17	0,05	0,08	0,02	0,28	0,00	0,09
La pente	-0,014	-0,009	0,052	0,038	0,070	0,073	0,054	0,052	0,022	0,117	0,008	0,053
Test H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	RS	RHS	Non rejet H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	RTHS	Non rejet H_0	RS

TABLEAU A.6 – Résumé statistique des températures mensuelles maximales à la station de Khemiss Mettough

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Jui.	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Moyenne	18,48	19,67	22,42	23,82	26,89	30,31	33,98	33,80	31,33	28,12	23,45	19,18
Médiane	18,50	19,60	22,61	23,80	26,70	29,90	33,20	33,20	31,70	28,00	23,58	19,50
Ec. Type	1,84	2,63	2,32	2,37	2,56	3,10	3,02	2,61	2,86	2,49	3,40	1,75
Coef.Var.	9,97	13,36	10,36	9,94	9,54	10,24	8,90	7,72	9,12	8,87	14,51	9,12
Minimum	14,00	8,00	18,20	19,70	21,50	26,00	29,47	29,90	18,10	22,00	11,90	13,50
Maximum	23,45	27,65	27,97	29,72	32,09	42,50	45,50	45,00	35,70	32,70	34,00	22,50
Ec.Rel	-0,13	0,36	-0,82	0,10	0,71	1,34	2,30	1,78	-1,19	0,43	-0,55	-1,67
Quartile 1	17,51	18,79	20,65	22,00	25,22	28,22	32,40	32,00	30,04	26,55	22,15	18,17
Quartile 3	19,55	20,95	24,13	25,60	28,35	31,36	34,75	34,88	33,15	30,08	24,67	20,20
Etendue	9,45	19,65	9,77	10,02	10,59	16,50	16,03	15,10	17,60	10,70	22,10	9,00
InterQ.	2,04	2,16	3,48	3,60	3,13	3,14	2,35	2,88	3,11	3,53	2,52	2,03
R^2	0,06	0,02	0,19	0,21	0,20	0,07	0,04	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02
La Pente	0,035	0,032	0,080	0,086	0,091	0,064	-0,049	0,019	-0,040	0,035	-0,016	0,012
Test H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	RHS	RHS	RHS	Non rejet H_0						

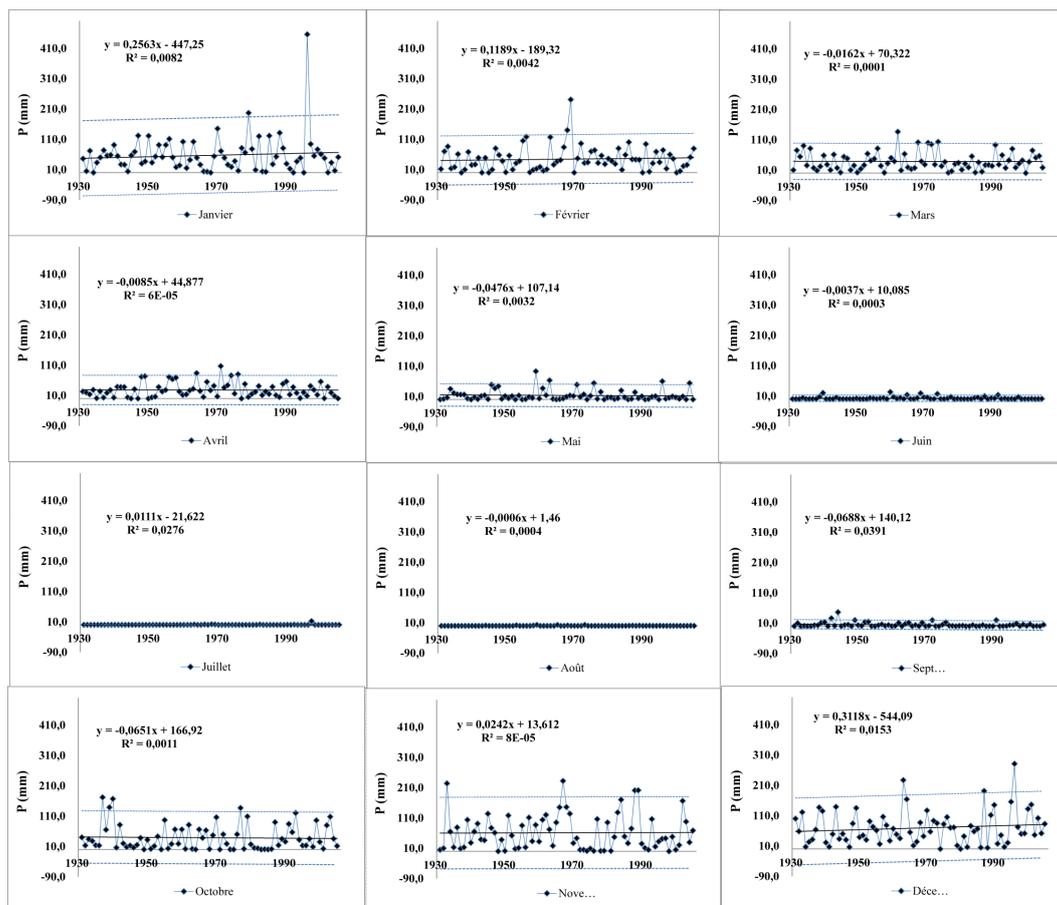


FIGURE A.13 – Précipitations mensuelles de la station de Safi

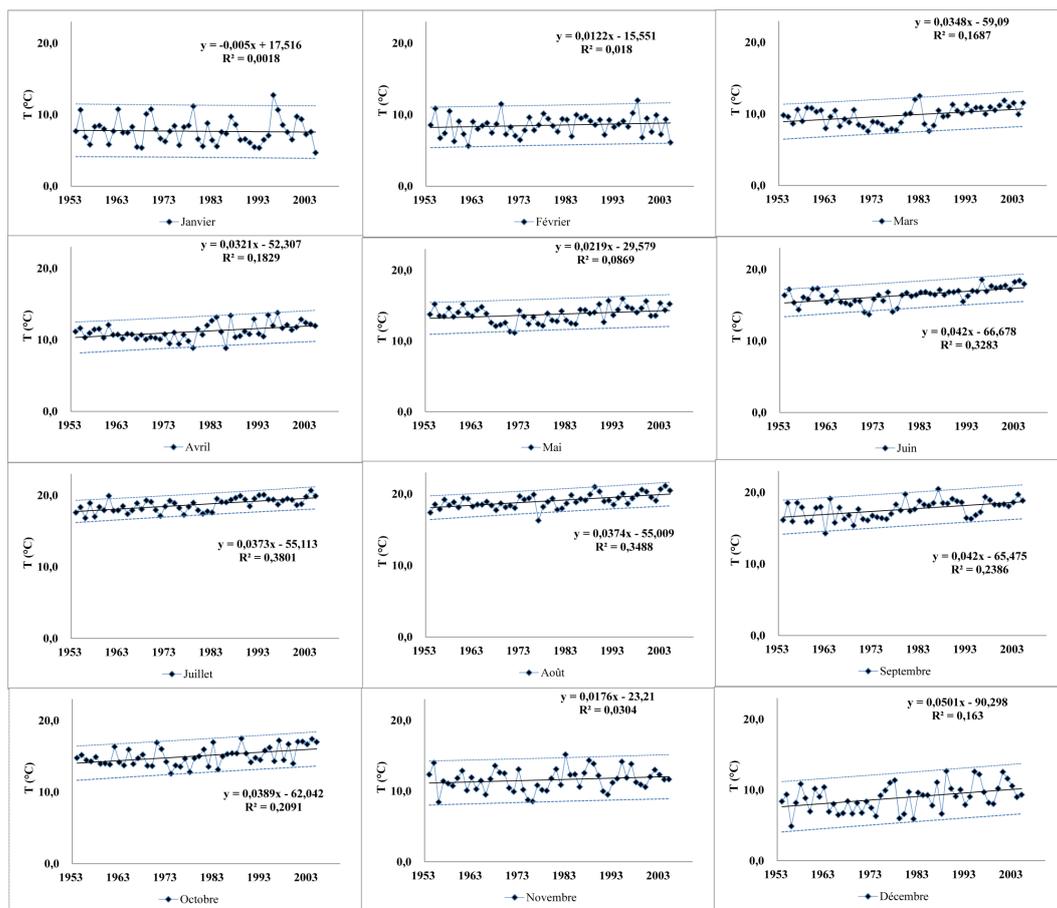


FIGURE A.14 – Températures mensuelles minimales de la station de Safi

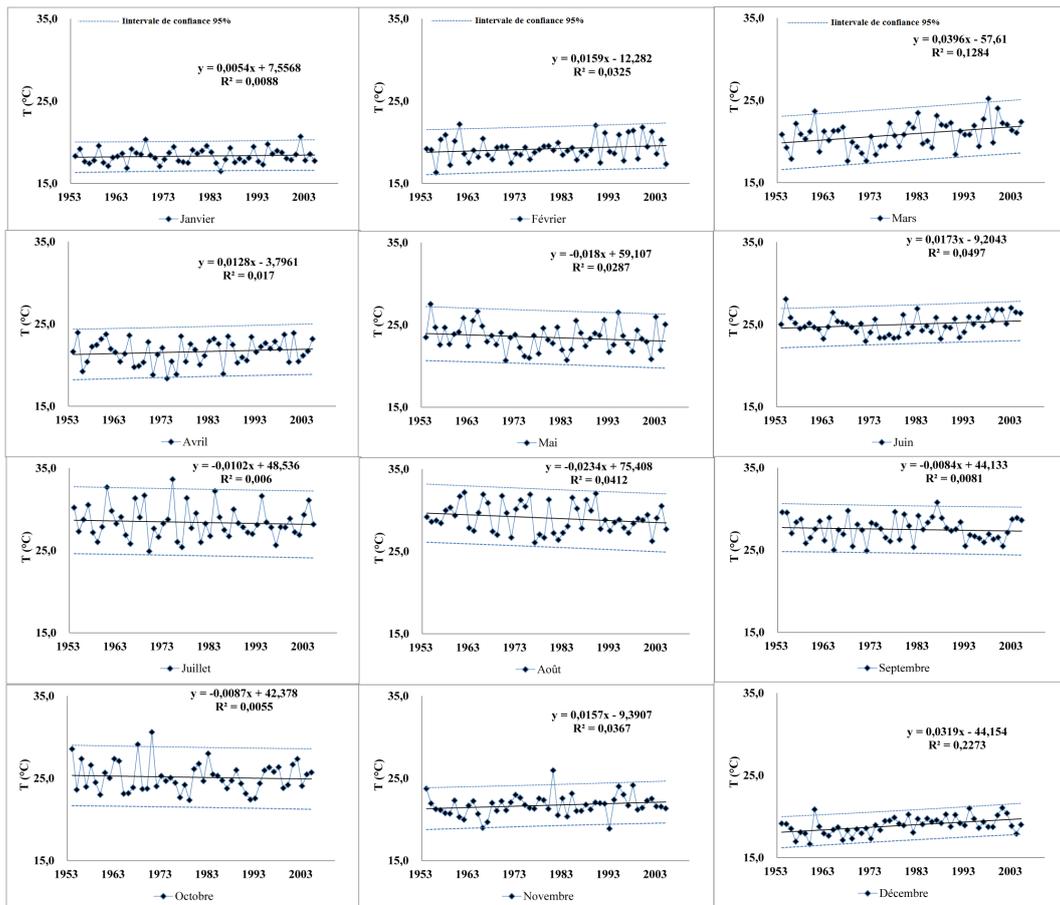


FIGURE A.15 – Températures mensuelles maximales de la station de Safi

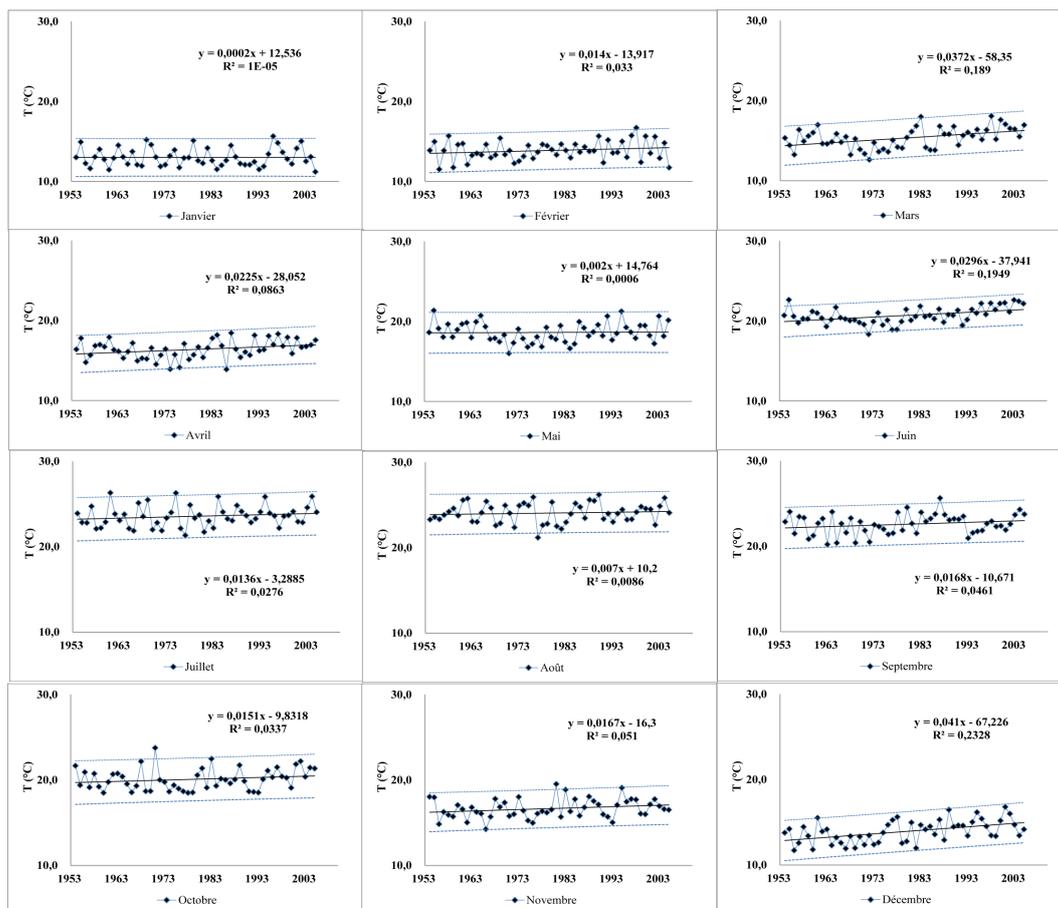


FIGURE A.16 – Températures mensuelles moyennes de la station de Safi

TABLEAU A.7 – Résumé statistique des températures mensuelles minimales à la station de Safi

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Jui.	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Moyenne	7,70	8,54	9,83	11,17	13,76	16,39	18,71	19,04	17,62	15,05	11,59	8,92
Médiane	7,57	8,57	9,98	10,90	13,85	16,44	18,85	19,01	17,88	14,79	11,69	9,05
Ec. Type	1,78	1,37	1,28	1,14	1,13	1,11	0,92	0,96	1,30	1,29	1,53	1,88
Coef.Var.	23,15	16,09	13,07	10,17	8,18	6,77	4,90	5,04	7,39	8,58	13,19	21,09
Minimum	4,68	5,62	7,61	8,86	11,17	13,71	16,83	16,28	14,27	12,60	8,43	4,88
Maximum	12,73	12,00	12,53	13,80	15,98	18,56	20,68	21,12	20,47	17,50	15,16	12,67
Ec.Rel.	1,71	-0,34	-1,55	2,39	-0,64	-0,29	-0,75	0,20	-1,47	1,70	-0,79	-1,48
Quartile 1	6,46	7,46	8,75	10,38	12,88	15,61	17,92	18,42	16,42	14,01	10,54	7,72
Quartile 3	8,51	9,40	10,83	11,96	14,46	17,04	19,41	19,57	18,53	15,99	12,51	10,18
Etendue	8,05	6,38	4,92	4,94	4,81	4,85	3,86	4,84	6,21	4,90	6,73	7,79
InterQ.	2,05	1,95	2,08	1,59	1,58	1,42	1,49	1,15	2,12	1,98	1,97	2,46
R^2	0,00	0,02	0,17	0,18	0,09	0,33	0,38	0,35	0,24	0,21	0,03	0,16
La pente	-0,005	0,012	0,035	0,032	0,022	0,042	0,037	0,037	0,042	0,039	0,018	0,050
Test H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	RHS	RHS	RS	RTHS	RTHS	RTHS	RTHS	RTHS	Non rejet H_0	RHS

TABLEAU A.8 – Résumé statistique des températures mensuelles maximales à la station de Safi

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Jui.	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Moyenne	18,31	19,20	20,85	21,62	23,50	24,99	28,43	29,06	27,52	25,14	21,72	18,92
Médiane	18,21	19,03	20,86	21,78	23,48	24,89	28,15	28,84	27,51	24,73	21,68	18,92
Ec. Type	0,88	1,34	1,68	1,49	1,61	1,17	1,98	1,75	1,41	1,78	1,24	1,01
Coef.Var.	4,80	6,96	8,04	6,91	6,85	4,70	6,96	6,02	5,12	7,10	5,72	5,35
Minimum	16,46	16,31	17,63	18,37	20,69	22,95	24,90	26,07	24,90	22,35	18,87	16,64
Maximum	20,69	22,18	25,21	23,94	27,54	28,06	33,66	32,17	30,79	30,61	25,96	21,05
Ec.Rel.	0,57	0,87	-0,08	-0,75	0,10	0,39	0,97	0,77	0,05	1,62	0,18	-0,03
Quartile 1	17,65	18,43	19,48	20,42	22,45	24,07	27,14	27,64	26,48	23,87	21,10	18,34
Quartile 3	18,82	19,98	22,04	22,81	24,63	25,81	29,40	30,37	28,65	26,18	22,32	19,52
Etendue	4,23	5,86	7,57	5,57	6,85	5,12	8,76	6,10	5,89	8,26	7,09	4,41
InterQ.	1,17	1,54	2,56	2,39	2,18	1,74	2,26	2,73	2,18	2,31	1,22	1,17
R^2	0,01	0,03	0,13	0,02	0,03	0,05	0,01	0,04	0,01	0,01	0,04	0,23
La Pente	0,005	0,303	0,725	0,317	0,306	0,178	-0,037	0,124	0,163	0,321	0,223	0,196
Test H_0	Non rejet H_0	Non rejet H_0	RHS	Non rejet H_0	RTHS							

Annexe B

Etude hydrochimique

TABLEAU B.1 – Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques de la campagne de juin 2010

Variables	Na	K	Mg	Ca	Cl	HCO ₃	SO ₄	CE	pH	T
Na	1									
K	0,926	1								
Mg	0,912	0,956	1							
Ca	0,976	0,900	0,887	1						
Cl	0,989	0,940	0,940	0,958	1					
HCO ₃	0,566	0,532	0,459	0,518	0,547	1				
SO ₄	0,792	0,745	0,694	0,728	0,796	0,507	1			
CE	0,971	0,851	0,803	0,948	0,947	0,579	0,796	1		
pH	-0,686	-0,652	-0,628	-0,683	-0,680	-0,073	-0,548	-0,689	1	
T	-0,120	-0,066	-0,076	-0,135	-0,114	-0,379	-0,066	-0,141	-0,313	1

TABLEAU B.2 – Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques de la campagne de décembre 2010

Variables	Na	K	Mg	Ca	Cl	HCO ₃	SO ₄	CE	pH	T
Na	1									
K	0,897	1								
Mg	0,912	0,865	1							
Ca	0,975	0,879	0,906	1						
Cl	0,993	0,904	0,943	0,976	1					
HCO ₃	0,442	0,238	0,215	0,295	0,377	1				
SO ₄	0,578	0,529	0,392	0,495	0,554	0,488	1			
CE	0,973	0,864	0,800	0,942	0,950	0,517	0,658	1		
pH	-0,799	-0,593	-0,635	-0,791	-0,763	-0,470	-0,390	-0,813	1	
T	-0,120	-0,253	-0,055	-0,084	-0,128	0,054	-0,277	-0,154	-0,001	1

TABLEAU B.3 – Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques de la campagne de mai 2011

Variables	Na	K	Mg	Ca	Cl	Br	NO ₃	HCO ₃	SO ₄	CE	pH	T
Na	1											
K	0,98	1										
Mg	0,99	0,97	1									
Ca	0,97	0,97	0,95	1								
Cl	0,99	0,98	0,99	0,97	1							
Br	0,99	0,98	0,99	0,97	0,99	1						
NO ₃	0,33	0,33	0,35	0,21	0,32	0,34	1					
HCO ₃	0,97	0,97	0,95	1,00	0,97	0,97	0,21	1				
SO ₄	-0,13	-0,15	-0,18	-0,13	-0,10	-0,12	0,14	-0,13	1			
CE	0,99	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,31	0,98	-0,06	1		
pH	-0,86	-0,84	-0,83	-0,91	-0,87	-0,86	-0,03	-0,91	0,05	-0,88	1	
T	-0,41	-0,36	-0,39	-0,40	-0,42	-0,41	-0,40	-0,40	-0,33	-0,45	0,37	1

Annexe **C**

Effet de la marée sur l'aquifère côtier de l'Oualidia

1 La marée océanique à Oualidia

1.1 Généralités

La marée correspond, en premier lieu, à un mouvement journalier et régulier d'oscillation par lequel la masse de l'océan se soulève et s'abaisse alternativement, de sorte que les eaux couvrent et abandonnent alternativement une partie du littoral. Ce phénomène est produit par l'action attractive du soleil et de la lune. Au cours de la marée, les eaux montent pendant six heures environ, après s'être maintenues quelques instants à leur plus grande élévation, elles descendent aussi pendant six heures, avant de commencer une nouvelle remontée, et ainsi de suite. La durée de chaque oscillation est d'un peu plus de douze heures : la durée moyenne de deux oscillations est d'un jour et cinquante minutes, temps moyen qui s'écoule entre le passage de la lune au méridien d'un lieu et son retour à ce même méridien.

1.2 Caractéristique de la marée océanique

Il est particulièrement important de faire ressortir la principale caractéristique de la marée : la périodicité du phénomène. En effet le déplacement lunaire étant la cause de la marée et ses déplacements périodiques étant parfaitement connus, la périodicité des élévations du niveau des océans dus à la marée est, elle aussi, prédictible.

Plusieurs termes courants permettent de mieux définir les états de la marée en fonction de son évolution au cours du temps : son tracé donne la courbe de marée

(Figure C.1). Le niveau des océans et des mers varie le long des côtes au cours du temps. Quand il monte, on parle de flot (ou marée montante) jusqu'à un niveau maximum, la pleine mer. Quand il descend, on parle de jusant (ou marée descendante) jusqu'à un niveau minimum, la basse mer. La différence de hauteur (amplitude) entre une basse mer et une pleine mer consécutives est le marnage. Le marnage est maximal après les syzygies (nouvelles et pleines lunes) : c'est la vive-eau. Puis il diminue jusqu'aux quadratures (périodes intermédiaires entre les nouvelles et les pleines lunes) pour former la morte-eau. L'écart de temps entre une vive-eau et une syzygie, de même qu'entre une morte-eau et une quadrature, est approximativement constant : c'est l'âge de la marée (Figure C.2).

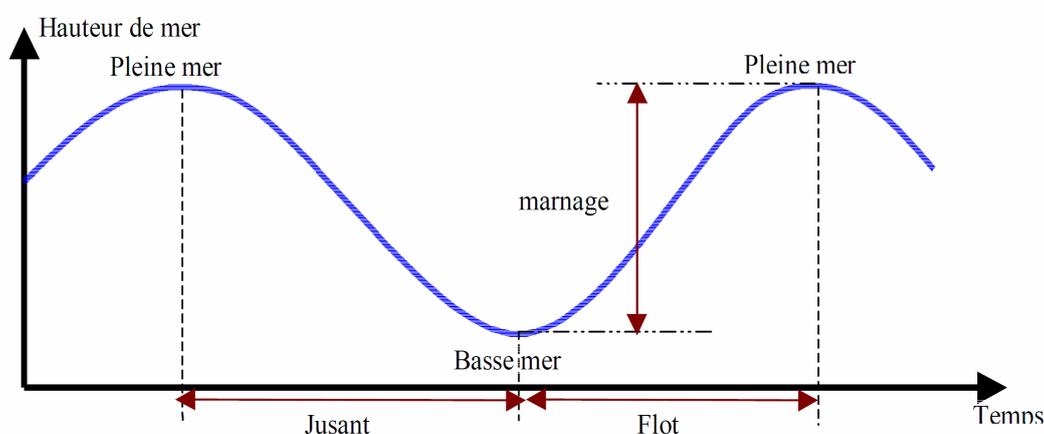


FIGURE C.1 – Onde de la marée

1.3 Les types de la marée océanique

La période journalière de la marée est de $24\text{ h }50\text{ min}$ et correspond au temps que la Lune met à faire sa révolution diurne autour de la Terre, ou, pour parler plus exactement, le temps qui s'écoule entre son passage par le méridien et son retour au même méridien.

Au cours de cette période journalière, l'évolution de la hauteur d'eau peut être avoir un aspect différent d'un point à un autre du globe. C'est ce qui a fait définir quatre types de marées (Figure C.3) :

Marée semi-diurne : C'est le cas le plus commun. Sur chaque jour lunaire ($24\text{ h }50\text{ min}$) on observe deux pleines mers et deux basses mers à peu près de même amplitude.

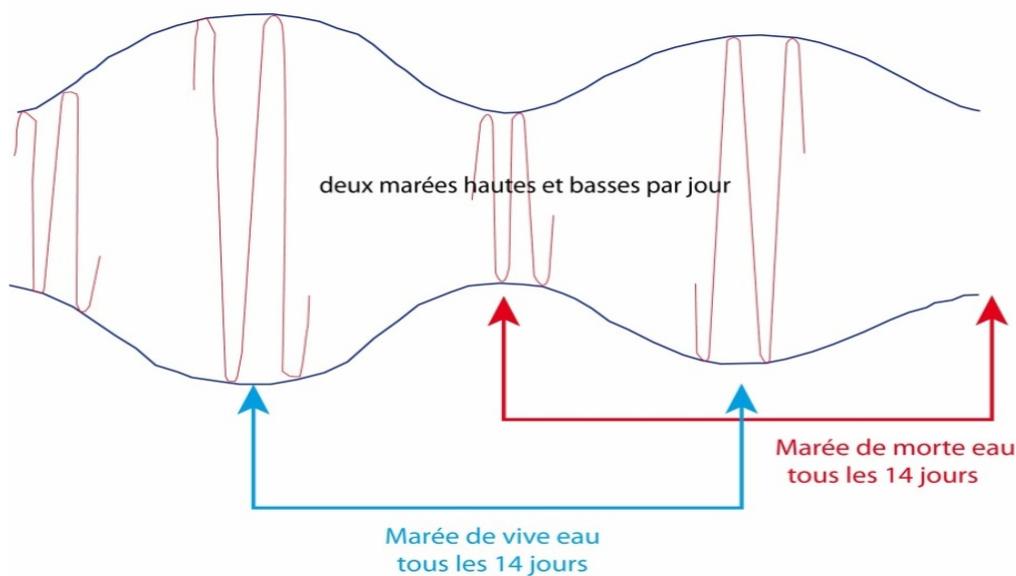


FIGURE C.2 – La marée des vives-eaux et basses eaux

Marée à inégalité diurne : Ce type de marée ressemble au précédent, mais le rythme semi-diurne est modulé par une seconde composante de rythme diurne.

Marée mixte : Dans ce type de marée, on observe au cours de la lunaison une transition progressive entre le type diurne et le type à inégalité diurne.

Marée diurne : Dans ce type de marée, plutôt rare, on observe une pleine mer et une basse mer par jour.

1.4 Les données de la marée exploitées dans cette étude

Par le fait qu'on n'a pas les moyens pour enregistrer ni pour calculer la marée océanique à Oualidia, les données exploitées dans cette étude, ont été fournies par le site internet du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, pour le port de la ville de Safi, heure par heure au cours des périodes étudiées (www.shom.fr). Ces prédictions sont calculées avec une précision de quelques centimètres pour les hauteurs et quelques minutes pour les heures ; la hauteur d'eau réelle peut toutefois s'écarter notablement de la prédiction (jusqu'à plusieurs dizaines de centimètres) en raison notamment des variations du niveau de la mer dues aux perturbations atmosphériques.

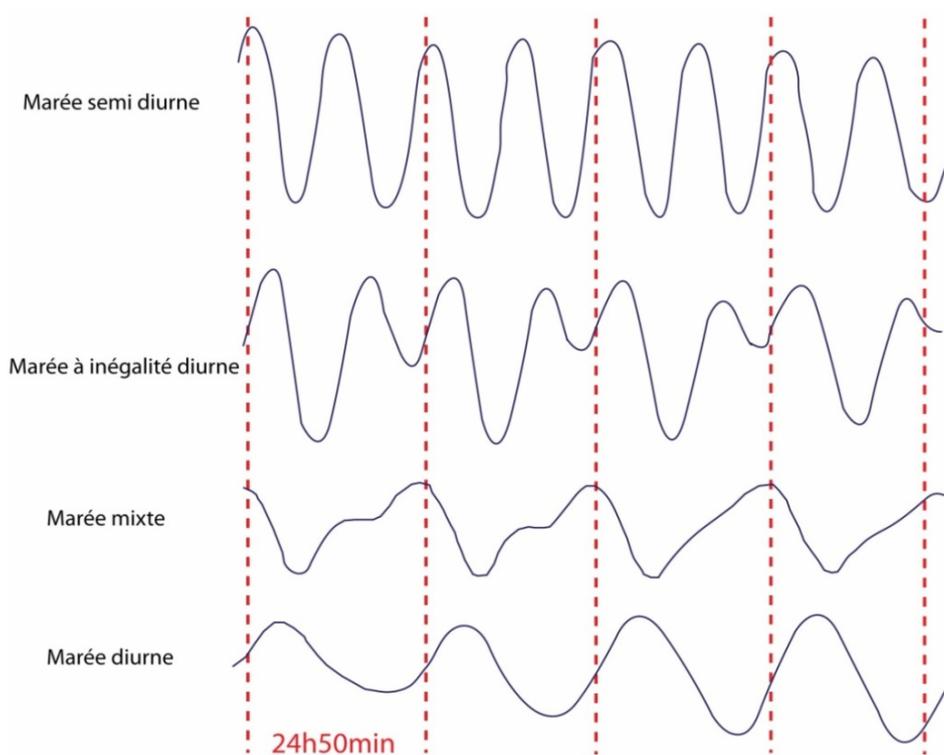


FIGURE C.3 – Les différents types de la marée océanique (www.shom.fr)

2 Présentation expérimentale : puits de mesure et son équipement

2.1 Le puits

Le puits O45 est situé à 1,3 km de la côte (Photos C.5), sa profondeur est 54,5 m à partir du sol. D'après la corrélation du puits avec le forage 459/26 on peut déduire que l'eau circule dans la nappe libre des grès calcaires du Plioquaternaire. La Figure C.4 montre un schéma simplifié des différentes dimensions du puits. Il est destiné à un usage domestique. Le puits est équipé d'une pompe électrique immergée, le pompage d'eau se déclenche et s'arrête automatiquement en fonction du niveau d'eau dans le réservoir utilisé pour la recueillir, une fois qu'il est vide le pompage se déclenche et une fois qu'il est rempli d'eau le pompage s'arrête.

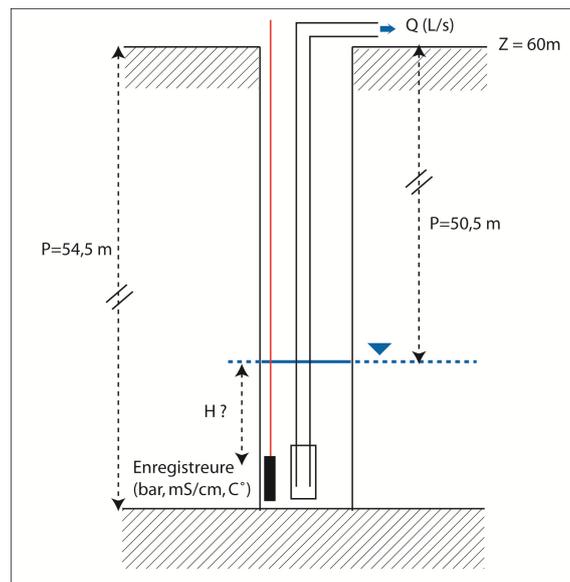


FIGURE C.4 – Schéma du puits



FIGURE C.5 – Puits O45

2.2 Les capteurs utilisés pour l'enregistrement des paramètres

Le capteur utilisé permet d'enregistrer la pression (*bar*), la conductivité (*mS/cm*) et la température ($^{\circ}C$) dans le puits (Photos C.6). L'enregistrement de la pression atmosphérique est indispensable pour cette étude, pour cela dans notre expérience, on a utilisé deux enregistreurs, un enregistreur (E1) a été installé au fond du puits et un autre à El Jadida (E2) afin de mesurer la température et la pression de l'atmosphère. Le Tableau C.1 résume les caractéristiques des enregistreurs utilisées.



FIGURE C.6 – Photo du capteur utilisé pour l'expérience

TABLEAU C.1 – Caractéristiques techniques du capteur

Référence du capteur	7.0241.0357.02.04. D
Type	ATM/N/T
Type de pression	Relatif et absolue
Etendue de mesure de la pression	de 0 à 250 <i>mbar</i>
Plage de température	Compensée de 0 à 70 $^{\circ}C$ (température du fluide de 0 à 80 $^{\circ}C$)
Précision	$\pm 0,5\%$
Option	Électronique noyée (résine) Capteur absolu et relatif fermé

3 Obtention des données brutes

3.1 Correction de la pression atmosphérique

Le capteur installé dans le fond du puits mesure les effets de la pression atmosphérique et de la pression de la hauteur d'eau sur le capteur, alors il faut procéder à une correction de la pression enregistrée par rapport à la pression atmosphérique enregistrée par le deuxième capteur installé à El Jadida.

3.2 Conversion de la conductivité électrique en masse volumique

Le but de cette partie est la transformation de la pression mesurée dans le puits et corrigée de la pression atmosphérique en une hauteur d'eau ; pour cela en doit faire des corrections prenant en compte la conductivité et la température mesurées pour déduire la hauteur (H) en mètre.

La salinité peut être mesurée par deux méthodes, la première c'est par pesée de l'extrait sec d'un échantillon (exprimé en mg/l) ou encore par la conductivité électrique (exprimée en mS/cm). Comme il existe une relation entre ces deux paramètres, on peut déterminer la minéralisation de l'eau (Tableau C.2).

TABLEAU C.2 – Calcul de la minéralisation à partir de la conductivité (C. Richard, Nguyen Van CU.1961)

Conductivité ($\mu S/cm$)	Minéralisation (mg/l)
Conductivité inférieure à $50 \mu S/cm$	$1,365079 \times \text{conductivité } \mu S/cm$ à $20^\circ C$
Conductivité comprise entre 50 et $166 \mu S/cm$	$0,947658 \times \text{conductivité } \mu S/cm$ à $20^\circ C$
Conductivité comprise entre 166 et $333 \mu S/cm$	$0,769574 \times \text{conductivité } \mu S/cm$ à $20^\circ C$
Conductivité comprise entre 333 et $833 \mu S/cm$	$0,715920 \times \text{conductivité } \mu S/cm$ à $20^\circ C$
Conductivité comprise entre 833 et $10\,000 \mu S/cm$	$0,758544 \times \text{conductivité } \mu S/cm$ à $20^\circ C$
Conductivité supérieure à $10\,000 \mu S/cm$	$0,850432 \times \text{conductivité } \mu S/cm$ à $20^\circ C$

Les salinités calculées vont nous permettre de déterminer la densité de l'eau, à partir d'une nouvelle équation d'état de l'eau de mer diluée par de l'eau pure ou concentrée par évaporation, cette équation a été établie pour être utilisée avec l'échelle de salinité pratique (Millero, Chen, Bradshaw et Schleicher, 1980 ; Millero

et Poisson, 1981), elle couvre une gamme plus vaste de température et de pression que (Millero, Chen, Bradshaw et Schleicher, 1981 ; Millero et Poisson, 1981, b publiés dans Unesco, 1981, b).

La masse volumique (ρ , $kg.m^{-3}$) de l'eau de mer en fonction de la salinité (S), de la température (t en $^{\circ}C$) et de la pression in situ (pression mesurée moins une atmosphère normale = p, bars) est donnée par :

$$\rho(S, t, P) = \rho_w + (b_0 + b_1t + b_2t^2 + b_3t^3 + b_4t^4)S + (c_0 + c_1t + c_2t^2)S^{3/2} + d_0S^2 \quad (C.1)$$

Avec :

$$\begin{aligned} b_0 &= 8,24493 \times 10^{-1}, \quad b_1 = -4,0899 \times 10^{-3}, \quad b_2 = 7,6438 \times 10^{-5}, \\ b_3 &= -8,2467 \times 10^{-7}, \quad b_4 = 5,3875 \times 10^{-9}, \quad c_0 = -5,72466 \times 10^{-3}, \\ c_1 &= 1,0227 \times 10^{-4}, \quad c_2 = -1,6546 \times 10^{-6}, \quad d_0 = 4,8314 \times 10^{-4} \end{aligned}$$

La masse volumique de l'eau pure de référence est donnée par (IUPAC, 1976) :

$$\rho_w = a_0 + a_1t + a_2t^2 + a_3t^3 + a_4t^4 + a_5t^5 \quad (C.2)$$

Avec :

$$\begin{aligned} a_0 &= 999,842594, \quad a_1 = 6,793952 \times 10^{-2}, \quad a_2 = -9,095290 \times 10^{-3}, \\ a_3 &= 1,001685 \times 10^{-4}, \quad a_4 = 1,120083 \times 10^{-6}, \quad a_5 = 6,536332 \times 10^{-9} \end{aligned}$$

3.3 Calcul de la hauteur d'eau

La sonde installée dans le puits mesure la somme de deux pressions : la pression atmosphérique et la pression exercée par la tranche d'eau de densité (ρ) (densité d'eau saumâtre qui sera calculée) et de hauteur H.

Donc la pression mesurée est égale à :

$$P_m = P_{atm} + P_{eau}$$

$$P_{eau} = \rho * g * H$$

avec $g = 9,81 m^2/s$, alors $P_m = P_{atm} + \rho \times g \times H$ et donc :

$$H = \frac{P_m - P_{atm}}{\rho \times g}$$

Dans notre cas nous avons utilisé la masse volumique calculée au moyen de l'équation C.1. Les résultats obtenus sont présentés sous la forme de résumé statistique dans les Tableaux C.3 et C.4.

TABLEAU C.3 – Résumé statistique des résultats corrigés obtenus pour la séquence du 24/5/2010 au 10/10/2010

	Température (°C)	Conductivité (mS/cm)	Salinité (g/l)	Densité	Masse volumique (kg.m ⁻³)	H(m)
Min	22,6	3,7	2,8	1,0	999,7	3,2
Max	22,8	5,1	3,9	1,0	1 000,6	4,0
Moyenne	22,6	4,2	3,2	1,0	1 000,0	3,3
Médiane	22,6	4,1	3,1	1,0	1 000,0	3,3
Étendue	0,2	1,4	1,1	0,0	0,8	0,8
Ec. Type	0,0	0,2	0,2	0,0	0,1	0,0

TABLEAU C.4 – Résumé statistique des résultats corrigés obtenus pour la séquence du 17/1/2011 au 11/6/2011

	Température (°C)	Conductivité (mS/cm)	Salinité (g/l)	Densité	Masse volumique (kg.m ⁻³)	H (m)
Min	22,5	2,9	2,2	0,9986	999,3	3,1
Max	22,7	4,7	3,6	0,9996	1000,4	3,4
Moyenne	22,6	3,9	3,0	0,9992	999,9	3,2
Médiane	22,6	3,9	3,0	0,9992	999,9	3,2
Étendue	0,2	1,8	1,4	0,0011	1,1	0,3
Ec. type	0,0	0,3	0,2	0,0002	0,2	0,1

Les courbes obtenues (Figure C.7 et C.8) montrent l'évolution de la hauteur d'eau mesurée sur le capteur, l'influence de la pression atmosphérique ayant été éliminée.

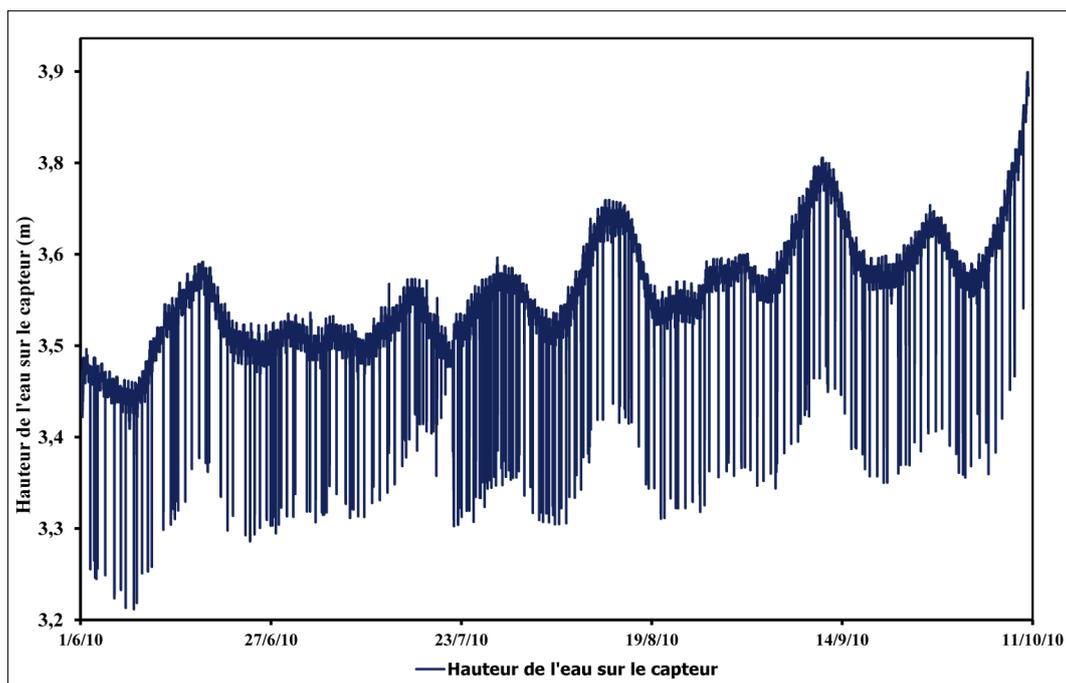


FIGURE C.7 – Évolution de la hauteur d'eau mesurée sur le capteur du 1/6/10 au 10/10/10, corrigée de la pression atmosphérique et de l'effet de la minéralisation

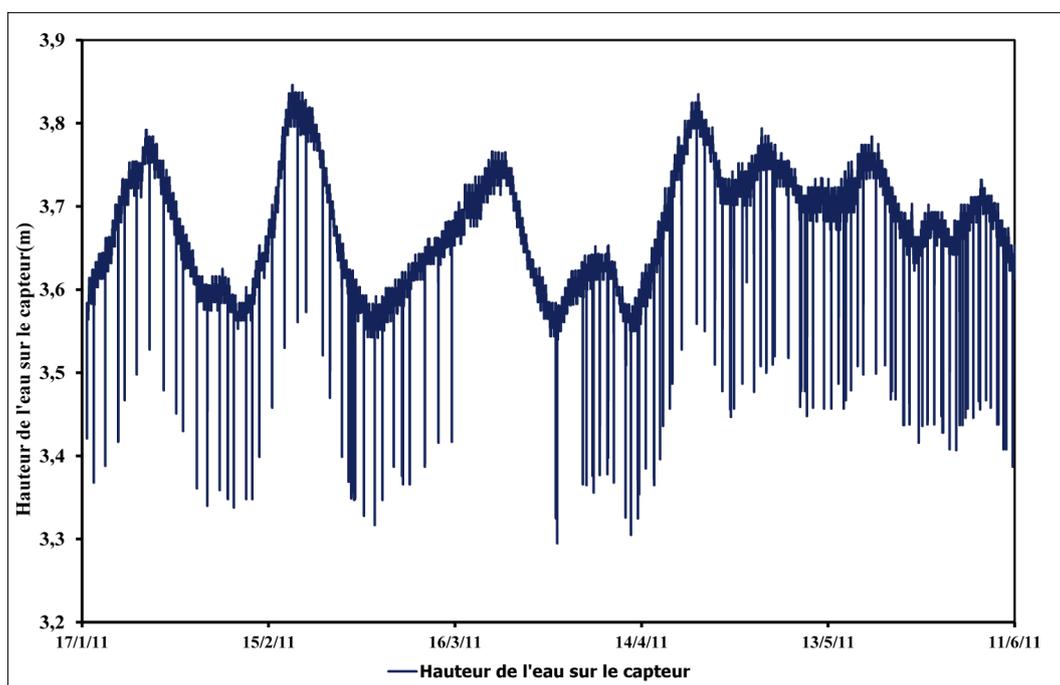


FIGURE C.8 – Évolution de la hauteur d'eau mesurée sur le capteur du 17/1/11 au 11/6/11, corrigée de la pression atmosphérique et de l'effet de la minéralisation

3.4 Suppression des pompages

Après la correction et la conversion de la pression mesurée sur le capteur en une hauteur d'eau, il faut supprimer l'effet des pompages, qui pourraient être une cause d'apparition de périodicité sur la courbe.

Les pompages se manifestent sur la courbe sous forme des traits verticaux présentant une chute brutale de la hauteur d'eau. La hauteur de l'eau enregistrée lors des pompages influence la variation du niveau d'eau dans le puits, alors on doit les supprimer, par contre ils vont être utiles en permettant, par exemple, de calculer le temps et la durée des pompages, du volume d'eau pompée, et des rabattements... etc.

La procédure adoptée pour la suppression est faite sous Excel, en adoptant un filtre basé sur la différence de hauteur d'eau entre deux points successifs, si la différence est élevée (supérieur à $0,02\text{ m}$ dans notre cas), alors on supprime le point à faible hauteur (la chute brusque de la hauteur d'eau sur une très faible durée de temps, ne peut être causée que par un pompage). Le résultat obtenu présente la hauteur d'eau enregistrée sur la sonde, filtrée de la variation de la pression atmosphérique et des pompages (figure C.10 et C.11).

3.5 Analyse des pompages

3.5.1 Débit pompé

Le débit pompé du puits a été calculé en fonction des dimensions du réservoir dont la largeur est $0,95\text{ m}$ et la longueur de $1,37\text{ m}$ (Figure C.9. Pour calculer le débit de la pompe on a mesuré la profondeur d'eau dans le réservoir avant de commencer le pompage, $P_i = 0,68\text{ m}$, le temps de pompage a duré $2\text{ min }14\text{ s}$, la profondeur finale est $P_f = 0,55\text{ m}$, alors la hauteur d'eau pompée est $H = 0,13\text{ m}$ ($H = P_i - P_f$), donc le débit de la pompe est :

$$Q = ((0,13 * 0,95 * 1,37)) / (134)$$

$$Q = 0,00126\text{ m}^3.\text{s}^{-1} = 4,55\text{ m}^3.\text{h}^{-1}$$

3.5.2 Volumes de l'eau pompée

Le débit calculé va servir pour déterminer le volume d'eau pompé après chaque pompage connaissant sa durée, alors :

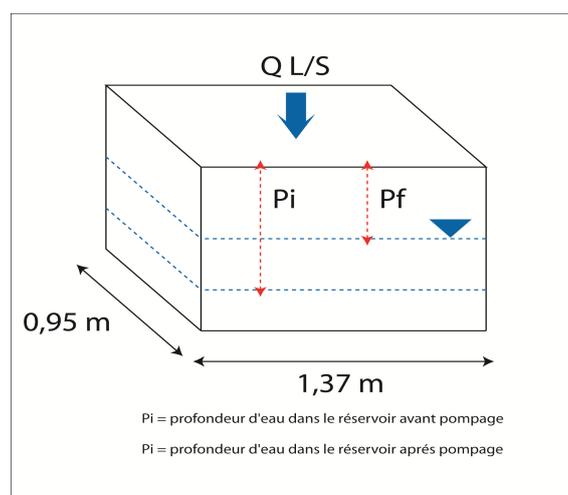


FIGURE C.9 – Schéma explicatif de la procédure suivie pour la mesure du débit pompé

$$V(m^3) = Q(m^3.t^{-1}) * tempsdepompage(t)$$

Le tableau C.5 résume les résultats obtenus pour les deux périodes d'étude.

TABLEAU C.5 – Volume pompé par jour pour les deux périodes étudiées

	Du 1 ^{er} juin au 10 oct. 2010		Du 21 déc. Au 11 juin 2011	
	Volume (m^3)	Temps pompage (min)	Volume (m^3)	Temps pompage (min)
Min	0,4	0h05min00	0,4	0h05min00
Max	6,1	1h20min00	3,8	0h50min00
Moyenne	1,9	0h25min05	1,3	0h16min59
Total	238,9	52h40min00	142,5	31h25min00

3.6 filtrage des différents signaux périodiques

3.6.1 Suppression de la tendance

Les courbes obtenues montrent deux comportements, une évolution linéaire et une évolution périodique. Afin de bien visualiser les signaux périodiques et expliquer

l'évolution des résidus du niveau d'eau, la tendance linéaire des courbes de la hauteur d'eau est supprimée en suivant l'équation ci-dessous :

$$H_{\text{moins la tendance}} = Y - (ax + b)$$

Avec Y la hauteur d'eau calculée, X le temps, a et b sont deux constantes déduites à partir de l'équation de la courbe de tendance (régression linéaire) pour chaque série de données.

3.6.2 Recherche des extrêmes (calcul des points où la dérivée s'annule)

À cette étape on a vu que la hauteur d'eau enregistrée montre des fluctuations sur toutes les périodes étudiées, mais en plus ; elle présente des oscillations journalières dont on va déterminer la période afin de la comparer à celle de la marée.

La recherche des extrêmes de l'onde de la hauteur d'eau, c'est à dire les points maximaux et minimaux est important pour l'étude de la propagation de l'onde dans le puits, la connaissance des dates auxquelles des extrêmes ont lieu, permet de déterminer sa période. Cela est fait en calculant la dérivée de la hauteur d'eau, qui donc doit être nulle en ces points.

3.6.3 Suppression des composantes périodiques

Après la comparaison du signal périodique enregistré sur la hauteur d'eau à celui de la marée, il faut aussi comparer les tendances des niveaux d'eau lors des deux périodes.

La suppression des composantes périodiques est faite par lissage en calculant les moyennes mobiles centrées sur un intervalle de temps de 29,5 jours (période synodique) ce qui équivaut à 8 505 point de mesure. Ce faisant, on aura supprimé l'effet lunaire ou l'effet des vives et mortes eaux dû au changement de la force d'attraction de la lune et du soleil.

4 Corrélation de la hauteur d'eau et de la conductivité électrique enregistrée avec la pluie

Sur le Sahel de l'Oualidia la seule source possible pour la recharge de la nappe ce sont les précipitations, alors le niveau d'eau peut fluctuer avec la pluviométrie, le degré de fluctuation sera en relation avec la quantité d'eau précipitée puis infiltrée.

L'évolution de la hauteur d'eau devrait être analysée en relation avec la pluviométrie locale, mais en raison de l'absence des données climatiques pour la région de l'Oualidia, les données utilisées pour cette étude proviennent du site internet : www.tutiempo.net/en/Climate/Safi/601850.htm pour la station de Safi, situé à 60 km au sud de la zone d'étude. L'analyse de la première période d'étude montre une absence des précipitations au mois d'octobre, il a plu au cours de cette période avec un total de 26,7 mm (Figure C.10, C.11, C.14 et C.15). La deuxième période été plus pluvieuse que la première, avec un total de 186,9 mm.

la corrélation de la conductivité électrique avec les précipitations est donnée dans les Figures C.12 et C.13.

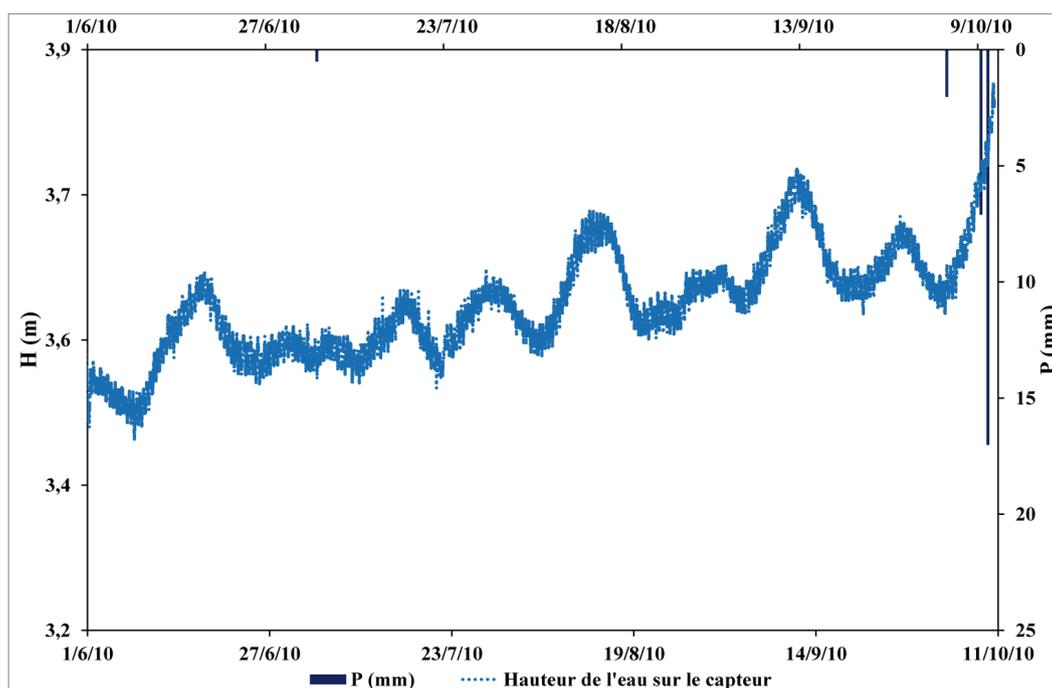


FIGURE C.10 – Hauteur d'eau enregistrée sur le capteur (échelle de gauche) et précipitations à la station de Safi (échelle de droite), du 1/6/10 au 10/10/10

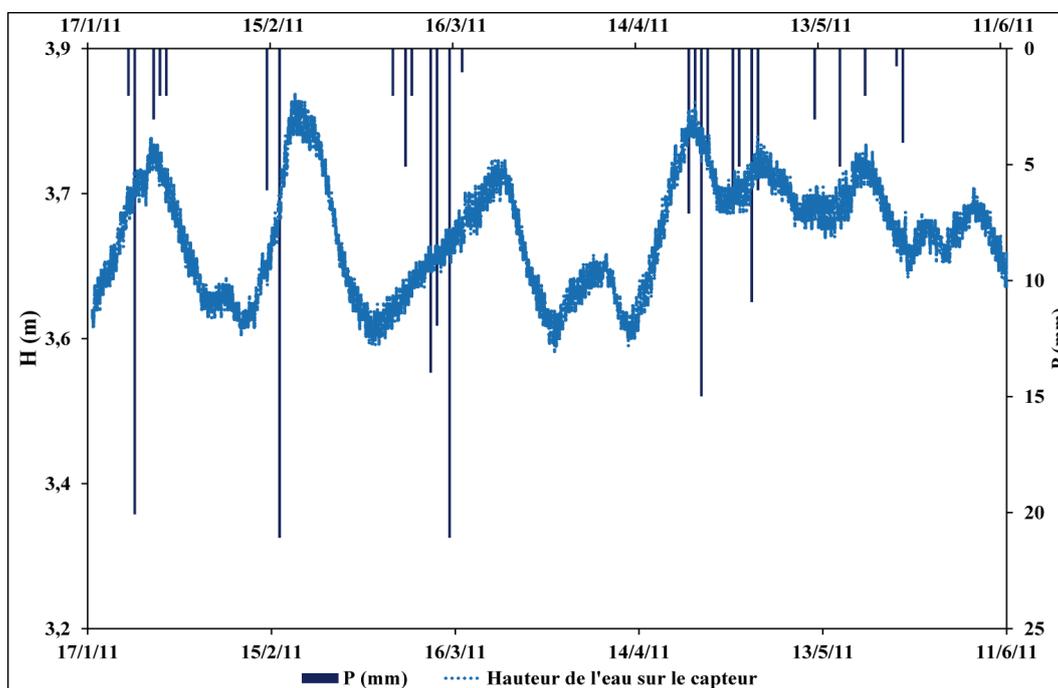


FIGURE C.11 – Hauteur d'eau enregistrée sur le capteur (échelle de gauche) et précipitations à la station de Safi (échelle de droite), du 17/1 au 11/6/11

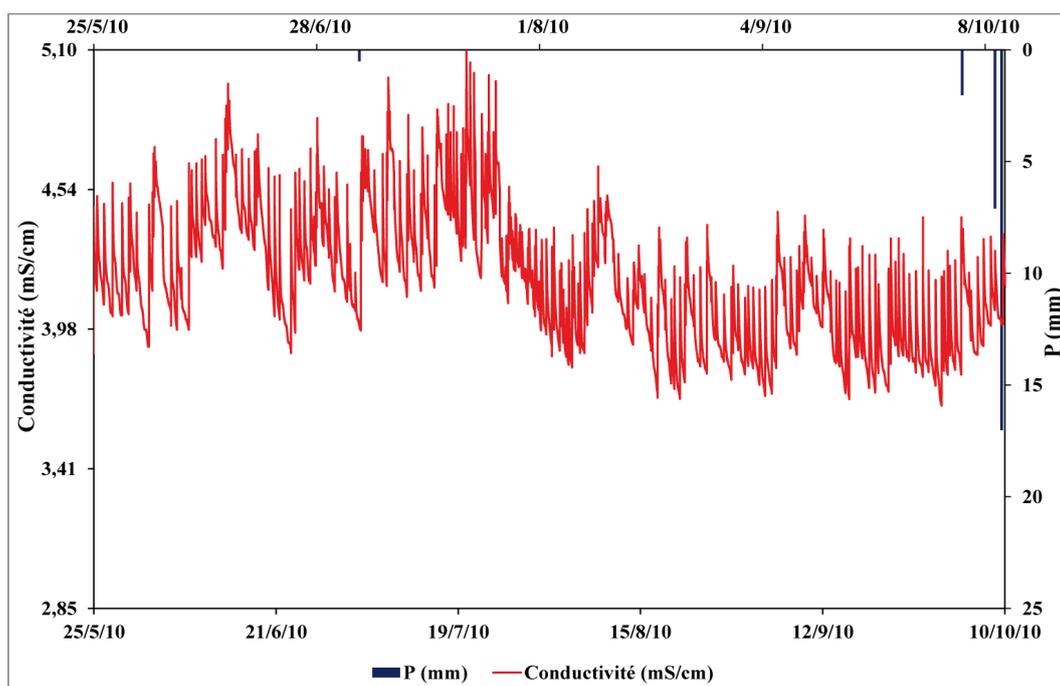


FIGURE C.12 – Conductivité électrique enregistrée et précipitations à station de Safi (du 1/6/10 au 10/10/10)

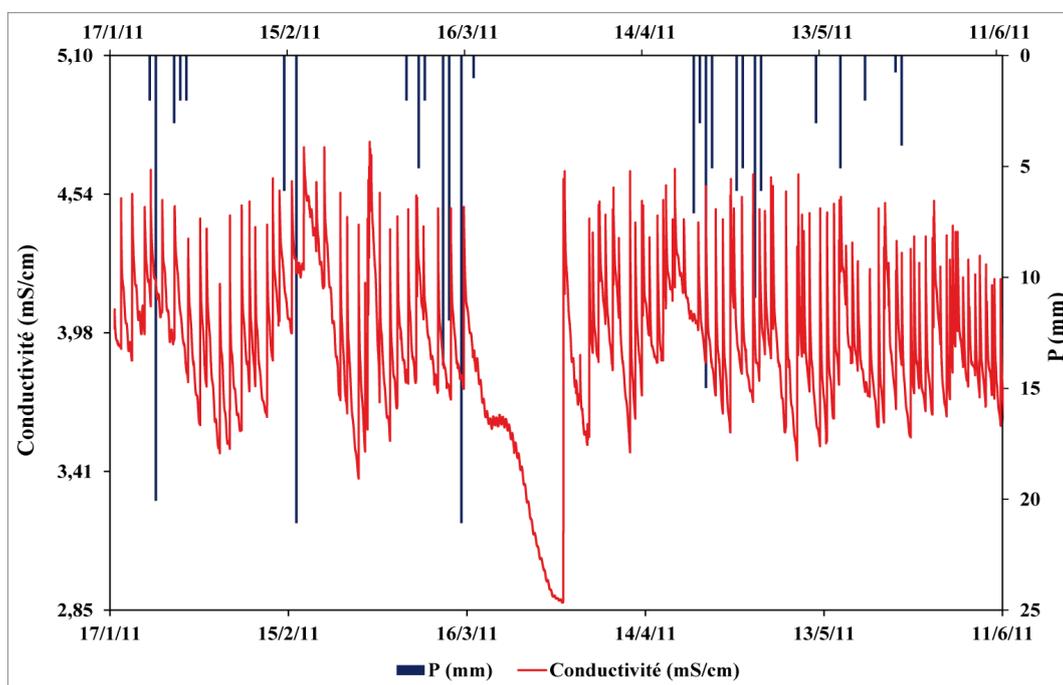


FIGURE C.13 – Conductivité électrique enregistrée et précipitations à la station de Safi (du 17/1 au 11/6/11)

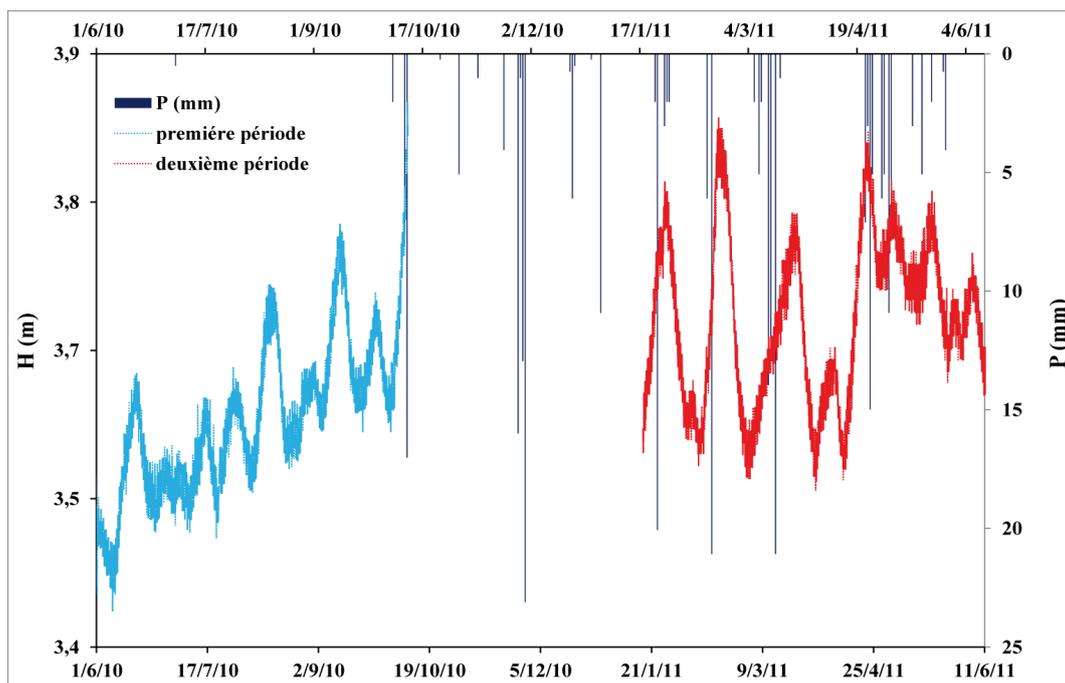


FIGURE C.14 – Hauteur d'eau enregistrée sur le capteur et précipitations à la station de Safi

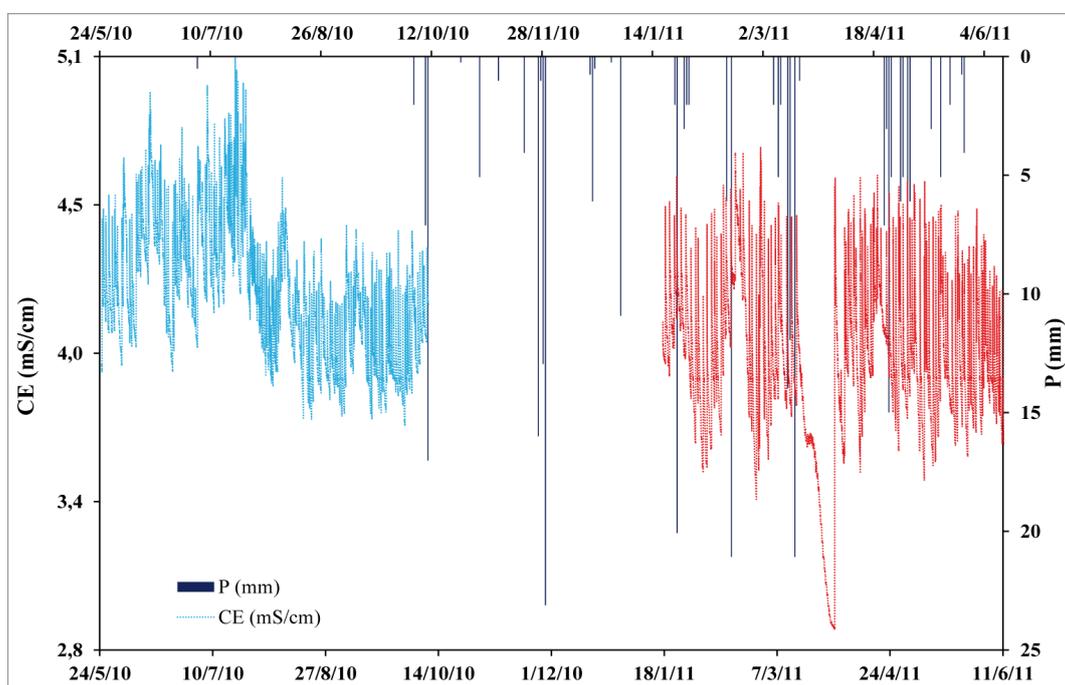


FIGURE C.15 – Conductivité électrique enregistrée et précipitations à station de Safi

4 Évolutions de la conductivité dans le puits de Sidi Moussa

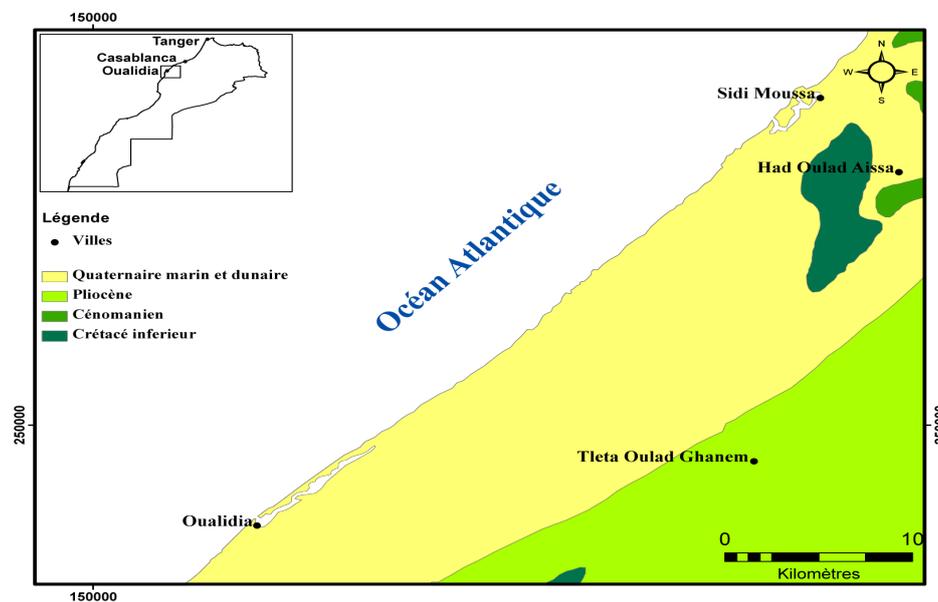


FIGURE C.16 – Situation géographique de Sidi Moussa

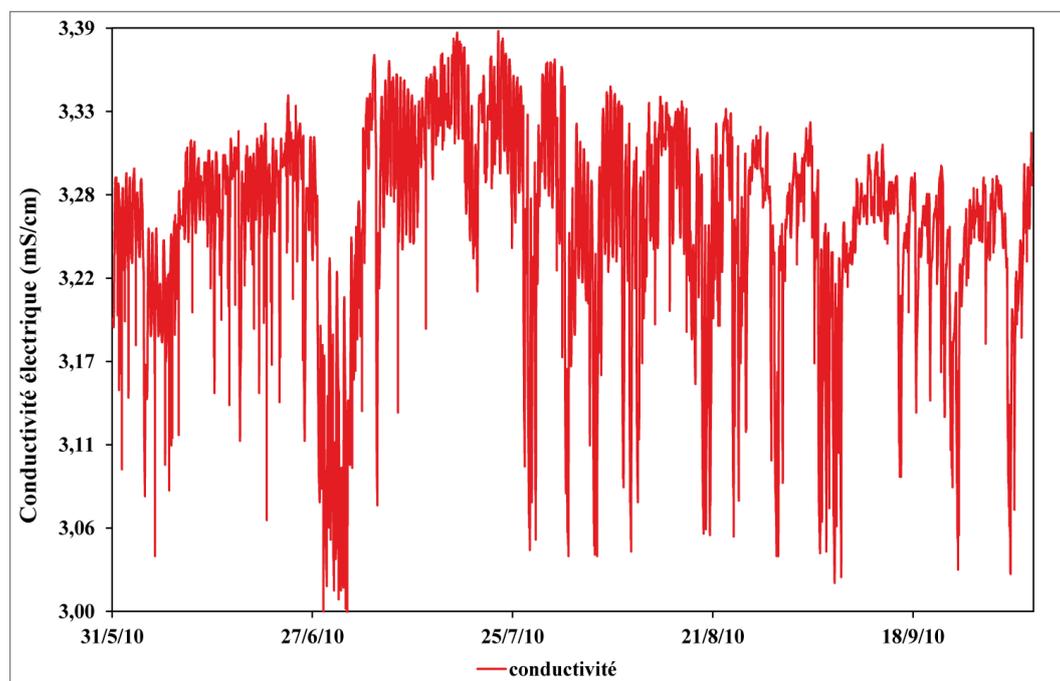


FIGURE C.17 – Évolution de la conductivité électrique du puits Sidi Moussa du 31/5/2010 au 4/10/2010

Annexe **D**

Étude géophysique

Pseudosondages de chaque groupe obtenus par la classification ascendante

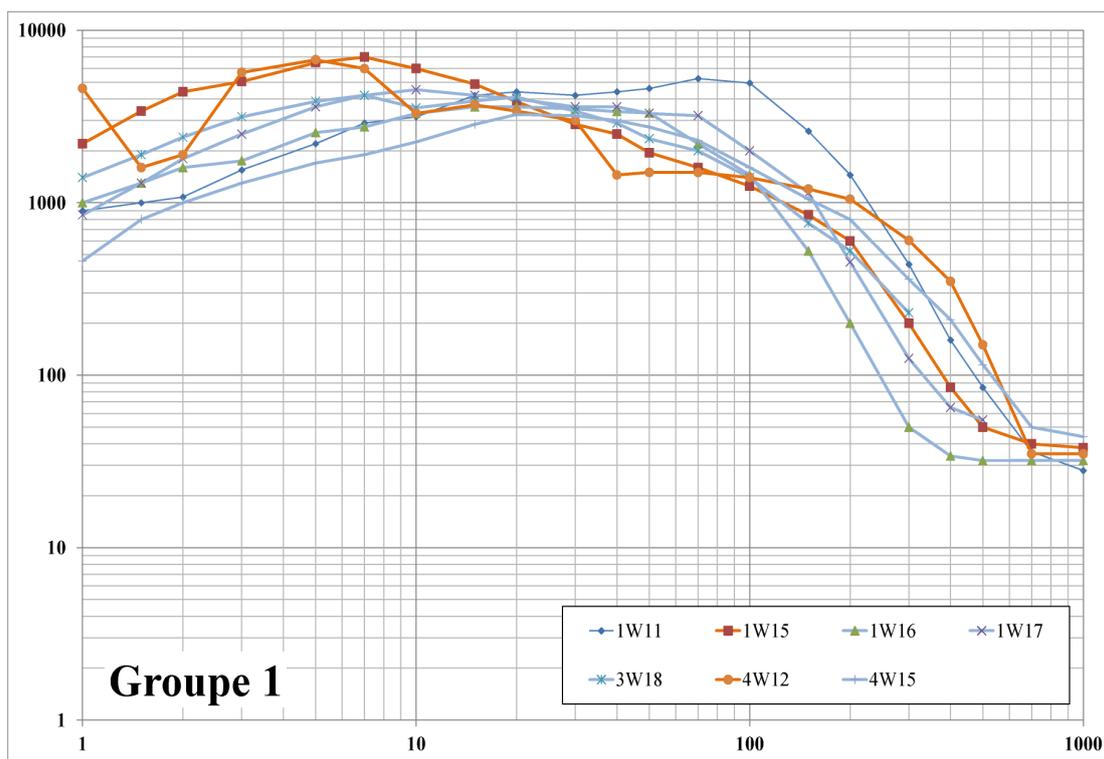


FIGURE D.1 – Les pseudosondages verticaux du groupe 1

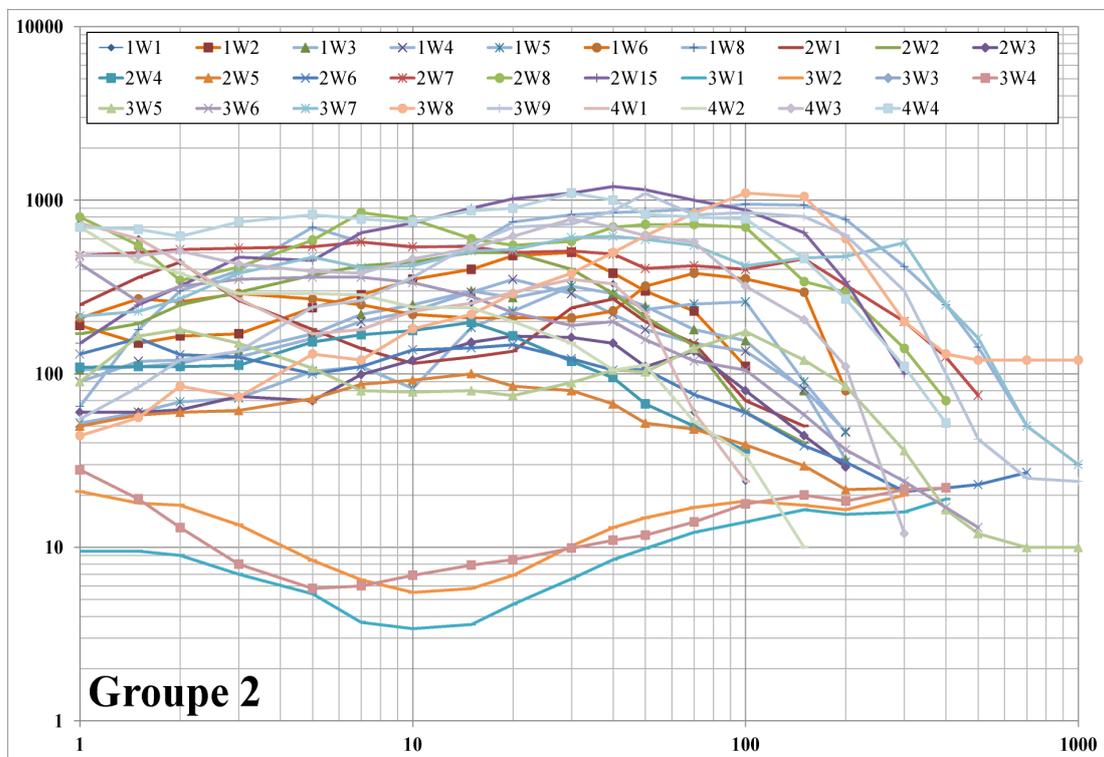


FIGURE D.2 – Les pseudosondages verticaux du groupe 2

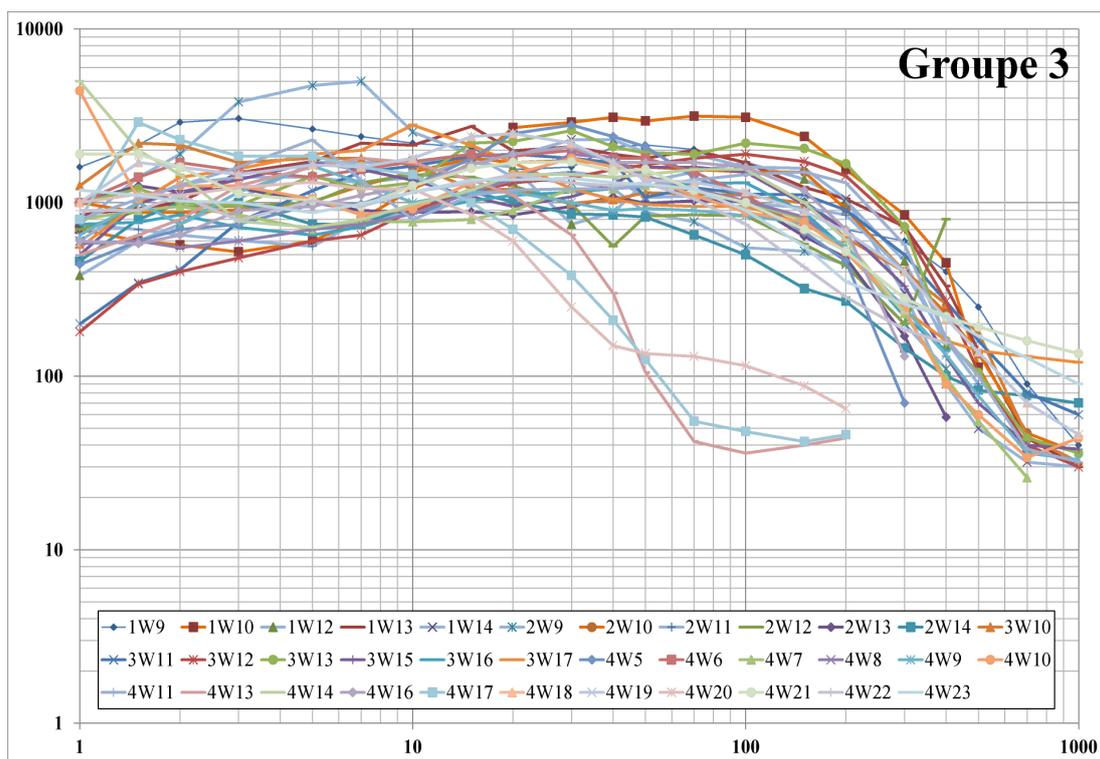
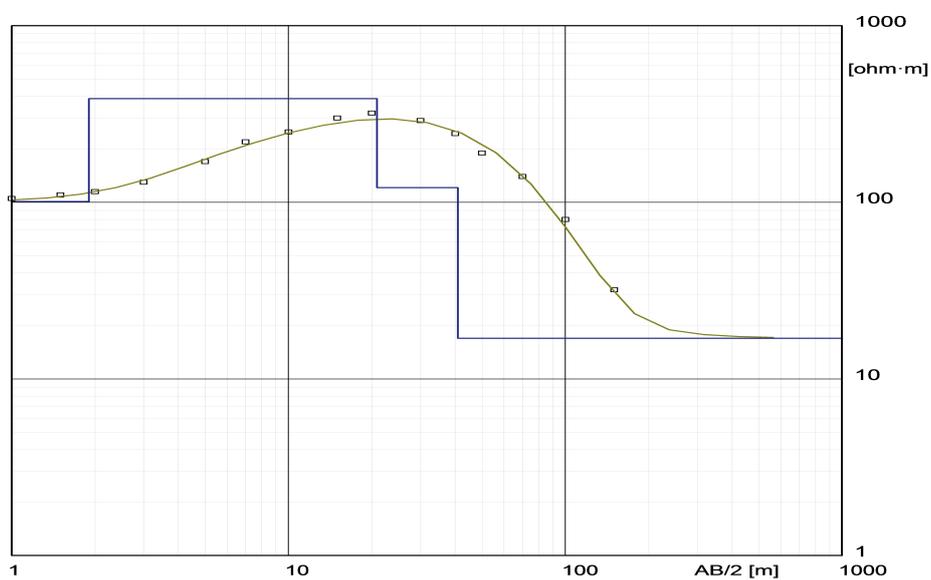
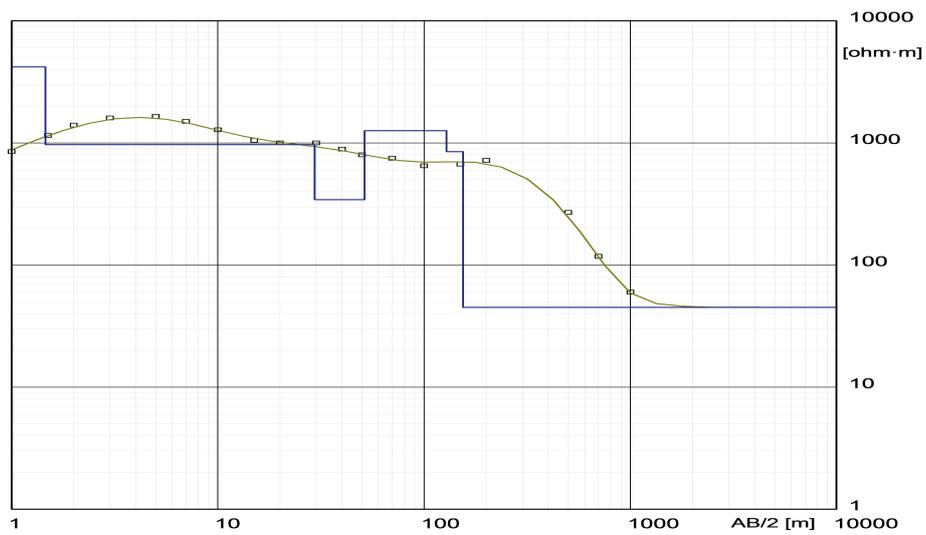


FIGURE D.3 – Les pseudosondages verticaux du groupe 3



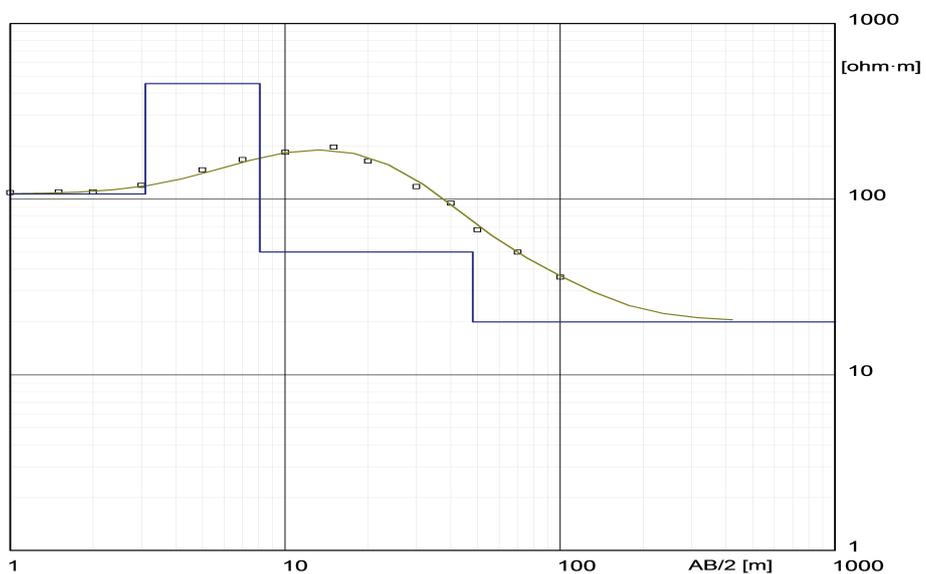
Modèle	Résistivité	Epaisseur	Profondeur	Altitude
	[ohm·m]	[m]	[m]	[m]
	101	1,9	20	
	386	19	1,9	18,1
	121	20	21	-1
	17		41	-21

FIGURE D.4 – Inversion du Sondage électrique vertical 1W3



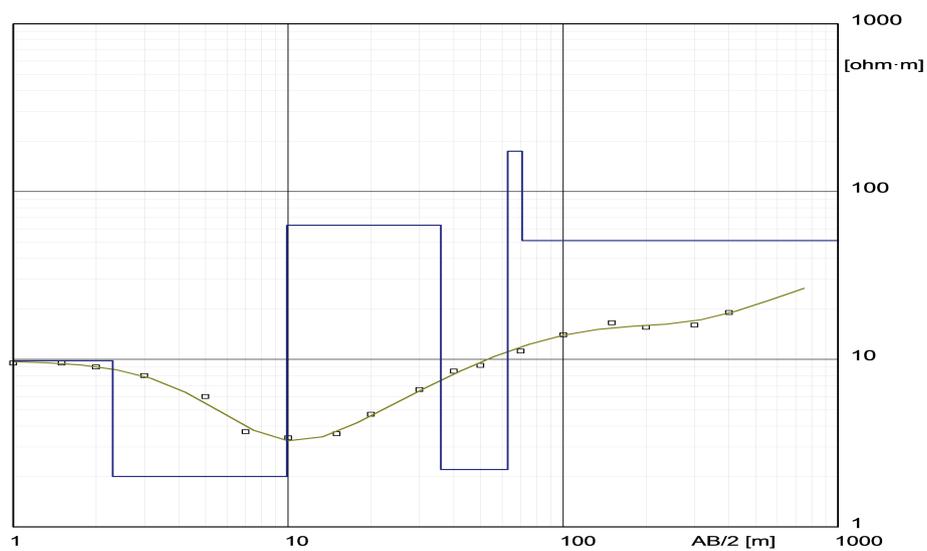
Modèle	Résistivité	Epaisseur	Profondeur	Altitude
	[ohm·m]	[m]	[m]	[m]
	494	.46		85
	4192	1	.46	84.5
	968	28	1.5	83.5
	343	22	30	55
	1260	77	52	33
	849	26	129	-44
	45		155	-70

FIGURE D.5 – Inversion du Sondage électrique vertical 1W7



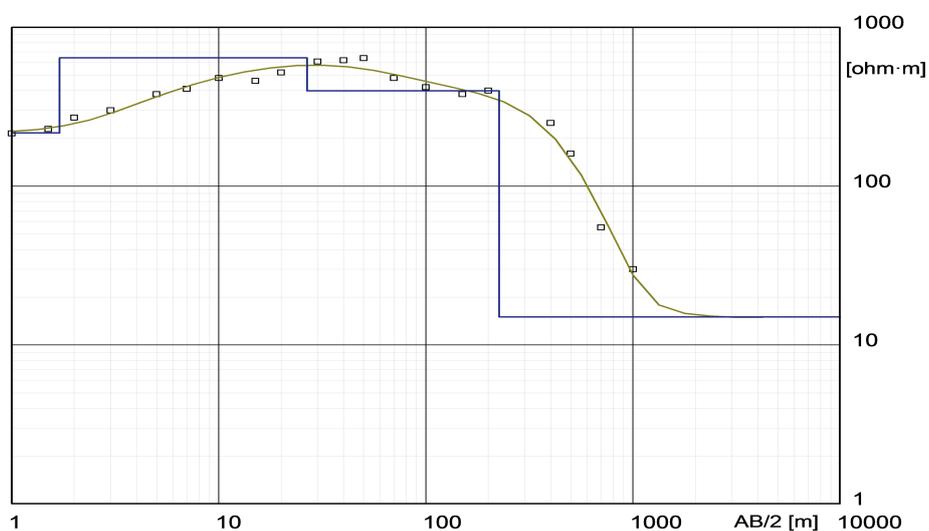
Modèle	Résistivité	Epaisseur	Profondeur	Altitude
	[ohm·m]	[m]	[m]	[m]
	107	3.1		20
	455	5	3.1	16.9
	50	40	8.1	11.9
	20		48	-28

FIGURE D.6 – Inversion du Sondage électrique vertical 2W4



Modèle	Résistivité	Epaisseur	Profondeur	Altitude
	[ohm·m]	[m]	[m]	[m]
	9.8	2.3		4
	2	7.6	2.3	1.7
	63	26	9.9	-5.9
	2.2	27	36	-32
	174	8	63	-59
	51		71	-67

FIGURE D.7 – Inversion du Sondage électrique vertical 3W1

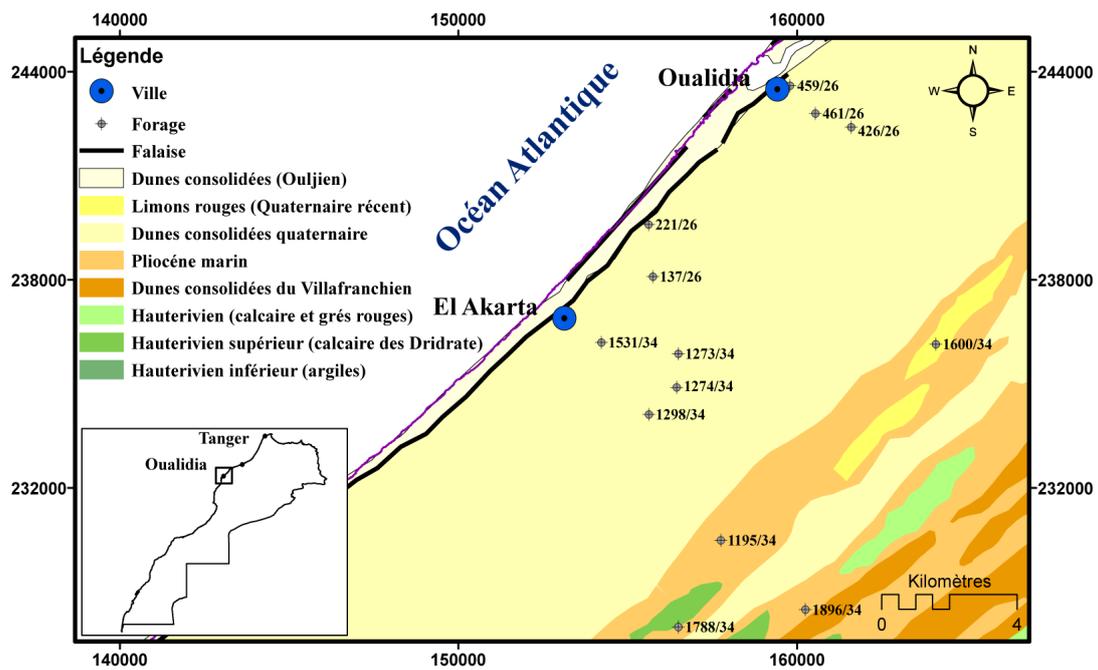


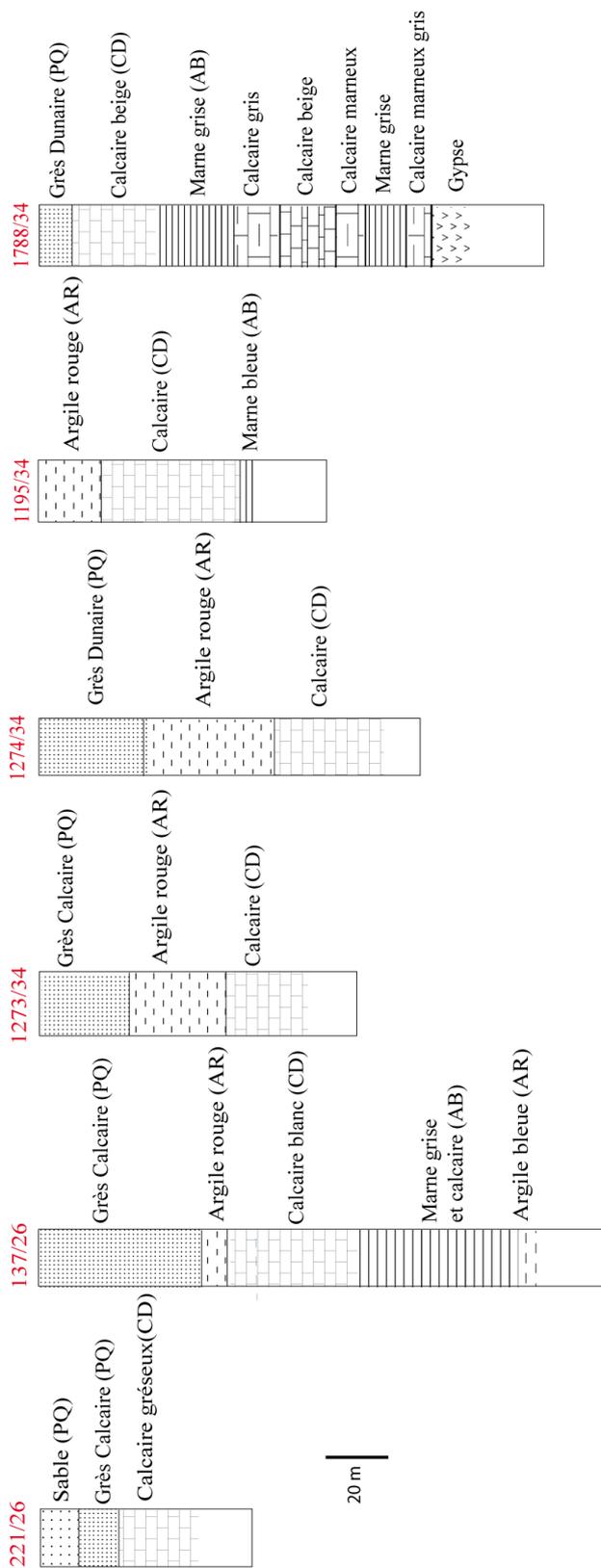
Modèle	Résistivité	Epaisseur	Profondeur	Altitude
	[ohm·m]	[m]	[m]	[m]
	216	1.7		60
	643	25	1.7	58.3
	398	199	27	33
	15		226	-166

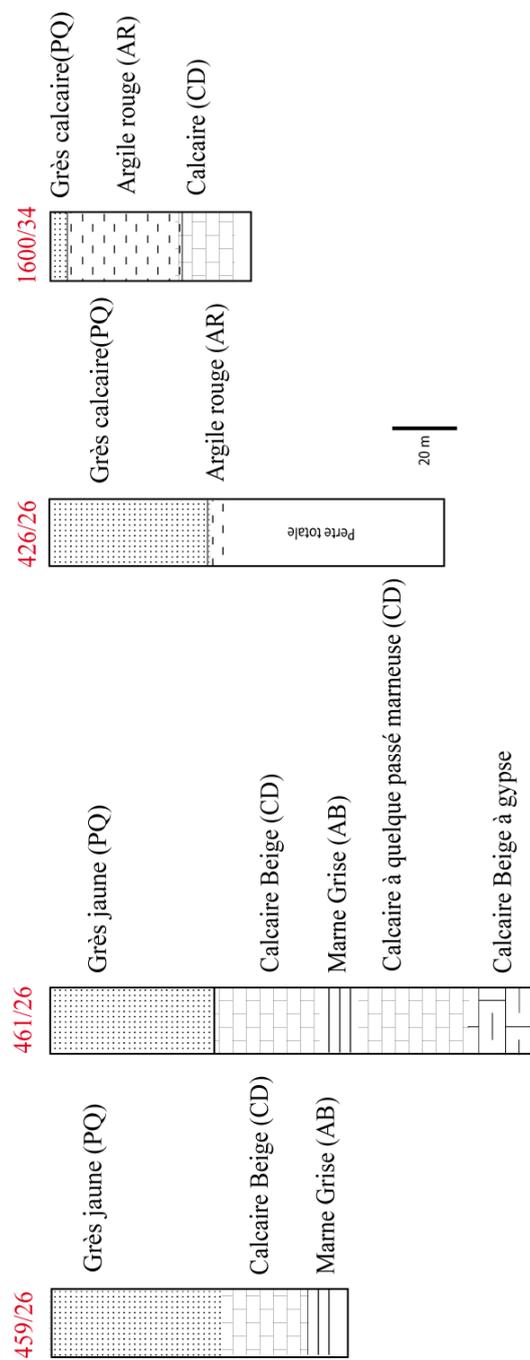
FIGURE D.8 – Inversion du Sondage électrique vertical 3W7

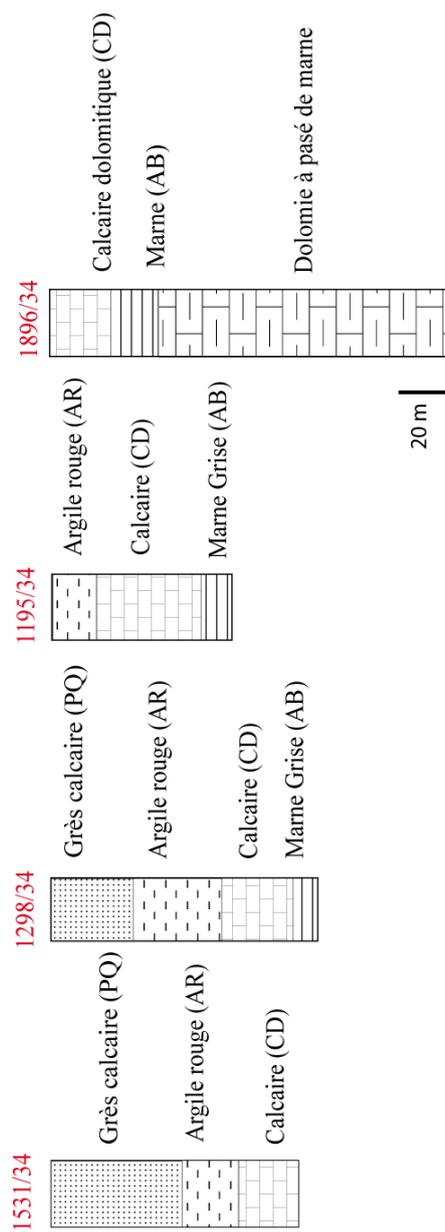
Annexe E

Les forages









Annexe **F**

Photographie

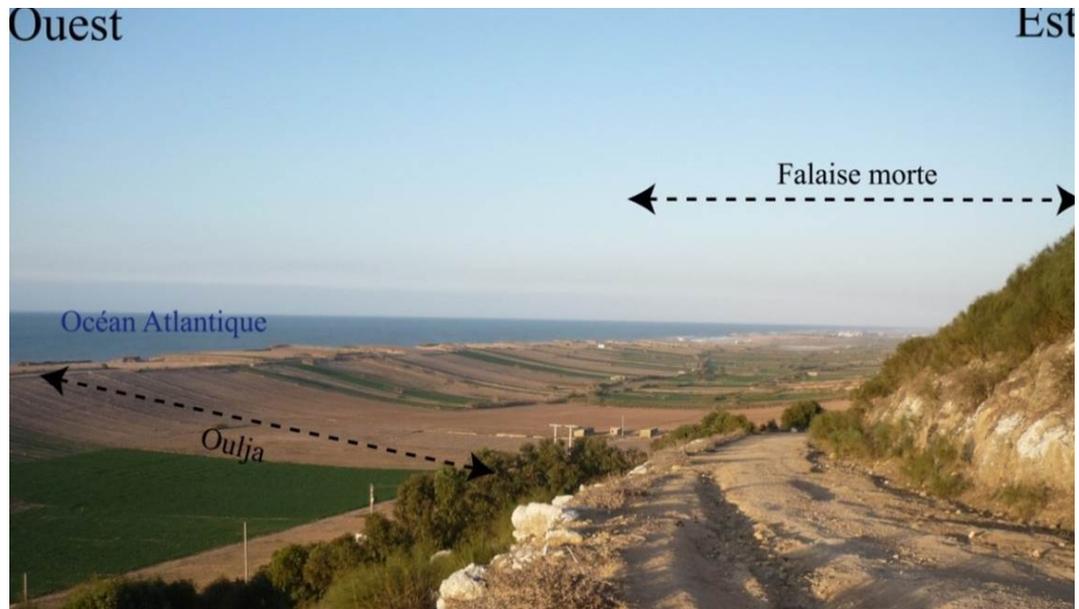


FIGURE F.1 – Vue générale sur la morphologie de l'Oulja à Oualidia

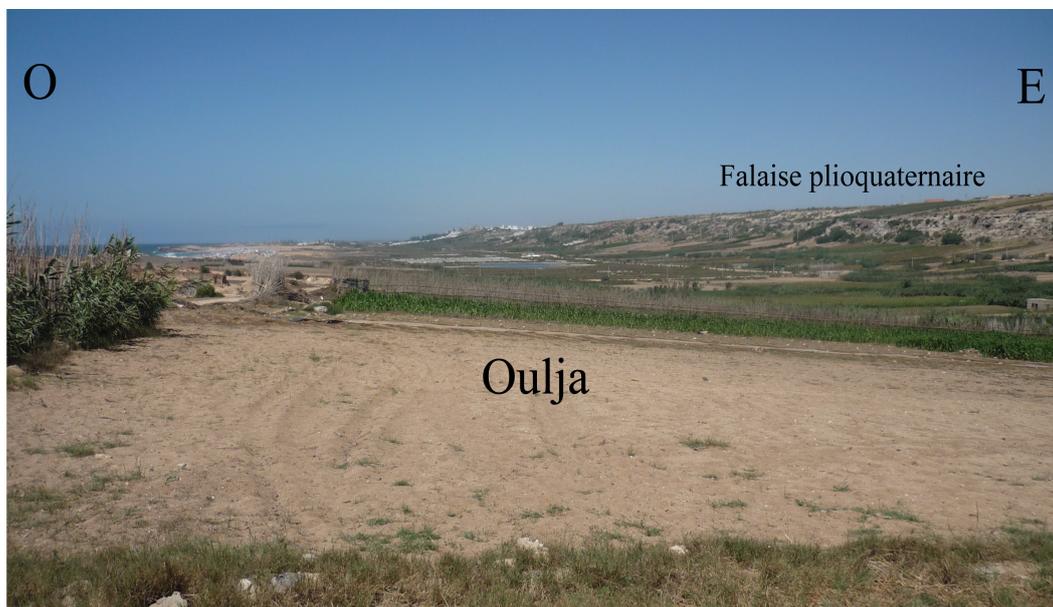


FIGURE F.2 – Vue générale sur la morphologie de l'Oulja à Oualidia



FIGURE F.3 – Photo du Géotrade GTR-2



FIGURE F.4 – Photo du Syscal junior 72

Résumé Le Sahel de l'Oualidia est situé sur le littoral atlantique marocain, les aquifères de cette zone connaissent un pompage intensif principalement dans les deux premiers kilomètres de l'océan où les activités maraichères sont plus importantes. L'objectif de cette étude est de déterminer l'origine et les processus responsables de la minéralisation de ces aquifères côtiers, ainsi que déterminer l'ampleur et l'extension de l'intrusion marine dans ce secteur. Pour répondre à cet objectif, cinq approches ont été menées : climatique, piézométrique, hydrochimique, hydrodynamique et géophysique. A la suite de l'analyse statistique des données climatiques (température et précipitations) de quatre stations météorologiques localisées sur le sahel des Doukkala Abda, nous avons constaté une tendance à l'augmentation des températures, et une diminution des hauteurs des précipitations annuelles et mensuelles pour quelque mois. L'étude piézométrique a permis de déterminer la direction de l'écoulement de la nappe qui s'effectue vers l'océan, la variation du niveau de la nappe est influencée par les variations des précipitations, alors la nappe est principalement alimentée par les précipitations. L'analyse hydrochimique des éléments majeurs a permis de déterminer l'origine de la salinité de l'aquifère, en mettant en évidence que la partie proche (1 km) de la côte connaît une minéralisation principalement due à l'intrusion de l'eau de mer. L'interprétation des données hydrodynamiques a permis de mettre en évidence les caractéristiques hydrodynamiques générales de l'aquifère tenant compte de la relation qui existe entre la marée océanique et le niveau de la nappe. L'approche géophysique, par les cartes des résistivités apparentes et par la tomographie de résistivité électrique a permis de déterminer l'extension de la minéralisation, en montrant la présence de deux zones principales, une proche du littoral essentiellement caractérisée par des faibles résistivités électriques, une deuxième localisée à plus de 1 km de la mer, caractérisée par des résistivités variables, généralement élevées.

Mots clés : *intrusion marine, aquifère côtier, hydrogéologie, hydrochimie, sondages électrique, tomographie des résistivités électrique, Oualidia, Sahel Des Doukkala Abda, Maroc.*

Abstract The Sahel of Oualidia is located on the Moroccan Atlantic coast. In this area, aquifers are suffering from intensive pumping mainly in the coastal fringe, where the agricultural activities are significant. This study aims, firstly, to determine the origin and the processes responsible for water mineralization and, secondly, to define seawater intrusion extension in this coastal area. To meet these objectives, five approaches were adopted along this thesis : Climatic, piezometric, hydrochemical, hydrodynamic and geophysical approaches. Statistical analysis of climatic data results (temperature and precipitation) obtained from four meteorological stations, located on the Sahel Doukkala Abda, showed an increasing trend of temperature and a decreasing trend of rainfall during some months. The piezometric investigation enabled to determine groundwater flow direction, which is toward the ocean. In addition, historical piezometric data showed that water table level is mainly influenced by precipitation changes. The hydrochemical analysis of major elements allowed to determine groundwater salinity origin. The most mineralized part was limited to the morphological unit called Oulja (at 1 km from the coastal fringe), where water mineralization is mainly due to seawater intrusion. Moreover, hydrodynamic data interpretation, obtained from ocean-aquifer interaction study, helped to highlight general hydrodynamic characteristics of groundwater and oceanic tide effect on water table mineralization changes. The geophysical approach, using apparent resistivity maps and electrical resistivity tomography enabled to determine the mineralization extension, showing the presence of two main areas. The first one, near the coastal fringe, was characterized by low electrical resistivities, and the second one, located beyond 1 km from the sea, was characterized by variable resistivities, generally high.

Keywords : *Seawater intrusion, coastal aquifer, hydrogeology, hydrochemistry, electrical resistivity, electrical resistivity tomography, Oualidia, Sahel of Doukkala Abda, Morocco.*

FADILI Ahmed

Email : faahmed81@yahoo.fr
