

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur
et de la Recherche Scientifique
Université Hassiba Benbouali de Chlef
Faculté de Génie Civil et d'Architecture
Département d'Hydraulique



وزارة التعليم العالي و البحث العلمي
جامعة حسيبة بن بوعلي - الشلف
كلية الهندسة المدنية و المعمارية
قسم الري

THESE

En vue de l'obtention du diplôme de DOCTORAT EN SCIENCES
Spécialité : Hydraulique

Présentée par :
BOUDERBALA Abdelkader

**CONTRIBUTION DES METHODES HYDROCHIMIQUES ET GEOPHYSIQUES
A L'ACQUISITION DE LA MINERALISATION DANS LES ZONES COTIERES
CAS DE LA NAPPE ALLUVIALE DE L'OUED NADOR - TIPAZA (ALGERIE)**

Soutenue publiquement le : 21/11/2015

Devant le jury composé de :

EZZIANE Karim	Professeur	UHB Chlef	Président
KOURI Lakhdar	Professeur	UAB Mostaganem	Examineur
HABI Mohamed	Professeur	UAB Tlemcen	Examineur
BATTAHAR Naima	MC(A)	UHB Chlef	Examinatrice
REMINI Boualem	Professeur	USD Blida	Directeur de thèse
SAAED HAMOUDI A.	Professeur	UHB Chlef	Co-directeur de thèse

REMERCIEMENTS

Je remercie tout d'abord, Dieu tout puissant de m'avoir donné le courage, la volonté et la patience d'achever ce modeste travail.

Je tiens à remercier mon directeur de thèse, le professeur Boualem REMINI pour l'aide qu'il m'a apporté pour accomplir ce travail, ses orientations constructives, ses encouragements, son soutien morale qu'il m'a donné, ainsi que sa gentillesse qui m'ont permis de mener à bien ce travail.

Je remercie, Monsieur Abdelamir SAAED HAMOUDI, professeur à l'université de Chlef, d'avoir accepté d'être mon co-directeur de thèse et pour ses conseils pertinents.

Ma pensée va tout naturellement à Monsieur Antonio PULIDO-BOSCH, professeur à l'université d'Almeria en Espagne ; qui a suivi ce travail dans tous ces détails avec une rigueur scientifique exceptionnelle, ce qui m'a donné le courage pour poursuivre la réalisation de ce projet de recherche. Merci pour sa grande chaleur humaine et pour sa disponibilité quotidienne, et pour tous les moments extraordinaire que nous avons passé ensemble à l'université de Granada.

Ma gratitude va aussi à tous les enseignants du département géodynamique de l'université de Granada pour l'aide qu'ils m'ont donnée et les conseils si précieux.

J'adresse mes remerciements à Monsieur Karim EZZIANE, Professeur à l'université de Chlef d'avoir accepté de présider le Jury.

Mes vives gratitudes vont aux membres du jury : Monsieur Mohamed HABI ; professeur à l'université de Tlemcen, Monsieur Lakhdar KOURI ; professeur à l'université de Mostaganem et Madame Naima BATTAHAR, Docteur à l'université de Chlef, qui ont bien voulu examiner ce travail.

Je remercie, le personnel de : l'A.N.R.H de Blida, l'A.N.R.H d'Alger, D.R.E de Tipaza, la direction d'Agriculture de Tipaza, l'O.N.A de Tipaza, l'A.D.E de Tipaza et l'A.N.B.T d'Alger, qui ont mis à ma disposition des données sur la région d'étude.

Je remercie tous mes collègues et amis de la faculté des sciences de la nature et de la terre de l'université de Khemis Miliana qui m'ont aidé, soutenu et m'ont encouragé pour accomplir ce travail.

Je tiens également à remercier l'équipe du Laboratoire de chimie de l'Université de Khemis Miliana au sein duquel on a effectué des analyses physico-chimiques des eaux.

Résumé

La nappe côtière de Nador (Tipaza) a été très sollicitée par les différents usagers depuis 1970 jusqu'à la mise en service du barrage Boukourdane en 1998. Le développement des activités agricoles associées à l'essor démographique a engendré une inversion du gradient hydraulique et par conséquent l'avancée d'un probable biseau salé à plus de 2 km à l'intérieur du continent. La salinité due à cette intrusion marine est atteinte une ampleur en 1995, où les CE ont dépassé 6000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et les concentrations des chlorures et sodium ont dépassé 3000 mg/L et 2000 mg/L respectivement dans le secteur côtier.

L'objectif spécifique de la présente étude consiste à la caractérisation du phénomène de l'intrusion marine dans cette nappe côtière par une approche multidisciplinaire. Il focalise surtout à la caractérisation hydrogéochimique, l'identification des processus et des réactions chimiques qui gouvernent la salinisation, la détermination précise de la limite de l'intrusion marine et l'étude de l'impact de l'abandon de la majorité des ouvrages de captage d'eau; de la réduction du débit d'exploitation dans cette nappe ; de l'installation du réseau d'irrigation alimenté par le barrage Boukourdane et l'irrigation au moyen des pompes au niveau d'Oued Nador sur la qualité physico-chimique des eaux souterraines.

A cet effet, nous avons effectué des suivis piézométriques et un échantillonnage de 24 puits repartis sur la plaine, ainsi qu'une prospection géophysique par les méthodes électriques pour atteindre les objectifs tracés.

L'analyse des cartes d'iso-valeurs de la période de Septembre 2011 ; de certains éléments chimiques a montré de resserrement des courbes au fur et à mesure que l'on se dirige vers la mer, cela se traduit par un gradient de conductivité électrique, des concentrations chlorures et des fractions de l'eau de mer élevés dans les deux premiers kilomètres. L'étude géo-électrique a montré aussi des résistivités faibles de la formation aquifère à moins de 20 $\Omega\cdot\text{m}$ dans le secteur côtier en comparaison au secteur amont, ceci s'explique par la contribution de l'eau de mer dans les puits côtiers, il se traduit par un mélange entre les eaux marines et les eaux douces, avec une pénétration du biseau salé à l'intérieur de l'aquifère à environ 1.7 km.

La combinaison des outils hydrogéologique, hydrochimique et géoélectrique, a bien permis de vérifier l'hypothèse d'une intrusion marine vers l'aquifère de Nador. A la suite de cette étude, les méthodes utilisées ont donné des résultats utiles pour la détermination de la source de salinité et la délimitation du secteur de forte salinité.

Mots-clés : Aquifère côtier ; Intrusion marine ; Piézométrie ; Prospection géoélectrique ; Plaine de Nador ; Paramètres hydrogéochimiques ; Salinisation des eaux souterraines.

Abstract

The Nador coastal aquifer (Tipaza) is used for human supply, agriculture and industrial uses from 1970 until dam putting into service of Boukourdane in 1998. The development of agricultural activities associated with demographic population growth has generated an inversion of the hydraulic gradient and as consequence the penetration of salt wedge that more to 2 km inland the groundwater.

The salinity caused by seawater intrusion attend a high magnitude in 1995, where the EC exceeded 6000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, and chloride and sodium concentrations had 3000 mg/L and 2000 mg/L respectively; in the coastal sector.

The goal of this study is to characterise the phenomenon of seawater intrusion in this coastal aquifer by a multidisciplinary approach. It mainly focuses on hydrogeochemical characterisation, identification of processes and chemical reactions that generate the salinity, to delineate the sectors of high salinity, and to study the impact of: abandon of the most part of coastal boreholes, reducing of pumping rates in this aquifer, the installation of the irrigation system supplied by Boukourdane dam and irrigation by pumping from Wadi Nador on the physico-chemical quality of groundwater.

We carried out a piezometric monitored; a sampling of 24 wells distributed over the plain, and also geoelectrical prospecting for achieve our goals.

The analysis of maps for September 2011, of some chemical elements shows tighter curves near the sea. This effect is materialized by conductivity electrical gradient, high chloride concentrations in the two first kilometers. The geoelectrical study shows a low resistivity less than 20 $\Omega\cdot\text{m}$ of aquifer layer in the coastal sector. It confirms the contribution of the sea water in the salinization of these coastal wells linked to the freshwater–seawater mixing with penetration about 1.7 km.

The combination of hydrogeological, hydrochemical and geoelectrical investigations confirmed the hypothesis of seawater intrusion in the Nador aquifer. In this study, these methods of characterization have given useful results to determine the source of salinity in the study area.

Keywords: Coastal Aquifer; Seawater Intrusion; Piezometry; Geoelectrical Prospecting; Nador Plain; hydrogeochemical parameters; salinization of groundwater.

ملخص

المياه الجوفية المتواجدة بالمنطقة الساحلية بالناظور (تبيازة) تعرضت في السنوات الماضية الى استغلال كبير، و هذا منذ سنة 1970 الى غاية الاستغلال الفعلي لسد بوكردان سنة 1998، و هذا تزامنا مع النمو الفلاحي المواكب للنمو الديموغرافي بالمنطقة. هذا ما أنتج جريان عكسي للمياه الجوفية مع احتمال تغلغل لمياه البحر داخل المياه الجوفية كتفسير أولي لملوحة الآبار المحاذية للبحر بأقل من 2 كم، حيث أن الناقلية الكهربائية فاقت 6000 ميكرو سمنس/سم، و تراكيز الكلور و الصوديوم تعدتا 3000مغ/ل و 2000مغ/ل على التوالي.

الهدف الاساسي من هاته الدراسة يكمن في تحديد خصائص ظاهرة تغلغل مياه البحر داخل المياه الجوفية بالمناطق الساحلية باعتماد منهج متعدد التخصصات، و يرتكز هذا بشكل رئيسي على الوصف الهيدروكيميائي للمياه الجوفية و تحديد التفاعلات المسؤولة على الملوحة و كذا تحديد دقيق لامتداد تغلغل مياه البحر داخل المياه الجوفية في منطقة الدراسة، هذا من جهة، أما من جهة أخرى فقد حاولنا استخلاص نتائج تأثير التخلي عن استغلال الآبار القريبة من البحر؛ و تخفيض كمية التدفق في الآبار المستغلة حاليا؛ و كذا تأثير نظام السقي المثبت في السهل المموم من سد بوكردان؛ و الضخ المباشر من واد الناظور المغذى بالأمطار و مياه الصرف الصحي المعالجة؛ على نوعية المياه الجوفية.

لقد قمنا من خلال هاته الدراسة بمتابعة تغير منسوب المياه الجوفية في الآبار و أخذ عينات منها لتحليلها كيميائيا، كما قمنا بدراسة جيوفيزيائية بالطرق الكهربائية لبلوغ الأهداف المسطرة.

التحليل المختلفة للخرائط المنجزة لبعض العناصر الكيميائية مثل الكلور و الصوديوم و للناقلية الكهربائية لسنة 2011 بين قيم متقاربة و متصاعدة باتجاه البحر، كما بينت الدراسة الجيوفيزيائية مقاومة كهربائية ذات قيم متناقصة للطبقة الحاوية للمياه الجوفية باتجاه البحر، أقل من 20 أوم متر. كل هاته النتائج مكنتنا من تفسير الملوحة المتواجدة في آبار المنطقة المحاذية للبحر و التي ترجع أسبابها و بشكل كبير لتغلغل مياه البحر داخل المياه الجوفية على امتداد يقارب 1.7 كم.

ان الجمع بين مختلف الطرق (الهيدروجيولوجية، الهيدروكيميائية و الجيوفيزيائية) لدراسة هاته الظاهرة سمح لنا تأكيد صحة فرضية تغلغل مياه البحر و تحديد امتدادها داخل طبقة المياه الجوفية، و نعتبر هذه الطرق مفيدة بشكل كبير لدراسة ظاهرة من هذا القبيل.

كلمات مفتاحية: خزان المياه الجوفية الساحلية، تغلغل مياه البحر، منسوب المياه الجوفية، دراسة

جيوفيزيائية، سهل الناظور، عناصر هيدروكيميائية، ملوحة المياه الجوفية.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
Chapitre I. ASPECT THÉORIQUE DE LA SALINISATION DES AQUIFÈRES CÔTIERS À POROSITÉ INTERGRANULAIRE	
I.1. Généralités	5
I.2. Origines de la salinité en zone côtière	6
I.3. Problématique de l'intrusion marine	13
I.3.1. Facteur anthropique	15
I.3.2. Facteur géologique	16
I.3.3. Transition eau douce / eau salée dans les aquifères côtiers	17
I.3.4. Formes de la zone de transition	19
I.3.5. Phénomène d'upconing	23
I.3.6. Processus de mélange	24
I.4. Aquifères côtiers	25
I.4.1. Distribution géographique	25
I.4.2. Géologie et hydrogéologie des aquifères côtiers	26
Conclusion	28
Chapitre II. PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE	
II.1. Situation géographique	29
II.1.1. Caractéristiques géographiques de la région d'étude	29
II.1.2. Réseau hydrographique	31
II.1.3. Géomorphologie	31
II.2. Climatologie	31
II.2.1. Précipitation	31
II.2.2. Température de l'air	33
II.2.3. L'humidité relative	33
II.2.4. Le vent	34
II.2.5. Régime climatique	34
II.2.6. L'évaporation	35
II.2.7. L'évapotranspiration	36

II.2.8. Estimation des ruissellements et des infiltrations	38
II.3. Contexte géologique	39
II.4. Situation hydrogéologique	40
II.5. Historique de l'exploitation de la nappe	40
II.6. Travaux antérieurs effectués dans la zone d'étude	42
Conclusion	46

Chapitre III. CADRE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

III.1. Cadre géologique	47
III.1.1. Géologie de l'Algérie du Nord	47
III.1.2. Cadre géologique de la zone	50
III.1.3. Conclusion sur le cadre géologique	56
III.2. Cadre hydrogéologique	58
III.2.1. Introduction	58
III.2.2. Structure de l'aquifère	60
III.2.3. Géométrie des formations	61
III.2.4. Caractéristiques des ouvrages de captage existants	65
III.2.5. Caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère	66
III.2.6. Evolution de la piézométrie	69
III.2.7. Relation entre niveau piézométrique, précipitation et l'exploitation	75
III.2.8. Conclusion sur le cadre hydrogéologique	76

Chapitre IV. STRATEGIE D'ETUDE ET ACQUISITION DES DONNEES

IV.1. Introduction	77
IV.2. Méthodes de caractérisation de la salinité dans les aquifères côtiers	78
IV.2.1. Choix de la zone d'étude.....	78
IV.2.2. Enquête exhaustive	80
IV.2.3. Etude hydro-climatologique	80
IV.2.4. Etude géologique	80
IV.2.5. Investigation hydrogéologique et piézométrique	81
IV.2.6. Investigation hydrogéochimique	81
IV.2.7. Investigation géophysique	85
Conclusion	92

Chapitre V. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES ET CHIMIQUES DES EAUX

V.1. Introduction	93
V.2. Échantillonnage et analyse physico-ochimique	94
V.3. Paramètres physico-chimiques des eaux de la nappe en 1995.....	95
V.4. Description sommaire des paramètres physico-chimiques de 2011	99
V.4.1 Balance ionique et qualité de l'analyse	102
V.4.2. Paramètres physiques	103
V.4.3. Éléments majeurs	105
V.4.4. Evolution de la chimie en fonction de la distance à la mer	112
V.4.5. Evolution de la chimie en fonction du pompage	113
V.4.6. Facies chimique	114
V.4.7. Aptitude des eaux à l'alimentation et à l'irrigation	116
V.4.8. Les embruns marins	118
V.5. Identification des processus hydrogéochimiques	119
V.5.1 Rapports ioniques	122
V.5.2 Deltas ioniques	125
V.5.3. Taux de mélange de l'eau de mer	129
V.5.4. Analyse statistique par l'ACP	130
Conclusion	132

Chapitre VI. ETUDE GEOPHYSIQUE

VI.1. Introduction	134
VI.2. Acquisition des données et dispositifs	135
VI.3. Travaux réalisées par la méthode des SEVs	135
VI.3.1. Etalonnage des données des SEVs	137
VI.3.2. Comparaison des cartes de résistivité apparente	138
VI.3.3. Coupes géoélectriques	141
VI.3.4. Comparaison des valeurs de résistances transversales	143
VI.3.5. Carte de la différence de la résistance transversale	145
VI.3.6 Corrélation entre ΔRT et CE	146
VI.4. Travaux réalisées par la méthode ERT	148
VI.5. Travaux réalisées par la méthode PS	152
Conclusion	154

Chapitre VII. ÉTUDE DE POSSIBILITE DE RECHARGE ARTIFICIELLE DE L'AQUIFERE COTIER DE NADOR

VII.1. Définition et aperçu historique de la Recharge des nappes	155
VII.2. Importance et intérêt de la RAN	157
VII.3. Intérêts économiques	158
VII.4. Intérêts techniques et sociaux	159
VII.5. Conditions préalables à la réalisation de la RAN	160
VII.5.1. Les conditions hydrologiques	160
VII.5.2. Les conditions géologiques et hydrogéologiques	160
VII.5.3. Les conditions géochimiques et biologiques	162
VII.6. Effets induits d'une alimentation artificielle	162
VII.7. Les différents dispositifs de la RAN	163
VII.7.1. Recharge par puits d'injection	165
VII.7.2. Recharge depuis la surface	166
VII.8. Prétraitements à effectuer sur les eaux à injecter	168
VII.9. Le problème de colmatage	169
VII.9.1. Le colmatage des dispositifs d'injection	170
VII.9.2. Le colmatage des bassins d'infiltration	171
VII.10. Barrière hydraulique pour lutte contre l'intrusion marine	171
VII.11. La RAN et la gestion intégrée des ressources	172
VII.12. Possibilité de la recharge artificielle de l'aquifère côtier de Nador	174
VII.12.1. Potentialité hydrique dans la région d'étude	175
VII.12.2. Caractéristiques physico-chimiques des eaux de la recharge	177
VII.12.3. Caractéristiques hydrogéologiques du possible zone de recharge	185
VII.12.4. Pouvoir épuratoire du sol	188
VII.12.5. Impact de l'irrigation sur la recharge de la nappe	190
VII.13. Discussion générale et conclusions	190
CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS	192
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	195

LISTE DES FIGURES

Titre	Page
Chapitre I. ASPECT THEORIQUE DE LA SALINISATION DES AQUIFERES COTIERS A POROSITE INTERGRANULAIRE	5-28
Figure I.1. Sources potentielles des salinités des eaux souterraines côtières (Younsi 2001, modifié par l'auteur).	6
Figure I.2. Equilibre hydrostatique selon Ghyben- Herzberg (1901)	8
Figure I.3. Approximation du Hubbert (1940)	9
Figure I.4. Dissolution des sels marins issus des aérosols et embruns marins (Younsi 2001, modifié par l'auteur)	10
Figure I.5. Sources naturelles et anthropiques de la salinité : évapotranspiration, recyclage des eaux et fertilisation (Younsi 2001, modifié par l'auteur).	11
Figure I.6. Source naturelle de salinité des eaux souterraines : lixiviation (Younsi 2001, modifié par l'auteur).	12
Figure I.7. Salinisation du puits par l'eau marine dans le cas d'un puits mal positionné (Cormerais & Vo Ngoc 2011)	15
Fig. I.8. Pollution du puits par l'eau salée dans le cas d'un pompage excessif (Cormerais & Vo Ngoc 2011)	16
Figure I.9. Intrusion marine dans un aquifère côtier à nappe libre (Bear & Verruijt 1987).	17
Figure I.10. Intrusion marine dans une nappe captive, avec la zone de résurgence (BRGM 1996, modifié par l'auteur)	19
Figure I.11. Intrusion saline dans le cas d'un substratum imperméable très profond (Custodio 1985, modifié par l'auteur)	20
Figure I.12. Intrusion saline dans le cas d'un substrat imperméable peu profond (BRGM 1996, modifié par l'auteur)	20
Figure I.13. Intrusion saline dans le cas d'un aquifère multicouches homogène (BRGM 1996).	21
Figure I.14. Intrusion saline dans le cas d'un aquifère multicouches à charges différentes (BRGM 1996).	22
Figure I.15. Intrusion saline dans le cas d'un aquifère multicouches hétérogène (BRGM 1996)	22
Figure I.16. Phénomène d'upconing dans un puits côtier (Kirsch 2009)	23
Figure I.17. Répartition mondiale des populations côtières et dégradation des côtes (Burke et al. 2001 ; Harrison & Pearce 2001 ; Creel 2003 ; Comte 2009)	25
Chapitre II. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE	29-46
Figure II.1. Situation géographique de la zone d'étude	30

Chapitre III. CADRE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE	47-76
Figure III.1. Cadre structural schématique de l'Algérie (Wildi 1983)	47
Figure III.2. Carte géologique de la zone d'étude	54
Figure III.3. Coupe géologique schématique perpendiculaire à l'axe du synclinal	55
Figure III.4. Colonne lithostratigraphique de la Mitidja (Messaoud Nacer 1987, amélioré par l'auteur)	56
Figure III.5. Carte géologique avec positionnement des forages et piézomètres	59
Figure III.6. Coupe hydrogéologique parallèle à l'axe du synclinal A-A'	60
Figure III.7. Coupe hydrogéologique perpendiculaire à l'axe du synclinal B-B'	60
Figure III.8. Carte isopaques des alluvions quaternaires	61
Figure III.9. Carte isopaques de l'Astien jaune	62
Figure III.10. Carte isopaques du réservoir utile	63
Figure III.11. Carte d'égalité de profondeurs du réservoir utile	64
Figure III.12. Carte piézométrique de la plaine de l'Oued Nador (année 1974)	70
Figure III.13. Carte piézométrique de la plaine de l'Oued Nador (année 1988)	71
Figure III.14. Carte piézométrique de la plaine de l'Oued Nador (année 1995)	72
Figure III.15. Carte piézométrique de la plaine de l'Oued Nador (Avril 2004)	73
Figure III.16. Carte piézométrique de la nappe plio-quaternaire (Avril 2011)	74
Figure III.17. Fluctuation piézométrique au niveau des puits côtiers (période 1988-2012)	75
Chapitre IV. STRATEGIE D'ETUDE ET ACQUISITION DES DONNEES	77-94
Figure IV.1. Schématisation des méthodes d'investigation pour l'étude de la salinité dans l'aquifère côtier de Nador	78
Figure IV.2. Localisation des points d'observation	79
Figure IV.3. Schéma de la mesure géo-électrique à 4 électrodes	86
Figure IV.4. Dispositif à 4 électrodes sur un sous-sol hétérogène avec 3 couches. (Sondage électrique vertical)	87
Figure IV.5. Configuration d'électrodes du panneau électrique et distribution de la résistivité apparente	89
Figure IV.6. Schéma du principe de la mesure passive du potentiel spontané	90
Figure IV.7. Matériel d'acquisition de quatre électrodes développé par IRIS	91

Chapitre V. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES ET CHIMIQUES DES EAUX	93-133
Figure V.1. Carte de distribution spatiale des valeurs de la conductivité électrique de l'eau (Avril 1995)	94
Figure V.2. Distribution spatiale des chlorures dans la nappe de Nador (Avril 1995)	97
Figure V.3. Variation des teneurs en nitrates dans la nappe de Nador (Avril 1995)	98
Figure V.4. Localisation des points d'eau échantillonnés	99
Figure V.5. Carte de distribution spatiale de la conductivité électrique de l'eau (Avril 2011)	104
Figure V.6. Différence de la conductivité électrique entre les deux périodes (basses eaux et hautes eaux, 2011)	105
Figure V.7. Concentrations des calciums des eaux de la nappe de Nador (2011)	106
Figure V.8. Concentrations de magnésium des eaux de la nappe de Nador (2011)	107
Figure V.9. Cartes de distribution spatiale a) des chlorures et b) de sodium (Avril 2011)	108
Figure V.10. Carte de différence des concentrations des chlorures et de sodium entre les deux périodes (basses eaux et hautes eaux 2011)	109
Figure V.11. Concentrations des sulfates dans la nappe de Nador (2011)	110
Figure V.12. Concentrations des bicarbonates dans la nappe de Nador (2011)	111
Figure V.13. Concentrations de nitrates dans la nappe de Nador (2011)	112
Figure V.14. Evolution de la conductivité électrique, des chlorures et du sodium en fonction de la distance à la mer (Septembre 2011)	113
Figure V.15. Carte de la répartition spatiale des faciès chimiques de la nappe de Nador (Septembre 2011)	116
Figure V.16. Représentation des 24 puits suivis sur le diagramme de Riverside	117
Figure V.17. Représentation des résultats des analyses sur le diagramme de Piper (Septembre 2011)	119
Figure V.18. Représentation des résultats des analyses d'eau de la nappe de Nador sur le diagramme de Chadha (Septembre 2011)	121
Figure V.19 a-f. Rapports ioniques des eaux souterraines en fonction de rCl^- (Septembre 2011)	125
Figure V.20. Relation entre (a) $rNa^+ - rCl^-$; (b) $rMg^{2+} - rCl^-$; (c) $rCa^{2+} - rCl^-$; (d) ΔNa^+ , ΔMg^{2+} et $\Delta Ca^{2+} - Cl^-$, (e) IS gypse - % Eau de mer, (f) IS halite - % eau de mer, (g) SI dolomite - % eau de mer, (h) SI calcite - % eau de mer de l'aquifère de Nador (Septembre 2011)	128
Figure V.21. Carte de la distribution du taux de mélange des chlorures dans la nappe de Nador (Septembre 2011)	129
Figure V.22. Projection des variables sur les plans 1 et 2	130

Figure V.23. Projection des individus sur les plans 1 et 2 (Septembre 2011)	131
Chapitre VI. ETUDE GEOPHYSIQUE	134-154
Figure VI.1. Situation des sondages électriques verticaux, forages et piézomètres	136
Figure VI.2. Etalonnage du SEV E3 près du forage F6	137
Figure VI.3. Cartes des résistivités apparentes pour AB = 200 m	139
Figure VI.4. Cartes des résistivités apparentes pour AB = 300 m	141
Figure VI.5. Coupes géoélectriques (Comparaison entre les résistivités de l'année 1967 et 2012)	142
Figure VI.6. Cartes de résistances transversales a) de l'année 1967, b) de l'année 2012	145
Figure VI.7. Carte de la différence de la résistance transversale ΔR_T	146
Figure VI.8. Corrélation entre CE et ΔR_T .	148
Figure VI.9. Situation des profils ERT et sites de PS	149
Figure VI.10. Image de résistivité ERT du profil 1	150
Figure VI.11. Image de résistivité ERT du profil 2	151
Figure VI.12. Image de résistivité ERT du profil 3	151
Figure VI.13. Cartes de signal PS obtenue par krigeage de 121 mesures par site	153
Chapitre VII. ÉTUDE DE POSSIBILITE DE RECHARGE ARTIFICIELLE DE L'AQUIFERE COTIER DE NADOR	155-195
Figure VII.1. Le concept de la recharge artificielle (Dillon 2005)	156
Figure VII.2. Déplacement des masses d'eau lors de l'injection d'eau de recharge dans un puits en aquifère captif (Pyne 2005)	163
Figure VII.3. Les différents dispositifs de recharge artificielle (Dillon 2005)	164
Figure VII.4. Carte de situation des points d'échantillonnage sur Oued Nador	178
Figure VII.5. Projection des analyses des échantillons sur le diagramme Riverside	179
Figure VII.6. Exemple d'un schéma de recharge d'un aquifère	184
Figure VII.7. Coupe schématique d'une tranchée d'infiltration dans le site de recharge proposé	186
Figure VII.8. Situation de site proposé pour la recharge de la nappe	187
Figure VII.9. Dispositif utilisé pour le test du pouvoir épuratoire du sol	188

LISTE DES TABLEAUX

Titre	Page
Chapitre I. ASPECT THEORIQUE DE LA SALINISATION DES AQUIFERES COTIERS A POROSITE INTERGRANULAIRE	5-28
Tableau I.1. Concentration des principaux éléments en eau de mer Méditerranée en mg/L, d'après certains auteurs	14
Chapitre II. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE	29-46
Tableau II.1. Variations mensuelles des précipitations dans les deux stations proches au secteur d'étude (période 1988 – 2012)	32
Tableau II.2. Valeurs extrêmes et moyennes mensuelles des températures à la station de Boukourdane (période 1988-2012)	33
Tableau II.3. Valeurs moyennes mensuelles de l'humidité relative au niveau de la station Boukourdane (2008-2012)	33
Tableau II.4. Valeurs moyennes mensuelles de la vitesse du vent, station Boukourdane (2008- 2012)	34
Tableau II.5. Valeurs de l'indice de De Martonne	35
Tableau II.6. Valeurs moyennes mensuelles de l'évaporation, station Boukourdane (1988 – 2012)	35
Tableau II.7. Evapotranspiration potentielle par la méthode de THORNTHWAITE (pour la période 1988-2012)	37
Tableau II.8. Evapotranspiration réelle par la méthode de Turc, station de Boukourdane, (1988-2012)	37
Tableau II.9. Bilan hydrologique moyen par la méthode de Thornthwaite, station de Boukourdane (1988-2012)	38
Tableau II.10. Répartition de la précipitation moyenne annuelle dans la zone d'étude	39
Tableau II.11. Débit moyen et volume annuel d'exploitation des forages de Nador (1974-2012)	41
Chapitre III. CADRE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE	47-76
Tableau III.1. Caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère de Nador à Tipaza	68
Chapitre IV. STRATEGIE D'ETUDE ET ACQUISITION DES DONNEES	77-94
Tableau IV.1. Caractéristiques des ions majeurs de l'eau les plus importantes (Giménez Forcada, 2008)	82
Tableau IV.2. Méthodes utilisées par ANRH pour l'analyse d'un échantillon d'eau souterraine	84

Chapitre V. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES ET CHIMIQUES DES EAUX	93-133
Tableau V.1. Caractéristique des points d'échantillonnage dans la plaine de Nador	95
Tableau V.2. Valeurs des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines de la nappe de Nador, Avril 1995	96
Tableau V.3. Valeurs des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines de la nappe de Nador, Avril 2011 & Septembre 2011	100 et 101
Tableau V.4. Matrice de corrélation entre les différents paramètres physico-chimiques	102
Tableau V.5. Evolution de la conductivité électrique en $\mu\text{S}/\text{cm}$ en fonction du pompage	113
Tableau V.6. Faciès chimique des échantillons de la nappe de Nador (Septembre 2011)	115
Tableau V.7. Delta ionique, indice de saturation et % de l'eau marine dans des eaux de la nappe de Nador (Septembre 2011)	126
Chapitre VI. ETUDE GEOPHYSIQUE	134-154
Tableau VI.1. Données géophysiques et hydrogéochimiques utilisées pour la corrélation	147
Chapitre VII. ÉTUDE DE POSSIBILITE DE RECHARGE ARTIFICIELLE DE L'AQUIFERE COTIER DE NADOR	155-195
Tableau VII.1. Résultats des analyses physico-chimiques des eaux du barrage Boukourdane (Avril 2012)	177
Tableau VII.2. Résultats des analyses physico-chimiques des eaux d'Oued Nador (Avril 2012)	178
Tableau VII.3. Résultats moyens des analyses physico-chimiques des eaux usées épurées de la STEP Chenoua (2012)	179
Tableau VII.4. Quelques exemples dans le monde sur le pouvoir épurateur du sol	181
Tableau VII.5. Quelques normes et directives relatifs à la REUT en irrigation et recharge	183
Tableau VII.6. Texture du sol et sa vitesse d'infiltration (Mai 2012)	186
Tableau VII.7. Résultats d'analyses physico-chimiques du test du pouvoir épuratoire du sol	189

INTRODUCTION GENERALE

L'eau est un élément indispensable à la vie et revêt de l'importance pour de nombreuses activités humaines. 70 % de la superficie de terre est occupée par l'eau avec seulement 2.5 % de qualité douce, et dont 22 % provient des eaux souterraines. Ces dernières représentent une excellente source d'approvisionnement en eau potable. Leur exploitation présente des avantages économiques appréciables, du fait qu'elles ne nécessitent que peu de traitement et parfois même aucun. Le maintien de cet avantage relatif requiert cependant que des mesures soient prises pour préserver de façon durable la qualité de cette ressource. L'augmentation de la demande en eau pour les différentes activités humaines, les rejets domestiques et industriels non contrôlés, l'utilisation excessive des fertilisants chimiques, les contraintes géologiques ont un impact sur la qualité des eaux souterraines.

Dans les régions côtières où vivent plus de 70 % de la population mondiale, les eaux souterraines sont mises à des importantes pressions anthropiques à cause des besoins en eau qui ne cessent à augmenter. Cette population a besoin d'un volume moyen annuel par habitant entre 100 à 200 m³ selon les normes internationales pour la consommation humaine. Dans ces zones privilégiées, se développent généralement des plaines à remplissage alluvionnaire caractérisées par des réservoirs aquifères, dont les niveaux piézométriques sont très proches d'un sol généralement très fertile. La population exploitent les ressources souterraines souvent sans aucune réelle conscience, afin d'assurer les différentes besoins en eau, ce qui engendre des baisses piézométriques considérables et des dégradations de la qualité chimiques de ces eaux.

Les nappes alluviales côtières ne sont généralement que des minces lentilles d'eau douce nageant fragilement sur un biseau d'eau salée. Un pompage intensif près de la côte dans ces nappes, rend l'eau pompée contaminée et inutilisable pour les différents usages. L'importance du biseau salé dépend surtout aux conditions hydrogéologiques de l'aquifère, dont la forme et l'extension est régie par des lois hydrodynamiques de la nappe. Ce phénomène de l'intrusion marine est quasi irréversible, sauf recours à des techniques très difficiles à mettre en place aussi bien financièrement que techniquement.

Il est possible d'exploiter ces nappes côtières, sans provoquer une intrusion marine, grâce à une connaissance hydrogéologique et à une gestion bien adéquate. Cependant la prévention reste la méthode la plus efficace pour éviter toute forte minéralisation dans ces aquifères. Les méthodes hydrogéologiques, hydrogéochimiques et géophysiques constituent des outils efficaces pour un meilleur diagnostic de l'état d'une tel aquifère et permettent d'identifier les mécanismes qui y prennent place, afin d'éviter une éventuelle problématique affectant la qualité des eaux souterraines.

La nappe alluviale de l'Oued Nador (Tipaza) fait partie des zones côtières, où l'approvisionnement en eau potable et d'irrigation se fait actuellement à partir des eaux de surface du barrage Boukourdane situé en amont de la plaine et par les eaux souterraines de la nappe de Nador. L'exploitation intensive de cette nappe côtière depuis 1970 jusqu'au début des années 2000 a provoqué un abaissement piézométrique accompagné d'une augmentation de la salinité des eaux souterraines, dont l'origine est une probable intrusion marine. La conductivité électrique a atteint 9000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en avril 1995, le sodium et chlorures ont montré des valeurs dépassant 2000 et 3000 mg/L respectivement. Ces fortes salinités sont observées dans les deux premiers kilomètres de la Méditerranée, c'est l'essor démographique et l'intensification des activités socio-économiques qui sont derrière l'exploitation intensive et la dégradation de la qualité des eaux de cette nappe.

Devant l'acuité de ce problème, une compréhension sur le plan quantitatif du mouvement de mélange de l'eau douce et de l'eau salée, ainsi que les facteurs influençant ce processus, devient essentiel afin de préserver cette ressource vitale.

Les objectifs de ce travail se focalisent sur :

- *Caractérisation hydrogéochimique de l'intrusion marine et l'identification des processus et des réactions chimiques qui gouvernent la salinisation ;*
- *Localisation des secteurs les plus minéralisés ;*
- *Evaluation de l'impact de l'abandon de la majorité des ouvrages de captage d'eau; de la réduction du débit d'exploitation dans cette nappe ; de l'installation du réseau d'irrigation alimenté par le barrage Boukourdane et l'irrigation au moyen des pompes au niveau d'Oued Nador sur la piézométrie et sur la qualité physico-chimique des eaux souterraines.*

Pout atteindre les objectifs tracés, ce travail a été structurée en sept chapitres plus une introduction générale, une conclusion, et des références bibliographiques :

Introduction et objectifs. Dans introduction a été décrite l'importance des eaux souterraines d'une manière générale comme une source d'alimentation, généralités sur les zones côtières ayant une insuffisance des ressources en eaux et une irrégularité temporelle des précipitations (les ressources en eau souterraines sont souvent en surexploitation et vulnérables au problème de pollution et de salinité).

Chapitre 1. Contexte générale de la zone d'étude. Description de la situation géographique et socio-économique. Les paramètres climatiques de la région d'étude telle que les précipitations moyennes annuelles, l'évapotranspiration réelle, le ruissellement et l'infiltration ont été estimés. Les travaux antérieurs réalisés dans ce secteur ont été aussi décrits dans cette partie.

Chapitre 2. Le cadre géologique et hydrogéologique de la zone d'étude. Description des différents domaines géologiques de l'Algérie du Nord. La géologie de la région d'étude avec sa structure et sa tectonique. Description hydrogéologique de l'aquifère plio-quaternaire de Nador avec des coupes hydrogéologiques et des cartes piézométriques, les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère. Relation entre la piézométrie, précipitation et l'exploitation de la nappe de Nador.

Chapitre 3. Aspect théorique sur la salinisation des nappes côtières. Origine de la salinité, problématique de l'intrusion marine, caractéristiques géologiques et hydrogéologiques des aquifères côtiers en générale.

Chapitre 4. Méthodologie et stratégie suivie pour l'étude du problème de la salinité dans la nappe de Nador. Méthode d'échantillonnage et d'analyse des eaux au laboratoire, interprétation des données physico-chimiques par les différents outils, les méthodes d'analyse et de caractérisation de la salinité dans une zone côtière.

Acquisition des données géo-électriques par les différents dispositifs utilisés, travaux réalisés par la méthode des sondages électriques verticaux (SEV), par la méthode de tomographie électrique (ERT) et par la méthode de potentiel spontané (PS).

Chapitre 5. La mise en évidence de l'intrusion marine, interprétation des données physico-chimiques. Caractérisation de la salinité dans la nappe aux moyens : des rapports ioniques, des diagrammes, deltas ioniques, de la carte de taux de mélange de l'eau de mer.

Chapitre 6. Une étude géophysique par des prospections géo-électriques. L'apport de chaque méthode à l'étude du problème de salinité.

Chapitre 7. Les mesures à prendre pour une gestion active de l'aquifère côtier. Aspect théorique et conditions préalables de la RAN. Étude de la possibilité de la recharge artificielle de l'aquifère côtier de Nador.

Chapitre I

ASPECT THEORIQUE SUR SALINISATION DES AQUIFERES COTIERS A POROSITE INTERGRANULAIRE

I.1- Généralités

Généralement, les activités humaines et particulièrement agricoles ont tendance à se développer de préférence à proximité des cours d'eau et mieux encore en bord de mer. Ces franges côtières à remplissage alluvionnaire constituent des secteurs privilégiés pour le développement de ces activités humaines (BRGM 1996 ; Younsi et al. 1997). La mise en exploitation des nappes côtières nécessite une bonne gestion de la ressource en eau afin d'éviter toute genre de pollution. Lorsqu'une pollution de l'eau douce par une eau salée par exemple a lieu, il est en général difficile d'en faire disparaître les effets (BRGM 1996; Kouzana et al. 2007 ; Djabri et al. 2011). Il est alors préférable d'essayer de prévoir les risques d'intrusion marine, ce qui nous place directement devant un double problème complexe, associant la notion de quantité à celle de qualité (Pulido-Bosch et al. 1991 ; Hsissou et al. 1997). D'autant plus que dans ces zones côtières (arides et semi-arides), la demande en eau est en générale forte pour l'alimentation quotidienne des populations et pour l'irrigation. C'est surtout en période sèche que les pompages s'intensifient et engendrent une baisse de la piézométrie en direction de la mer avec une éventuelle avancée du biseau d'eau salée vers les terres. Parallèlement à cette progression du biseau, la zone de mélange « eau douce-eau salée » s'élargit et lorsqu'elle atteint les crépines du pompage, l'eau pompée devient contaminée.

L'intensification des activités agricoles dans ces régions côtières est liée aux facteurs favorables tel que :

- faible profondeur de la nappe aquifère, ce qui facilite son exploitation ;
- sols sableux-limoneux légers, bien aérés et bien drainés, ce qui les rend faciles à travailler ;
- climat doux avec une humidité relative élevée ;

I.2. Origines de la salinité en zone côtière

D'une manière générale, dans les zones côtières irriguées à climat aride et semi-aride, les sources potentielles des fortes salinités des eaux souterraines peuvent être soit naturelles, soit anthropiques, soit encore une combinaison entre les deux sources (Andreasen et Fleck 1997 ; Younsi 2001; Barlow 2003), que l'on peut identifier dans la figure ci-dessous (figure I.1).

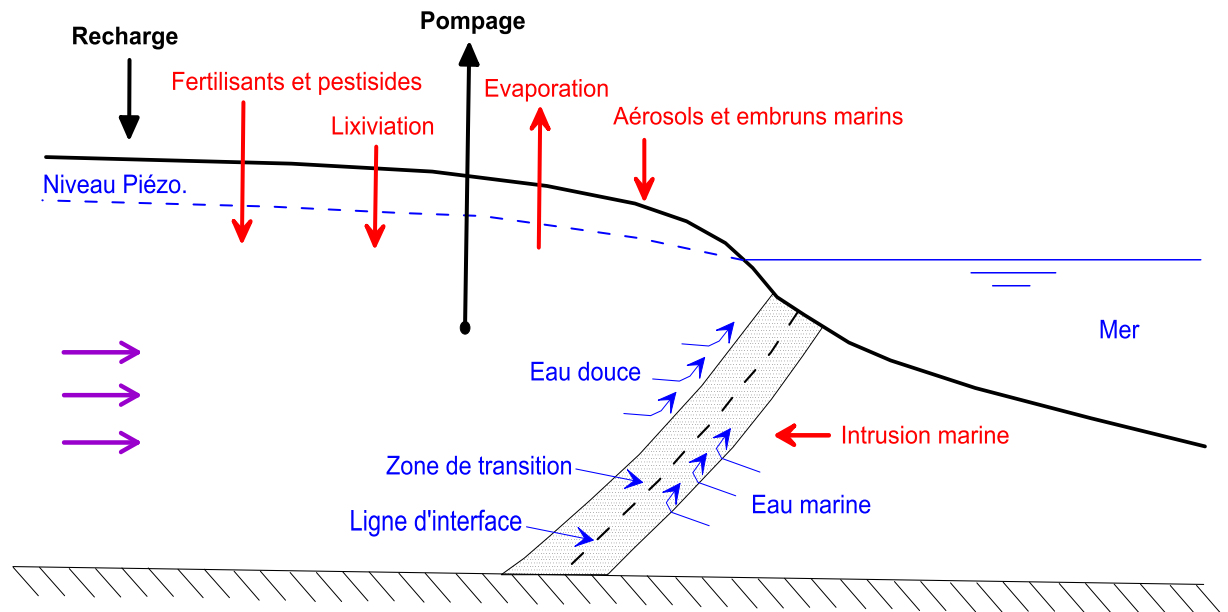


Figure I.1. Sources potentielles des salinités des eaux souterraines côtières
(Younsi 2001, modifié par l'auteur).

S₁- Intrusion marine

En absence de perturbation (surexploitation par exemple), la pénétration du niveau de la mer à l'intérieur des terres est naturellement régie par une différence de masse volumique (25 kg/m^3) entre deux eaux (Custodio et Bruggeman 1987) :

- L'eau salée et marine, est plus dense (plus lourde et visqueuse que l'eau douce), donc plus assujettie aux forces gravitationnelles ;
- L'autre plus ou moins douce provenant de l'infiltration des précipitations, constituant ainsi une nappe côtière s'écoulant vers la mer.

L'interface eau douce-eau salée prend une allure hyperbolique, qui limite la partie basale nommée « biseau ». Dans la réalité, on observe une zone de transition dont l'épaisseur ne

dépasse guère quelques mètres. La forme et l'épaisseur de cette interface dépendent de plusieurs facteurs :

- les variations des niveaux de la nappe et du niveau de la mer ;
- la différence de densité entre les deux liquides qui tend à maintenir l'eau salée en profondeur ;
- la diffusion moléculaire du sel dans l'eau douce tendant à minimiser les gradients de concentration ;
- la dispersion hydrodynamique dans le réservoir aquifère due à l'écoulement le long de l'interface ;
- le débit de la nappe qui est en fonction du régime d'exploitation et implantation des différents aménagements hydrauliques et de la recharge de la nappe ;
- la porosité et perméabilité des terrains aquifères littoraux ;
- la géométrie de l'aquifère : topographie du substratum imperméable au niveau de l'interface eau douce-eau salée ;
- les variations barométriques

Une pluie susceptible de recharger une nappe côtière engendre une augmentation du débit des eaux souterraines et une poussée de l'interface eau douce-eau salée vers la mer, voire une expulsion des niveaux salés vers des niveaux plus profonds.

Plusieurs approches donnent une idée sur le positionnement de l'interface eau douce-eau salée, dont certaines hydrostatiques et d'autres hydrodynamiques, nous citons à titre d'exemple :

a. Approche hydrostatique

L'approche de Gyben-Herzberg repose sur l'équation d'équilibre hydrostatique entre les deux fluides en considérant l'existence d'une nette interface entre ces dernières (Ghyben 1888; Herzberg 1901). Cette relation correspond au cas de deux fluides non miscibles, de densités différentes, en équilibre dynamique, en régime permanent, où la composante verticale de l'écoulement est négligeable (hypothèse de Dupuit). La profondeur de l'interface est alors proportionnelle à la piézométrie; la référence étant le niveau moyen local de la mer.

Selon le schéma de la figure I.2, sur une horizontale AA' ; l'égalité des pressions de l'eau salée et de l'eau douce s'écrit :

$$H \times \rho_s = (H + h) \times \rho$$

ρ_s : étant la masse volumique de l'eau salée ;

ρ : la masse volumique de l'eau douce ;

h : la hauteur d'eau douce au-dessus du niveau de la mer en un point A'.

$$H = \frac{\rho_s - \rho}{\rho} h = \frac{1}{\beta} h$$

La densité de l'eau douce est égale à $d = 1$ ($\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$) et la masse volumique de l'eau de mer est fonction de la salinité. Avec une concentration équivalente de NaCl de 36 à 40 g/L (qui représente à peu près la moyenne de la concentration des mers et océans) elle est égale à $d_s = 1.025$ ($\rho_s = 1025 \text{ kg/m}^3$).

Pour ces valeurs on a donc,

$$H = h / 0.025 = 40 h$$

En un point quelconque de la nappe, l'interface eau douce / eau salée se situe donc sous le niveau de la mer à une profondeur égale à 40 fois l'élévation de la nappe au-dessus du niveau de la mer. Néanmoins, pour une eau de mer moins salée ce rapport augmente.

Il est à signaler que ce schéma est évidemment convenable pour les îles, où la nappe d'eau douce formant une lentille complète au-dessus de l'eau de mer.

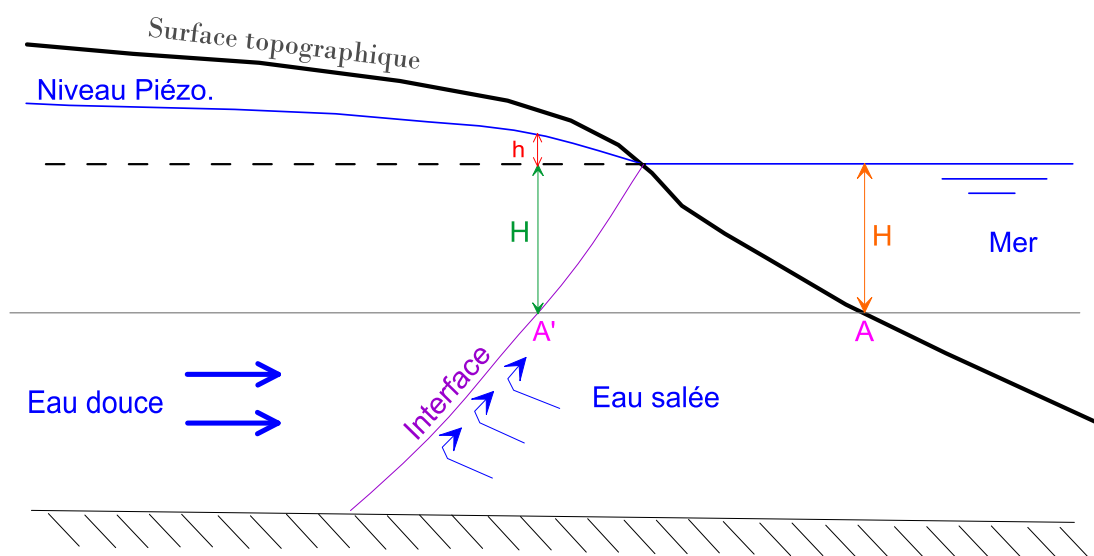


Figure I.2. Equilibre hydrostatique selon Ghyben- Herzberg (1901)

b. Approche hydrodynamique

L'approche de Ghyben-Herzberg de l'interface abrupte, connue depuis un siècle, consiste à supposer que l'eau de mer et l'eau douce ne se mélangent pas, et à chercher la position d'équilibre hydrostatique d'un biseau salé d'eau de mer qui se pénètre sous l'eau douce de la nappe, cette dernière s'écoulant vers la mer au-dessus du biseau salé (Pulido-Bosch et al. 1991 ; BRGM 1996 ; Younsi 2001 ; Pulido-Bosch 2007).

Plusieurs approches hydrodynamiques ont été introduits tels que, modèle du Hubbert (1940) ; Cooper (1959) Glover (1959) ; Lusczynski (1961) et Cooper et al. (1964) qui apportent des légères modifications à celui du l'approche hydrostatique du Ghyben-Herzberg. Ces approches considèrent l'eau douce et l'eau salée comme des fluides non miscibles. Elles ne tiennent pas compte des phénomènes de diffusion et considèrent l'exutoire du flux d'eau douce en mer n'est plus restreint à un seul point. Près de la côte, l'interface avec l'eau de mer se situe donc plus en profondeur que ce que prédit le principe de Ghyben-Herzberg (figure I.3). Ces modèles sont surtout applicables aux nappes libres.

$$Z = (\rho . hd - \rho s . hs) / (\rho s - \rho)$$

Avec : hd et hs , niveaux piézométriques de l'eau douce et l'eau salée respectivement.

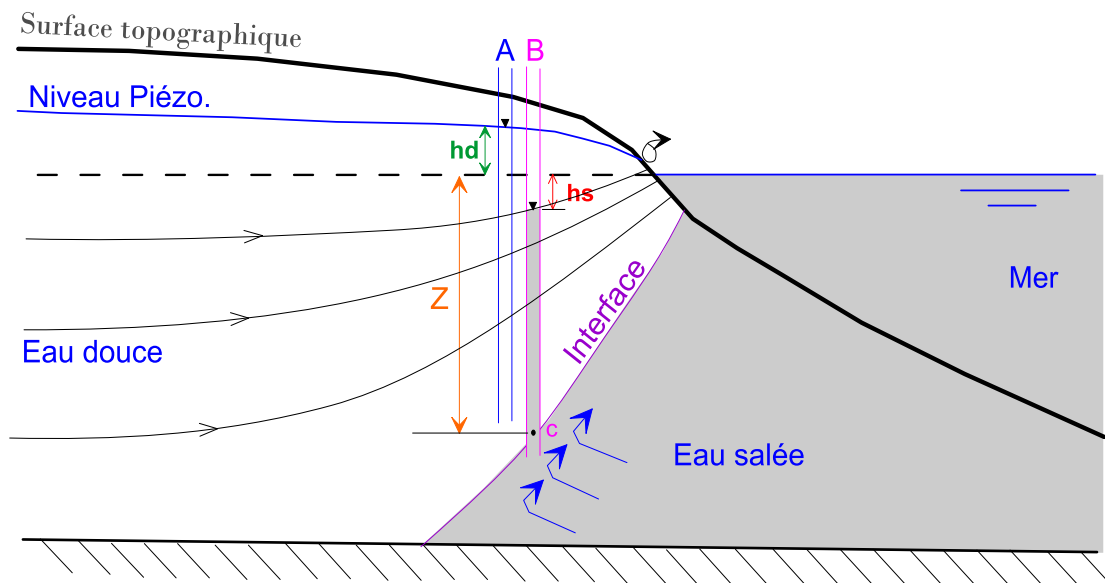


Figure I.3. Approximation du Hubbert (1940)

S₂- Aérosols et embruns marins

Vu la situation des nappes côtières à proximité directe de la mer, la dissolution des aérosols et embruns marins constitue une source potentielle naturelle de la salinité des eaux souterraines côtières (Younsi 2001). Ces aérosols et embruns chargés en cristaux de sels vont se déposer sur les sols. Pendant la période pluvieuse où l'on observe une recharge efficace de la nappe, les eaux de pluie infiltrées vont lessiver les cristaux de sels et les entraîner jusqu'à la nappe ; ce qui engendre une pollution de celle-ci (figure I.4).

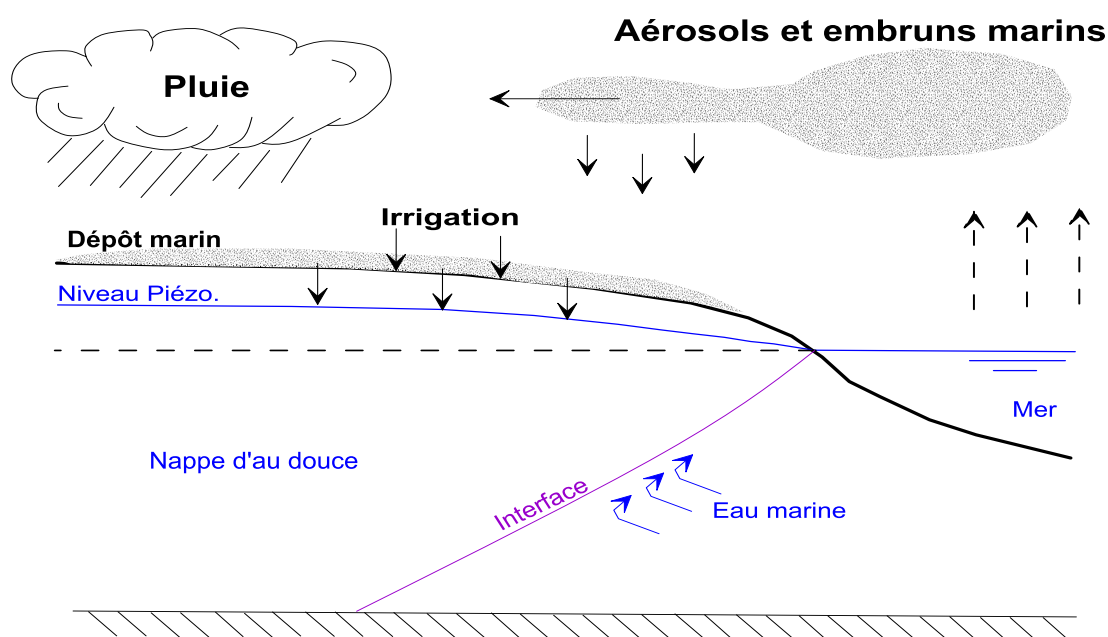


Figure I.4. Dissolution des sels marins issus des aérosols et embruns marins (Younsi 2001, modifié par l'auteur)

S₃- Evaporation et Recyclage des eaux

L'action de l'évaporation est particulièrement nette sur la composition chimique des eaux. Elle est d'autant plus intense que la profondeur de la nappe est faible et que les conditions climatiques sont arides (Custodio et Bruggeman 1987). Généralement, les nappes d'eau souterraine en zones côtières circulent à des profondeurs faibles, et diminuent au fur et à mesure que l'on se dirige vers la mer. Cette disposition qui est favorable à l'irrigation par pompage, a été l'un des atouts majeurs au développement des activités agricoles dans ces plaines côtières. Quand les pluies sont faibles (périodes sèches), ne faisant qu'imprégner les couches superficielles sans pouvoir atteindre la nappe, la

concentration des sels dissous dans l'eau du sol par évaporation est intense. Il s'ensuit une salinisation progressive des solutions de la zone non saturée. L'effet de l'évaporation s'ajoute à celui de la faiblesse de la pluviométrie.

A ces effets néfastes, s'ajoute celui du recyclage des retours vers la nappe, des eaux d'irrigation qui sont des eaux souterraines déjà chargées en sels. L'enrichissement des sols en sels, qui augmente chaque année, est principalement lié à la qualité de l'eau d'irrigation et à l'utilisation des fertilisants agricoles (figure I.5). Ce facteur est déterminant dans la contamination des eaux souterraines par les nitrates issus principalement des fertilisants azotés. Le surplus de ces fertilisants va se retrouver dans la nappe phréatique par ré-infiltration des eaux de retour et des eaux pluviales. Des teneurs élevées en nitrates, par exemple, rendent l'approvisionnement en eau de qualité acceptable de plus en plus difficile, surtout que les populations rurales, à forte densité dans les zones côtières, ne disposent que des eaux souterraines pour leur consommation quotidienne.

Le recyclage des eaux de drainage chargées en sels et nitrates est favorisé par la faible profondeur de la nappe dans ces zones côtières. D'autres facteurs sont déterminants dans ce phénomène, à savoir : occupation des sols, type de culture, nature pédologique, piézométrie, hydrodynamique, ... (Triboï et Loiseau 1992 ; Trabelsi et al. 2005).

En règle générale, si la nappe est profonde et d'un écoulement rapide, mieux qu'elle est protégée contre toute contamination diffusée.

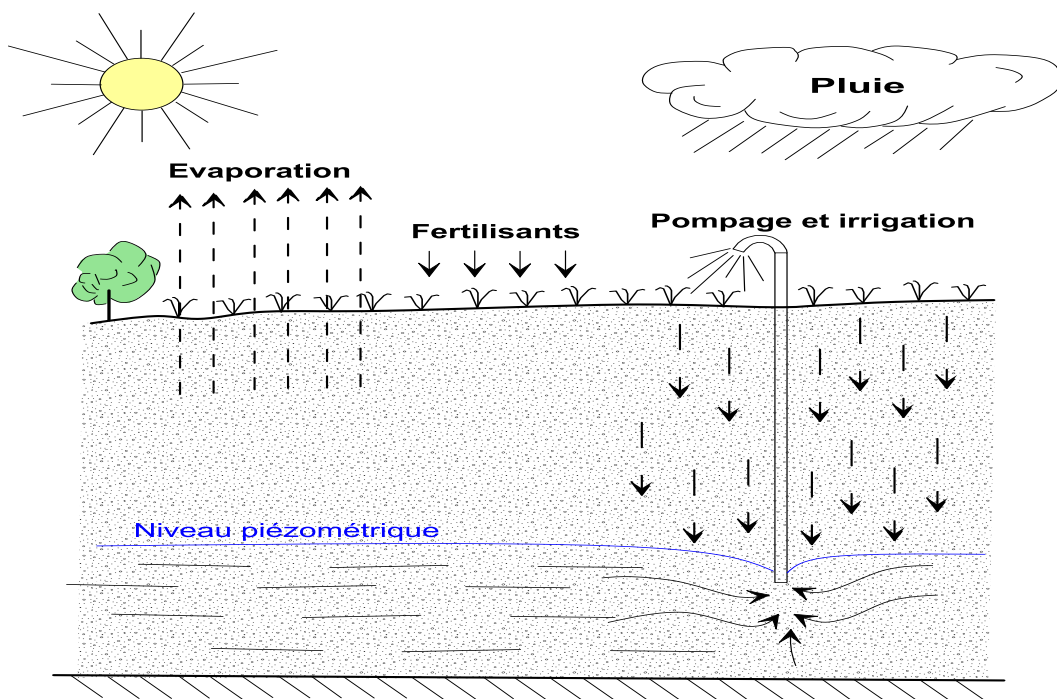


Figure I.5. Sources naturelles et anthropiques de la salinité : évapotranspiration, recyclage des eaux et fertilisation (Younsi 2001, modifié par l'auteur)

S4- Lixiviation

La composition lithologique, la porosité et la perméabilité des terrains aquifères pourraient constituer une autre source de salinité des eaux souterraines (figure I.6). Plusieurs facteurs jouent un rôle essentiel dans la mise en solution des éléments chimiques et sont étroitement liés à la nature des formations en place (Custodio 1985 ; Bear et al. 1999) :

- l'importance de la surface de contact eau-roche et la durée de contact entre l'eau et la matrice de l'aquifère : l'eau est d'autant plus chargée que la surface et la durée de contact sont grandes ;
- la vitesse de circulation de l'eau dans le terrain : plus l'eau circule lentement dans une formation, plus sa minéralisation augmente ;
- la nature des substances chimiques solubles dans la roche aquifère : l'attaque de NaCl est plus rapide que celle de SO_4Ca et la mise en solution des terrains calcaires est plus rapide que celle des roches cristallines ;
- la différence de concentration entre l'eau et le terrain, les réactions secondaires (échanges de bases, réduction des sulfates et des nitrates, ...), la température de l'eau, la pression,....etc.

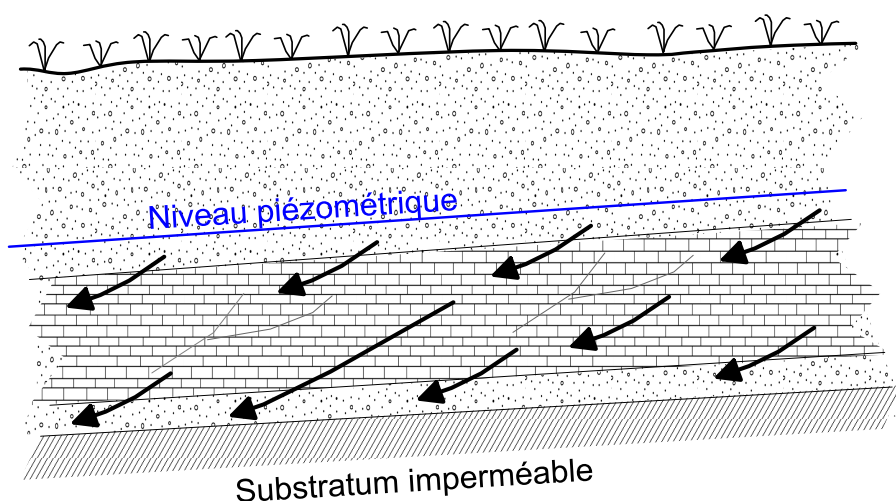


Figure I.6. Source naturelle de salinité des eaux souterraines : lixiviation (Younsi 2001, modifié par l'auteur)

En conclusion, à cause de l'hétérogénéité des terrains aquifères, on peut trouver des zones où les eaux souterraines présentent les mêmes caractéristiques et juste à côté on

trouve des zones ayant des caractéristiques différentes. C'est ce qu'on appelle une zonalité géologique.

I.3. Problématique de l'intrusion marine

Dans les zones littorales, les nappes souterraines d'eau douce constituent une source importante pour l'alimentation en eau. Elles sont généralement en contact direct avec l'eau salée marine qui envahit plus ou moins les formations du sous-sol côtier. L'eau douce « flottant sur l'eau salée, de manière générale par l'équilibre hydrostatique, l'intrusion d'eau salée à la forme d'un biseau plongeant vers l'intérieur des terres, est appelé communément le biseau salé. Le contact de ces eaux de densité différente est en fait régi plus précisément par les lois d'équilibre hydrodynamique et par les phénomènes de diffusion qui s'inscrivent obligatoirement dans le contexte géomorphologique, lithologique et hydrologique propre de chaque région (El Achheb et al. 2003 ; Kouzana et al. 2007).

Ce phénomène de l'intrusion marine constitue l'un des problèmes majeurs pour la gestion des aquifères côtiers. Si les eaux marines progressent dans le continent sous l'effet des pompages, les ouvrages de captages deviennent salins et par la suite s'abandonnent à cause de la salinisation des eaux.

La nappe d'eau douce se recharge par la surface du sol par infiltration efficace de l'eau de pluie (Pour évaluer la quantité d'eau infiltrée dans le sol, on rappelle qu'il faut soustraire la quantité d'eau évapotranspirée à la quantité des précipitations). Lorsqu'il pleut beaucoup (période des hautes eaux) l'interface eau douce-eau salée est repoussée vers la mer alors que cette interface se déplace vers le continent en période sèche (période des basses eaux). On comprend donc bien qu'elle se déplace au fil des saisons en quelques mètres. Le phénomène de l'intrusion marine ou saline est un processus actif qui correspond à une rupture de l'équilibre hydrodynamique entre l'eau douce et l'eau de mer par :

- Une baisse importante de la charge et des flux d'eau douce et/ou
- Une augmentation de la charge d'eau de mer

Ce déséquilibre se traduit par une avancée de l'eau de mer dans l'aquifère et une dégradation souvent importante de la ressource en eau douce. Une des raisons les plus communes de ce déséquilibre est la surexploitation des aquifères côtiers, exacerbée par la population toujours croissante de ces zones (facteur anthropique) ou par un facteur géologique (augmentation de niveau de la mer). L'intrusion marine décrit précisément la

situation dans laquelle l'eau de mer se déplace et se mélange à l'eau douce dans un aquifère en réponse.

L'eau de mer est principalement constituée de sodium, magnésium, potassium, chlorure et sulfates. Les proportions moyennes mesurées en mer Méditerranée sont données dans le tableau ci-dessous. Elles correspondent à des mesures en surfaces. Cependant, la profondeur influe très peu sur les concentrations données au tableau I.1. Klein et al. (1999) renseigne assez précisément sur la composition de l'eau de mer méditerranéenne en termes de salinité, température et teneur en oxygène en surface et aussi à 500 mètres de profondeur.

La densité mesurée à 500 mètres de profondeur est quasiment constante dans tout le bassin méditerranéen est égale à $d = 1.0292 \pm 5.10^{-5}$. Concernant la température (t °C), des variations entre 13,4 et 14,5 °C se produisent à 500 m de profondeur. En conséquence, la salinité de l'eau de mer à cette profondeur est donnée en ordre général à $S=38,8 \pm 0,1$ (g/L). Le pH de l'eau de la mer Méditerranée est évalué à 8,2. Les concentrations de l'oxygène dissous varient généralement entre 190 et 210 $\mu\text{mol/kg}$ à 500 m de profondeur.

Afin de juger l'impact de la dissolution des minéraux, il est également signalé l'existence de certains éléments traces dans l'eau de mer Méditerranée dont les principaux éléments sont bromure, silicium, aluminium, nickel, fer, cuivre et cadmium. Ces concentrations sont globalement constantes en profondeur et dans l'espace méditerranéen du fait du faible temps de résidence (Chou et Wollast 1997 ; Morley et al. 1997).

Tableau I.1. Concentration des principaux éléments en eau de mer Méditerranée en mg/L, d'après certains auteurs

Ion	Stumm et Morgan (1981)	Lloyd et Heathcote (1985)	Custodio et Bruggeman (1987)	Drever (1988)	Klein et al. (1999)	Rich (2011)
Cl ⁻	19354	19000	18000-21000	19350	21400	20900
HCO ₃ ⁻	142	142	70-150	142	145	-
SO ₄ ²⁻	2712	2700	2500-3000	2710	3060	2965
Na ⁺	10770	10500	10000-11800	10760	11600	10945
K ⁺	399	380	350-440	399	390	410
Ca ²⁺	412	400	380-440	411	416	441

Mg ²⁺	1290	1350	1100-1400	1290	1295	1371
------------------	------	------	-----------	------	------	------

I.3.1. Facteur anthropique

a. Puits mal positionné

Si un ouvrage de captage est réalisé trop près de la côte et qu'il est trop profond (la crépine est près de la zone de transition), donc l'eau pompée sera saumâtre et impropre à la consommation dès le début de son exploitation. Par ce que la crépine va se retrouver directement dans la zone où l'eau est salée. De plus, pendant la saison sèche, puisque la nappe ne se recharge pas, on a alors une avancée de l'intrusion saline dans la nappe ce qui augmente le risque d'avoir un puits situé dans la zone de transition (figure I.7)

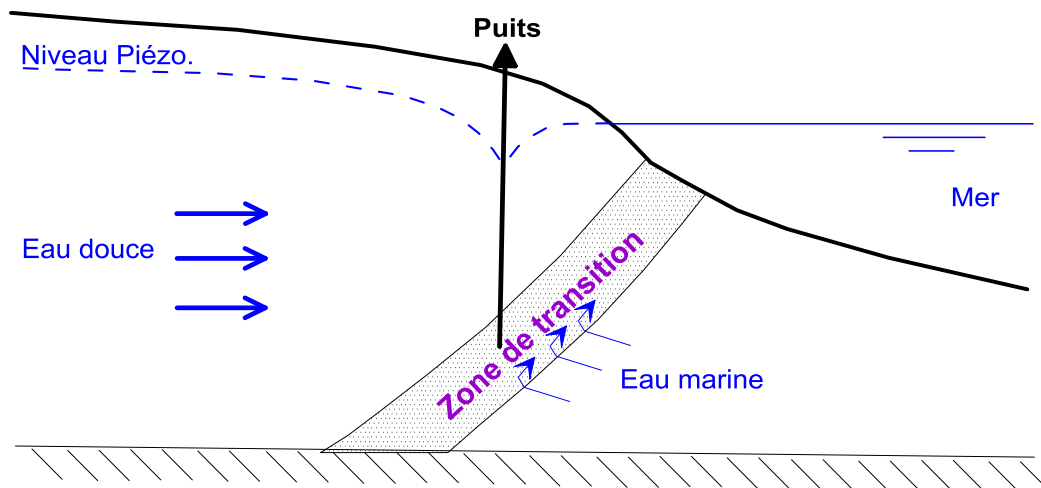


Figure I.7. Salinisation du puits par l'eau marine dans le cas d'un puits mal positionné (Cormerais et Vo Ngoc 2011)

b. Pompages excessifs

Les conditions de prélèvement dans les nappes côtières sont particulières. En effet, au début du pompage l'eau pompée est de qualité bonne (figure I.8a), mais après un certains temps de pompages excessifs, le niveau de la nappe s'abaisse, une remontée de l'interface eau douce-eau salée se manifeste, et une avancée massive des eaux salées vers l'intérieur du continent vient combler la dépression créée par les pompages à cause du gradient hydraulique inversé (figure I.8b). Les dommages causés par l'exploitation se diffèrent d'un aquifère à un autre, selon les caractéristiques hydrodynamiques.

On peut finalement dire qu'une intrusion d'eau salée dans la nappe d'eau douce est quasi systématiquement la conséquence d'une surexploitation, elle est donc due à l'action anthropique.

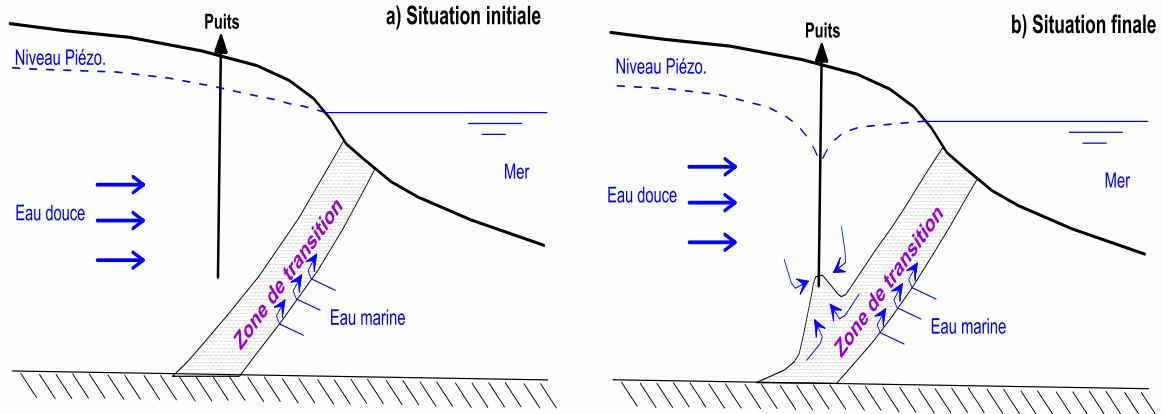


Fig. I.8. Pollution du puits par l'eau salée dans le cas d'un pompage excessif (Cormerais et Vo Ngoc 2011, modifié par l'auteur)

I.3.2. Facteur géologique

Il correspond à la remontée du niveau marin pendant l'histoire géologique. D'après certain chercheurs, il y a 20 000 ans, lors du dernier maximum glaciaire, le niveau marin était de 130 mètres inférieur à celui que nous connaissons actuellement, une grande partie de l'eau terrestre se trouvant sous forme de glace continentale. Il est ensuite progressivement remonté avec la déglaciation, et les experts considèrent qu'il s'est stabilisé il y a environ 3000 ans. Depuis, le niveau moyen de la mer a peu varié : il ne se serait élevé que de 0,5 millimètres par an au maximum (Kemp et al. 2011). Durant la remontée importante du niveau marin, les aquifères côtiers, ont été envahis par la mer. Depuis sa stabilisation, les eaux marines ont pu être repoussées dans les aquifères où le gradient piézométrique était suffisamment élevé. Pour des aquifères à faibles gradients hydrauliques, l'intrusion marine n'a pas toujours pu être repoussée (Vella et al. 2005).

Le degré de l'intrusion marine dépend des conditions hydrogéologiques de l'aquifère (géométrie, perméabilité,...); les conséquences et l'importance de l'intrusion sont donc très variables suivant les endroits, allant d'une contamination locale restreinte dans une petite partie de l'aquifère, à une contamination régionale affectant fortement la ressource en eau (Custodio 1985).

Une fois l'intrusion d'eau de mer est effective, le retour à des conditions d'eau douce est généralement très long. Une étude spécifique est donc nécessaire pour chaque aquifère, pour localiser des zones contaminées et mettre les solutions nécessaires (Custodio 2002).

I.3.3. Transition eau douce / eau salée dans les aquifères côtiers

En raison de la présence d'eau salée dans les formations aquifères sous le niveau marin, une zone de transition se forme entre l'eau douce ($\rho_f \sim 1000 \text{ g/l}$) s'écoulant vers la mer et l'eau de mer sous-jacente plus lourde (masse volumique $\rho_s \sim 1025 \text{ g/L}$).

La détermination de la forme ainsi que la position de la zone de contact entre l'eau douce et l'eau de mer a motivé de nombreuses recherches depuis plus d'un siècle ; les premières recherches correspondent à celles de Ghyben (1889) et Herzberg (1901). Cette zone de contact entre les deux liquides est en réalité bien épaisse et l'eau douce et l'eau de mer étant des liquides miscibles, à cause de la dispersion et la diffusion du sel dans l'eau et la zone de contact entre ces deux liquides prend la forme d'une zone qu'on appelle zone de transition (ou zone de mélange) induite par des phénomènes hydrodynamiques (Cooper et al. 1964; Bear et al. 1999) (figure I.9).

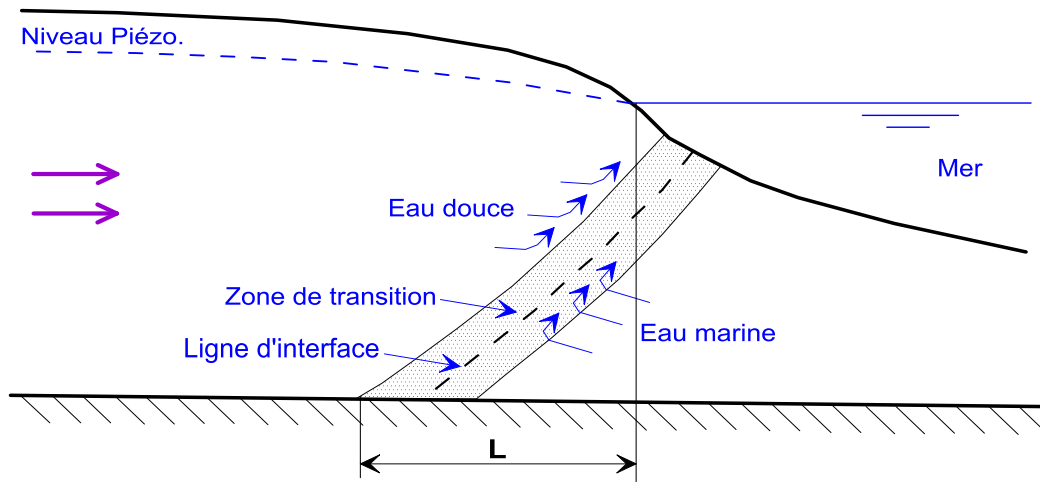


Figure I.9. Intrusion marine dans un aquifère côtier à nappe libre
(Bear et Verruijt 1987).

Sous certaines conditions, l'épaisseur de cette zone de transition peut effectivement être très fine, de sorte que la zone de transition entre l'eau de mer et l'eau douce peut être approximée à une limite abrupte (Bear et Verruijt 1987). Reilly et Goodman (1985)

estiment que l'hypothèse de l'interface abrupte est acceptable si l'épaisseur de la zone de transition est inférieure au tiers de la hauteur de la zone d'eau douce. Sakr (1999) montre qu'en régime permanent l'approche d'une interface étroite est valide seulement lorsque le système est dominé par l'advection ou lorsque le facteur d'alimentation est important. Néanmoins, dans de nombreux aquifères, il n'existe pas d'interface qui sépare l'eau douce de l'eau de mer, mais on observe une large zone de transition dont l'épaisseur dépend des caractéristiques géologique et hydrodynamique de l'aquifère (perméabilité, diffusivité, flux d'eau douce) (Custodio 1985). Ainsi dans les aquifères côtiers présentant de faibles gradients hydrauliques, la zone de transition peut s'étendre sur plusieurs centaines de mètres (Cooper et al. 1964).

Enfin, l'épaisseur de la zone de transition tend à augmenter sous l'influence de facteurs extérieurs qui modifient l'équilibre entre la charge d'eau douce et la charge d'eau de mer, comme : la marée (Kim et al. 2006), la recharge naturelle ou artificielle, et les pompes dans l'aquifère (Custodio 1985). L'épaisseur mesurée de la zone de transition varie de quelques mètres dans les aquifères de sable à des centaines de mètres dans les aquifères de basalte (Bobba 1998).

Dans le cas des nappes captives, les principes évoqués ci-dessus restent sensiblement les mêmes. Cependant, la sortie d'eau douce en mer, directe ou à travers des niveaux perméables ne peut exister que si la charge d'eau douce est suffisante pour compenser la densité de la colonne d'eau de mer sus-jacente. Dans le cas contraire, la décharge d'eau douce en mer n'est pas possible et la mer envahit partiellement voir totalement l'aquifère captif.

Dans un système aquifère multicouche, chaque aquifère présente avec la mer une zone de transition différente qui dépend en partie de la charge d'eau douce dans la zone continentale de chaque aquifère mais également de la perméabilité de la chaque couche (figure I.10). Ainsi dans les systèmes multicouches complexes, l'aquitard joue un rôle important pour déterminer la profondeur de l'interface, sa distance par rapport à la côte et l'épaisseur de la zone de transition (Back 1986). L'eau douce contenue dans la nappe ne peut pas traverser le front salé, cela entraîne donc le contournement de l'eau salée par l'eau douce pour pouvoir sortir là où elle peut. Ainsi les lignes de courant de l'eau douce suivent l'interface eau salée/eau douce en remontant vers le haut car elle est bloquée en bas par l'eau salée. Ainsi l'eau douce s'écoule librement vers la mer proche de la surface de cette

dernière. Sur le schéma suivant, cette zone de résurgence de la nappe est signalée en bleu foncé.

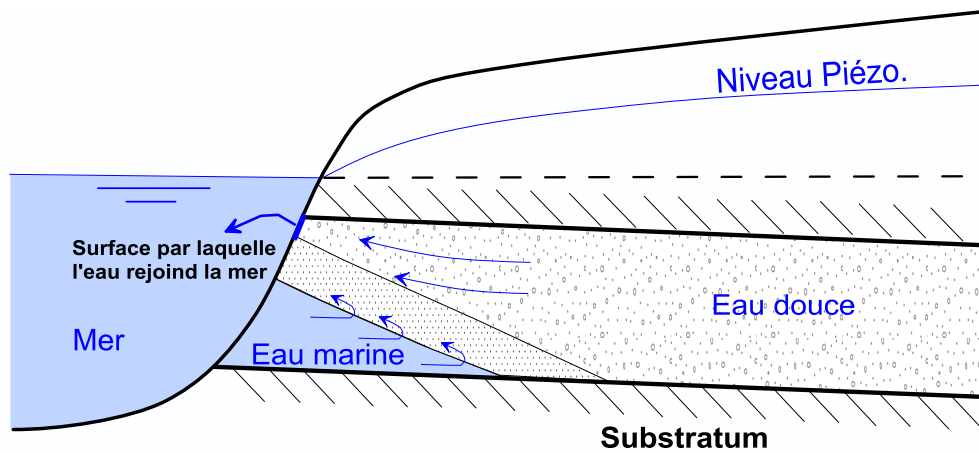


Figure I.10. Intrusion marine dans une nappe captive, avec la zone de résurgence (BRGM 1996, modifié par l'auteur)

I.3.4. Formes de la zone de transition

Les différentes formes de la zone de transition sont influencées par :

- la structure géologique du réservoir (variation de l'épaisseur, plissements, failles,...) ;
- l'hétérogénéité de la lithologie qui peut entraîner de très importants contrastes dans les valeurs des paramètres hydrodynamiques ;
- une forte variation des marées ;
- une forte variation de la recharge par les pluies.

Ces différents contextes et phénomènes peuvent provoquer de très fortes discontinuités dans la forme de la zone de transition et de l'extension de l'intrusion marine.

a. Cas d'un substrat imperméable très profond

Dans ce cas, on observe que l'eau salée s'infiltré partout au dessus de substrat, car le substratum est très profond (figure I.11). Si l'on pompe trop d'eau alors on risque d'avoir assez rapidement de l'eau saumâtre dans le puits situés dans la frange côtière (phénomène d'Upconing), même pour les ouvrages de captage profonds situé loin de la mer.

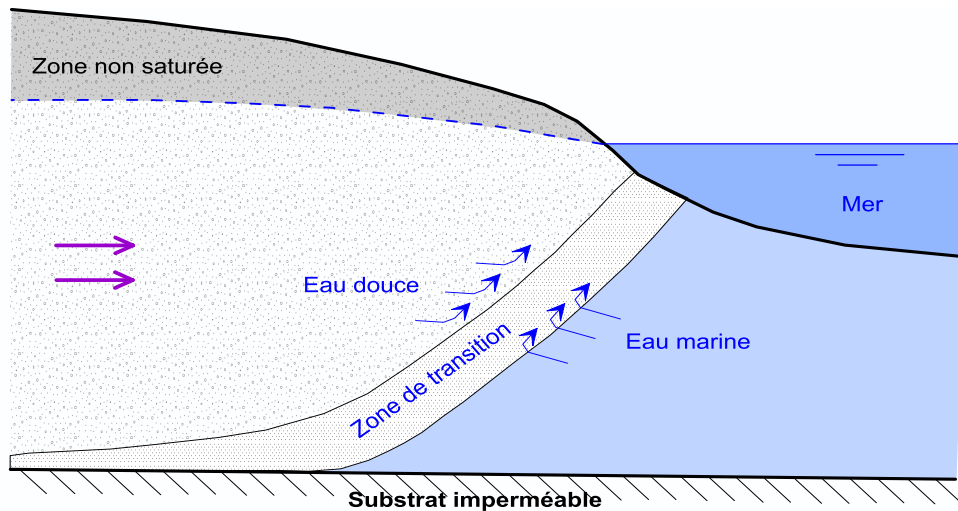


Figure I.11. Intrusion saline dans le cas d'un substratum imperméable très profond (Custodio 1985, modifié par l'auteur)

b. Cas d'un substratum imperméable peu profond

Dans ce cas, on remarque que les infiltrations importantes et/ou la présence d'un substratum peu profond ne permettent pas la pénétration complète de l'eau salée à l'intérieur de continent. Il est important de savoir que le substratum n'est en réalité certainement pas horizontal ni même parfaitement régulier comme sur le schéma (figure I.12).

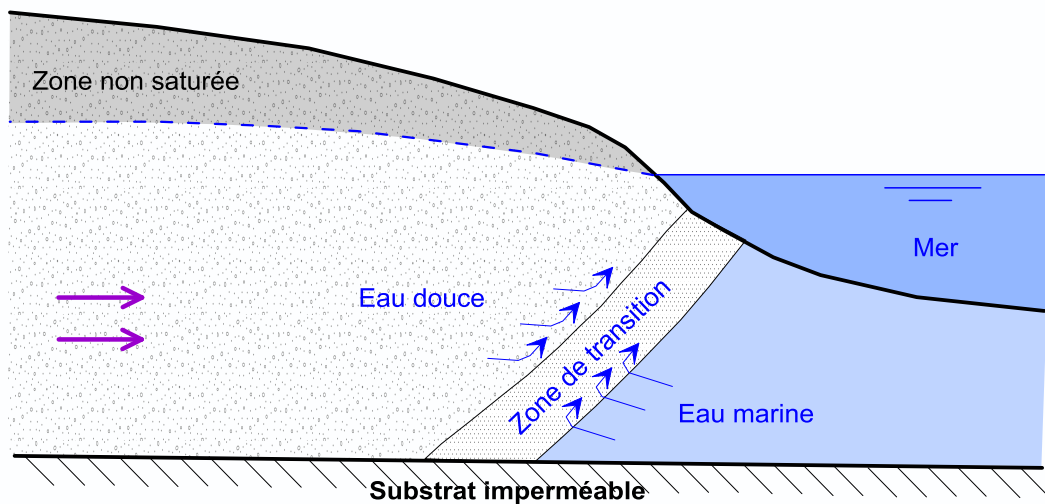


Figure I.12. Intrusion saline dans le cas d'un substratum imperméable peu profond (BRGM 1996, modifié par l'auteur)

c. Cas d'un aquifère multicouches

Les réservoirs littoraux, peuvent être constitués de plusieurs couches aquifères (faisant partie ou non de la même unité stratigraphique) séparées l'une de l'autre par des formations imperméables (ou très peu perméables). On parle dans ce cas d'aquifère ou de système multicouche.

Mais si les différentes couches sont toutes en communication direct avec l'eau de mer, si elles ont des paramètres hydrodynamiques relativement homogènes et si la variation verticale du potentiel hydraulique reste très faible d'une couche à l'autre, on peut concevoir que l'interface se prolonge sensiblement de manière régulière d'une couche à l'autre, mais ce cas reste rare dans la réalité (BRGM 1996) comme représenté sur la figure ci-dessous (figure I.13).

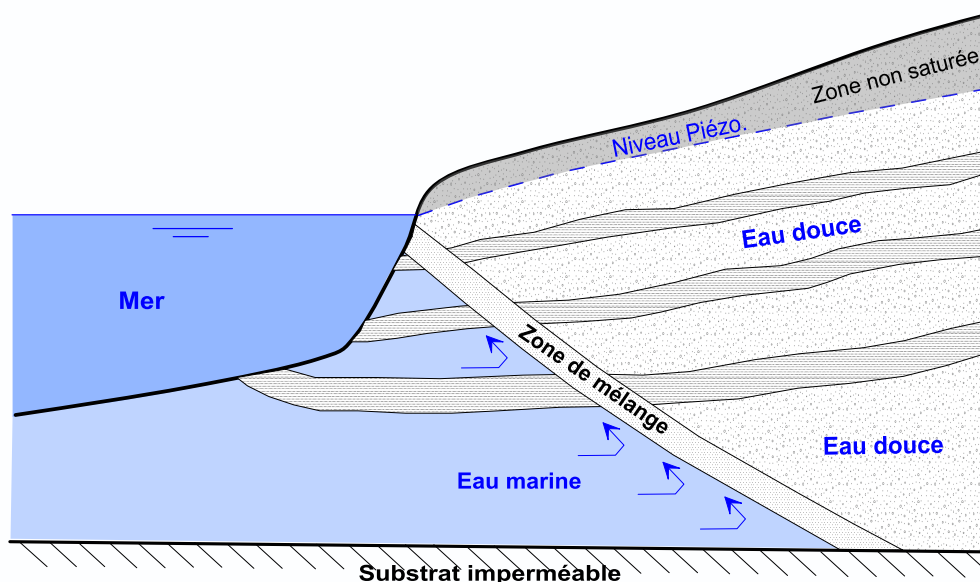


Figure I.13. Intrusion saline dans le cas d'un aquifère multicouches homogène (BRGM 1996)

d. Cas d'un aquifère multicouches à charges différentes

Dans le cas d'un aquifère multicouches à charges différentes, les couches peuvent ainsi avoir une relation et une connexion hydraulique particulière avec les eaux marines, et posséder alors ses interfaces propres, c'est-à-dire plus ou moins pénétrant vers l'intérieur des terres, ou comportant encore une zone de diffusion plus ou moins épaisse (figure I.14).

Le schéma ci-dessous correspond à un aquifère multicouche avec les hypothèses suivantes :

- Les potentiels hydrauliques des différentes couches sont croissants avec la profondeur des couches, ce qui a pour effet de repousser les interfaces respectifs (plus exactement les zones de diffusion) vers la mer.
- Pour une même couche les paramètres hydrodynamiques (perméabilité et coefficient d'emmagasinement) sont homogènes, ce qui conduit à une géométrie régulière des zones de diffusion.

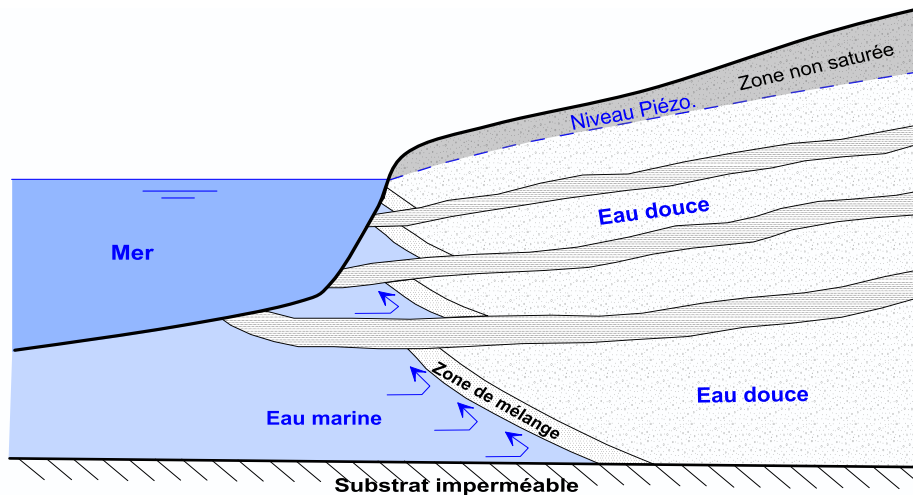


Figure I.14. Intrusion saline dans le cas d'un aquifère multicouche à charges différentes (BRGM 1996)

Si en plus de ces hypothèses on suppose qu'il existe une forte hétérogénéité des paramètres hydrodynamiques à l'intérieur des couches on conçoit aisément que le schéma précédent puisse être modifié d'une infinité de manières (figure I.15).

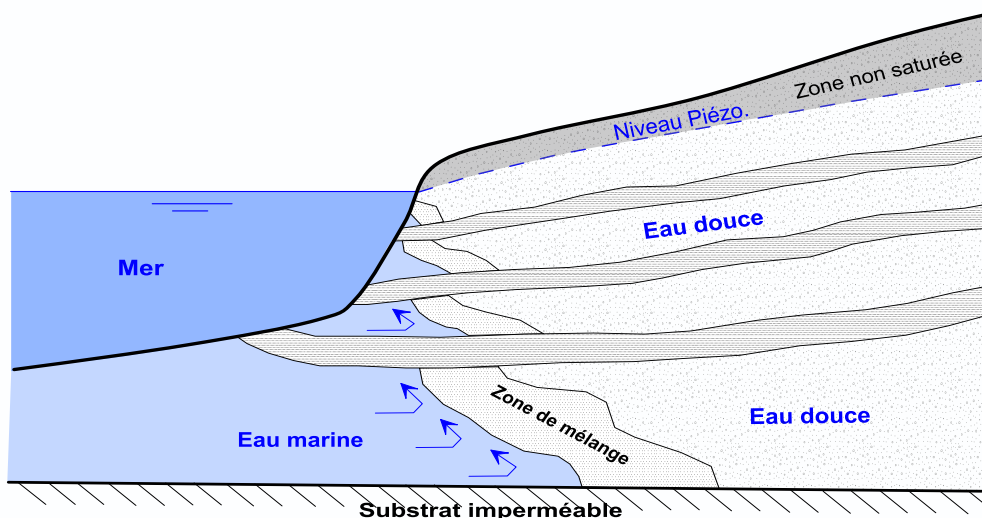


Figure I.15. Intrusion saline dans le cas d'un aquifère multicouche hétérogène (BRGM 1996)

I.3.5. Phénomène d'upconing

Au droit de certains puits d'exploitation dans les zones côtières, lorsque le débit de pompage est élevé, il se produit ce qu'on appelle le phénomène « d'upconing ». Il s'agit d'une remontée de l'interface directement vers le puits de pompage engendrée par une baisse de la pression hydrostatique (rabattement). Cette remontée est accompagnée alors d'un avancement profond du biseau salé vers l'intérieur du continent. La zone de transition devient également plus importante, et peut par la suite s'aggraver et engendrer une pollution de l'aquifère (figure I.16).

Ainsi, le terme « upconing » décrit la forme de l'interface qui prend ce dernier lorsqu'il augmente et remonte vers la surface sous la forme d'un cône d'eau salée (BRGM 1996 ; Kirsch 2009).

En présence de pompages intensifs et lorsque l'aquifère est hétérogène, ce phénomène d'upconing va engendrer une propagation des sels marins vers les eaux souterraines et une augmentation de la salinité des eaux pompées.

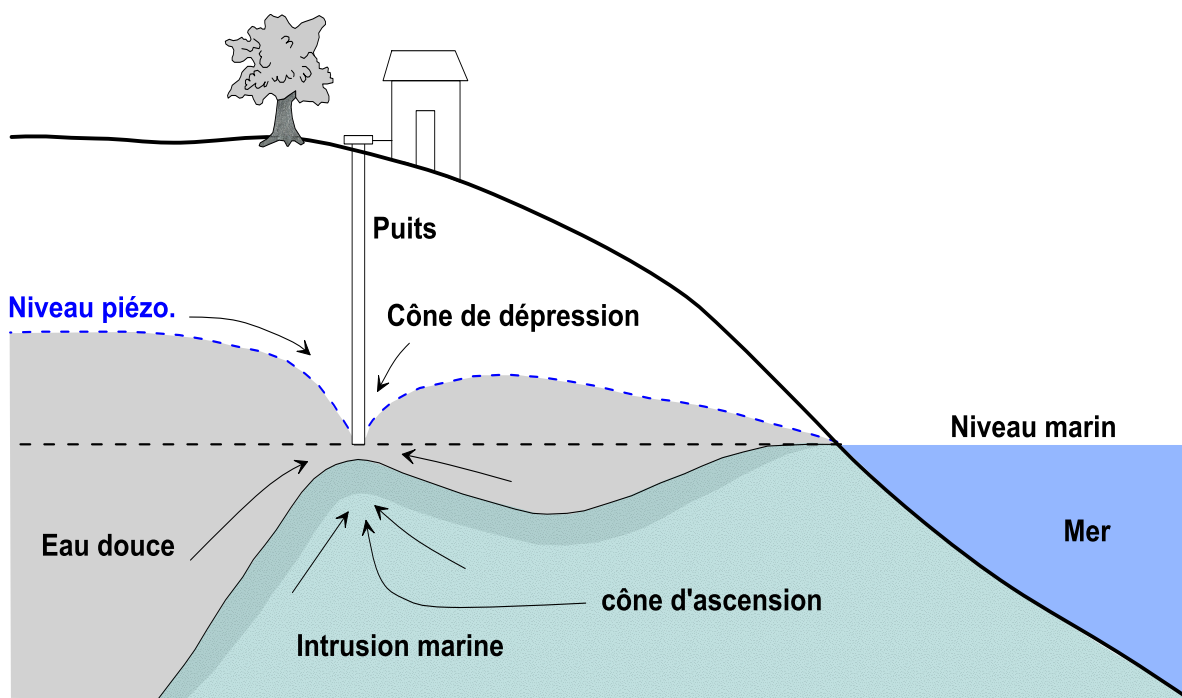


Figure I.16. Phénomène d'upconing dans un puits côtier (Kirsch 2009)

I.3.6. Processus de mélange

La Dispersion :

Par définition, deux fluides sont dits miscibles s'il n'existe aucune tension superficielle entre eux et les molécules de l'un et de l'autre fluide sont parfaitement mélangées. On considère un des fluides comme solvant et on exprime la composition du mélange en fonction de la concentration C en un soluté caractéristique. Le fluide F_1 qui est le solvant (l'eau douce) et on lui attribuera la concentration C_0 , le fluide F_2 qui est le soluté (l'eau de mer) et on lui fait correspondre la concentration C_{max} . Entre les zones entièrement occupées par les fluides F_1 et F_2 s'étend une zone de transition occupée par un mélange présentant une concentration variable C_i , avec $C_0 < C_i < C_{max}$. L'évolution de la teneur du soluté dans le fluide principal lui-même en mouvement, constitue la dispersion ou autrement dit "écoulement hydro-dispersif" (Bonnet et al. 1974). La dispersion représente l'évolution de la concentration au cours du temps. Ce phénomène réunit la relation fluide – solide dans le milieu poreux. Le mécanisme de migration des solutions dans les roches poreuses constitue une vision macroscopique de ce phénomène, et les lois physiques qui en découlent sont généralement empiriques. Les trois phénomènes principaux qui régissent ce mécanisme sont :

- **La convection (ou l'Advection)** : est le transfert en masse du fluide (eau + soluté) le long des trajectoires de l'écoulement. Son effet c'est de déplacer la zone de transition de manière conservative à une vitesse interstitielle moyenne.
- **La diffusion moléculaire** : cette dispersion apparaît dès que la distribution des concentrations du soluté n'est pas uniforme dans le milieu. Les particules, sous l'influence de l'agitation moléculaire se déplacent vers les zones à faibles concentrations. La diffusion moléculaire est négligeable devant la dispersion cinématique si le fluide est en mouvement.
- **La dispersion cinématique** : on distingue deux effets de cette dispersion, la *dispersion longitudinale* dans le sens de la direction d'entraînement, résultant de la valeur des vitesses dans cette direction; et la *dispersion transversale*, dans la direction orthogonale à la vitesse d'entraînement, résultant de l'existence d'une composante de la vitesse normale à la direction moyenne d'entraînement. L'effet de la dispersion est de déformer la zone de transition au cours de son déplacement, de manière conservative mais très anisotrope par rapport au champ des vitesses.

Selon les caractéristiques de l'élément transporté, s'ajoutent d'autres phénomènes tels que les échanges avec la phase solide, les réactions chimiques et la décroissance radioactive.

I.4. Aquifères côtiers

I.4.1. Distribution géographique

Plus de la moitié de la population mondiale vit en région côtière à moins de 100 km du littoral (figure I.17), et la majorité des mégapoles mondiales, en particulier; 14 des 17 plus grandes villes de la planète sont côtières (Creel 2003). Dans les pays en voie de développement, les habitants des zones côtières représentaient déjà à la fin du siècle dernier 60 % de leur population, soit environ 4 milliards d'êtres humains (Van Dam 1997). Dans ces pays particulièrement, compte-tenu de l'important exode rural vers les métropoles côtières, ce chiffre augmente d'année en année. Les estimations prédisent qu'en 2025, ce sera plus de 75 % de la population mondiale va vivre à moins de 60 km de la mer (Comte 2009), et la majorité de ces populations dépend directement des aquifères côtiers comme source d'alimentation en eau potable, agricole ou industrielle.

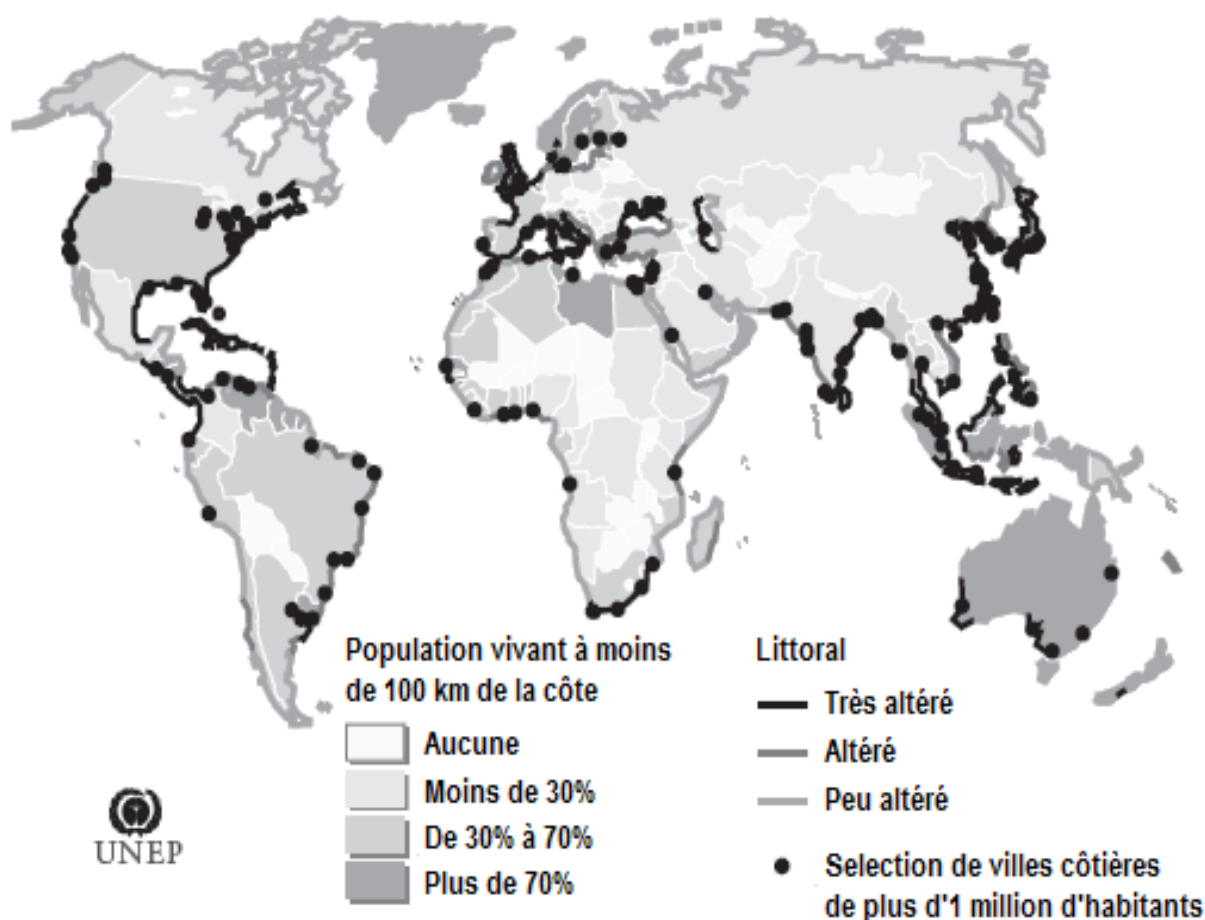


Figure I.17. Répartition mondiale des populations côtières et dégradation des côtes (D'après Burke et al. 2001 ; Harrison et Pearce 2001 ; Creel 2003 ; Comte 2009).

Puisqu'un mélange de l'eau douce avec seulement 3 à 4 % d'eau de mer est suffisant pour la rendre impropre à la consommation (Custodio 2004), donc la vulnérabilité des nappes côtières à la salinisation par sur-exploitation est importante. Mais outre le risque majeur d'invasion marine, la seule présence de population en région côtière constitue déjà une menace pour les eaux souterraines du fait, d'une part, des surfaces urbanisées imperméabilisées causant une diminution de la recharge des nappes par les pluies et d'autre part, des nombreuses sources possibles de contamination d'origine anthropique (Bear 2004). Une gestion adaptée et durable des aquifères côtiers devient aujourd'hui une nécessité, voire une urgence (Post 2005).

I.4.2. Géologie et hydrogéologie des aquifères côtiers

Les aquifères côtiers présentent une grande diversité géologique. A travers le monde, tous les types de formations et structures géologiques sont représentés dans les environnements côtiers. Toutefois cette diversité n'implique pas une très grande variété dans la typologie des aquifères et nappes côtières, qui peuvent classiquement se regrouper en cinq grandes catégories (Custodio 2004) :

- (1) les aquifères côtiers libres ;
- (2) les aquifères côtiers captifs ou semi-captifs ;
- (3) les aquifères côtiers multi-couches ;
- (4) les aquifères insulaires volcaniques ;
- (5) les aquifères insulaires coralliens.

Pour chacun de ces systèmes, la position et la géométrie de la zone de transition eau douce / eau salée est généralement caractéristique. Ils sont décrits dans de nombreux ouvrages ou publications de base en hydrogéologie générale, ou plus spécifiquement appliqués aux aquifères côtiers (Custodio 1986 ; Custodio et Bruggeman 1987 ; van Dam 1997 ; Bear et al. 1999).

a. Les aquifères côtiers libres sont largement représentés au niveau des plaines côtières et des cordons dunaires littoraux. Ils sont souvent constitués de matériaux relativement homogènes. Le plancher de la nappe peut être situé à des profondeurs très variables. Lorsque la géomorphologie de la frange littorale est simple avec uniquement des terres émergées en direction de la plaine, l'interface eau douce / eau salée est également

relativement simple, montrant un plongement progressif de la ligne de rivage vers l'intérieur des terres. Par contre, dans les zones littorales géomorphologiquement complexes, telles que les systèmes de lagunes, de polder ou de sebkhas côtières correspondant à des dépressions permettant l'affleurement de la nappe, l'interface saline présente une structure plus complexe. Le biseau salé apparaît alors plus à l'intérieur du continent, en amont hydraulique des dépressions littorales. Ces dernières sont saumâtres, salées, à sur-salées du fait d'une remontée de l'interface à leur aplomb. Sous le cordon, généralement dunaire, séparant la dépression de la mer et se développe une lentille d'eau douce dont la taille dépend des dimensions du cordon.

Dans le cas des bassins fortement évaporatoires tel que les sebkhas côtières situées sous ou proche du niveau marin (voir typologie des systèmes salins côtiers décrits par Yechieli et Wood 2002), la lentille d'eau douce du cordon est déconnectée de la nappe douce continentale. Au contraire, dans les systèmes de polders à affleurement de nappes, la lentille reste connectée à la nappe continentale par l'intermédiaire de la zone de mélange eau douce / eau salée.

b. Les aquifères côtiers captifs ou semi-captifs apparaissent dans les environnements deltaïques ou les bassins sédimentaires côtiers. La couche aquifère est alors surmontée par une couche de recouvrement peu à pas perméable et affleure en mer à une distance variable de la ligne de côte. L'interface saline est alors repoussée en mer pour permettre la sortie de l'eau de la nappe.

c. Les aquifères multi-couches correspondent à un cas plus complexe d'aquifères captifs ou semi-captifs. Ils sont représentés par les grands bassins sédimentaires côtiers ou les importants systèmes deltaïques. Plusieurs aquifères captifs à semi-captifs se superposent, le plus superficiel pouvant être libre. Les différences de charge et de propriétés hydrogéologiques (et donc de débit de sortie) propres à chaque aquifère impliquent des positions de l'interface variables d'une couche à l'autre. De la même manière, l'épaisseur de la zone de transition peut varier.

d. Les aquifères insulaires volcaniques sont caractéristiques de nombreuses îles océaniques (Falkland et Custodio 1991). Leur géologie très hétérogène (alternance de coulées massives et de niveaux scoriacés, filons, fracturation) implique à petite échelle une hydrogéologie complexe avec coexistence de plusieurs types de nappes et de structure de

l'interface saline. A grande échelle, la piézométrie est relativement haute et l'interface montre un plongement fort vers l'intérieur des terres tout autour de l'île.

e. Les aquifères insulaires coralliens sont représentatifs de nombreuses îles de la zone inter-tropicale. Les îles et atolls coralliens sont souvent voisins ou frangeants à des îles volcaniques. Leurs petites dimensions ainsi que leurs propriétés hydrogéologiques très perméables impliquent l'existence d'une lentille peu épaisse surmontant l'eau salée, avec une zone de transition diffuse (Falkland et Custodio 1991 ; Underwood et al. 1992).

Conclusion

Le développement socio-économique dans les franges côtières a été souvent accompagné d'effets négatifs sur l'écosystème. Les investissements réalisés dans les régions côtières à climat aride et semi-aride, demandent beaucoup d'eau pour l'irrigation et l'alimentation en eau. L'exploitation généralement mal maîtrisée des eaux souterraines, peu entraîner une dégradation qualitative des eaux (augmentation de la salinité) et une baisse des réserves aquifères par diminution des débits souterrains vers la mer. Ce qui conduit dans certains endroits à l'abandon des puits à cause de leur assèchement et/ou de leur salinité élevée. Les sources potentielles de forte salinité des eaux souterraines peuvent être soit naturelles, soit anthropiques, soit encore une combinaison entre les deux.

L'intrusion marine dans les aquifères côtiers est un phénomène fréquent. Elle est régie par des lois (hydrodynamique et diffusion moléculaire) bien connues, avec des configurations complexes de l'interface ; dont l'hétérogénéité des conditions géologiques et hydrogéologiques est la cause. L'exploitation rationnelle d'un tel aquifère côtier ne peut être faite qu'à partir d'une bonne évaluation des ressources disponibles.

Chapitre II

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

II.1. Situation géographique

II.1.1. Caractéristiques géographiques de la région d'étude

La plaine de Nador fait partie de la grande unité littorale appelée le Sahel d'Alger. Elle est située à 75 km environ à l'Ouest d'Alger. Cette zone est limitée au Nord par la mer Méditerranée, au Sud et à l'Est par les pentes du Sahel et à l'Ouest par Djebel Chenoua (figure II.1). Elle est comprise entre les coordonnées Lambert $X_1 = 469.8$ km et $X_2 = 477.2$ km, et $Y_1 = 361.5$ km et $Y_2 = 367.2$ km).

L'ensemble de la superficie du bassin hydrogéologique peut être estimé à environ 60 km². Cette vallée emprunte un sillon synclinal d'orientation NNE – SSW, dont l'axe principal est occupé par l'Oued Nador, qui a donné son nom à la plaine.

La région d'étude s'étend seulement sur une superficie d'environ 20 km². C'est région à vocation essentiellement agricole, avec des cultures assez variées telles que les cultures maraîchères, les agrumes, les fourrages, l'arboriculture, la viticulture et les légumes secs. Elle a aussi un caractère touristique avec des équipements et infrastructures le long du littoral (patrimoine historique, monuments romains et grecques, plages, baies, falaises,...). Actuellement, la région connaît aussi un essor démographique important, elle comporte environ 45 000 habitants répartis sur trois villes (Tipaza, Nador et Chenoua plage) et plusieurs localités (Bouizouine, Bourouis, Ettouil, Ouzakou,...), avec un taux d'accroissement de 2 % d'après la direction de la planification et de l'aménagement du territoire de Tipaza.

L'essor démographique et l'intensification des activités socio-économiques (agricoles, touristiques, urbaines,...) nécessitent des besoins en eau de plus en plus croissants. Il est à souligner que l'approvisionnement en eau se fait principalement à partir de l'exploitation des eaux souterraines et des eaux du barrage Boukourdane.

Chapitre II . Présentation de la zone d'étude

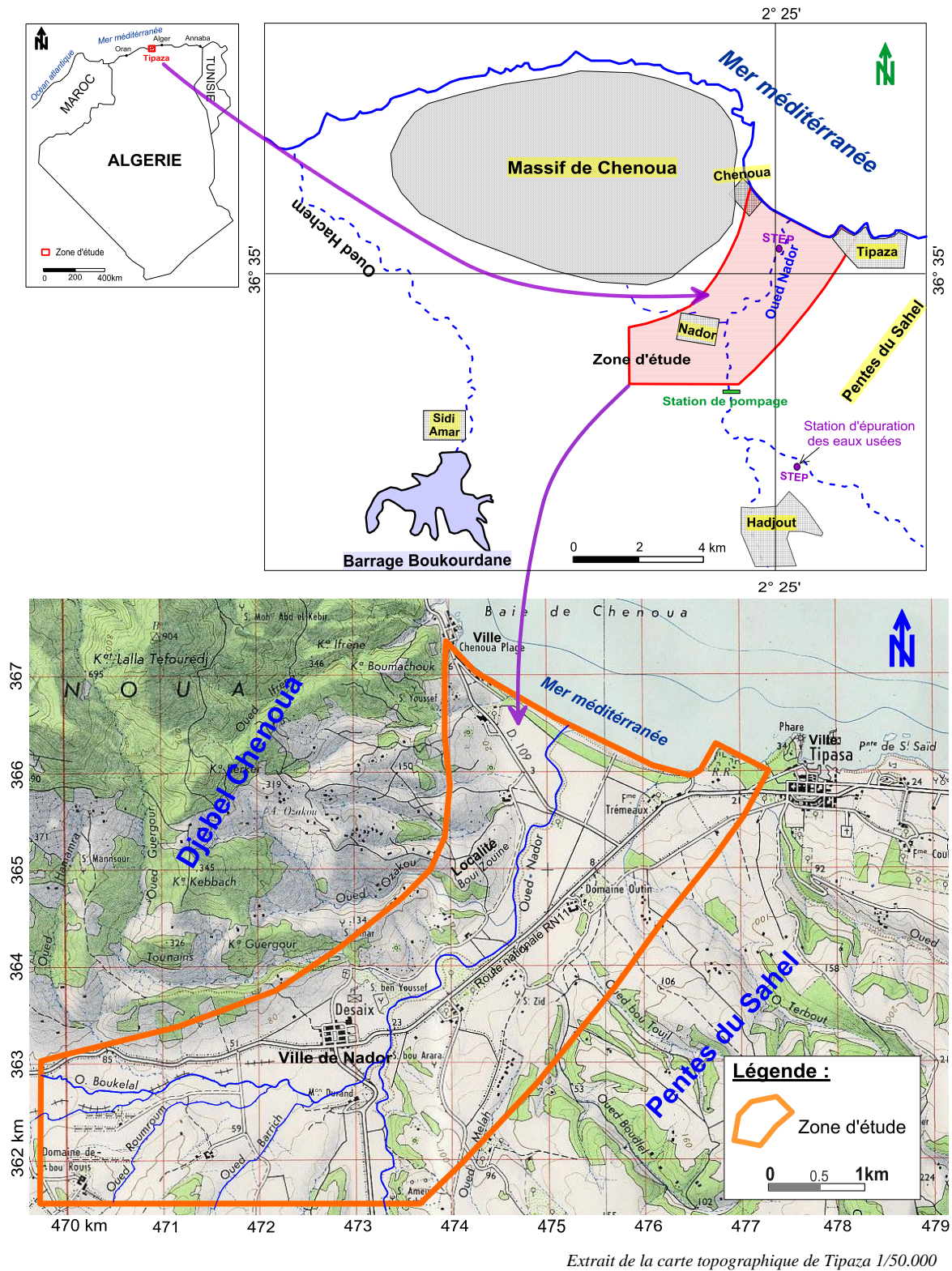


Figure II.1. Situation géographique de la zone d'étude

II.1.2. Réseau hydrographique

Sur le plan hydrographique, la région étudiée est traversée par l'Oued Nador, qui a donné son nom à la plaine. C'est un cours d'eau à écoulement temporaire dont l'exutoire est la mer méditerranéenne. Il est à noter que toutes les eaux usées brutes ou épurées de la région étudiée sont déversées dans cet oued.

Les affluents aboutissant à l'Oued Nador sont Oued Sidi-Moussa, Oued Bourkika, Oued Merad, Oued Bou-Haroun, Oued Bouyahi, Iklene..., Ces affluents ont des écoulements irréguliers. D'une façon générale, ils sont secs en été et coulent très fortement après les averses en hiver.

II.1.3. Géomorphologie

La région d'étude est formée par des zones relativement basses et plates, bordées à l'ouest par le massif du Chenoua qui culmine à 904 m (point géodésique de Lalla Tefouradj). L'Oued Nador s'écoule entre le massif abrupt du Chenoua et les reliefs du Sahel, il suit grossièrement l'axe du sillon synclinal de la vallée.

Du point de vue nature lithologique des affleurements de la plaine et leur localisation, nous trouvons :

- Au Nord-Ouest de la plaine, une molasse calcaréo gréseuse ;
- Au Sud, une molasse gréseuse à ciment marneux passant à des sables argileux plus ou moins rubéfiés ;
- Les marnes bleues plaisanciennes sont visibles immédiatement à l'Est de la zone étudiée ;
- Au Nord du Nador, ceux sont les calcaires à lithothamniées, sous-jacents aux molasses astiennes, qui forment la bordure de la plaine alluviale.

II.2. Climatologie

II.2.1. Précipitation

La zone d'étude appartient au sous-bassin côtier du Sahel (0203). Ce dernier possède plusieurs postes pluviométriques et stations climatologiques, dont certains ont fonctionné par intermittence avec des interruptions de plusieurs mois ou plusieurs années. La pluviométrie est généralement irrégulière avec des moyennes annuelles des précipitations entre 500 mm à 800 mm.

Les deux (02) stations les plus proches au secteur d'étude sont celles du Pont CW 7 de Hadjout (code ANRH 020325) et Barrage Boukourdane (code ANRH 020329), dont les caractéristiques sont reportées dans le tableau II.1.

Tableau II.1. Variations mensuelles des précipitations dans les deux stations proches au secteur d'étude (période 1988 – 2012)

Station climato. Barrage Boukourdane (code ANRH 020329)													
X=464.3 Km; Y=359.9 Km; Z=110 m													
Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Annuelle
Moyenne	31.8	47.1	84.6	81.5	73.8	67.6	58.0	53.4	32.6	5.3	2.3	3.0	541.1
Max.	107.1	135.9	196.4	260.0	170.2	168.8	112.5	129.2	140.9	23.1	15.5	17.5	725.9
Min.	0.0	2.0	19.1	20.0	6.6	10.9	2.8	8.2	0.0	0.0	0.0	0.0	334.6
Saisons	Automne			Hiver			Printemps			Eté			
Moyenne	54.5			74.3			48.0			3.53			
Station pluviométrique Pont CW 7 (code ANRH 020325)													
X=475.85 Km ; Y=358.85 Km ; Z=59 m													
Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Annuelle
Moyenne	28.01	42.86	81.33	69.03	78.66	64.77	52.71	57.69	31.72	5.79	1.48	2.44	522.90
Max.	107.1	135.9	175.2	260	170.2	168.8	115.5	199.2	140.9	23.1	6.5	8.8	687.3
Min.	0	6	23.1	0.7	5.5	0.3	0.8	11.6	0.9	0	0	0	339.9
Saisons	Automne			Hiver			Printemps			Eté			
Moyenne	50.73			70.82			47.37			3.24			

Source : ANRH-Blida

L'analyse des précipitations moyennes annuelles pour les deux stations montre des valeurs variant entre 523 mm/an et 541 mm/an ; cette différence de valeurs entre les deux stations est due surtout à l'effet d'altitude. Le tableau II.1 montre aussi que plus de 98 % des précipitations sont reçues entre Septembre et Mai, avec une répartition irrégulière.

La saison hivernale est plus pluvieuse avec des moyennes variant entre 70 et 74 mm/mois (un pic au mois de décembre), ce qui produit une recharge directe de la nappe et une dilution des éléments chimiques. Par contre l'été est presque sec ; soit des moyennes de 3 mm/mois, ce qui produit une évaporation rapide de cette dernière.

II.2.2. Température de l'air

La température est un facteur très important régissant les facteurs climatiques et intervenant dans le calcul de l'évapotranspiration. On peut établir un ordre de grandeur des conditions climatiques de la zone d'étude à partir des données disponibles au niveau de la station de Boukourdane la plus proche de la zone d'étude.

Les mesures enregistrées portent sur une période de 25 ans allant de 1988 à 2012, dont les valeurs moyennes mensuelles sont présentées dans le tableau II.2.

Tableau II.2. Valeurs extrêmes et moyennes mensuelles des températures à la station de Boukourdane (période 1988-2012)

Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Moy
T _{moy} (°C)	23.2	19.6	15.3	12.2	10.9	11.8	13.5	15.0	18.8	23.0	26.3	26.5	18.0
T _{min} (°C)	17.1	13.2	10.2	8.2	6.3	6.6	8.8	10.1	12.8	17.4	20.7	20.2	12.6
T _{max} (°C)	29.6	26.4	20.5	16.8	17.0	17.0	19.1	20.6	25.2	29.2	32.0	32.9	23.9

Source : ANRH-Blida

Ces valeurs indiquent que la zone d'étude est caractérisée par un climat doux et humide en hiver et chaud et sec en été, correspondant à un climat méditerranéen. Les moyennes mensuelles les plus élevées sont observées essentiellement pendant la période d'été (de Juin à Septembre) avec des températures comprises entre 23 à 26.5 °C et le maximum au mois d'Août, avec 26.5 °C. Par contre, les températures moyennes les plus basses, variant entre 10.9 à 12.2 °C, sont observées pendant la période d'hiver (Décembre à Mars) avec un minimum au mois de janvier (10.9 °C). Les autres mois présentent des températures intermédiaires entre 13.5 °C à 19.6 °C.

II.2.3. L'humidité relative

L'humidité relative ou l'état hydrométrique est le rapport exprimé en pourcentage de la tension maximale correspondant à la température « t ».

Tableau II.3. Valeurs moyennes mensuelles de l'humidité relative au niveau de la station Boukourdane

Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Moy.
H (%)	77	75	73	74	75	72	74	73	74	75	77	79	75

Source : ANRH-Blida

Le tableau II.3 montre que la valeur de l'humidité relative la plus élevée est enregistrée à l'été au mois d'Août, avec une valeur de 79 % et la valeur minimale est observée en hiver au mois de Février, soit une valeur de 72 %. Il est à signaler que l'humidité relative dans cette région augmente le matin et le soir de la journée par rapport à midi du jour.

II.2.4. Le vent

Le vent a une influence directe sur le régime climatique d'une région tel que les précipitations, l'évapotranspiration,... Donc il convient de connaître la répartition mensuelle des vents, leur direction et leur fréquence (tableau II.4).

Tableau II.4. Valeurs moyennes mensuelles de la vitesse du vent, station Boukourdane

Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Moyen.
V _{moy} (km/h)	2.6	2.1	2.4	3.0	3.2	2.9	2.6	2.7	5.1	2.3	2.2	2.2	2.8

Source : ANRH-Blida

Dans cette région les vents dominants sont ceux qui soufflent du Nord-Est et de l'Ouest avec des vitesses moyennes mensuelles variant entre 2.1 km/h au mois d'Octobre à une vitesse moyenne maximale de 5.1 km/h au mois de Mai. Mais généralement, les vitesses moyennes sont les mêmes pour toute l'année à l'exception du mois de Mai.

II.2.5. Régime climatique

En se basant sur des considérations essentiellement géographiques, De Martonne (1926) a défini comme fonction climatologique un indice d'aridité du climat par le quotient :

$$I = \frac{P(mm)}{T(^{\circ}C)+10}$$

P : précipitations moyennes annuelles (mm)

T : température moyennes annuelles (°C)

Cet indice permet de caractériser le pouvoir évaporant de l'air à partir de la température, l'évaporation étant considérée comme une fonction linéaire de la température. Il a été ajouté 10 aux moyennes thermométriques pour éviter les valeurs négatives de l'indice. De Martonne a proposé six grands types de climats selon les valeurs de l'indice annuel (tableau II.5).

Tableau II.5. Valeurs de l'indice de De Martonne

Valeur de I_{DM}	Aridité	Signification
< 5	Aridité absolue	Désert sans culture
5 à 10	Aride	Désert et steppe ; aucune culture sans irrigation
10 à 20	Semi-aride	Formation herbacées, irrigation nécessaire pour les cultures exigeant de l'humidité
20 à 30	Semi-humide	Prairie naturelle ; irrigation généralement non nécessaire
30 à 40	Humide	Les arbres jouent un rôle de plus grand dans le paysage
> 40	Humide	La forêt est partout, les cultures céréales tendent à être remplacées par les herbages.

Pour la région d'étude, en se basant sur les données de la station de Boukourdane, l'indice d'aridité est estimé de l'ordre de 19.3, ce qui indique, un type de climat méditerranéen semi-aride. Les rythmes pluviométriques méditerranéens sont caractérisés par une irrégularité annuelle et interannuelle.

II.2.6. L'évaporation

L'évaporation est un phénomène physique qui permet une appréciation des conditions climatiques d'une région, elle résulte de la superposition des échanges entre l'eau et le pouvoir absorbant de l'atmosphère. C'est un passage de l'eau entre l'état liquide et l'état gazeux. Les valeurs de l'évaporation du plan d'eau libre sont adoptées d'après les données observées au niveau du Barrage Boukourdane (tableau II.6).

Tableau II.6. Valeurs moyennes mensuelles de l'évaporation, station Boukourdane (1988 – 2012)

Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	moy.
Emoy (mm)	158.8	130.4	81.4	84.3	58.8	65.9	103.8	124.2	169	199.3	225.3	202.1	133.6

Source : ANRH-Blida

Les observations de l'évaporation moyenne mensuelle de la période 1988-2012 montrent une valeur maximale au mois de Juillet (225.3 mm) et une valeur minimale au mois de Janvier (58.8 mm), avec une moyenne mensuelle de 133.6 mm et une totale annuelle de 1603.3 mm.

II.2.7. L'évapotranspiration

Le phénomène de l'évapotranspiration se compose, d'une part, de l'évaporation directe qui s'effectue à partir des sols humides et des différents plans d'eau, mais aussi de la transpiration des végétaux. L'évapotranspiration est une des composantes fondamentales du cycle hydrologique et son étude est essentielle pour connaître le potentiel hydrique d'une région ou d'un bassin versant.

On distingue :

- Une évapotranspiration potentielle qui correspond à la quantité d'eau susceptible d'être évaporée par une surface d'eau libre ou par un couvert végétal dont l'alimentation en eau n'est pas le facteur limitant.
- Une évapotranspiration réelle qui est une réponse, en terme de vapeur d'eau, d'un milieu donné à la demande exercée par l'évapotranspiration potentielle, compte tenu de la quantité d'eau disponible.

Pour l'estimation de l'évapotranspiration, on a utilisé les formules empiriques, tel que la formule de Thornthwaite.

a. Évapotranspiration potentielle (ETP)

Les formules de Thornthwaite et de Serra peuvent être appliquées pour estimer ETP (tableau II.7). Ces dernières sont basées essentiellement sur les températures de l'air.

$$ETP \text{ (mm)} = 16 \cdot (10 T/I)^a \cdot K$$

Où $I = \sum i = \sum (T/5)^{1.514}$ et $a = 0.016 \cdot I + 0.5$ (Serra)

T : température moyenne mensuelle (°C)

I : indice thermique annuel (°C)

i : Indice thermique mensuel

K : facteur de correction intégrant la durée d'insolation tenant compte de latitude

Tableau II.7. Evapotranspiration potentielle par la méthode de THORNTHWAITE (pour la période 1988-2012)

Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Ann.
T °C	23.2	19.6	15.3	12.2	10.9	11.8	13.5	15.0	18.8	23.0	26.3	26.5	
i	10.2	7.9	5.4	3.9	3.3	3.7	4.5	5.3	7.4	10.1	12.3	12.5	
K	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85	
ETP (mm)	104.3	75.7	47.3	30.8	24.8	28.9	37.3	45.5	69.9	102.6	132.3	134.3	
ETPc (mm)	90.7	64.3	48.7	33.5	30.0	35.2	46.2	52.8	72.0	99.5	113.8	114.1	801.1

b. Évapotranspiration réelle (ETR)

Le déficit d'écoulement représente essentiellement les pertes dues à l'évaporation. Il peut être rapproché à l'évapotranspiration réelle et estimé à l'aide des formules de Turc et Thornthwaite.

Formule de Turc

La formule de Turc permet d'évaluer directement l'évapotranspiration réelle annuelle d'un bassin à partir de la hauteur annuelle de pluie et de la température moyenne annuelle :

$$ERT = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \left(\frac{P}{L}\right)^2}}, \quad L = 300 + 25 T + 0.05 T^3$$

Avec :

ETR : Evapotranspiration réelle (en mm/an) ;

P : Hauteur annuelle de pluie (en mm) ;

T : Température moyenne annuelle (en °C).

Les résultats obtenus par l'application de la formule de TURC pour la station de Boukourdane sont rassemblés dans le tableau II.8.

Tableau II.8. Evapotranspiration réelle par la méthode de Turc, station de Boukourdane, (1988-2012)

Station	T °C	P (mm)	ETR (mm)
Boukourdane	18.0	541.1	500.3

On obtient une valeur d'évapotranspiration réelle de l'ordre de 500 mm, soit 92.5 % des précipitations.

Formule de Thornthwaite

Cette méthode est utilisée pour les climats sub-humide et semi-aride, ce qui convient à notre région d'étude (méditerranéen semi-aride). Elle est basée sur la notion de réserve d'eau facilement utilisable (RFU). Ce dernier est pris égal à 100 mm (tableau II.9).

Tableau II.9. Bilan hydrologique moyen par la méthode de Thornthwaite, station de Boukourdane (1988-2012)

	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Total
P (mm)	31.8	47.1	84.6	81.5	73.8	67.6	58.0	53.4	32.6	5.3	2.3	3.0	
T (°C)	23.2	19.6	15.3	12.2	10.9	11.8	13.5	15	18.8	23	26.3	26.5	
ETP (mm)	104.3	75.7	47.3	30.8	24.8	28.9	37.3	45.5	69.9	102.6	132.3	134.3	833.7
P – ETP	- 72.5	- 28.6	+ 37.3	+ 50.7	+ 49	+ 38.7	+20.7	+7.9	-37.3	-97.3	-130	-131.3	
RFU 100	0	0	37.3	88	100	100	100	100	62.7	0	0	0	
ETR (mm)	31.8	47.1	37.3	30.8	24.8	28.9	37.3	45.5	69.9	68.0	2.3	3.0	426.7
Ex (mm)	0	0	0	57.2	49.0	38.7	20.7	7.9	0	0	0	0	
D (mm)	72.5	28.6	0	0	0	0	0	0	0	34.6	130	131.3	

L'analyse du tableau du bilan hydrologique nous amène à dire que l'ETP est élevée au mois de Juin jusqu'au mois de Septembre, avec une valeur atteignant 134 mm au mois d'Août, rendant ainsi nécessaire l'irrigation. A partir du mois de Décembre, on assiste à une reconstitution du stock qui s'accompagne d'une augmentation de la RFU, qui atteint son maximum entre les mois de Janvier à Avril. Au-delà de cette période, on assiste à une baisse de la RFU, traduisant un épuisement du stock.

II.2.8. Estimation des ruissellements et des infiltrations

Pour l'estimation des ruissellements nous utilisons la formule de Tixeront-Berkaloff.

$$R = P^3/3.ETP^2$$

Où :

R : Ruissellement (m) ;

P : Précipitations moyennes mensuelles (m) ;

ETP : Evapotranspiration potentielle (m).

Ce qui donne, $R = 76$ mm, l'infiltration (I) : $I = P - ETR - R$

Donc, $I = 38.4$ mm

Il est à noter que cette valeur ne représente pas réellement l'infiltration dans tout le bassin, car on n'a pas tenu compte des infiltrations par l'excès des eaux d'irrigation et la possible alimentation de la nappe par l'Oued Nador (relation Oued-nappe) et la répartition de la précipitation moyenne annuelle est donnée au tableau II.10.

Tableau II.10. Répartition de la précipitation moyenne annuelle dans la zone d'étude

Précipitation		Evapotranspiration réelle		Ruissellement		Infiltration	
moy. Ann. (P)		Moy. Ann. (ETR)		Moy. Ann. (R)		Moy. Ann. (I)	
(mm)	(%)	(mm)	(%)	(mm)	(%)	(mm)	(%)
541.1	100	426.7	78.85	76	14.05	38.4	7.1

L'estimation du volume moyenne annuel stocké dans cet aquifère, pour une infiltration moyenne annuelle de 38 mm et une surface du bassin hydrogéologique de 60 km² d'environ 2.3 hm³. Ce volume est approximativement proche de la valeur réelle dans l'hypothèse : si on considère que la recharge est uniforme dans toute la surface, on ne tient pas en compte l'alimentation par l'excès des eaux d'irrigation et par l'Oued Nador, on ne tient pas en compte de tous sort de vidange de la nappe. Nous pouvons considérer cette valeur (2.3 hm³) comme une limite maximale de l'exploitation de cette nappe, en absence des mesures mensuelles précises et continues de la piézométrie pour une longue durée, qui permettent de déterminer exactement les réserves régulatrices de cette nappe.

II.3. Contexte géologique

Le Nord de l'Algérie est composé par deux ensembles structuraux, atlasique et tellien comprenant plusieurs domaines géologiques séparés par des déformations majeures. Ces domaines se différencient également par la subsidence différente d'un domaine à l'autre durant le Méso- Cénozoïque.

La zone d'étude fait partie du domaine tellien constituant la ride du Sahel, formée de sédiments Moi-plio-quatérnaires. L'étude portant sur les sédiments allant du Miocène inférieur jusqu'au Calabrien – Villafranchien a montré qu'en absence de macrofaune,

il était impossible de distinguer les marnes du Miocène inférieur (Carténien) du Miocène supérieur (Vindobonien) et du Pliocène inférieur (Plaisancien) (Ayme et al. 1954).

Cette distinction n'a pu être faite que par l'étude de la microfaune. Le sahel d'Alger est formé par un ensemble de collines. Il s'étend le long du rivage, bordé à l'Ouest sur le môle du Chenoua depuis l'embouchure du Nador et à l'Est, sur le massif métamorphique de Bouzaréah s'étendant jusqu'à l'embouchure d'El-Harrach. Cet ensemble forme une bande relativement étroite du Nador au Mazafran et un massif beaucoup plus épais au Sud-Ouest d'Alger.

C'est en 1858 que Pomel crée le mot "sahélien" qui regroupe les grès et les marnes du Miocène, les marnes plaisanciennes ainsi que les séries marneuses, gréseuses et molassiques de l'Astien. Ayme et al. (1954) donne un âge pliocène aux différents faciès de l'Astien. Glangeaud (1932) classe au Pliocène inférieur les marnes bleues du Plaisancien, le niveau à glauconie et les marnes gréseuses jaunes de la base de l'Astien ; et dans l'Astien supérieur ou Calabrien inférieur les grès rouges, les poudingues, les grès à Pecténels et les sables à Helix. Ayme et al. (1954) ont rangé dans le Pliocène inférieur (Plaisancien) les marnes bleues et dans le Pliocène supérieur (Astien), le niveau à glauconie et les dépôts gréso-calcaires et marnes gréseuses situés au-dessus du niveau précédent. Pour ces auteurs, le conglomérat situé sous le Pliocène inférieur marquait la limite entre le Miocène et le Pliocène, appartenant soit à la fin du Miocène soit au début du Pliocène.

II.4. Situation hydrogéologique

La zone d'étude appartient à la Mitidja Ouest, dont les terrains aquifères sont constitués par des remplissages plio-quadernaires. La nappe est définie par un substratum argileux et marneux d'âge plaisancien du pliocène moyen à inférieur, un réservoir constitué par des faciès gréso-calcaires d'âge l'astien du pliocène supérieur et par des alluvions quadernaires constituées par des graviers et des galets.

II.5. Historique de l'exploitation de la nappe

L'exploitation des eaux souterraines de la nappe de Nador a été commencée avant l'année 1967 par les deux forages F1 et F2 et quelques puits privés, puis cinq (05) nouveaux forages ont été réalisés entre 1967 et 1974 pour le renforcement de l'alimentation en eau potable des villes côtières et pour l'irrigation de la plaine de Nador. L'analyse des données d'exploitation des sept forages (sans tenir compte des pompages au

niveau des puits privés) durant la période 1974-2012 (tableau II.11) a révélé l'augmentation progressive du volume annuel pompé de 0,85 hm³ (avant 1974) à plus de 3,6 hm³ en 1991-1994. De 1994 à 2012, une diminution de débit moyen annuel d'exploitation a été enregistrée de 3,6 hm³ (1991-1994) à 0,94 hm³ (2001-2004), et depuis 2004 le débit total annuel d'exploitation pour les trois forages (F3, F5 et F7) est de 0,66 hm³. Cette diminution de l'exploitation est le résultat de l'abandon de certains forages à cause du colmatage (cas du forage F4) et à cause de l'augmentation de salinité des eaux souterraines (cas des forages F1, F2 et F6). Il est à signaler que la conductivité électrique (CE) a atteint 9000 µS/cm en 1995 (Tifour 2000), tandis qu'en 1974 la CE n'a pas dépassé 2700 µS/cm (Mesbah 1981), et les chlorures (Cl) qui ont été moins de 500 mg/L en 1974 ont atteint 3300 mg/L en 1995 (Tifour 2000). Il convient de noter qu'au début des années 2000, l'approvisionnement en eau potable et d'irrigation sont assurés en majeure partie par les eaux du barrage de Boukourdane situé à 15 km au Sud-Ouest de la zone d'étude. Le barrage a une capacité de 100 hm³ et d'un volume régularisable de 50 hm³. Deux stations d'épuration des eaux usées existantes dans la zone d'étude sont celles de Hadjout et de Chenoua (figure II.1). Les rejets de ces stations après le traitement s'effectuent dans le cours d'eau de Nador pour qu'une partie de ces eaux rejoigne la mer méditerranée alors que 30 à 40 % de ces eaux sont utilisées par les agriculteurs dans l'irrigation, selon les services agricoles de la wilaya.

Tableau II.11. Débit moyen et volume annuel d'exploitation des forages de Nador (1974-2012)

Période	Débit moyen annuel de pompage des forages (L/s)	Volume annuel de pompage des forages (hm³)
Avant 1974	27	0.85
1974-1982	54	1.70
1982-1988	80	2.52
1988-1991	92	2.9
1991-1994	115	3.62
1994-2001	85	2.68
2001-2004	30	0.94
2004-2012	21	0.66

Source : DRE Tipaza

II.6. Travaux antérieurs effectués dans la zone d'étude

a. Prospection géophysique dans la plaine alluviale de l'oued Nador

La première étude réalisée dans la plaine alluviale de l'oued Nador est celle de la Compagnie Générale de Géophysique (CGG) du 13 au 26 octobre 1967 (CGG 1967), ayant pour but :

- La détermination de l'allure du toit du substratum marneux,
- La mise en évidence des lentilles à sédimentation grossière dans le recouvrement alluvionnaire et principalement les variations de faciès au niveau de l'Astien.
- Détermination des endroits potentiels pour l'implantation des forages, pour l'alimentation en eau des zones côtières du Chenoua et Tipaza.

La prospection géophysique effectuée a été comprise entre la ville de Nador au Sud et la mer Méditerranée au Nord, le massif du Chenoua à l'Ouest et les pentes du Sahel à l'Est, couvrant une superficie totale d'environ 3 km².

La méthode géophysique utilisée pour cette étude est celle de la prospection électrique, avec le dispositif Schlumberger (méthode des SEV). Elle consiste à transmettre un courant continu (I) entre deux électrodes plantées dans le sol (A et B) et de mesurer la différence de potentiel (ΔV) entre les deux électrodes de réception (M et N). La résistivité apparente dépend du coefficient géométrique K (K : dépend des espacements entre les différentes électrodes A B et M N).

La CGG a exécuté 62 SEV en ligne AB comprise entre 800 m et 1000 m, avec un maillage d'environ 200 x 200 m. Deux sondages étalons ont été réalisés aux niveaux des seuls forages F1 et F2 existants à l'époque. L'interprétation des SEV a permis de tracer un ensemble de coupes géoélectriques définissant la géométrie de l'aquifère, ainsi que l'axe du synclinal. Les coupes géoélectriques proches de la côte ont montré une invasion marine à une distance d'environ 300 m. L'étude a donné certaines recommandations, tel que la proposition de trois forages pour le captage de la nappe plio-quadernaire pour des profondeurs variant entre 100 et 120 m, à des emplacements un peu loin de la côte afin d'éviter le problème d'invasion d'eau de mer. La perspective d'exploitation des forages proposés par cette étude est d'arriver à un débit journalier d'environ 1500 m³, soit un volume annuel de pompage de 0.55 hm³, donc débit total d'exploitation de la nappe par l'ensemble des ouvrages de captage de 17 L/s.

b. Contribution à l'étude hydrogéologique de la basse vallée de l'oued Nador

Dans sa thèse de 3^{ème} cycle, Masbah (1981) a exploité les nouvelles données sur la zone de Nador, à savoir les coupes lithologiques de sept forages et douze piézomètres, les données des essais de pompage effectuées au niveau des forages. Ces données ont permis de tracer la carte d'égalité de profondeur pour le mur du réservoir utile, la carte en courbe isopaques des alluvions quaternaires et de l'Astien jaune, déterminer les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère plio-quaternaire (perméabilité k , transmissivité T).

L'inventaire des points d'eau dans cette région effectué par l'ANRH durant l'année 1974 a été exploité, avec l'établissement des cartes piézométriques et des cartes d'iso-valeurs des différents éléments chimiques pour les périodes basses eaux et hautes eaux. Les cartes piézométriques tracées pour ces deux périodes ont montré des fluctuations du niveau statique entre les deux périodes de l'ordre de 0.5 m à 1.5 m et atteignent parfois 4 m au niveau des formations calcaires à Lithothamnies affleurant sur le flanc sud du Chenoua. L'étude hydrodynamique entreprise sur la nappe grâce aux essais de pompage a permis de déterminer les caractéristiques hydrodynamiques de cet aquifère côtier (T et k) qui ont été déduites après l'interprétation des courbes de descente et de remontée au niveau de chaque forage, par l'utilisation de la méthode d'approximation logarithmique de Jacob. Les cinq forages qui ayant faits l'objet de cette étude hydrodynamique sont F1, F2, F3, F6 et F7. Les interprétations montrent des transmissivités (T) variant entre $5.28 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ à $2.03 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, des perméabilités variant entre $1.97 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ à $6.83 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$, des débits d'essais variant entre 6.67 L/s (F1) à 33.33 L/s pour (F3 et F7) et des rabattements résiduels au bout de 24 heures de pompage variant entre 1.14 m (F1) à 15.52 m (F5).

L'étude des analyses physico-chimique des eaux de la nappe superficielle du quaternaire de 23 points d'eaux de faible profondeurs, pour les périodes Décembre 1973 - Janvier 1974 et Juillet - Août 1979 a montré des valeurs de la CE entre 1500 $\mu\text{S/cm}$ à 2500 $\mu\text{S/cm}$ et de chlorures entre 150 mg/L à 400 mg/L dont les plus élevées sont celles des puits situés à quelques dizaines de mètres de la côte. Les analyses physico-chimiques des eaux de la nappe astienne de 29 points d'eaux ont montré des valeurs de CE variant entre 1500 $\mu\text{S/cm}$ à 2700 $\mu\text{S/cm}$ et de chlorures entre 150 mg/L à 500 mg/L dont les plus élevées sont celles des puits situés près de la côte. Les valeurs de nitrate sont supérieures à 30 mg/L pour le versant du sahel (Est de la plaine); ceci est lié au développement plus intense des cultures (utilisation des engrais organiques et chimiques) alors que pour le reste de la zone, elles sont inférieures à 30 mg/L.

c. Contribution à l'étude hydrogéologique de la basse vallée de l'Oued Nador, Tipaza, Approche du biseau salé

Dans leurs mémoire d'ingénieur Taibi et Hamadache (1992) ont fait une étude sur le problème de l'intrusion marine dans cette nappe tout en utilisant les méthodes : piézométrique, hydrogéochimique et géophysique.

La carte piézométrique de juin 1991 a montré une dépression autour des forages situés au centre de la plaine, à cause du pompage intensifs. Cette dépression a créé un inversement d'écoulement, de la mer vers le centre de la plaine.

L'étude hydrogéochimique a montré une augmentation remarquable de la CE des eaux de la nappe dans la frange côtière avec des valeurs dépassant 6000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, et s'accroissent généralement en allant de l'amont vers l'aval. La même chose pour le résidu sec où les valeurs dépassent 6550 mg/L dans les deux premiers kilomètres. Les teneurs en chlorures et les sodiums ont dépassé 2500 mg/L et 1500 mg/L respectivement dans la frange côtière.

Dans le but de la matérialisation de l'interface eau douce – eau salée, une étude géophysique par prospection électrique a été réalisée par ces étudiants en collaboration avec les techniciens de l'A.N.R.H, avec l'exécution de 20 SEV de AB comprise entre 250 et 500 m, et 6 profils de traîné électrique d'orientation perpendiculaire à la côte. L'interprétation des résultats a montrée des faibles résistivités dans la zone côtière variant entre 1 à 15 $\Omega\cdot\text{m}$; avec une estimation de l'extension du biseau salé à l'intérieur de la nappe d'environ 3 km. L'ensemble de ces méthodes appliquées a fait apparaître l'évolution spatiale de la salinité dans cet aquifère à cause des pompages intensifs des forages situés au niveau de la dépression piézométrique.

d. Intrusion des eaux salées dans les eaux douces dans les nappes côtières – approches hydrodynamiques - exemple du champ de captage de Tipaza

Dans sa thèse de magistère, Tifour (2000) a fait une étude sur l'évolution du problème de l'intrusion marine dans la nappe côtière de Nador. Les données piézométriques et hydrogéochimiques des années précédentes 2000 ont été exploitées. L'analyse piézométrique de la période 1995 a montre l'existence d'une dépression au centre de la plaine autour des forages en surexploitation, avec des valeurs iso-pièzes négatifs et un écoulement inverse de la mer vers le continent.

La comparaison des analyses physico-chimiques de l'année 1991 et 1995 a montré qu'il y a eu une augmentation de la CE des eaux de la nappe avec des valeurs atteignant 9000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ pour les puits côtiers, cette dernière diminue au fur et à mesure en s'éloignant de la côte et c'est toujours l'exploitation intensive de la nappe à proximité de la mer, qui a fait diminuer l'écoulement souterrain et qui a provoqué la remontée de l'interface eau douce – eau salée sous les forages de sorte que les eaux de plus en plus salées pénètrent dans les ouvrages. Les chlorures et les sodiums ont enregistré une augmentation considérable en 1995 avec des teneurs dépassant 3000 mg/L et 2000 mg/L respectivement dans cette frange côtière. Cette étude a montré qu'il y a une dégradation remarquable de la qualité chimique des eaux de cette nappe à cause de la salinité dont l'origine est probablement marine.

e. Contribution à l'étude de l'intrusion marine dans la nappe côtière de l'Oued Nador, Tipaza

L'étude du problème de l'intrusion marine dans la nappe plio-quadernaire a été traitée dans le cadre de la préparation de la thèse de magistère de Bouderbala (2007) où les méthodes piézométrique, hydrogéochimique et géophysique ont été appliquées.

L'analyse des cartes piézométriques de différentes périodes (1974, 1995 et 2004) a montré qu'il y a eu une augmentation de niveau piézométrique de la nappe en 2004 grâce à la réduction du pompage au niveau des forages en exploitation, la fermeture des forages de la frange côtière, et aussi grâce à l'exploitation du barrage Boukourdane en irrigation de la plaine.

Les analyses physico-chimiques des eaux de la nappe durant les périodes hautes et basses eaux 2004 ont montré un abaissement de la conductivité électrique à moins de 6000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ dans la frange côtière, les chlorures et le sodium ont aussi enregistré un abaissement dans les concentrations à moins de 1000 mg/L et 500 mg/L respectivement. Cette déminéralisation des eaux par rapport aux années 1991 et 1995 est la conséquence de la stratégie adoptée pour la gestion des eaux de surface et souterraine.

Une campagne géophysique par la méthode électrique a été réalisée dans la zone; par l'exécution de 35 SEV en AB variant de 200 m à 800 m, selon un dispositif Schlumberger. Cette prospection électrique a été réalisée dans le but de cartographier la zone de forte salinité. L'ensemble des résultats de la prospection électrique ont montré une extension du biseau salé à l'intérieur de la plaine à une distance d'environ 2 km.

Conclusion

Cette partie a permis de déterminer les caractéristiques climatiques de la plaine de Nador. Un climat de type méditerranéen semi-aride avec un hiver doux et humide, et un été chaud et sec, produit une influence notable sur le chimisme des eaux souterraines par l'effet de dilution pendant les périodes pluvieuses et par l'effet d'évaporation pendant les périodes sèches.

Le calcul du bilan hydrologique a permis de faire les constatations suivantes : La pluie ne permet pas un stockage permanent de l'eau dans le sol, ce qui induit un déficit agricole plus ou moins long pendant 05 mois (du Juin à Octobre). La saturation de la RFU, pour une année moyenne, ne dure que 04 mois (du Janvier à Avril), alors que cette saturation ne dure que 03 mois pour une année sèche et peut atteindre 05 mois pour une année humide, ce qui nécessite une irrigation pour les cultures.

Si on considère le volume régulatrice de cette nappe proche d'une valeur de 2.3 hm^3 , cela nous permet de dire qu'il y a eu une surexploitation de la nappe de Nador depuis 1982 jusqu'à l'année 2001, c'est la période qu'a provoqué une salinisation de la frange côtière, et une pénétration des eaux marines à l'intérieur de la plaine à plus de 2 km.

Cette situation qu'a conduit à la mise en place d'un nouveau plan de gestion des ressources en eaux dans la wilaya de Tipaza avec : la mise en service du barrage Boukourdane

(50 hm^3 de volume régularisable), la fermeture des forages proche à la côte, la réduction de débit d'exploitation des forages et la mise place d'un réseau d'irrigation dans la plaine de Nador alimenté par le barrage. Cette nouvelle stratégie a permet l'augmentation de niveau piézométrique de la nappe ainsi que à la dilution des eaux souterraines de cette nappe comparativement aux années 1991 et 1995.

Chapitre III

CADRE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

III.1. Cadre géologique

III.1.1. Géologie de l'Algérie du Nord

L'Algérie est située dans la partie nord du craton africain, peut être divisée en trois grands ensembles structuraux (figure III.1). Il s'agit des domaines fortement différenciés au cours des phases tectoniques mésozoïques et cénozoïque. Ce sont du Nord au Sud :

- Le domaine Tellien (l'Atlas tellien) ;
- Le domaine des hauts plateaux ou les hautes plaines ;
- Le domaine de l'Atlas Saharien.

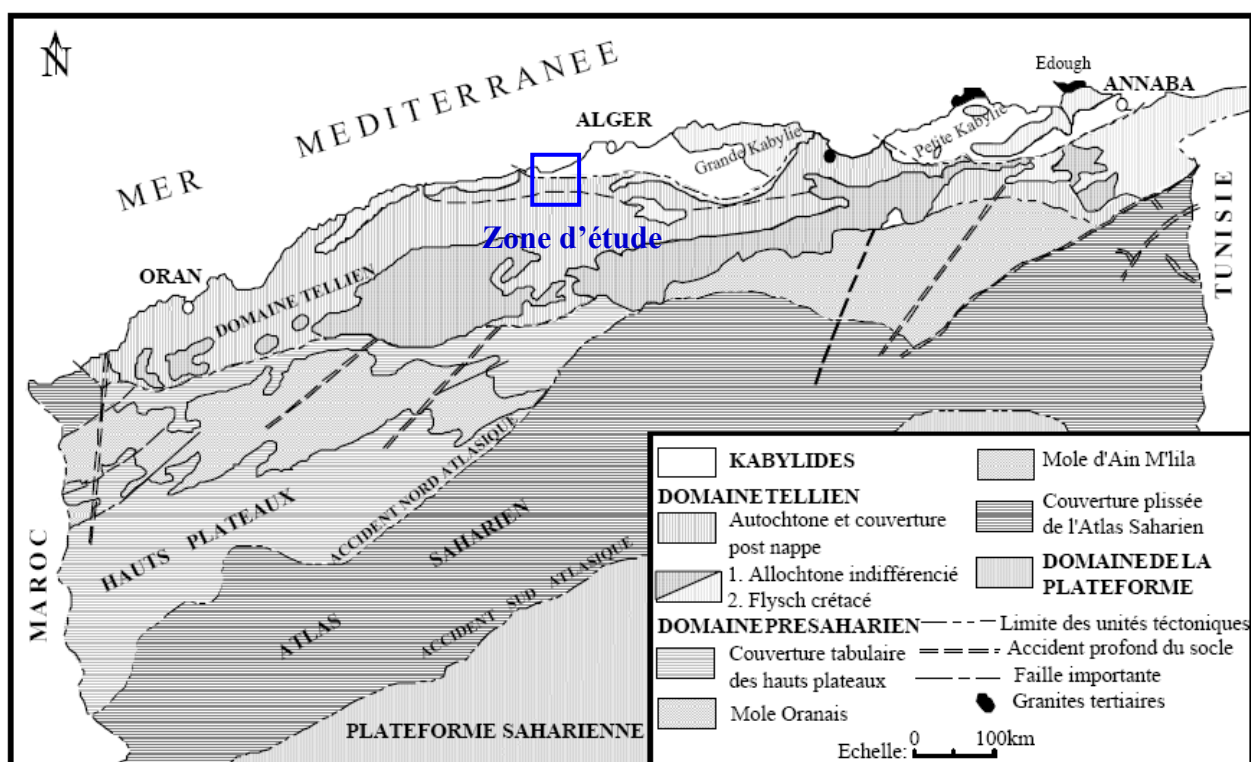


Figure III.1. Cadre structural schématique de l'Algérie (Wildi 1983)

a. Domaine de l'Atlas tellien

Il se compose de deux ensembles: au sud par le Tell méridional constitué par les chaînes de l'Ouarsenis, des bibans et des Babors, et au Nord par le Tell septentrional comprenant les noyaux kabyles, la chaîne calcaire ou dorsale kabyle et les flyschs Sud et Nord kabyles.

De part et d'autre de ces chaînons d'orientation Est-Ouest, nous avons des dépressions occupées par des sédiments néogènes et quaternaires. Ce sont, à l'Est les sédiments de la vallée de la Soummam et à l'Ouest ceux du bassin de l'Oued Chélif.

a.1. Tell méridional

Nous pouvons distinguer plusieurs zones ou unités qui sont souvent de même âge.

- Les unités autochtones ou para – autochtones :

Ces unités apparaissent en différents endroits de l'Atlas tellien méridional : sur le littoral Oranais, dans les massifs du Chélif, de l'Algérois, de l'Ouarsenis et des Bibans. Ces unités sont constituées de terrains mésozoïques souvent affectés d'un métamorphisme léger; leur extension est réduite.

- Les nappes telliennes ou masse allochtones :

Elles sont formées par un empilement de nappes appartenant à différentes unités tectoniques.

Les unes constituent les nappes telliennes formées de dépôts marno-calcaires du Crétacé – Miocène, située généralement au dessus de la précédente.

a.2. Tell septentrional

Localisé au Nord de l'Atlas tellien, sa structure est complexe; il comprend :

- Les massifs anciens ou massifs kabyles ou encore domaine des massifs primaires :

Ils sont essentiellement constitués de terrains cristallophylliens sédimentaires ou volcaniques, d'âge paléozoïque (Anté-Gothlandien : Durand-Delga 1961). Ces massifs anciens sont bien développés en Grande et Petite kabylie. Nous retrouvons leur équivalent à l'Ouest: ce sont les massifs d'Alger, du Chenoua et Cap Ténés.

- *La chaîne calcaire ou dorsale kabyle :*

Elle est constituée de sédiments mésozoïques à Eocène formés d'empilement d'écaillés liées à l'orogénèse de l'Eocène – moyen.

- *L'Oligocène kabyle :*

Formé d'une molasse débutant à sa base par un conglomérat et se poursuivant par des grès arkosiques que l'on retrouve sur les bordures Sud du massif du Chenoua.

- *Les flyschs (Crétacé à Miocène) :*

Ces flyschs peuvent se présenter soit sous la dorsale kabyle en contact anormal, soit sur l'Oligocène kabyle en contact anormal ou encore en position comparable à ceux du Tell méridional.

Plusieurs hypothèses furent émises sur l'origine des flyschs kabyles :

- a. *l'hypothèse de l'origine "ultra" kabyle :* Tous les flyschs d'âge Crétacé et plus récents proviennent d'un sillon ou d'une zone située avant les charriages au Nord des domaines kabyles.
- b. *L'hypothèse d'origine "Mixte" :* Les flyschs se sont déposés à la fois au Nord et au Sud de la chaîne kabyle (Caire 1970).
- c. *L'hypothèse d'origine "infra" kabyle :* Les flyschs sont issus d'une zone placée au Sud de la chaîne kabyle et par un phénomène de scission, il s'est produit un départ de flysch vers le Nord et le Sud s'expliquant par des mouvements de sous – charriages (Durand-Degla 1961).

b. Domaine des hautes plaines ou hauts plateaux

C'est le domaine pré-saharien ou encore l'avant pays de la chaîne alpine d'Algérie.

Nous pouvons distinguer, de l'Ouest à l'Est, les unités suivantes :

- Le môle Oranais;
- Les hautes plaines Oranaises;
- Les hautes plaines Algéroises;
- Les hautes plaines Constantinoises;
- Le môle d'Ain M'Lila.

La série stratigraphique est plus complète et plus épaisse dans la partie orientale que dans la partie occidentale, avec des fréquentes variations de faciès à l'intérieur d'un même étage, en particulier du Sénonien; ces variations de faciès sont liées à l'existence d'une instabilité du soubassement sous-marin, créant des hauts fonds où se déposent des formations récifales. La limite entre les hautes plaines et l'Atlas saharien est marquée par une série de fractures correspondant à l'accident Nord – Atlasique.

c. Domaine de l'Atlas saharien

Ce domaine est composé par des sédiments mésozoïques qui ont été plissés durant les phases orogéniques tertiaires. Ce sont de grands plis d'orientation WSW – ENE. Entre les hauts plateaux et la plate – forme saharienne, l'existence d'un sillon subsidant a permis la naissance de l'Atlas saharien. Les sédiments qui se sont accumulés durant le Mésozoïque et le Cénozoïque ont formé les puissantes séries néritiques et continentales. Du point de vue structure, ce sont des plis anticlinaux étroits et très allongés de type coffrés. La limite méridionale de l'Atlas saharien est marquée par une série d'accidents souples ou cassants constituant la flexure Sud – Atlasique. Au delà de cette flexure Sud – Atlasique, c'est le domaine de la plate forme saharienne, comprenant le Sahara occidental et le Sahara oriental.

III.1.2. Cadre géologique de la zone

a. Stratigraphie

La zone d'étude fait partie du domaine tellien constituant la ride du Sahel, formé de sédiments plio-quatérnaires (figure III.2, 3 et 4).

Glangeaud (1932), classe au Pliocène inférieur : les marnes bleues du Plaisancien, le niveau à glauconie et les marnes gréseuses jaunes de la base de l'Astien, et dans l'Astien supérieur ou Calabrien inférieur les grès rouges, les poudingues, les grès à Pecténels et les sables à Helix.

Ayme et al. (1954) ont rangé dans le Pliocène inférieur (Plaisancien) les marnes bleues et dans le Pliocène supérieur (Astien), le niveau à glauconie et les dépôts grésocalcaires et marnes gréseuses situés au-dessus du niveau précédent. Pour ces auteurs, le conglomérat situé sous le Pliocène inférieur marquait la limite entre le Miocène et le Pliocène, appartenant soit à la fin du Miocène soit au début du Pliocène.

a.1 Le Pliocène

- Le Plaisancien

Le conglomérat de Mazafran marque la limite Miocène- Pliocène (Ayme et al. 1954). Il repose en discordance sur les marnes miocènes sous-jacentes avec l'existence de modifications faunistiques de part et d'autre du conglomérat. Au dessus du conglomérat de Mazafran, apparaît une série uniforme de marnes bleues, parfois légèrement gréseuses à la base, avec des intercalations de lentilles gréseuses vers le sommet. La datation de ces formations marneuses a suscité de nombreux travaux : Pomel (1858) ; Delage (1888) et Ficheur (1890 et 1896) les ont rangées dans le "Sahélien". Muraour (1948 et 1949) dans son étude sur les microfaunes et marnes de la molasse du Boulevard Bougara (ex. Galliéni) a confirmé l'âge plaisancien. Dalloni (1953) établit définitivement l'âge Plaisancien de ces formations marneuses.

- L'Astien

L'Astien est limité à sa base par un niveau à glauconie surmonté d'une molasse. Le niveau à glauconie, presque toujours présent dans le Sahel d'Alger, il a une épaisseur variant de 10 cm à 10 mètres. Il n'a une valeur de repère stratigraphique que pour cette région où il permet d'introduire une rupture dans le Pliocène. Cependant ce niveau n'est pas systématiquement visible sur les coupes pratiquées. Il permet de séparer les marnes bleues contenant quelques bancs de grès à leur sommet des marnes gréseuses et grès calcaires (molasse astienne) situés au-dessus. Ce niveau à glauconie a fait l'objet de nombreuses études : Von Zittel (1896) et Muraour (1948 et 1949) au Boulevard Bougara entre Alger et El-Biar. Dans le cadre d'un travail sur l'évolution de la microfaune lors du passage des marnes à la molasse astienne. Yassini (1973) constate que là où le niveau à glauconie est absent sur certaines coupes des environs d'Alger, les marnes bleues sont alors directement surmontées par des marnes gréseuses jaunâtres et les grès calcaires de la base de l'Astien. Le niveau à glauconie est souvent très fossilifère. Différents auteurs ont retrouvé une macrofaune abondante (Gastéropodes, Brachiopodes, Scaphopodes...). La macrofaune contenue dans ce niveau a permis à Ficheur (1896) de le nommer " niveau à Terebratula Ampulla". Cependant cette macrofaune identique à la faune astienne et plaisancienne de l'Italie septentrionale ne permet pas de différencier stratigraphiquement le Pliocène.

Par contre la microfaune est différente dans le Plaisancien et l'Astien. Dans le niveau à glauconie situé à la base de l'Astien existe selon Ayme et al. (1954) une zone à *Dorothia gibbosa* d'Orbigny caractéristique. Cette espèce abondante est accompagnée par d'autres formes benthiques. Selon toujours les mêmes auteurs, cette zone à *Dotothia – gibbosa* est intéressante parce que là où le niveau à glauconie disparaît, la présence de cette zone permet de distinguer les marnes plaisanciennes des marnes astiennes. Yassini (1973) ne mentionne pas cette espèce.

Au dessus du niveau à glauconie qui en fait n'apparaît pas dans la plupart des coupes et logs de forages, la base de l'Astien est formée de marnes gréseuses fossilifères. On rencontre ensuite des bancs gréseux où apparaissent des lits de conglomérats à petits galets provenant de l'Atlas. Ces bancs sont accompagnés d'intercalations de grès coquilliers à ciment calcaire. Vers le haut de la série, on trouve des grès sableux et calcaires coquilliers d'une quaternaire de mètres d'épaisseur. Ces formations situées vers la partie supérieure des marnes gréseuses sous-jacentes constituent l'équivalent latéral de la molasse calcaire d'Alger. Yassini (1973) cite pour cette molasse 131 m dans la plaine de Mitidja (sondage de l'Oued El Alleug) et 83 m à l'amont de la cluse du Mazafran.

a.2 Le quaternaire (Calabrien et Villafranchien)

Selon Ayme et al. (1954), les formations visibles au marabout de Sidi Abdellah et un peu plus loin à Haouch Khodja Berry complétant la série, pourraient se placer soit à la fin du cycle pliocène (Astien supérieur) soit dans le Quaternaire ancien (Calabrien). Ces dépôts marins d'une trentaine de mètres d'épaisseur reposent en discordance sur l'Astien grésos – calcaire et sont formés de sables mêlés de galets, de conglomérats et de microconglomérats à ciment calcaire. Ils sont parfois surmontés par des dépôts alluvionnaires dits de Maison – Carrée d'âge probablement villafranchien. Yassini (1973) préfère grouper cette formation et les dépôts de Maison – Carrée en une seule formation continentale d'âge Calabrien – Villafranchien à laquelle il attribue une épaisseur de 343 m dans la plaine de Mitidja (sondage de l'Oued El Alleug), 120 m au Mazafran et 200 m à Blida – Joinville.

b. Tectonique

La plaine d'Oued Nador a subi la même évolution tectonique et paléogéographique que celle qui a affecté le bassin de la Mitidja.

Le Plaisancien débute par une transgression marine traduisant une sédimentation marneuse en mer profonde. Cet épisode s'achève par une phase de sédimentation détritique (niveau à glauconie, molasse, marne gréseuse) de faible profondeur, correspondant en grande partie à l'Astien.

Vers la fin de l'Astien se déposent des graviers et des conglomérats marquant des niveaux de bordure littorale. En même temps, s'amorce une phase de plissement provoquant une surélévation de l'Atlas, l'enfoncement du synclinal de la Mitidja et l'apparition du bombement anticlinal du Sahel. L'Atlas est soumis à une érosion dont les dépôts viennent combler la dépression mitidjienne. C'est le début du remblaiement villafranchien. Au Quaternaire (Villafranchien), les dépôts de comblement (argiles et cailloutis) se poursuivent en même temps que la subsidence. La sédimentation villafranchienne se termine par une baisse de niveau de la mer et par l'amorce d'une érosion. La fin de Pléistocène marque la transgression flandrienne qui donne à la Mitidja son aspect actuel (Dalloni 1953).

Selon Durand-Delga (1961) et Lepvrier (1967), -"Sur la structure du massif de Chenoua – Algérie, parlent des dépôts rouges du Permo-Trias et d'une série calcaire, puissante, allant du Trias à l'Eocène, recouverte par l'Oligocène. Lepvrier (1967), émet l'hypothèse que cette chaîne calcaire est formée par la superposition d'unités dans lesquelles l'Eocène est de faciès différent, ainsi que des arguments permettant de penser que cette position structurale est due à l'existence de deux phases tectoniques tangentielles, l'une antérieure à l'Oligocène kabyle", l'autre postérieure au dépôt de cette série détritique.

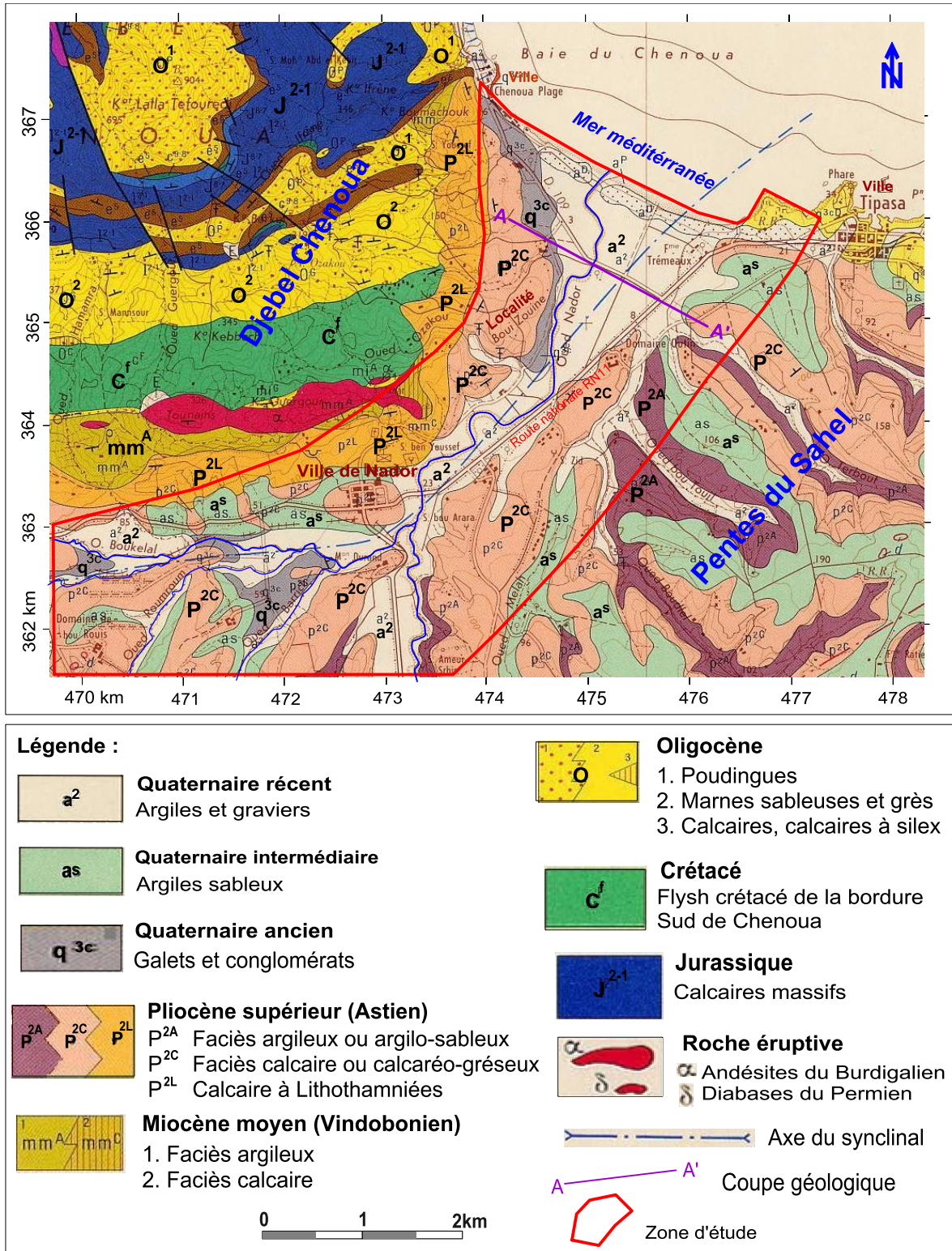


Figure III.2. Carte géologique de la zone d'étude

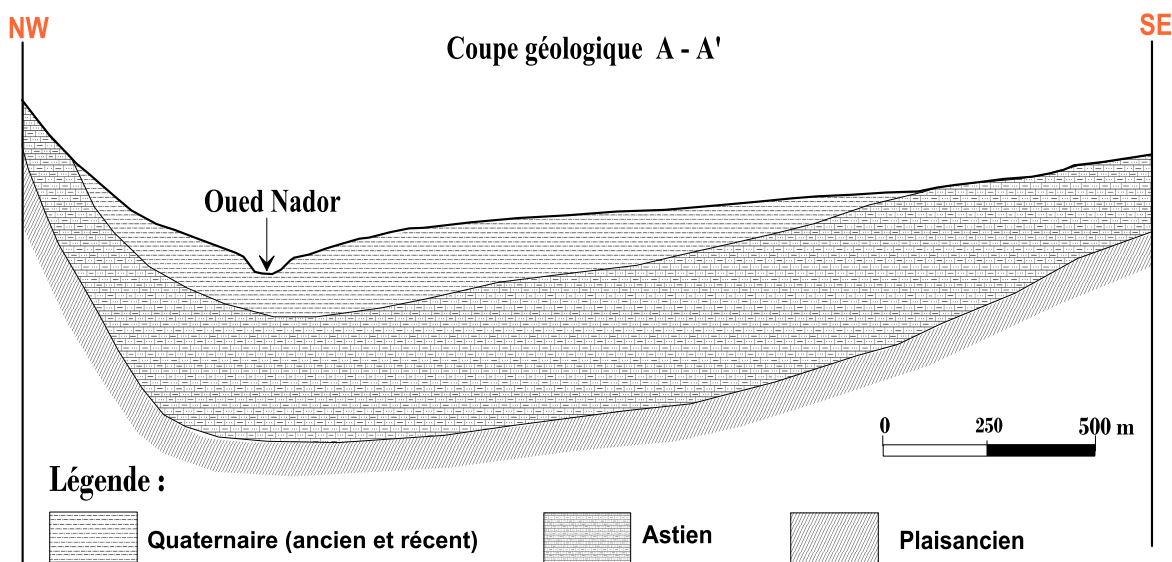


Figure III.3. Coupe géologique schématisée perpendiculaire à l'axe du synclinal

c. Roches éruptives

Des roches éruptives, semblables à celles des environs d'Alger et Hadjout affleurent sur le flanc Sud et Nord du massif du Chenoua.

Savornin (1924) note la présence de diabases sous forme de gros filons ou de necks irréguliers au niveau du grand affleurement permien et dévonien.

D'après Savornin (1924) son origine est la suivante : "C'est vraisemblablement en place dans les terrains que le magma fluide a traversé avant de s'échapper; un témoin de ces éruptions de diabase ophitique dont les produits sont si souvent mêlés aux roches diverses du Trias".

En bordure de mer, sur la plage, Savornin (1924) recueille des fragments d'ophites dont l'origine devait se situer selon l'auteur "droit au Sud", mais celui-ci n'a pu retrouver ces roches en place.

Sur le flanc du Chenoua d'autres manifestations volcaniques ont laissé des traces. Il s'agit selon Savornin (1924) d'une bande de roches rhyolitiques (andésite, liparite, probablement d'âge Helvetien) où Glangeaud (1929) leur donne un âge Burdigalien.

Deux grands dômes sont admirablement conservés. L'un de forme allongée correspondant selon Savornin (1924) à un remplissage d'une grosse fente élargie reliant sans doute plusieurs cheminées d'émission. Sa forme allongée d'orientation Est-Ouest part de Sidi Amar jusqu'à l'Ouest de Koudiat Guergour. L'autre, forme le pilon de Tourmän plus à

l'Ouest formant le sommet de la colline où il existe une trace minuscule d'une roche rhyolitique.

Glangeaud (1929) note que ces roches éruptives sont des projections et des coulées de laves redressées par des plissements de 30° à 50°. Ces roches éruptives se rattachent à celles d'âge Burdigalien et sont interstratifiées entre les poudingues burdigaliens ou les couches crétacées et les marnes burdigaliennes. Toujours selon Glangeaud (1929) a fort bien montré que le Djebel Tourmaïn était formé par une coulée à 45° et que les roches qui affleurent dans cette région sont des dacites, dacitoïdes, dellénites, dellénoïdes, dont l'une des dellénites a été analysée. Cet auteur note que ce "complexe éruptif représente une partie du flanc Nord d'un appareil éruptif dont le centre se trouverait eu Sud du Nador. Ce volcan devrait être en grande partie aérien"- (Note sur le terrain éruptif Miocène et le Pliocène du Chenoua). Ayme et al. (1954) dans une étude minutieuse a accru le nombre des affleurements connus actuellement sur la carte géologique de Tipaza au 1/50.000.




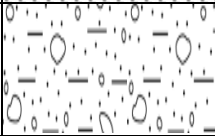

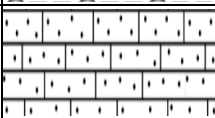
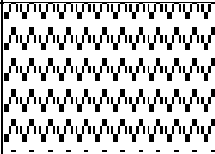

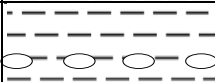
	Système	Etage	Lithologie	Description	Epaisseur
QUATERNAIRE	Holocène	Actuel/Récents	Alluvions des oueds		< 15
	Pléistocène	Flandrien	Limon et argiles limoneuses		30
			Sables consolidés		30
		Soltanien / Tensifrien	Alternance de graviers et d'argiles		100 -200
		Calabrien / Villafranchien	Argiles, et cailloutis		30
TERTIAIRE	Pliocène	Astien	Grès, sables, calcaires, Argiles sableuses		130
		Plaisancien	Marnes et Argiles bleues		> 200
	Miocène	Vindobonien	Argiles et marnes à lentilles de calcaires		50
		Burdigalien	Argiles et marnes à lentilles de grès		?

Figure III.4. Colonne lithostratigraphique de la Mitidja

(Messaoud Nacer 1987, amélioré par l'auteur).

III.1.3. Conclusion sur le cadre géologique

Les sédiments pliocènes débutent par des marnes bleues qui témoignent d'un milieu de dépôt assez profond; puis succèdent des faciès de mer moins profonde (niveau à glauconie, molasse gréseuses) correspondant en grande partie à l'Astien. Vers la fin de l'Astien, ce sont des dépôts de gravier, conglomérats ... constituant des niveaux de bordure littorale ou sublittorale. En même temps ont eu lieu des plissements post-astiens qui ont joué un rôle capital dans la morphologie de la région littorale algéroise. Ce sont des déformations à grand rayon de courbure provoquant une surélévation du Sahel (anticlinal du Sahel) et un abaissement du synclinal de Mitidja.

Ces plissements ont occasionné la formation de torrents originaire de l'Atlas qui ont comblé la dépression Mitidjienne. Ils ont probablement continué durant le Quaternaire mais à faible intensité.

Bien avant la phase tectonique post-astienne, trois phases de déformations sont succédées :

- à l'Albo-Aptien une déformation également à grand rayon de courbure au cours de laquelle la région du Tell septentrional fut plissée et découpée en plusieurs compartiments.
- Du Lutétien supérieur au Stampien a eu lieu une phase de compression ayant permis la mise en place d'une part de la chaîne calcaire et du massif ancien du Chenoua et d'autre part de la nappe du flysch Albo-Aptien.
- Au Miocène inférieur une phase tectonique de type gravitationnel a permis la mise en place des nappes telliennes par glissement vers les zones affaissées (charriage).

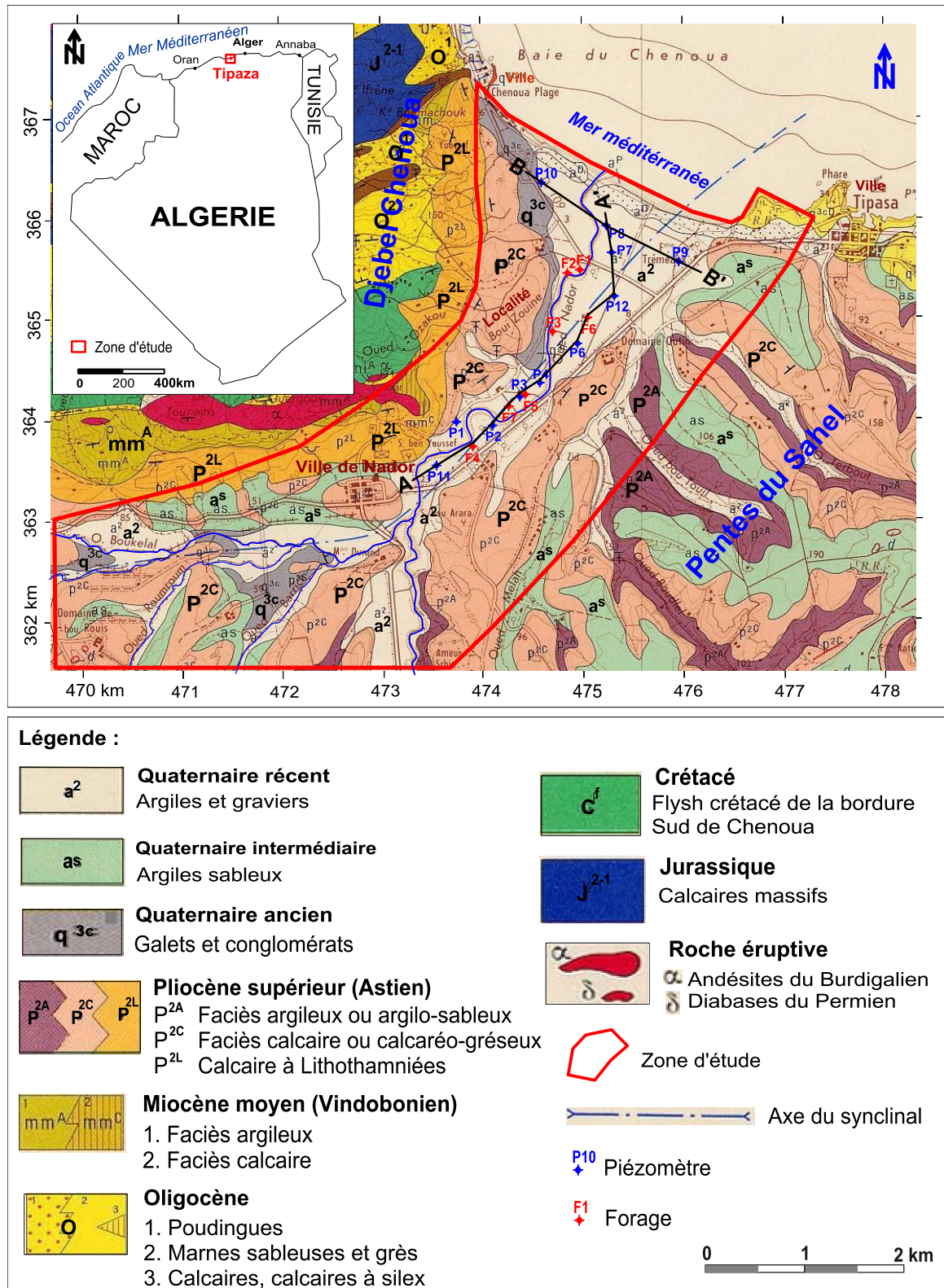
III.2. Cadre hydrogéologique

III.2.1. Introduction

L'aquifère de la basse vallée de l'oued Nador est d'âge plio-quadernaire (figure III.5). La nappe dans son ensemble est semi-captive sous un recouvrement argileux ou argileux sableux, le niveau statique est situé à une profondeur de quelques mètres en aval mais il est supérieur à 10 m en amont. La nappe principale est contenue dans les alluvions grossiers et les grès et calcaires de l'astien. Cette nappe devient libre dans les deux côtés de la plaine où le l'Astien affleure. Le réservoir utile est défini par son toit et son mûr, comprenant :

- La base du quadernaire est généralement constituée de graviers, de galets et de sables, d'une épaisseur inférieure à 10 m;
- La série calcéo-gréseuse de l'Astien dont l'épaisseur peut atteindre 60 m au centre de la plaine.

Le passage aux marnes du Plaisancien qui forment le substratum de l'aquifère se fait progressivement par l'intermédiaire d'un niveau à très faible perméabilité formée d'argile siliteuse et parfois d'argiles sableux. L'alimentation de la nappe par l'oued Nador est en général faible à cause du colmatage des berges du cours d'eau de Nador. Ce sont surtout les précipitations efficaces dans les deux versants du bassin qui alimentent cette nappe, soit environ 7 % des précipitations moyennes annuelles.



Extrait de la carte géologique de Tipaza 1/50.000, carte publié en 1962 par IGN

Figure III.5. Carte géologique avec le positionnement des forages et piézomètres

III.2.2. Structure de l'aquifère

L'étude des coupes hydrogéologiques perpendiculaires et parallèles à l'axe synclinal (figure III.6 et III.7) élaborées à partir des données des forages et piézomètres permet une bonne compréhension de la structure de l'aquifère. L'aquifère plio-quadernaire présente une forme d'un synclinal d'orientation SSE-NNW, le flanc Ouest présente un pendage plus important que le flanc Est. Le réservoir utile est plus épais au centre de la plaine et se réduit vers les bordures à la suite de la remontée du substratum. Elles montrent que l'épaisseur de l'aquifère augmente d'amont en aval, atteignant un maximum au niveau du forage F6, ensuite diminue à l'approche de la mer. Ceci indique la continuité de la nappe sous la mer, ce qui implique qu'il y a un contact direct entre l'aquifère plio-quadernaire et les eaux marines.

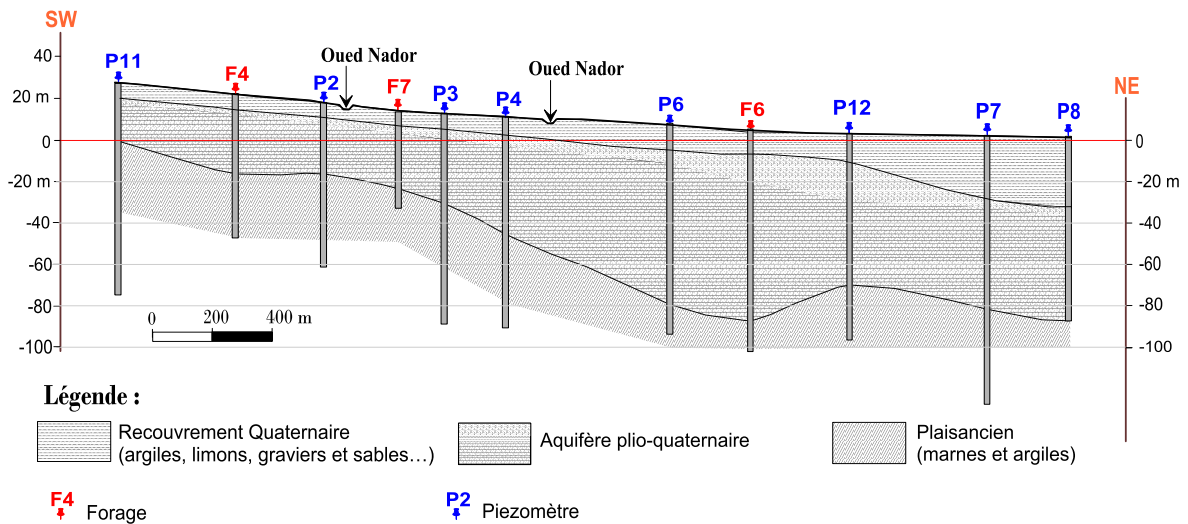


Figure III.6. Coupe hydrogéologique parallèle à l'axe du synclinal A-A'

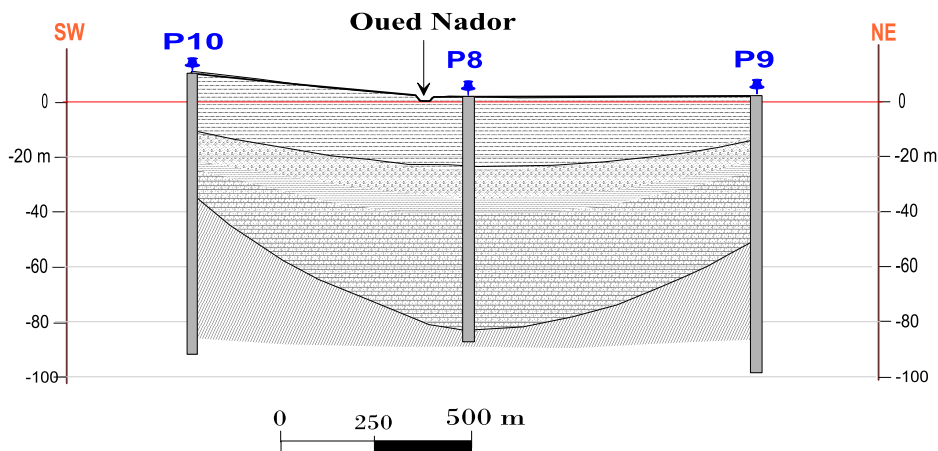


Figure III.7. Coupe hydrogéologique perpendiculaire à l'axe du synclinal B-B'

III.2.3. Géométrie des formations

a. Épaisseur des alluvions quaternaires

L'épaisseur des alluvions quaternaires varie de quelques mètres à plus de 40 m. La carte ci-dessous (figure III.8) basée sur les coupes lithologiques des forages et piézomètres montre qu'il y a une augmentation de l'épaisseur du quaternaire du Sud vers le Nord, le centre de la plaine présente un milieu de remplissage des dépôts alluvionnaires entre les piézomètres (P7 et P8) et les forages (F1 et F2).

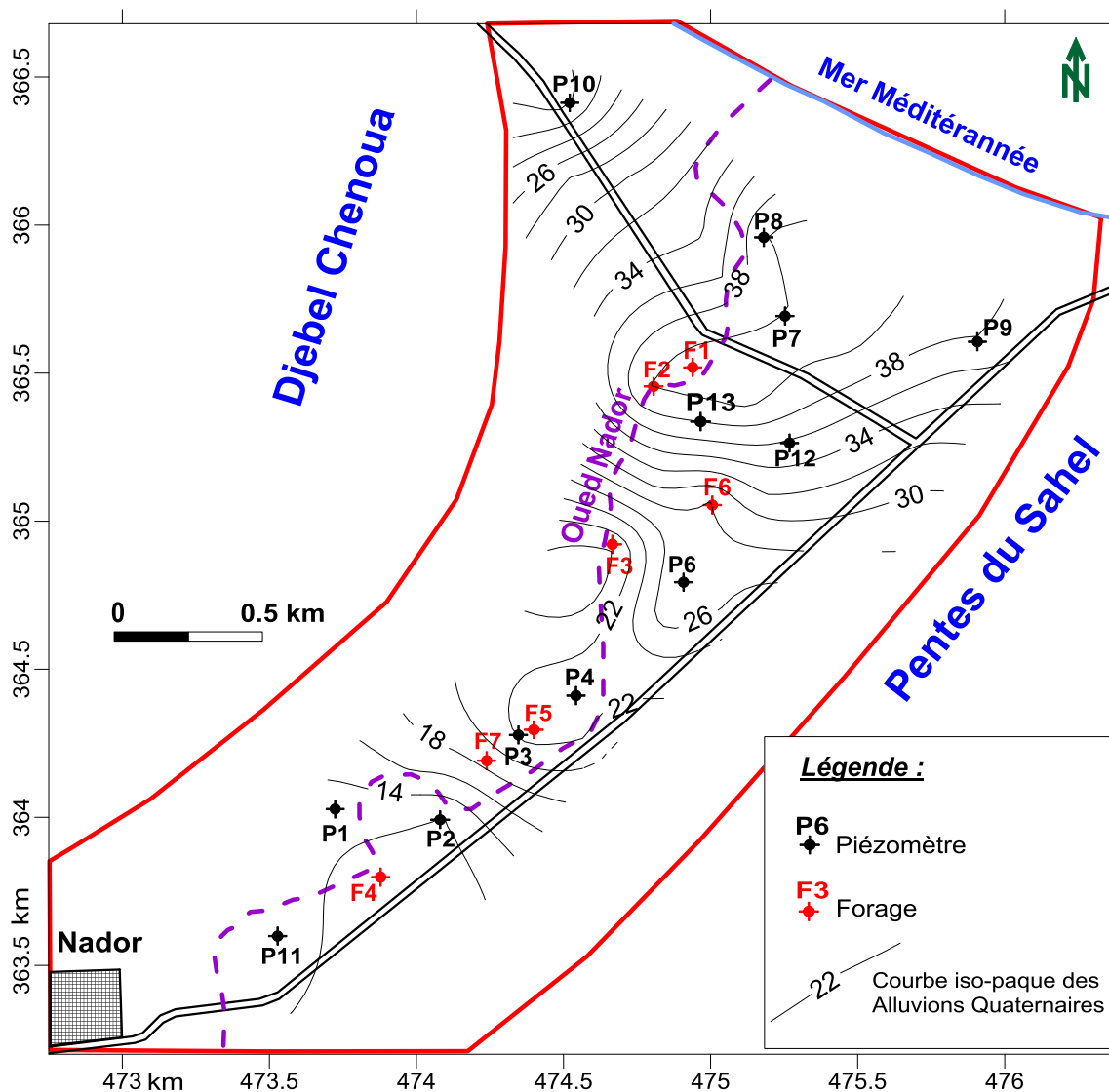


Figure III.8. Carte isopaques des alluvions quaternaires

b. Épaisseur de l'Astien jaune

L'Astien jaune est constitué généralement par des grès jaunes friables et parfois sableuses, très fissurées et cavernueuses, il présente les meilleures caractéristiques hydrodynamiques parmi les faciès rencontrés dans la vallée de l'Oued Nador (Mesbah 1981). Il atteint une épaisseur maximale de 46 m au niveau du forage F6.

La carte ci-dessous tracée sur la base des coupes lithologiques (figure III.9) montre que l'Astien jaune indique des épaisseurs importantes au centre de la plaine, alors qu'il diminue en allant vers les deux rives de la vallée; et en aval de la plaine, d'où son affleurement est apparu.

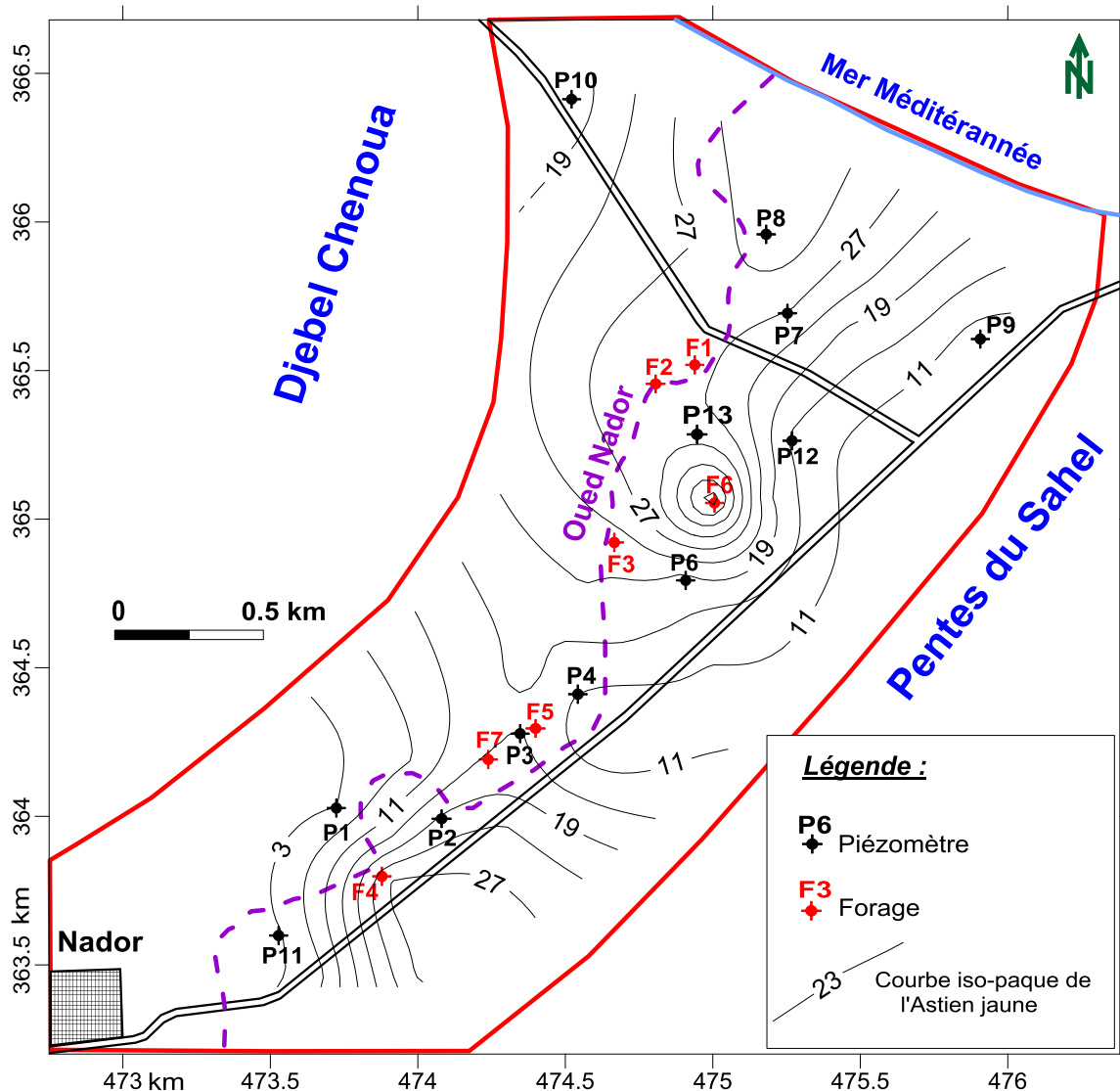


Figure III.9. Carte isopaques de l'Astien jaune

Les cartes isopaques des alluvions quaternaires et de l'Astien jaune donnent une indication générale sur l'ancien chenal de l'Oued Nador qui probablement passe au niveau des : P8, F1-P7, F6, P6 et P4.

c. Épaisseur du réservoir utile

La carte du réservoir utile montre la variation de l'épaisseur du réservoir aquifère dans cette plaine (figure III.10). Elle montre une zone d'importante épaisseur située au niveau du centre de la plaine, soit entre les forages F1, F2 et F6 et les piézomètres P8, P7 et P12, avec une épaisseur dépassant 40 m et qui peut atteindre un maximum de 60 m au niveau du forage F6. La zone du centre présente des caractéristiques hydrodynamiques meilleures pour cette nappe plio-quaternaire.

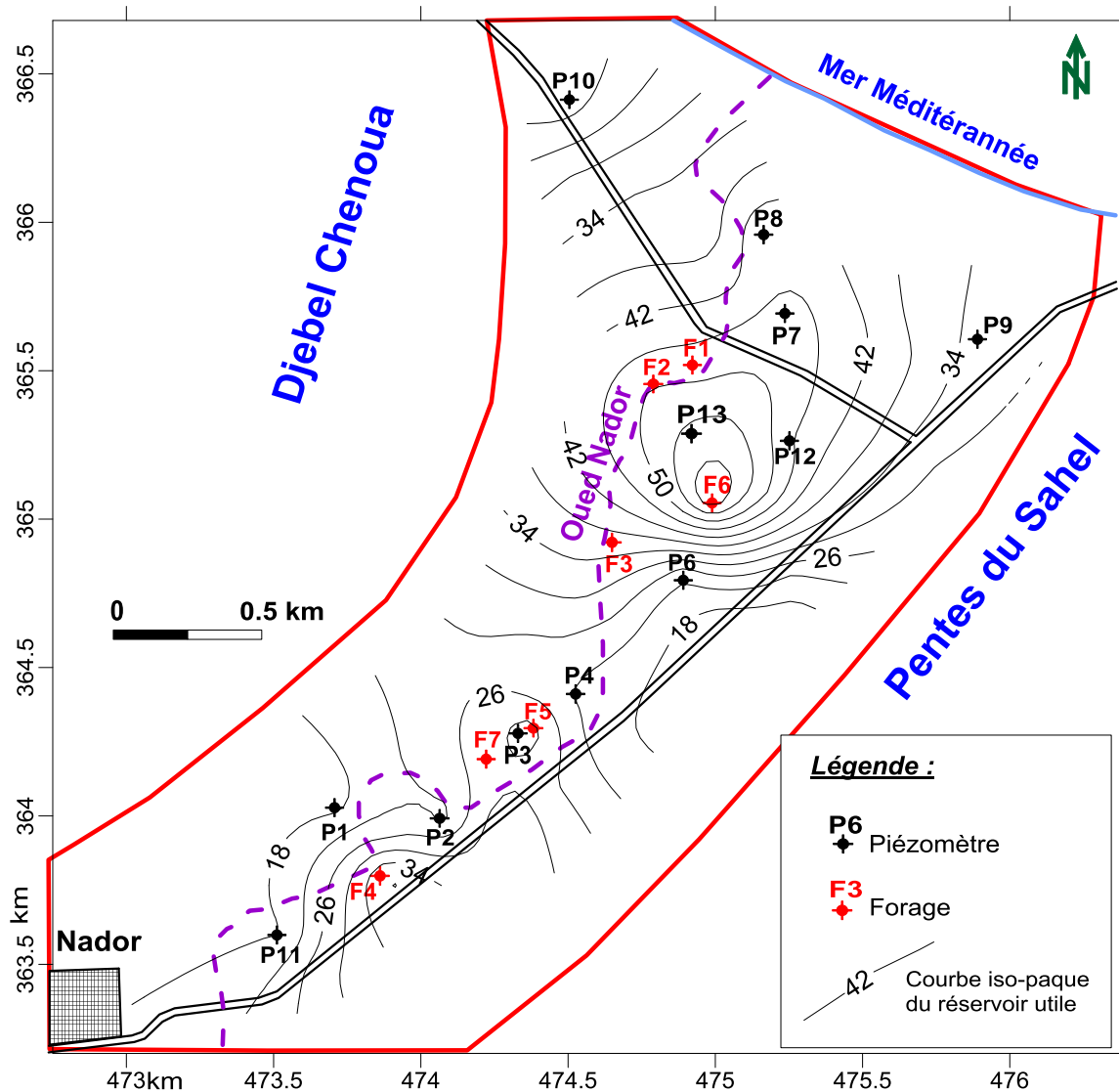


Figure III.10. Carte isopaques du réservoir utile

d. Profondeurs du mur du réservoir utile

La carte en courbes d'égaux profondeurs du mur du réservoir utile (figure III.11) fait apparaître une zone profonde au niveau des forages F1, F2 et F6 et des piézomètres P7, P8 et P13, où le niveau imperméable constituant le substratum dépasse 75 m, correspondant aux limites de la molasse astienne, à faciès gréseux ou calcaire-gréseux, typique de la formation astienne affleurant aux bords Est du massif du Chenoua. La carte montre que la profondeur du mur augmente progressivement de l'amont de la vallée vers la côte (en aval) suivant l'axe du synclinal. La profondeur du mur du réservoir utile diminue progressivement (20 à 25 m) de part et d'autre de la zone d'étude mais s'étend plus à l'Est sur les contre-forts du Sahel d'Alger, à pente faible, que sur le versant Ouest (Chenoua). Le versant Est correspond à un changement de faciès (argile plastique et argile silteuse).

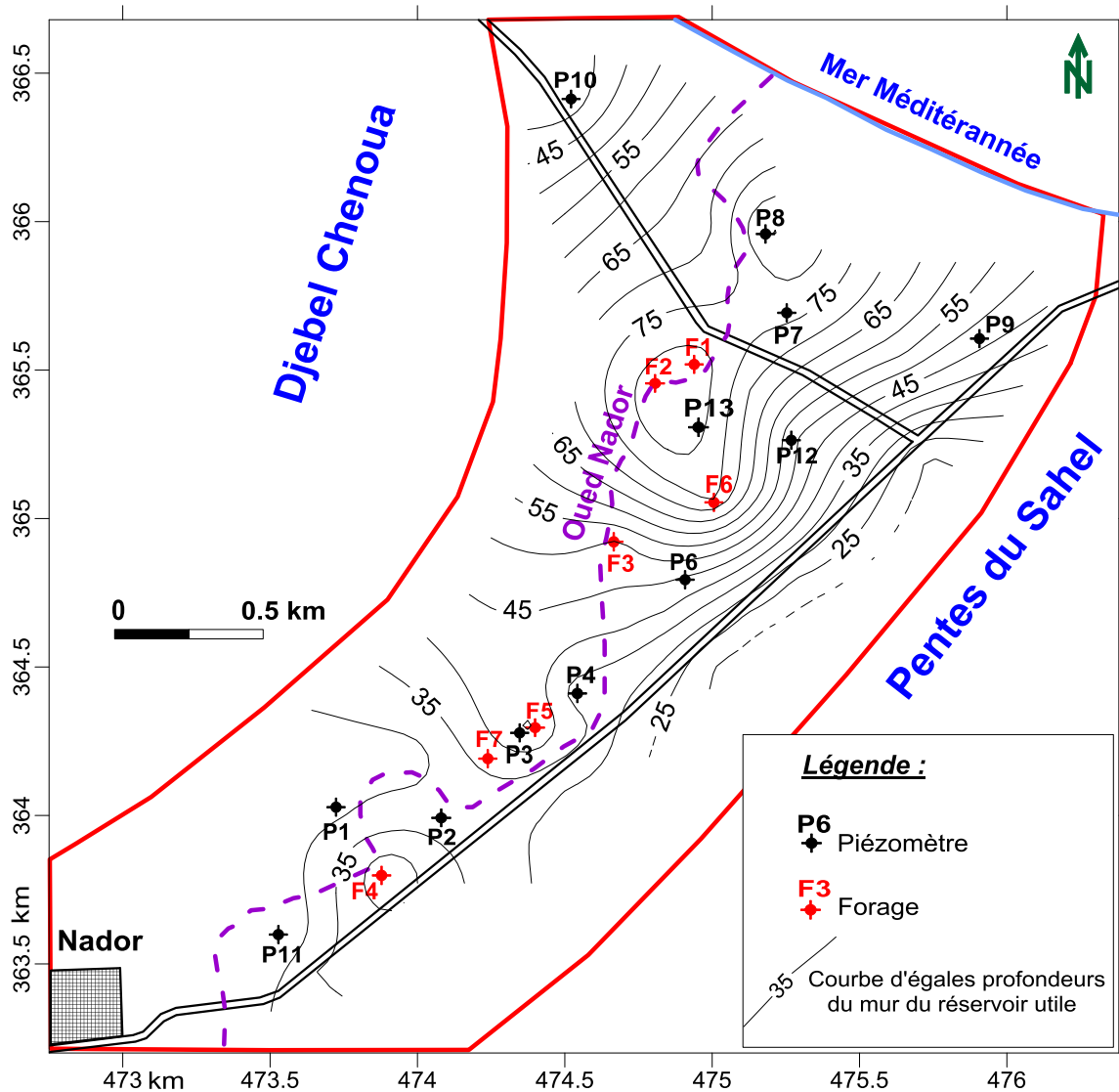


Figure III.11. Carte d'égaux profondeurs du mur du réservoir utile

L'examen de l'ensemble de la structure géologique des alluvions quaternaires et des séries pliocènes supérieures montre que le réservoir utile s'enfonce progressivement au fur et à mesure que l'on se rapproche de la mer, suivant grossièrement l'axe du sillon synclinal. La moitié Nord de la vallée de Nador est prédominée par des horizons sableux alors que la moitié Sud est prédominée par des niveaux argileux.

Il est à noter que, dans la plaine de Nador existaient jusqu'à la fin des années 2000 : sept (07) forages et onze (12) piézomètres, fonctionnels d'une façon normale, les forages étaient utilisés pour l'alimentation en eau potable des villes côtières (Tipaza, Nador, Chenoua, Bouzouine...) et à l'irrigation de la plaine et les piézomètres étaient utilisés pour le suivi piézométrique et chimique de la nappe. Alors qu'actuellement, ils ne restent que trois forages (F3, F5 et F7) qui sont utilisés pour l'alimentation des villages de Nador et Bouzouine et un autre privé (F191) utilisé surtout à l'irrigation. Cependant, les piézomètres sont totalement colmatés.

II.2.4. Caractéristiques des ouvrages de captage existants

a. Forages

Il existe à l'heure actuelle trois forages fonctionnels équipés par des pompes immergées, il s'agit des forages F3, F5 et F7. Le F3 est destiné en grande partie à l'alimentation de l'agglomération de Bouzouine, F5 et F7 servent à alimenter une grande partie de la ville de Nador (l'autre partie de la ville est alimentée par le barrage Boukourdane). Dans la plaine de Nador, trois forages ont été fermés et abandonnés à cause de la salinisation des eaux de la nappe (F1, F2 et F6), et un forage a été fermé à cause du colmatage (F4).

b. Les puits et les sources

La majorité des puits situés dans la zone d'étude sont destinés à l'irrigation de petites parcelles privées. Ces puits sont généralement foncés et construits à la main, de diamètre variable (2 à 3 m), le prélèvement se fait par des moto-pompes ou se fait au moyen d'un seau muni d'une corde. Ils sont surtout utilisés à l'irrigation des terres de domaines autogérés (EAC, EAI...) ou de propriétés individuelles. On recense dans la zone d'étude 24 puits, avec des profondeurs variant entre 10 à 40 m.

Dans la zone d'étude il y a quatre (04) sources :

La source de Nador, se situe près de la ville de Nador ; elle est captée et utilisée pour l'alimentation en eau potable. Son régime est irrégulier mais l'écoulement est pérenne. La température moyenne de l'eau est de 18 °C et le débit à la sortie est d'environ 1.0 L/s.

La source de Guergueur est une source de talweg dont l'émergence est bien localisée. L'eau sort dans une vasque. Les terrains affleurant à sa proximité sont des sables-argileux. C'est une source de type tectonique. Les eaux météoriques s'infiltrent dans les zones de fractures des roches éruptives, puis émergent à la limite des formations argileuses du Miocène. Elle n'est pas captée, son régime est régulier. L'écoulement se fait durant toute l'année à débit insignifiant. Sa température moyenne est de 19 °C.

La source de Ain Ch'ayeb est une source de talweg dont l'émergence est aussi bien localisée. L'eau sort dans une vasque. Cette source alimente l'Oued Ch'ayeb (Oued Ouzâkou). Les terrains affleurant à sa proximité sont des argiles sableuses de couleur jaune (Flysh-Crétacé). Son captage permet l'alimentation en eau potable d'une dizaine de personnes. Elle présente un régime assez pérenne. Son débit reste toutefois insignifiant, sa température moyenne est de 18 °C.

La source de Si Moussa est située près du village de Nador. C'est également une source de Talweg où l'eau sort dans une vasque. Elle alimente l'Oued Guergueur. Aux alentours de cette source affleurent des terrains argileux et des sables de couleur grise. Elle n'est pas captée, mais permet l'alimentation en eau potable d'une cinquantaine de personnes. Son régime est régulier à écoulement pérenne. Son débit est estimé à 0.5 L/s et la température moyenne est de 19 °C.

III.2.5. Caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère

Parmi les sept forages existant, il y a cinq ayant fait l'objet des essais de pompage, il s'agit des forages F1, F2, F3, F5 et F6. Les équations utilisées pour le traitement analytique des essais de pompages sont des équations donnant le rabattement en fonction du débit et les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère.

Pour la détermination des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère, les équations d'approximation logarithmique de Theis sont appliquées pour le cas d'un régime d'écoulement transitoire et l'équation de Jacob pour le régime permanent.

En régime transitoire : équation de Theis (1953) $\Delta = \frac{Q}{4 \pi T} W(u)$ Avec $u = \frac{K^2 S}{4 \pi T}$

Lorsque le temps de pompage (t) croît on peut utiliser une approximation logarithmique de la formule de Theis, la simplification de Jacob pour $u < 0,01$.

$$\Delta = \frac{0,183 Q}{T} \log \frac{2,25 T t}{R^2 S}$$

Cette deuxième formule simplifiée donne une solution d'autant plus approchée de la courbe de dépression réelle à l'instant (t) que (R) est plus petit, donc d'une part que l'on est plus proche du puits de pompage et d'autre part que le temps de pompage est plus grand. Elle est d'autant plus approchée que T/S est plus grand. Cette équation est ramenée à sa forme pratique $T = \frac{0,183 Q}{c}$ qui ne fait intervenir que la pente de l'asymptote sans que sa position sur le graphique ait d'incidence sur la valeur de la transmissivité (T).

La représentation graphique de l'évolution de la nappe au cours du temps de pompage permet l'extrapolation la plus logique pour prédire l'évolution future de la nappe soumise à un pompage d'essais. L'extrapolation proposée par Jacob consiste à pratiquer un ajustement linéaire en opérant sur un graphe tracé sur papier semi-logarithmique à partir des points de mesures. Les temps de mesures sont figurés en abscisses logarithmiques, les rabattements en ordonnées arithmétiques. On trace la courbe $\Delta = f(\log(t))$

L'équation simplifiée de Jacob peut s'écrire :

$$\Delta = \frac{0,183 Q}{T} \left(\log \frac{2,25 T t}{R^2 S} + \log(t) \right)$$

C'est une équation de la forme :

$$Y = a + b.x$$

$$Y = a (\log. B + \log. x)$$

Le constante « a » est déterminé par le coefficient angulaire de la droite, d'où :

$$\Delta = \frac{0,183 Q}{T} = \operatorname{tg} \alpha = \frac{dy}{dx} = \frac{\delta(\Delta)}{\delta(\log t)}$$

Les variables $\delta(\Delta)$ et $\delta(\log t)$ sont données par l'accroissement du rabattement dans un cycle logarithmique.

$$\delta(\Delta) = C = \frac{0,183 Q}{T}$$

On peut également interpréter les observations effectuées pendant la remontée. Celle-ci est considérée comme une injection d'eau dans le puits, correspondant à un débit négatif (- Q). On applique l'équation de Jacob en soustrayant le débit ainsi injecté après l'arrêt du pompage au débit de ce pompage.

- t' est le temps écoulé après l'arrêt du pompage
- t est le temps écoulé depuis le début du pompage d'essai.

On obtient la formule d'approximation logarithmique de la courbe de remontée :

$$\Delta = \frac{0,183 Q}{T} (\log t/t')$$

Cette dernière formule n'est valable que pour les valeurs de « t » et « t' » assez grandes. Le rabattement observé après arrêt du pompage à un instant donné « t' » est appelé « rabattement résiduel ». Cette formule est aussi indépendante du coefficient d'emmagasinement et elle permet de calculer la transmissivité « T ».

Pour calculer la transmissivité « T », on porte les données du pompage d'essai sur un diagramme semi-logarithmique avec en abscisse les logarithmes de t/t' et en ordonnée, pour seul débit constant, les rabattements résiduels (Δ) et dans le cas de plusieurs régimes de pompage les rabattements spécifiques résiduels Δ/Q.

La valeur de $tg \alpha = C$ est donnée par l'accroissement du rabattement résiduel (Δ) ou du rabattement résiduel spécifique Δ/Q dans un cycle logarithmique.

Dans le cas : $\log \left(\frac{t}{t'} \right) = 1$; on a donc $\delta(\Delta) = C = \frac{0,183 Q}{T}$

Où

$$\frac{\delta(\Delta)}{Q} = \frac{0,183}{T} = C$$

Les essais de pompages réalisés sur les cinq forages de la plaine ont permis de déterminer les caractéristiques hydrodynamiques d'aquifère de Nador. Ces caractéristiques sont tirées des travaux antérieurs effectués sur la zone d'étude. Elles sont représentées dans le tableau III.1.

Tableau III.1. Caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère de Nador à Tipaza

Forages	X (km)	Y (km)	Z (m)	Débit d'essai (L/s)	T (m ² /s)	K (m/s)	Etat des forages en 2012
F1	475 .00	365.50	7.265	6.67	2.01 10 ⁻²	2.60 10 ⁻⁴	arrêt
F2	474.82	365.445	7.456	8.89	1.40 10 ⁻²	1.97 10 ⁻⁴	arrêt
F3	474.76	364.750	11.410	33.33	1.37 10 ⁻²	6.83 10 ⁻⁴	Fonctionnel
F5	464.16	363.41	6.063	9.44	0.528 10 ⁻²	4.40 10 ⁻⁴	fonctionnel
F6	474.94	365.08	8.277	33.33	2.03 10 ⁻²	3.58 10 ⁻⁴	arrêt

Ces résultats montrent que la transmissivité augmente de l'amont (0.528 10⁻² m²/s) vers l'aval (2.01 10⁻² m²/s), Ceci est dépend de l'épaisseur et de l'hétérogénéité de la formation aquifère. Les valeurs de la perméabilité diffèrent d'un forage à un autre, à cause de l'hétérogénéité du réservoir aquifère.

III.2.6. Evolution de la piézométrie

Le phénomène régissant l'intrusion marine dans les aquifères côtiers est due à l'importance du processus d'alimentation et d'exploitation dans ces aquifères, c'est à dire à l'hydrodynamique de la nappe. Donc, il est indispensable de connaître la charge d'eau dans la nappe et ses fluctuations, les directions d'écoulement, les zones d'alimentation et/ou des dépressions ainsi que les différentes communications existantes (nappe-nappe, oued-nappe, nappe-la mer).

A cet effet, des campagnes piézométriques ont été réalisées annuellement dans la plaine de l'Oued Nador dont le but de suivre l'évolution piézométrique de la nappe. Dans ce travail, nous avons exploité les anciennes mesures piézométriques effectuées dans cette zone réalisées par l'ANRH, dont le but de voir les fluctuations du niveau d'eau de la nappe dans le temps.

Afin de bien illustrer l'évolution piézométrique dans le temps et dans l'espace dans cette nappe côtière, cinq (05) cartes piézométriques ont été comparées, ils s'agissent des cartes des années 1974, 1988, 1995, 2004 et 2011. La forme et l'allure des courbes isohypses vont nous permettre de préciser les principales directions des eaux souterraines et leurs axes de drainage.

- La carte piézométrique de l'année 1974 (Mesbah 1981) montre que les lignes d'écoulements des eaux souterraines, convergent vers l'axe du sillon synclinal qui constitue l'axe de drainage principal de cette nappe (figure III.12).

La carte montre aussi des apports d'eau proviennent essentiellement des deux versants de la plaine (du versant Ouest du Chenoua et du versant Est du Sahel). Les courbes isohypses de cette carte piézométrique ne montrent pas une nette relation entre Oued Nador et la nappe, ceci est dû probablement au colmatage des berges de ce dernier. Néanmoins, la confirmation de la relation oued-nappe nécessite une étude spécifique pour une bonne interprétation du système hydraulique entre les deux plans d'eau (eaux de surface et eaux souterraines).

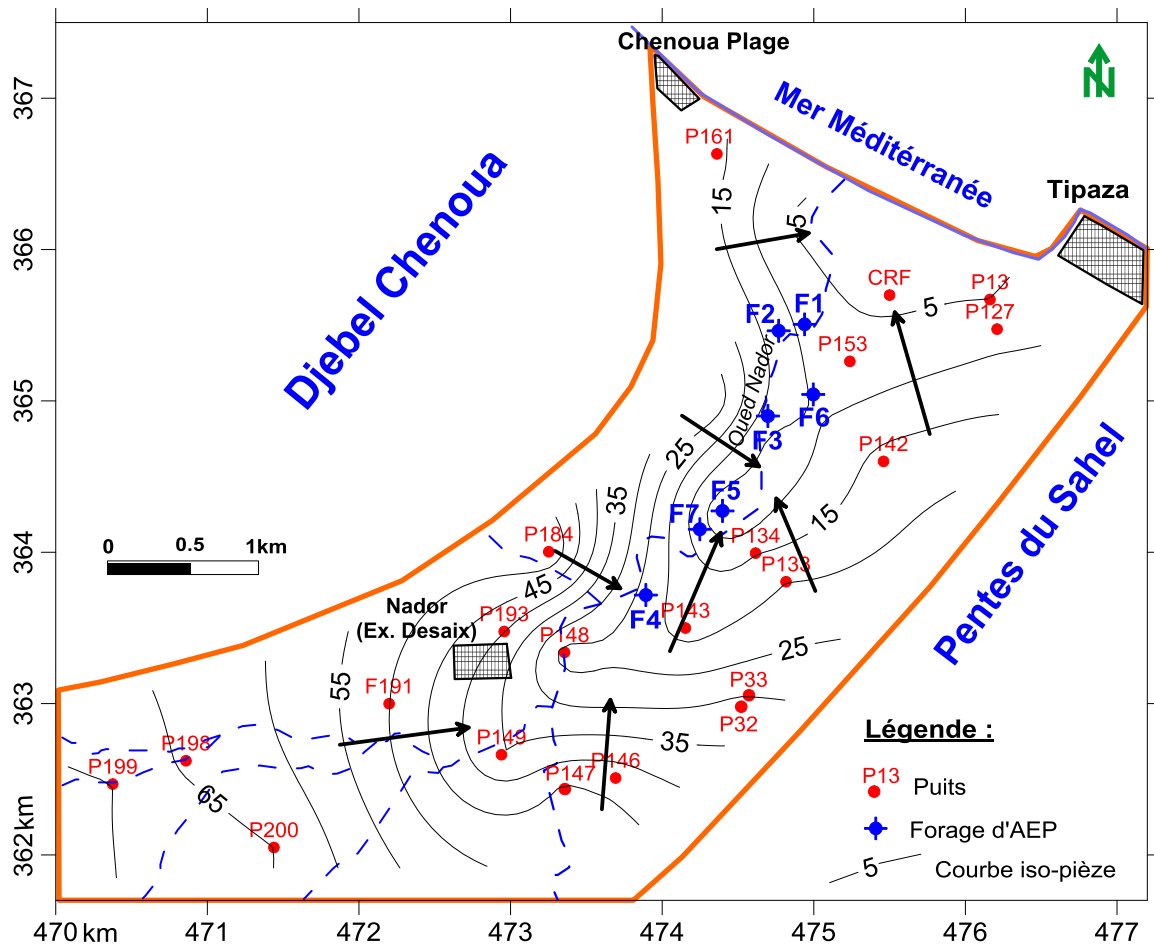


Figure III.12. Carte piézométrique de la plaine de l'Oued Nador (année 1974)

- Dans la carte piézométrique de l'année 1988 (Taibi et Hamadache 1992) il a été constaté qu'il y a l'apparition d'une courbe iso-pièzes 0 m à l'intérieur de la plaine autour des forages (F1 et F6), cela est dû à l'exploitation intensive de la nappe, avec un abaissement des niveaux piézométriques par rapport à l'année 1974. Ce qui crée un inversement de la direction de l'écoulement ; depuis la mer vers l'intérieur du contient (figure III.13).

La communication hydraulique eau douce - eau salée est incontestable pour les forages côtiers vulnérables à l'intrusion marine avec une pénétration à l'intérieur des terres du biseau salé à une distance entre 2000 à 2900 m (Taibi et Hamadache 1992; Haouchine 1993).

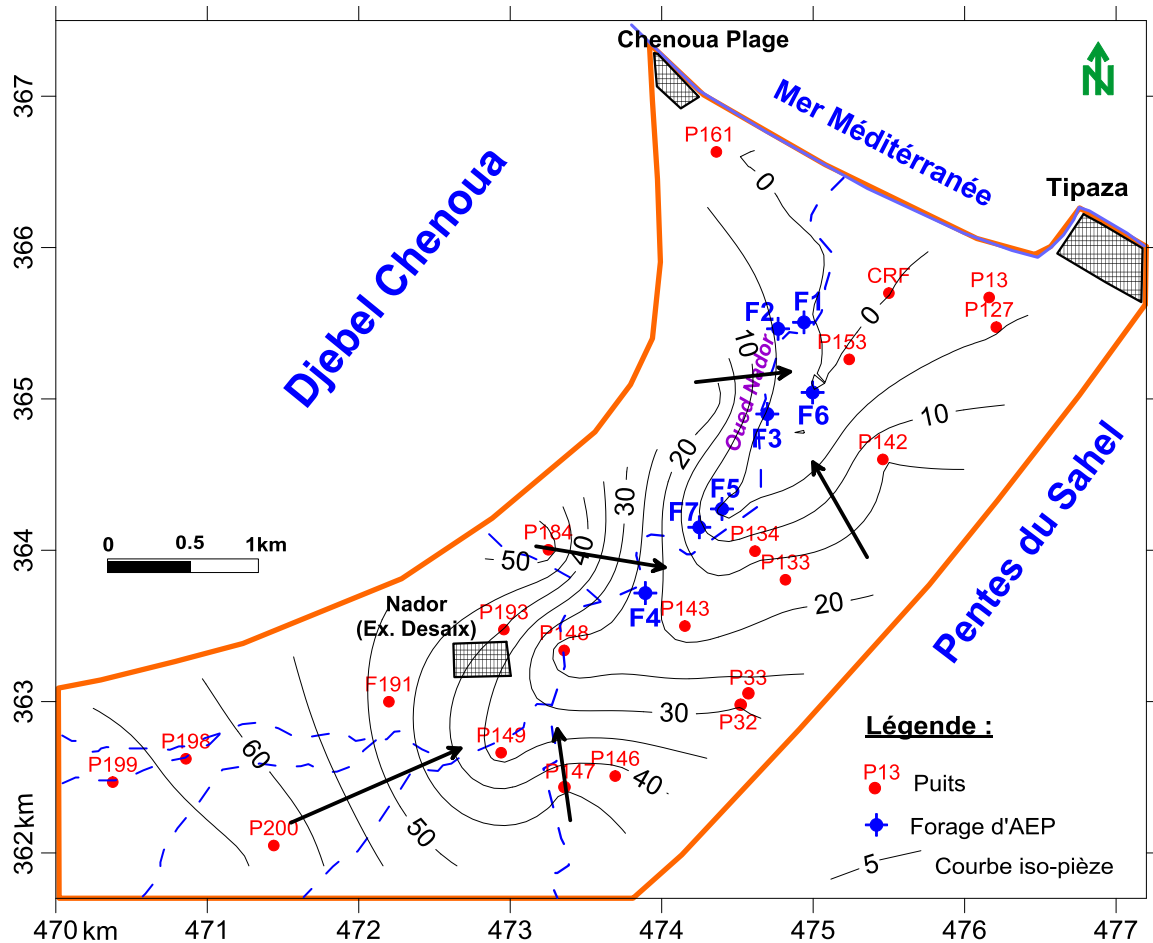


Figure III.13. Carte piézométrique de la plaine de l'oued Nador (année 1988)

- La carte piézométrique de l'année 1995 (figure III.14) montre aussi des abaissements de niveau piézométrique au voisinage des forages situés en aval et au centre de la plaine (F1, F2, F3 et F6) à cause des déséquilibres entre le volume pompé et la faible alimentation de la nappe ; où un taux d'infiltration des eaux de pluie a été estimé à environ 30 mm/an (Tifour 2000).

Ces importantes perturbations du niveau piézométrique sont liées essentiellement aux pompages intensifs plus particulièrement en période de déficit pluviométrique, créant ainsi un abaissement de niveau de la nappe avec un niveau piézométrique zéro (0 m) et mêmes des valeurs négatives inférieures au niveau de la mer ont été observées au niveau du puits P153 et forages F1 et F6. Ces faibles niveaux piézométriques sont traduit par des charges hydrauliques de l'eau douce faibles, ce qui conduit à un décroissement de la vitesse d'écoulement de l'eau douce, et favorisant l'intrusion des eaux marines vers la nappe sous forme de biseau salé après la rupture hydrodynamique de la zone de transition entre les

deux fluides. L'estimation de la pénétration des eaux marines à l'intérieur de la nappe est d'environ 2000 m (Tifour 2000).

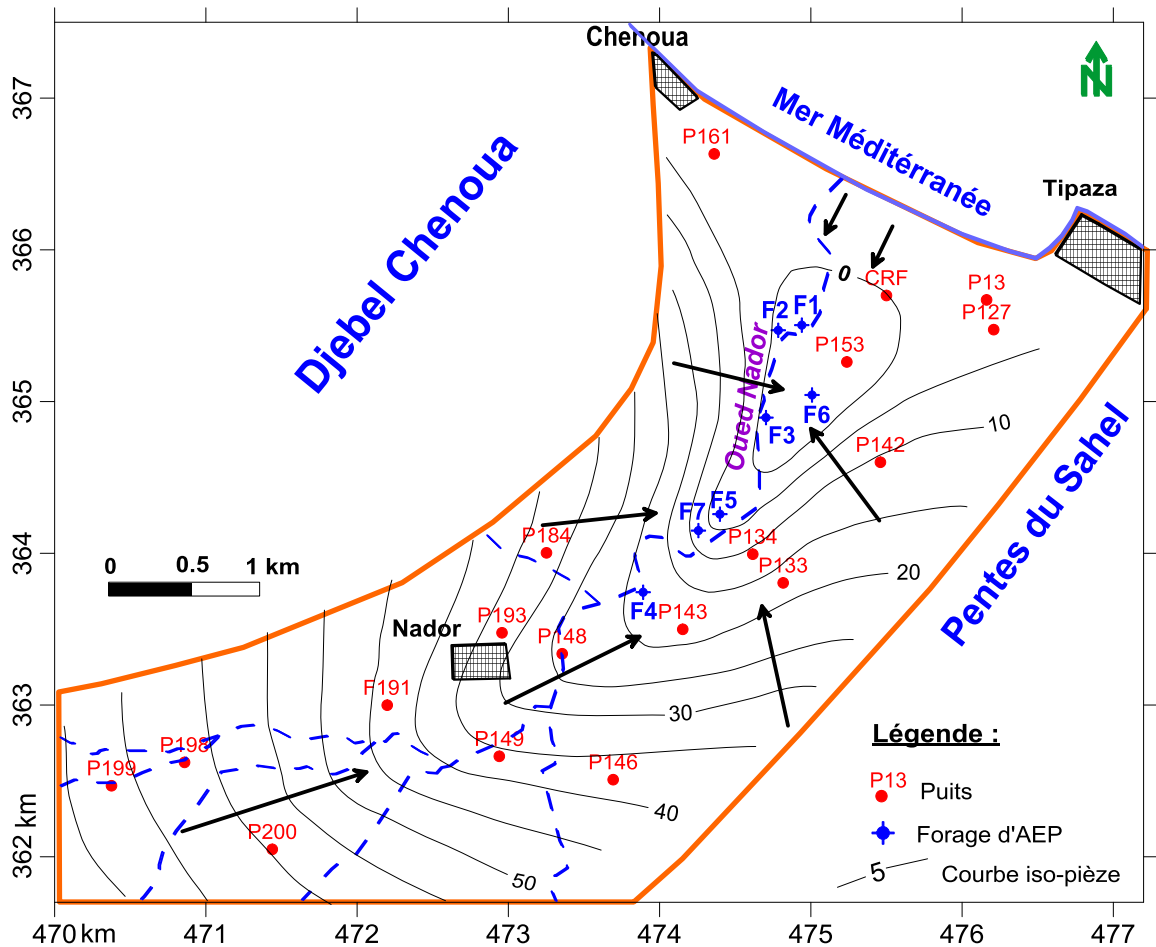


Figure III.14. Carte piézométrique de la plaine de l'oued Nador (année 1995)

- La carte piézométrique tracée pour la période hautes eaux 2004 a montré que le sens général d'écoulement des eaux souterraines est dirigé de l'amont vers l'aval de la plaine, et son exutoire est localisé au niveau de la mer. Le gradient hydraulique est très élevé en amont par rapport à l'aval, avec des fortes valeurs dans la zone Sud de la ville de Nador; où les courbes sont observées serrées, montrant une vitesse d'écoulement élevée. Cependant cette vitesse d'écoulement est faible dans le centre de la plaine, cela est traduit par un gradient hydraulique faible de moins de 0.6% favorisant la naissance de la zone de transition par le processus de mélange (Bouderbala 2007). La comparaison de cette carte piézométrique de l'année 2004 avec celles des années 1988 et 1995 indique qu'il y a une augmentation de niveau piézométrique ainsi que la disparition de la zone dépressionnaire

du centre de la plaine. C'est seulement la zone près de la côte qui montre un iso-pièze 0 m, indiquant ainsi l'existence d'un probable biseau salé à l'intérieur de cette nappe (figure III.15).

La carte montre aussi que l'alimentation de la nappe est s'effectue au niveau des affleurements aquifères dans les deux côtés de la plaine. Elle indique aussi que la nappe est exploitée d'une façon rationnelle; surtout avec la réduction du pompage après la mise en service du barrage Boukourdane.

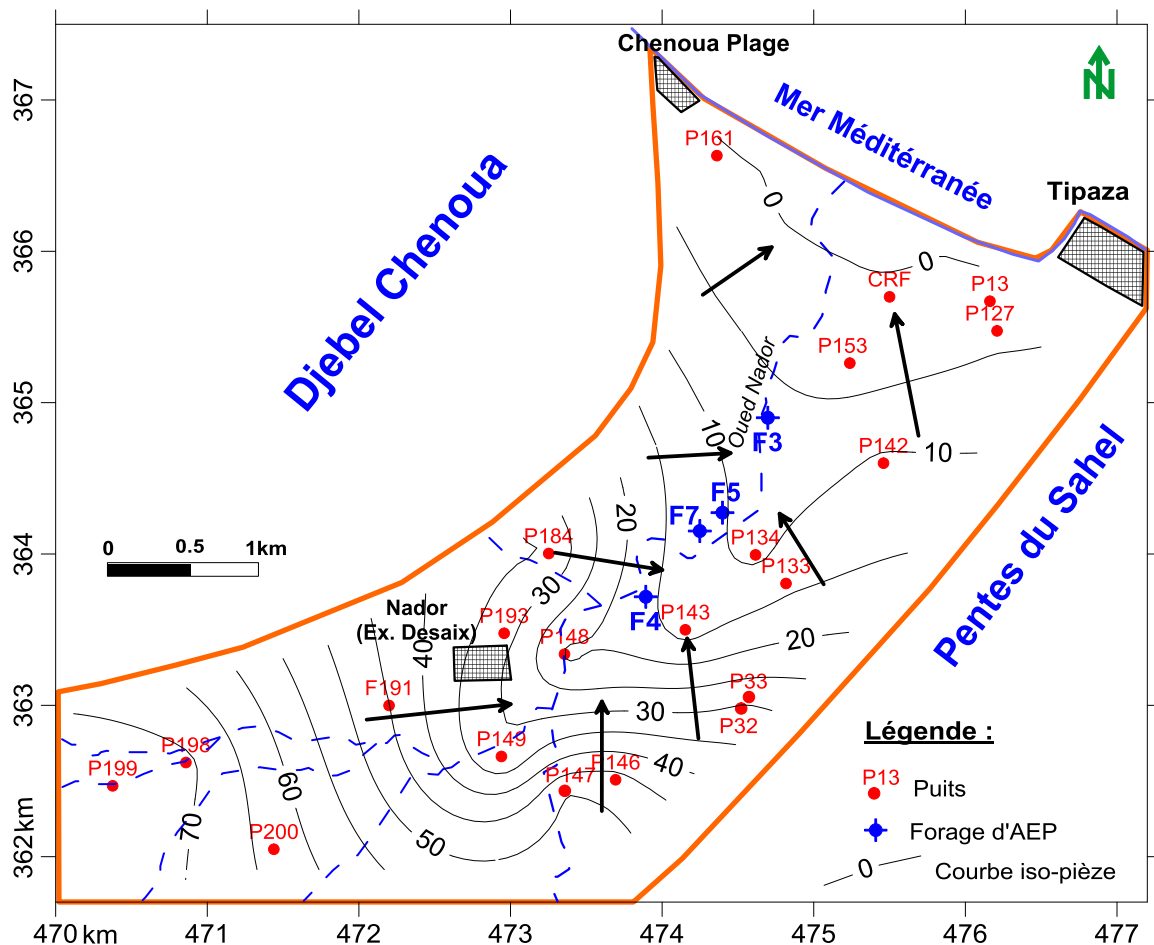


Figure III.15. Carte piézométrique de la plaine de l'oued Nador (Avril 2004)

- En ce qui concerne la carte piézométrique de la période hautes eaux 2011, basée sur la mesure de niveau d'eau de 24 points d'eau répartis sur toute la région étudiée montre que les lignes d'écoulements d'eau souterraine convergent vers l'axe du sillon synclinal qui constitue l'axe de drainage principal de la nappe plio-quaternaire, qui s'écoule du Sud Ouest vers le Nord Est, vers la Méditerranée, son exutoire naturel. Concernant la relation hydraulique « nappe-cours d'eau », il est à noter ici que les isopièzes sont plus ou moins

perpendiculaires au tracé du cours d'eau (Oued Nador), ce qui dénote l'absence d'une nette communication hydraulique entre les deux plans d'eau. Cette carte montre aussi que les isopièzes sont parallèles à la ligne du rivage. Ceci dénote une communication hydraulique "aquifère-Méditerranée" (figure III.16).

L'examen des résultats des profondeurs d'eau de la nappe montre que celle-ci s'écoule à de faibles profondeurs de la surface au niveau des affleurements, entre 2 m à 15 m, ce qui favorise l'alimentation de la nappe. Cette dernière devient libre au niveau des affleurements des formations aquifères. Aussi, il est à signaler ici qu'au niveau des affleurements des terrains aquifères, l'alimentation de la nappe se ferait aussi par l'infiltration du surplus des eaux d'irrigation. Celles-ci correspondent à des eaux de l'oued Nador et à des eaux usées épurées de la station de Chenoua. Ceci dénote une potentielle contamination des eaux souterraines par les différentes charges polluantes.

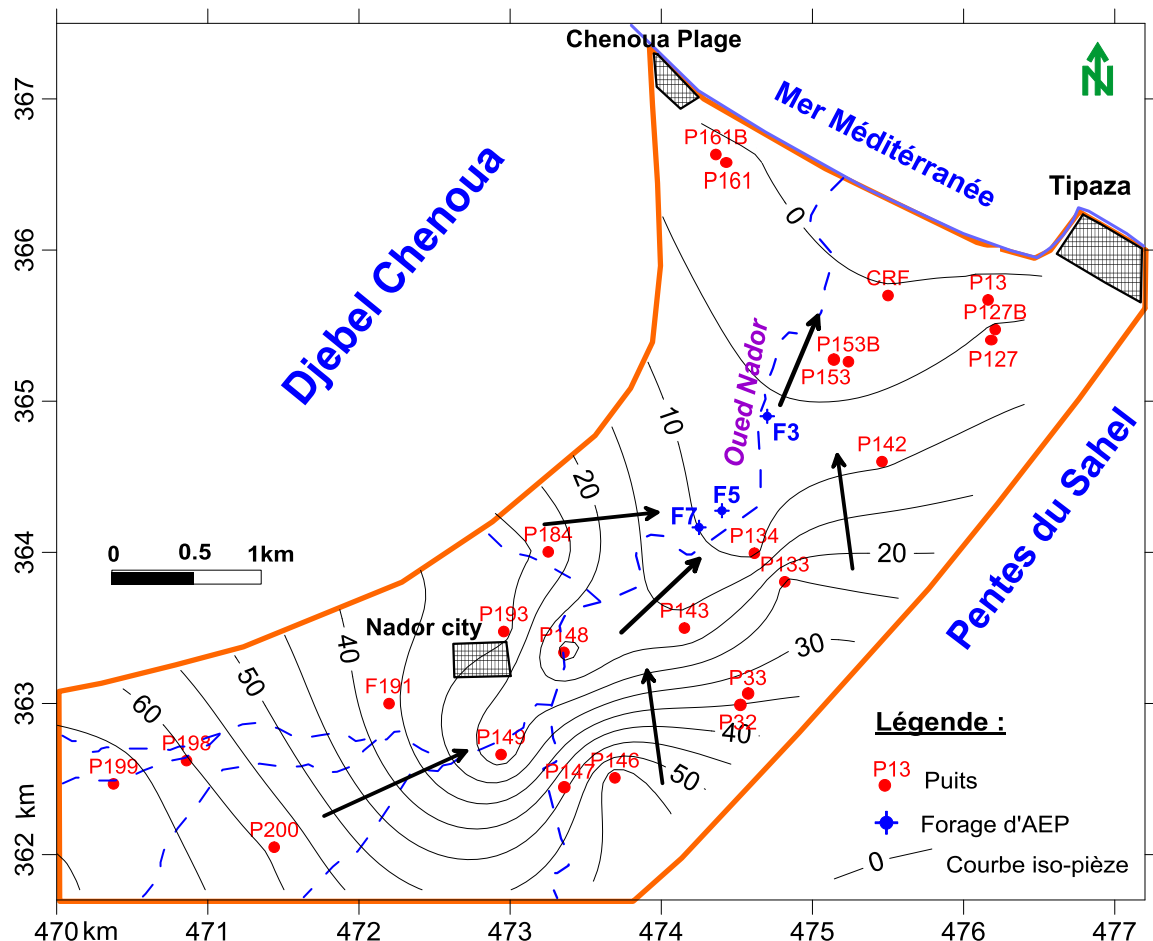


Figure III.16. Carte piézométrique de la nappe plio-quaternaire (Avril 2011)

III.2.7. Relation entre niveau piézométrique, précipitation et l'exploitation

Les pluies efficaces constituent la principale source d'alimentation de l'aquifère plio-quaternaire étudiée. Ces pluies qui s'infiltrent vers la nappe au niveau des affleurements aquifères conditionnent de manière directe et immédiate la quantité et la qualité des eaux souterraines. C'est un paramètre déterminant dont dépend énormément le degré de salinité de cette nappe. En règle générale, plus les précipitations sont importantes, plus le taux d'infiltration efficace est élevé, et plus la réserve de la nappe augmente et sa qualité s'améliore par dilution.

L'examen de la figure III.17 montre que les fluctuations piézométriques les plus prononcées, sont observées après des pluies importantes et par conséquent après une forte infiltration efficace.

L'évolution piézométrique au niveau de quatre (04) puits côtiers témoins en fonction de précipitation durant la période 1988-2012, montre qu'avant les années 2000 où l'intensité et la fréquence des pompages des eaux souterraines sont intenses, il y a eu une diminution de niveau piézométrique et l'apparition d'une zone dépressionnaire (cas de l'année 1995) ainsi qu'une augmentation de la minéralisation totale des eaux des puits et des forages (la conductivité électrique a atteint 9000 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Depuis 2004 nous assistons à une réduction des débits d'exploitation, ceci a contribué à l'augmentation des réserves en eau souterraine, et à la diminution de la salinité (dilution) des eaux de la nappe étudiée.

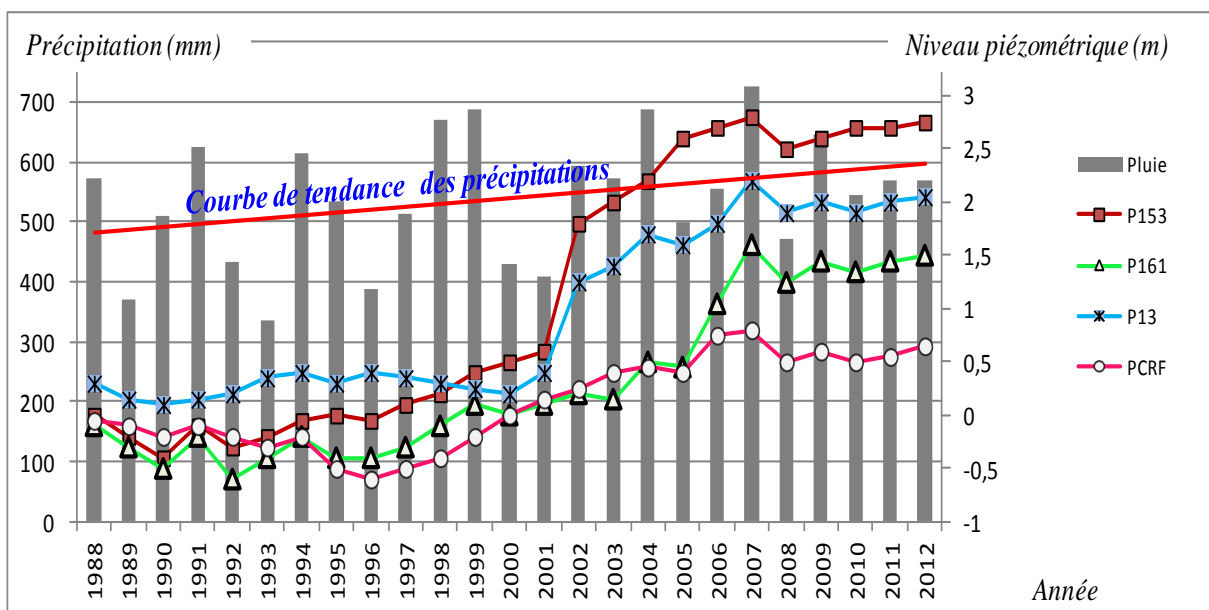


Figure III.17. Fluctuation piézométrique au niveau des puits côtiers (période 1988-2012)

III.2.8. Conclusion sur le cadre hydrogéologique

L'analyse des cartes piézométriques des années 74, 88, et 1995 a permis de constater que l'extension de l'intrusion marine dans le temps et l'espace est très importante, où elle a atteint une distance à l'intérieur du continent à plus de 2 km pour l'année 1995, son développement suit un axe NE-SW. Cette direction correspond aussi à une zone à très forte transmissivité et elle coïncide avec la zone de convergence des écoulements vers les ouvrages de captages qui y sont très nombreux. Les déficits d'alimentation de la nappe par rapport à l'exploitation ont entraîné une perturbation hydrodynamique et provoqué un déséquilibre dans la zone de transition eau douce – eau salée.

En conclusion, les réserves d'eau souterraine, la profondeur du niveau piézométrique et la salinité de la nappe dépendent étroitement des débits d'entrée d'eau (pluies efficaces et surplus d'eau d'irrigation) et de ceux de l'exploitation (débits des pompes). Le rapport des entrées et des sorties d'eau déterminera l'ampleur de l'étalement du biseau d'eau salée à l'intérieur de l'aquifère.

Les cartes piézométriques des périodes hautes eaux pour les années 2004 et 2011 indiquent une nette remontée du niveau piézométrique grâce à :

- L'augmentation de la lame d'eau précipitée durant ces deux dernières décennies, comme la montre la courbe de tendance de l'évolution des précipitations totales annuelles dans le temps;
- La recharge à partir des eaux d'irrigation amenées du Barrage Boukourdane et de l'Oued Nador;
- La diminution du débit de pompage au niveau des forages en exploitation destinés à l'AEP (F3, F5 et F7) depuis le début des années deux-milles;
- L'abandonnement de certains puits privés côtiers utilisés en irrigation après ses salinisations.

Chapitre IV

STRATEGIE D'ETUDE ET ACQUISITION DES DONNEES

IV.1. Introduction

La salinisation des eaux est l'une des problématiques les plus importantes en termes de dégradation des eaux souterraines, et une des conséquences de l'intrusion marine dont la caractérisation nécessite une étude bien approfondie. La salinisation des ressources en eaux souterraines peut avoir une origine naturelle (géologique) et/ou anthropique (activité humaine). En effet, la dissolution d'évaporites, et le retour à l'aquifère d'eau d'irrigation concentrée en surface par évaporation sont des phénomènes qui contribuent largement à la salinisation des nappes.

On rencontre fréquemment des situations complexes dans la nature où plusieurs sources et facteurs de salinisation se superposent. Ce travail vise et traite le rôle qui peut jouer les méthodes hydrogéochimiques et géophysiques dans une étude de salinisation d'un aquifère côtier. Ces méthodes s'intègrent dans une méthodologie de diagnostic et de suivi du problème de salinisation comme constat initial, afin de passer après aux actions de gestion par la mise en place d'un modèle de prédiction ou par des actions de remédiation, par la mise en oeuvre des solutions au problème de salinité.

La méthode hydrogéochimique se base sur des paramètres dont certains sont facilement mesurables sur le terrain alors que d'autres nécessitent des mesures en laboratoire. Avec l'ensemble de ces analyses, il est possible de faire une caractérisation spatiale et temporelle du phénomène de salinisation dans une zone d'étude, ainsi qu'une caractérisation des sources de la salinité (mer, évaporation, dissolution des évaporites ...). Il est également possible de distinguer une salinisation en progression ou en régression, d'une intrusion marine ou d'extrusion marine.

La méthode géophysique se base sur des paramètres physiques selon la méthode de prospection utilisée, dont les plus employées sont les prospections électrique ou électromagnétique. Elles permettent d'étudier la répartition de la résistivité/conductivité et donc du phénomène de la salinisation dans une dimension, dans deux dimensions ou en trois dimensions.

IV.2. Méthodes de caractérisation de la salinité dans l'aquifère de Nador

L'étude de la salinité dans la zone côtière est effectuée généralement par une combinaison des méthodes dont les choix de contribution à l'étude dépendent de la disponibilité des données, des outils et matériels, de réseau de piézomètre de contrôle... (BRGM 1996 ; Andreasen et Fleck, 1997).

La méthodologie utilisées pour l'étude du problème de la salinité dans la zone d'étude est effectuée comme suit (figure IV.1):

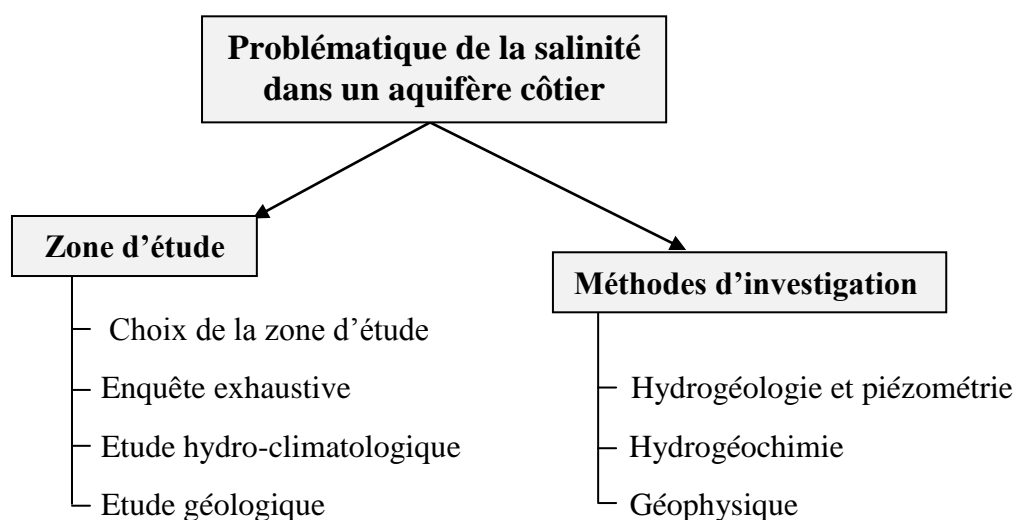


Figure IV.1. Schématisation des méthodes d'investigation pour l'étude de la salinité dans l'aquifère côtier de Nador

IV.2.1. Choix de la zone d'étude

Le choix de la zone d'étude a été effectué après l'ampleur de la salinité qu'a connue l'aquifère côtier de Nador et l'abandon de certains forages et puits dans cette région. Une salinisation de la frange côtière a été constatée avec une pénétration des eaux marines à l'intérieur de la plaine à plus de 2.5 km d'après les études antérieures. C'est la conséquence d'une exploitation intensive des eaux souterraines de cette nappe durant la période 1980 à 2000. Après cette situation inquiétante, les gestionnaires des ressources en eaux de la wilaya de Tipaza ont pensé à une autre solution pour assurer les besoins en eaux pour cette zone, c'est la mise en service du barrage Boukourdane.

Une étude de la salinité des eaux souterraines et de l'intrusion marine dans cette nappe demeure importante.

La majorité des travaux réalisés sur la zone d'étude ont été consultés, tels que les travaux géophysiques (CGG 1967) et études hydrogéologiques et hydrogéochimiques (Mesbah 1981 ; Hamadache et Taibi 1992 ; Haouchine 1993 ; Bekhadda et Touami 2004 ; Bouderbala 2007 ; Mouhamadou 2007). Ils ont servi à élaborer une description géologique, hydrogéologique et hydrodynamique, l'historique de l'évolution de la piézométrie et de la salinité dans cette nappe. La carte géologique de Tipaza à l'échelle 1/50.000 a été aussi exploitée dans cette étude.

Le réseau de surveillance adopté dans cette étude est constitué par 24 points d'eau, bien reparti sur la zone d'étude. Ce réseau a déjà fait l'objet d'une étude de nivellement topographique. Il est constitué par 23 puits traditionnels de grand diamètre et un forage. L'ensemble capte la nappe plio-quaternaire pour des profondeurs variant de 7 m à 40 m. Sur la figure IV.2 nous montrons la localisation des 24 points d'eau utilisés comme un réseau d'observation.

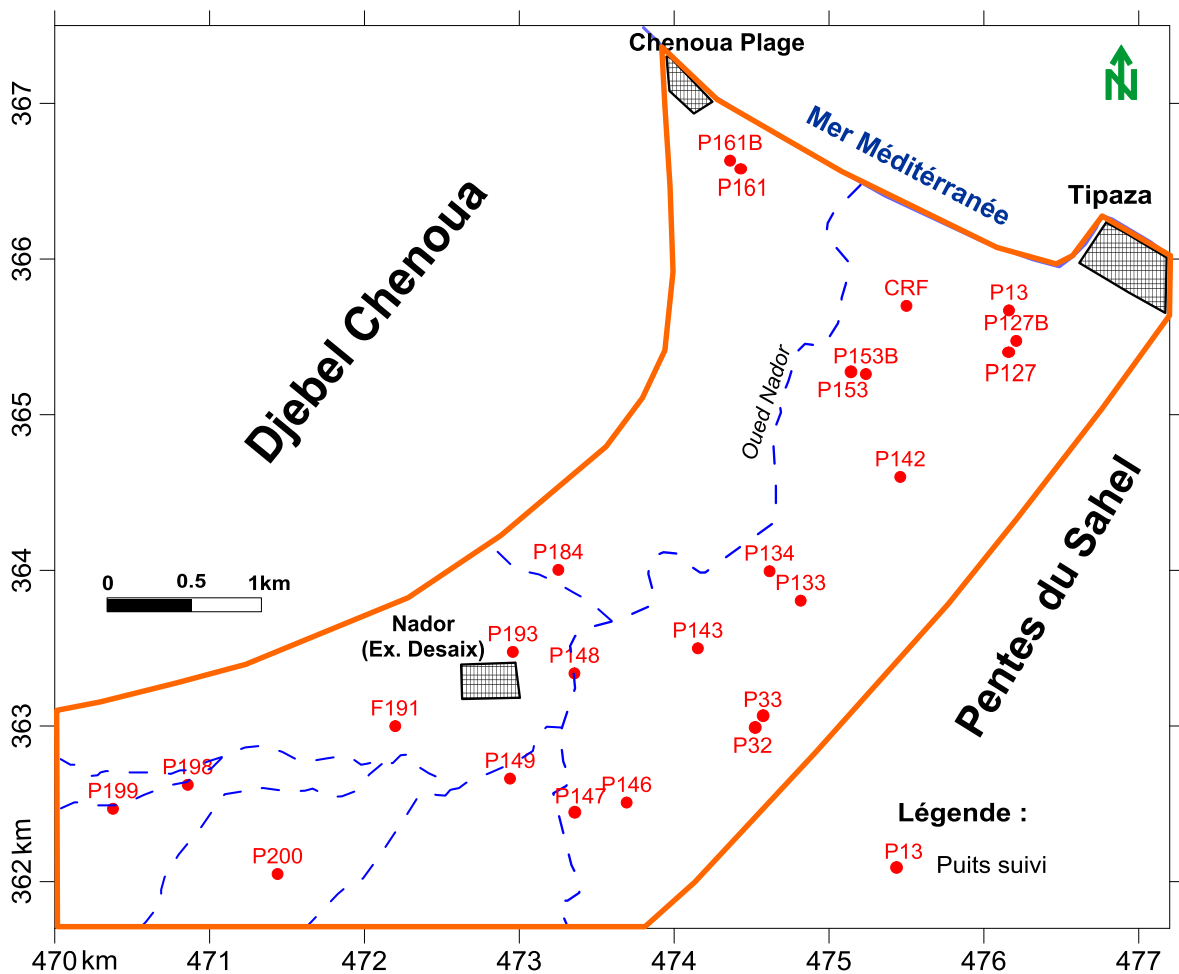


Figure IV.2. Localisation des points d'observation

IV.2.2. Enquête exhaustive

L'enquête exhaustive a permis de mettre en évidence les différents aspects liés à l'exploitation de la nappe, tel que le nombre de puits creusés existants, leurs caractéristiques (matériaux traversés, diamètres, crépines...), le nombre de puits abandonnés (à cause de la salinité élevée), les débits de pompages au niveau des puits et forages (les surfaces irriguées, les populations alimentées en eau potable,...), et leur distribution dans le temps. Cette banque de données a constitué une aide et une base à l'interprétation des résultats piézométriques, hydrogéochimiques et géophysiques.

IV.2.3. Etude hydro-climatologique

Elle consiste à faire une synthèse actualisée de toutes les données climatiques afin de déterminer l'infiltration efficace et le bilan hydrique de la nappe. Ces derniers se basent sur les données climatologiques complètes avec des intervalles de temps suffisamment courts. Son importance est primordiale si l'on sait que l'alimentation de la nappe étudiée est assurée exclusivement par les pluies. La recharge efficace est une donnée difficile à évaluer surtout dans le cas d'absence des lysmètres bien répartis à la région étudiée ainsi que dans le cas d'un réseau de piézomètres mal réparti sur toute la nappe. Le recours aux formules empiriques pour l'estimation approximative de la recharge (infiltration efficace) est une nécessité.

IV.2.4. Etude géologique

L'étude géologique a permis d'étudier la lithostratigraphie et la tectonique des terrains de la zone d'étude. Elle nous renseigne de façon générale le degré de plissement du substratum, le contact de l'aquifère avec la mer, les différentes formations aquifères selon les affleurements dans la région d'étude.

L'intérêt est aussi important dans la limite où l'on peut étudier la topographie du substratum en amont et en aval de l'aquifère ou du système aquifère. Par exemple, si le substratum remonte vers la surface à proximité de la mer, il va arrêter tout avancement des eaux marines vers la nappe, alors que s'il remonte vers l'amont, il va stopper toute alimentation de la nappe venant de ce côté.

IV.2.5. Investigation hydrogéologique et piézométrique

L'étude hydrogéologique permet de décrire les caractères hydrogéologiques des divers niveaux aquifères et non aquifères.

Les pompages d'essai permettent d'évaluer les paramètres physiques de l'aquifère (perméabilité, transmissivité et coefficient d'emménagement). La perméabilité joue un rôle important dans les mécanismes de migration des éléments chimiques polluants et la transmissivité permet de localiser les secteurs aquifères les plus productifs. L'évolution de la qualité des eaux pendant la durée des pompages illustre l'effet de la surexploitation de la nappe.

L'étude piézométrique (cartes piézométriques, fluctuations piézométriques, les cycles de la marée en fonction des pompages, ...) nous informe sur les caractéristiques de l'écoulement de la nappe (sens d'écoulement, zones de drainage et d'alimentation, gradients hydrauliques, isopièze zéro mètre, ...), sur la localisation des zones de faible profondeur de la nappe (sensibilité à la pollution), sur les variations piézométriques en fonction des cycles de marées (communication hydraulique « eau douce-eau marine ») et sur l'évolution spatio-temporelle de la piézométrie (sensibilité de la nappe aux fortes recharges efficaces, pompages intensifs, périodes de sécheresse, ...), donc pour une caractérisation de la salinité dans une nappe côtière, l'étude piézométrique peut dans certaines conditions fournir une évaluation très approximative de la profondeur de l'interface saline selon certaines hypothèses comme celle de Gyben-Herzberg.

Les mesures piézométriques ont été effectuées à l'aide d'une sonde de mesure de niveau d'eau, la sonde est fixée à l'extrémité d'un ruban gradué semi-rigide de longueur 150 m et lorsque la sonde pénètre dans l'eau un contact s'établit à ce niveau précis et un signal sonore déclenche avec un allumage d'une lampe.

IV.2.6. Investigation hydrogéochimique

A cet effet, plusieurs outils et analyses chimiques peuvent être effectués : paramètres physiques, éléments chimiques majeurs, éléments chimiques traces, suivi des éléments dans l'espace et dans le temps ; et leurs variation en fonction de la distance par rapport à la mer, des pompages, des cycles de marée, des pluies efficaces,... L'intérêt de cette investigation consiste à définir les caractéristiques physico-chimiques des eaux de la nappe, étudier les mécanismes de salure des eaux souterraines, localiser les secteurs les plus sensibles à la salinité, et à mettre en évidence les facteurs déterminants dans l'évolution spatio-temporelle de la qualité des eaux.

a. Méthode hydrogéchimique de caractérisation de la salinité

La démarche consiste à doser les éléments déterminants l'évolution de l'intrusion marine précisément (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-}).

Les caractéristiques les plus remarquables des principaux ions majeurs présents dans l'eau souterraine et dans l'eau de mélange sont exposées dans le tableau ci-dessous, avec leurs intérêts ioniques dans l'étude de la contamination des eaux souterraines.

Tableau IV.1. Caractéristiques des ions majeurs de l'eau les plus importantes
(Giménez Forcada, 2008)

Ion	Eau de mer (mg/L)	Eau douce (mg/L)	Origine naturel le plus fréquent	Origine lié à la contamination	stabilité	Utilité comme traceur de processus	Indice hydrogéo-chimique
Cl^-	19000	10 - 250	Eau de mer ; Dissolution des sels.	Rejets urbains et industriels ; Recyclages des eaux.	Très stable	Ion conservatif ; Processus d'intrusion marine.	$r\text{Cl}^-/r\text{HCO}_3^-$ $r\text{Cl}^-/r\text{SO}_4^{2-}$
SO_4^{2-}	2700	2 - 150	Dissolution de gypse et anhydrite ; Eau de mer ; Oxydation de l'eau fossile.	Fertilisants ;	Stable		$r\text{Cl}^-/r\text{SO}_4^{2-}$
NO_3^-	-	0.1 - 50	Décomposition processus	Fertilisants ; Eaux résiduelles.	Stable	Contamination agricole	
HCO_3^-	140	50 - 350	Dissolution		Peu stable Précipitation-dissolution carbonates		$r\text{Cl}^-/r\text{HCO}_3^-$
Ca^{2+}	400	10 - 250	Dissolution de gypse et anhydrite ; Calcite ;		Peu stable ; échange ionique ; Précipitation-dissolution carbonates.		$r\text{Mg}^{2+}/r\text{Ca}^{2+}$
Mg^{2+}	1300	1 - 150	Eau de mer ; Dissolution ; Dolomite ;	Contamination	Peu stable ; échange ionique ; Précipitation-dissolution carbonates.		$r\text{Mg}^{2+}/r\text{Ca}^{2+}$
Na^+	11000	1 - 150	Eau de mer ; Dissolution des sels.	Contamination	Peu stable ; échange ionique.		$r\text{Ca}^{2+}/r\text{Na}^+$
K^+	380	0.1 - 12	Eau de mer ; Attaque de silicate.	Contamination	Peu stable ; Fixation aux argiles.		

La mise en contact de l'eau douce avec l'eau salée entraîne des modifications très importantes dans sa composition chimique (Pulido-Leboeuf 2004, Appelo et Postma 2005 ; Pulido-Bosch 2007), telles que:

- L'augmentation de la minéralisation totale;
- L'augmentation des teneurs NaCl ;
- L'augmentation progressive du rapport $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$ (valeur de 0.1 pour l'eau de mer) ;
- L'augmentation progressive du rapport $r\text{Cl}^-/r\text{HCO}_3^-$ (valeur de 200 pour l'eau de mer) ;
- L'augmentation progressive du rapport $r\text{Mg}^{2+}/r\text{Ca}^{2+}$ (valeur de 5 pour l'eau de mer) ;
- L'augmentation de la CE en profondeur, si on fait des enregistrements pour différentes profondeurs ;
- Autres rapports aident aussi la détermination de l'origine de la salinité, tel que les rapports entre les ions mineurs caractéristiques (Br, Sr, Li, F, I, B) et le chlorures.
- L'enregistrement simultané de la CE et de température peut aussi localiser la zone de transition.

b. Méthode d'échantillonnage et d'analyse des eaux de la nappe de Nador

L'échantillonnage d'une eau souterraine comprend la préparation du prélèvement, le prélèvement proprement dit, le conditionnement de l'échantillon, ainsi que son stockage jusqu'au moment où l'eau est analysée. Chacune de ces étapes est importante pour assurer la fiabilité des résultats d'analyse. Le prélèvement des échantillons d'eau a été pris après un pompage de plus de 15 min par des motopompes installées au niveau des puits d'observation. Ce pompage permet en premier lieu de renouveler aisément l'eau du forage avant le prélèvement. Les crépines des motopompes sont généralement installées près du fond des puits entre 2 à 4 m, alors que pour le forage (F191) la crépine est installée à environ 10 m au fond du forage (d'après le propriétaire du forage). Des précautions ont été prises dans cette phase d'échantillonnage des eaux souterraines (préparation de la campagne d'échantillonnage, prélèvement, conditionnement et stockage de l'échantillon) afin d'assurer une qualité des résultats d'analyse. Une bouteille de 150 mL en polyéthylène est rincée par l'eau de l'échantillon; ensuite elle est rempli totalement en eau prélevée de manière à exempter les entrées des bulles d'air, afin d'éviter toute modification plus ou moins rapidement par suite de réactions physiques, chimiques ou biologiques qui peuvent avoir lieu dans le flacon dans un laps de temps qui sépare le prélèvement et l'analyse. Les échantillons sont placés dans une mallette de transport qui permet de les maintenir au frais (4 °C) et qui les préserve totalement de la lumière, des poussières et des salissures.

Le stockage des échantillons constitue la dernière étape de l'échantillonnage. Il s'agit de les mettre dans des conditions d'entreposage durant son transport vers le laboratoire et jusqu'au moment de l'analyse. La lumière, la température élevée ou trop basse ou fluctuante, ainsi que la durée d'entreposage, sont des paramètres qui influencent négativement la qualité du stockage. Ces flacons (bouteilles) sont identifiés à l'aide des étiquettes adhésives indiquant : le numéro de l'échantillon, le nom/N° du point de prélèvement, la date et l'heure du prélèvement.

Des mesures *in-situ* ont été effectuées, il s'agit des mesures de la température, de pH et de la conductivité électrique de l'eau prélevée. Nous signalons aussi qu'un échantillon a été pris de la mer près de la plage de Tipaza pour une analyse physico-chimique.

Après les mesures *in-situ* des trois paramètres sur le terrain (température, pH et la conductivité électrique), immédiatement après le prélèvement de l'échantillon au moyen d'un appareil multiparamètre de terrain (WTW Universal Conductivitymeter). Des échantillons ont été pris et conservés immédiatement dans une glacière portable avec une réserve de froid suffisante pour garder une température inférieure à 4°C, jusqu'à l'arrivée au laboratoire de ARNH Blida, les échantillons sont mis dans le réfrigérateur pour des analyses ultérieures.

Quatre méthodes d'analyses sont utilisées pour déterminer les concentrations des différents éléments chimiques (tableau IV.2).

Tableau IV.2. Méthodes utilisées par ANRH pour l'analyse d'un échantillon d'eau souterraine

Elément	Unité	Méthode d'analyse
Ca ²⁺ et Mg ²⁺	mg/L	Spectrophotométrie absorption atomique
Na ⁺ et K ⁺	mg/L	Photométrie de flamme
HCO ₃ ⁻	mg/L	Méthode volumétrique
Cl ⁻ , SO ₄ ²⁻ et NO ₃ ⁻	mg/L	Méthode colorimétrique
pH, CE et température	-	WTW Universal Conductivity meter

IV.2.7. Investigation géophysique

Les méthodes géophysiques sont utilisées depuis longtemps pour l'étude des eaux souterraines et les problèmes environnementaux qui les affectent, les méthodes géophysiques appliquées à l'hydrogéologie suscitent un développement scientifique important conduisant à l'émergence d'une nouvelle discipline: l'hydrogéophysique (Comte 2009).

a. Méthodes géo-électriques utilisées

Dans les aquifères côtiers affectés par l'intrusion marine, les méthodes les plus pertinentes sont les méthodes électriques et électromagnétiques basées sur la mesure des conductivités (ou résistivités) électriques, du fait du contraste important de ce paramètre existant entre l'eau douce et l'eau salée. Ces méthodes sont utilisées pour la détection et le suivi du biseau d'eau salée par des mesures indirectes de la salinité totale par relevé ponctuel de conductivité électrique de l'eau depuis la surface du sol ou sur les logs verticaux des forages (Custodio 1997 ; Pulido-Bosch, 2007). Les méthodes de prospection électrique regroupent des méthodes actives basées sur l'injection d'un courant dans le sous-sol (résistivité électrique et polarisation provoquée) et des méthodes passives mesurant, le champ électrique résultant de l'existence de courants électriques naturels présents dans le sous-sol (potentiel spontané).

a.1. Méthode électrique

Le principe de la méthode électrique consiste à injecter dans le sol un courant électrique continu à l'aide de deux électrodes implantées en surface (A et B). Ce courant induit une différence de potentiel dans le sol qui est mesurée par une autre paire d'électrodes (M et N). Par ce processus, on mesure la résistivité apparente du sol qui nous permet d'obtenir de nombreuses informations sur le terrain sondé.

La résistivité électrique ρ d'une formation peut être déduite de la résistivité apparente $\rho_{app.}$, une grandeur calculée à partir de la mesure de la différence de potentiel ΔV (en volts) entre deux électrodes M et N pendant l'injection d'un courant continu I (en ampères) entre deux autres électrodes A et B (figure IV.3).

La résistivité électrique d'un matériau, exprimée en $\Omega.m$, représente la capacité de ce matériau à s'opposer au passage d'un courant électrique. Elle représente l'inverse de la conductivité électrique σ , exprimée en S/cm.

A l'exception des minéraux métalliques, des argiles hydratées ou du graphite, les minéraux constitutifs des formations géologiques présentent majoritairement des résistivités élevées (Kirsch 2009). Pour cette raison, la circulation de courant électrique dans le sous-sol s'effectue principalement par conduction électrolytique à travers l'eau contenue dans ces formations. Ainsi, la résistivité électrique d'une formation géologique ne contenant pas de minéraux conducteurs dépend essentiellement (McNeill 1980, Kloppmann et al. 2011) :

- ✓ De la quantité d'eau présente (de la porosité) ;
- ✓ De la distribution de cette eau (la connectivité des pores) ;
- ✓ De la minéralisation de cette eau (de sa qualité).

En conséquence, connaître la distribution des valeurs de résistivité dans le sous-sol peut permettre de distinguer les formations géologiques présentes à travers la quantité d'eau qu'elles contiennent ou la qualité de cette eau, informations précieuses dans le cadre d'une étude hydrogéologique.

Différents arrangements géométriques ou « dispositif » sont possibles pour ces quatre électrodes, chacun présentant une certaine sensibilité à la façon dont varie la résistivité au sein du milieu étudié (Loke et Barker 1996 ; Dahlin et Bernstone 1997).

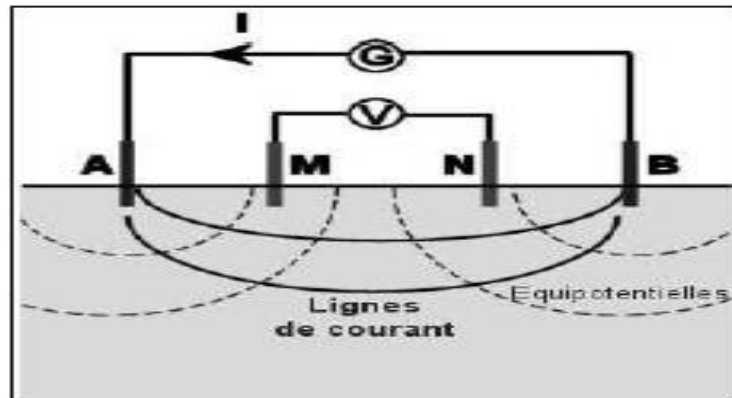


Figure IV.3. Schéma de la mesure géo-électrique à 4 électrodes

Les levés sur le terrain peuvent être faits en sondage, ce qui consiste à mesurer la variation verticale de la résistivité du sol en un point précis à partir de la surface. Aussi, les levés électriques peuvent être faits à l'aide d'un système multi-électrodes qui permet d'obtenir des profils 2D ou des modèles 3D de la distribution de la résistivité électrique dans le sol. La profondeur d'investigation des méthodes électriques est fonction de l'espacement maximal entre les électrodes. Plus cet espacement est grand, plus la

profondeur d'investigation est grande. Elle dépend également de la résistivité des terrains traversés (figure IV.4).

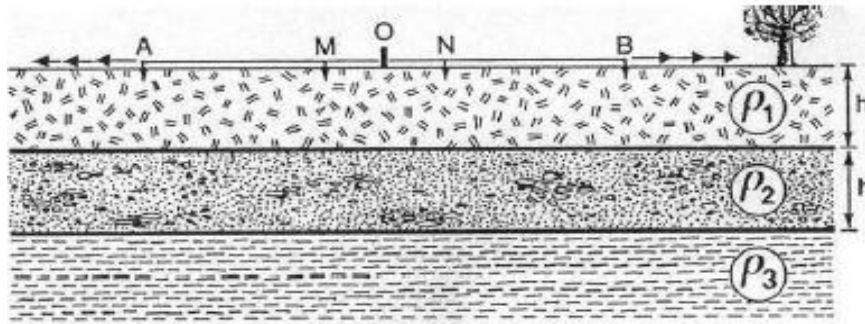


Figure IV.4. Dispositif à 4 électrodes sur un sous-sol hétérogène avec 3 couches (Sondage électrique vertical)

Le sondage électrique est utilisé pour l'étude des terrains présentant des variations de résistivités électrique avec la profondeur uniquement (1D) en considérant ponctuellement un terrain latéralement homogène du point de vue de ses propriétés électriques. Les sondages électriques mis en œuvre sont généralement de type Schlumberger. La technique d'un sondage électrique consiste à réaliser des mesures de résistivité apparente ρ_{app} . En faisant varier l'écartement des électrodes de courant et de potentiel (les dimensions du dispositif de mesure) par rapport à un point central fixe. Les différentes mesures fournissent alors une courbe de sondage de la résistivité apparente en fonction des dimensions du dispositif (pseudo profondeur). Cette courbe est interprétée en considérant que les variations de résistivité électrique dans le terrain étudié ne se font qu'en une dimension (hypothèse 1D) pour obtenir la variation de résistivité en fonction de la profondeur. La profondeur d'investigation, qui est non seulement liée à la longueur AB mais aussi à la configuration du sous-sol (structures et contrastes de résistivités entre les différentes unités), augmente avec les dimensions du dispositif utilisé : plus l'écartement entre les électrodes augmente, plus la mesure concerne des terrains profonds. Cette augmentation de la profondeur s'accompagne toutefois d'une baisse de résolution, qui peut être conséquente pour les terrains profonds (Kirsh 2009).

Cette technique, efficace et simple à mettre en œuvre, fournit une information en profondeur à partir d'une interprétation 1D des mesures. Elle est donc très sensible aux variations latérales de résistivité du sous-sol, qui ne sont pas prises en compte lors de l'interprétation. Elle n'est donc réservée qu'aux terrains tabulaires ne présentant pas de variations latérales de résistivité significatives. Ayant mesuré la différence de potentiel entre M et N et l'intensité du courant, il ne nous reste qu'à calculer la résistivité. Dans un

milieu homogène de résistivité ρ avec deux pôles A et B, l'action conjuguée de A et B donnera :

$$\rho = K \cdot \frac{\Delta V}{I}; \quad K : \text{facteur géométrique (m)}.$$

Le paramètre K dépend de la géométrie du dispositif. Il dépend, de manière générale, de la distance entre chacune des électrodes. Pour un dispositif symétrique par rapport à O, milieu de AB, (dispositif Schlumberger symétrique) le facteur géométrique K vaut:

$$K = \pi \cdot \left(\frac{AM \cdot AN}{MN} \right)$$

Si le sous-sol est homogène est isotrope, avec un dispositif de ce type on obtiendra la résistivité vraie. Si par contre, le sous-sol est hétérogène, on mesurera la résistivité apparente, qui est fonction de la nature du sous-sol et de la dimension du dispositif utilisé.

a.2. Méthode de panneau électrique ou tomographie électrique ERT

Le panneau électrique (appelé également imagerie de résistivité électrique ou tomographie de résistivité électrique) (Electrical Resistivity Tomography ERT) consiste en une combinaison de sondages et de traînés électriques autorisant simultanément une exploration verticale et la latérale. Pour cela, un réseau d'électrodes est installé le long d'un profil rectiligne avec un espacement constant « a », choisi de façon à optimiser la longueur du profil, la profondeur d'investigation et la résolution désirée (Chapellier 2000). Les mesures sont présentées sous forme de pseudo-section de résistivité apparente en fonction de la position le long du profil et de la pseudo-profondeur. Les électrodes, dont le nombre varie entre 12 à 256, présentent un espacement régulier compris entre 1 et 20 m. le réseau d'électrodes est piloté par un système de mesure, via un ordinateur, qui fait varier automatiquement la géométrie d'un quadripôle selon une séquence construite en fonction de la profondeur d'investigation souhaitée. Ce quadripôle comprend 2 électrodes d'injection de courant (intensité I connue) et 2 électrodes de mesure du potentiel V ; induit dans le sol par l'injection de courant I.

Nous signalons aussi que ce pilotage du panneau électrique peut être effectué manuellement au moyen de quatre électrodes en gardant un espacement fixe, mais le temps d'exécution d'un seul profil prend un temps considérable avec une précision moindre que celui d'un pilotage automatique (figure IV.5).

Plusieurs dispositifs peuvent être utilisés. Le choix du dispositif dépend de plusieurs paramètres tels que la profondeur d'investigation souhaitée, la géologie du site, les anomalies structurales escomptées etc.

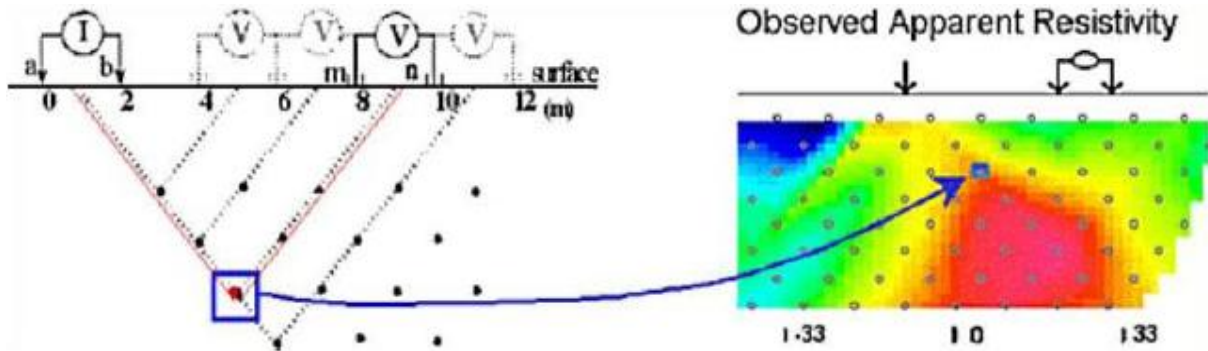


Figure IV.5. Configuration d'électrodes du panneau électrique et distribution de la résistivité apparente (méthode ERT)

L'interprétation des panneaux électriques consiste à définir – à l'aide d'une procédure d'inversion – un modèle de structure du sol (résistivité en fonction de la profondeur) qui puisse reproduire les données mesurées. En d'autres termes, il s'agit de convertir les résistivités apparentes obtenues avec les mesures réalisées en surface en résistivité « vraies » du sous-sol sous la forme d'un modèle mathématique de structure du sol. Cette opération est aujourd'hui effectuée de manière routinière par des logiciels spécialisés.

L'interprétation de ces panneaux électriques pose certaines limites. La solution définie par ce processus d'inversion n'est pas unique : dans l'interprétation d'un sondage électrique vertical par exemple, plusieurs modèles de structure du sol (résistivité/épaisseur) peuvent reproduire aussi bien pour les mêmes mesures. Cette indétermination est illustrée en premier lieu par la notion d'équivalence, qui est particulièrement forte dans le cas où une couche conductrice fine est située entre deux couches résistantes ou l'inverse. L'estimation de la résistivité des terrains profonds est également sujette à une certaine indétermination, due à un manque de résolution en profondeur. Toutes ces solutions équivalentes ne sont toutefois que des solutions mathématiques : certaines peuvent être très différentes, voire complètement aberrantes par rapport à la structure du terrain étudié. La sélection du modèle « correct » par ces solutions nécessite donc des connaissances a priori sur le terrain étudié, ou l'acquisition d'informations complémentaires permettant de

contraindre cette interprétation. On a donc besoin de sondages mécaniques à colonne lithologique bien caractérisé si l'on veut réduire les incertitudes.

a.3. Potentiel spontané

La méthode de potentiel spontané (PS) est la plus ancienne des méthodes de prospection géophysique. Elle a essentiellement été développée jusqu'au milieu du 20^{ème} siècle pour la recherche de gisements de minerais. Puis, elle a régulièrement évolué, diversifiant ses domaines d'application : en géothermie, en volcanologie (Loke et Baker 1996) et en hydrogéologie (Bear et al. 1999).

On appelle potentiel spontané (PS) la mesure passive de la distribution du potentiel électrique à la surface du sol sans injection de courant. Ce potentiel électrique naturel est associé à des mécanismes de polarisation de charges électriques dans le milieu poreux. Les sources naturelles de courant électrique peuvent être de différente nature : hydraulique, chimique, thermique, biologique et anthropique (figure IV.6).

Malgré tous les avantages que présente la méthode de potentiel spontané (non-intrusive, rapide, économique, équipement simple), celle-ci a souvent été critiquée dans la littérature. Les principales critiques sont : (1) la faible intensité des signaux mesurés et leur faible rapport signal-sur-bruit, (2) les nombreux phénomènes électromagnétiques qui viennent se rajouter à la mesure de la source étudiée, et par conséquent (3) la difficulté d'interpréter les signaux de potentiel spontané. Mais ces défauts peuvent être maîtrisés : (1) Le rapport signal-sur-bruit pouvait être fortement amélioré (2 ordres de grandeur) en effectuant un monitoring avec un réseau d'électrodes fixes ; (2) les principales sources du signal peuvent être discriminées si les mécanismes mis en jeu sont bien connus et si les sources de bruit sont bien identifiées ; (3) les techniques d'interprétation des signaux ont fortement évolué, notamment lorsque la source de potentiel spontané est associée à l'écoulement de l'eau dans le sous-sol (Niwas et De Lima 2003 ; Rizzo et al. 2004).

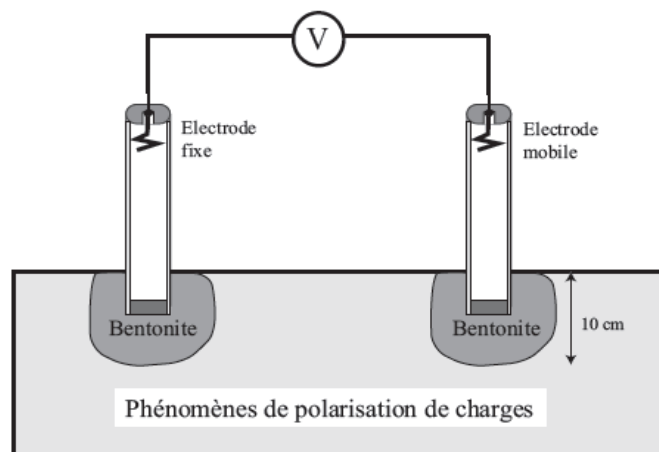


Figure IV.6. Schéma du principe de la mesure passive du potentiel spontané

b. Travaux de prospection géo-électriques réalisés

Dans le cadre de ce travail, nous avons utilisé le résistivimètre type IRIS-SYSCAL R1 (figure IV.7), avec ces accessoires (2 bobines de 500 mL pour ligne AB, 2 bobines de 200 mL pour ligne MN, 4 électrodes d'inox inoxydable de 1 m de longueur, 4 marteaux, fiches et couses pour les connections et câble pour transfert des données de résistivimètre vers le PC).

Un nombre de 47 SEV et 3 profils ERT répartis sur la plaine ont été effectués dans le but de bien suivre l'évolution de la salinité dans cette zone.



Figure IV.7. Matériel d'acquisition de quatre électrodes développé par IRIS

Pour la méthode du potentiel spontané, les mesures du PS ont été réalisées avec un équipement très simple constitué d'un voltmètre digital de type METRIX MX20 qui présente une impédance d'entrée de 100 M Ω suffisante pour les mesures PS, des câbles de courant électrique blindés et deux électrodes passives non polarisables. Les électrodes non-polarisables utilisées permettent d'éviter l'accumulation de charges à la surface de l'électrode métallique. Le contact avec le sol ne s'effectue pas directement avec le métal mais par l'intermédiaire d'un électrolyte via une céramique (type d'électrodes Petiau en Pb/PbCl₂). Ceci a l'avantage d'enlever les problèmes de polarisation de l'électrode, gênant

pour des mesures passives de PS. Les électrodes Petiau ont donc l'avantage d'être stables et très conductrices (Clerc et al. 1998).

Les mesures sont effectuées le long de profils en maintenant une électrode fixe (appelée base) au centre du site et une autre électrode mobile tout le long des profils. Sur nos trois sites d'étude qui couvre chacun une dimension de 100 x 100 m, nous avons choisi un espacement entre électrodes de 10 m. Dans la plupart des cas, la mesure se stabilise au bout d'une à deux minutes. On peut considérer qu'une mesure est stable lorsque sa variation n'excède pas 20 % de sa valeur.

Les données géophysiques obtenues par les prospections électriques (SEV et ERT) ont été traitées par l'établissement de différentes cartes, coupes géo-électriques et pseudo-coupes, ce qui permet de voir la variation de la résistivité de la formation aquifère sur la zone d'étude.

Le traitement des données a été effectué par des logiciels d'inversion afin de déterminer les résistivités électriques vraies des formations géologiques. Nous avons utilisé le programme d'inversion WinSEV 3.0 et 6.0 pour l'interprétation des SEV et le logiciel RES2DINV de Loke et Barker (1996) pour les pseudo-sections obtenues sur le terrain qui base sur une méthode d'optimisation par moindres carrés généralisés.

Conclusion

Ce chapitre présente l'organigramme suivi dans cette étude, les différentes données exploitées, l'acquisition des données nécessaire à l'étude du problème de salinité, le matériel utilisé dans cette étude, ainsi que la méthodologie de traitement et d'interprétation des différentes données.

Chapitre V

CARACTERISTIQUES PHYSIQUES ET CHIMIQUES DES EAUX

V.1. Introduction

L'aquifère côtier de Nador est vraisemblablement influencé par la mer. Les formations plio-quaternaire aux travers desquelles circulent et séjournent les eaux souterraines sont en contact direct avec la mer le long de la côte. L'activité anthropique caractérisée par une agriculture intense, ainsi que par une population qui ne cesse d'augmenter ont entraîné une exploitation intensive de la nappe; ainsi qu'une dégradation de la qualité de ses eaux. L'exploitation de cette nappe depuis 1970 jusqu'au début des années deux mille a provoqué un abaissement piézométrique ainsi qu'une salinisation qui est à l'origine une probable intrusion marine, où les fortes salinités sont observées dans les deux premiers kilomètres de la bordure de l'aquifère avec la Méditerranée, où la conductivité électrique a atteint 9000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en 1995, surtout pendant la saison sèche avec l'intensification de l'exploitation de la nappe (Tifour 2000 ; Bouderbala 2007).

Il est évident que le chimisme des eaux souterraines dépend principalement de la composition lithologique des couches traversées, du temps de séjour des eaux et autres sources de contaminations. Les concentrations des éléments naturels sont conditionnées aussi par divers facteurs tels que les paramètres climatiques, l'activité anthropique, les échanges entre aquifères et les eaux de surface...(Gouaidia 2008 ; Debieche 2002). Cette interaction influe sur la teneur des éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- et NO_3^-). Le présent chapitre traite le chimisme des eaux souterraines, ce qui nous permettra d'expliquer l'origine et l'évolution des éléments chimiques dans cette nappe, dans le but de caractériser la qualité des eaux souterraines et l'origine de la salinité dans cette nappe et ses conséquences. L'étude se focalise principalement sur les informations des deux dernières campagnes de prélèvement d'eau (périodes basses et hautes eaux 2011). Les anciennes analyses physico-chimiques ont été aussi exploitées afin de voir l'évolution de chimisme des eaux souterraine de cette nappe dans le temps. L'étude de la qualité des eaux souterraines donne un indice important sur les interactions eau-sédiments, sur la recharge des eaux souterraines, l'exploitation de la nappe, l'écoulement des eaux

souterraines, le temps de séjour des eaux.... La qualité des eaux souterraines est tout simplement le résultat de la géologie et de l'hydrologie d'une région (Seho Hwang 2004).

V.2. Échantillonnage et analyse physico-chimique

Un réseau d'échantillonnage a été choisi pour permettre d'acquérir des données représentatives sur la variabilité spatiale et temporelle de la qualité des eaux souterraines de la nappe étudiée. Ce réseau de 24 points d'eau couvre la totalité de la plaine de l'amont vers l'aval (figure V.1), dont les caractéristiques (points d'échantillonnage) sont données au tableau V.1.

Les prélèvements ont été effectués selon une fréquence saisonnière (en Avril et en septembre), pendant cinq campagnes (depuis 2008 à 2012) où des analyses complètes ont été effectuées.

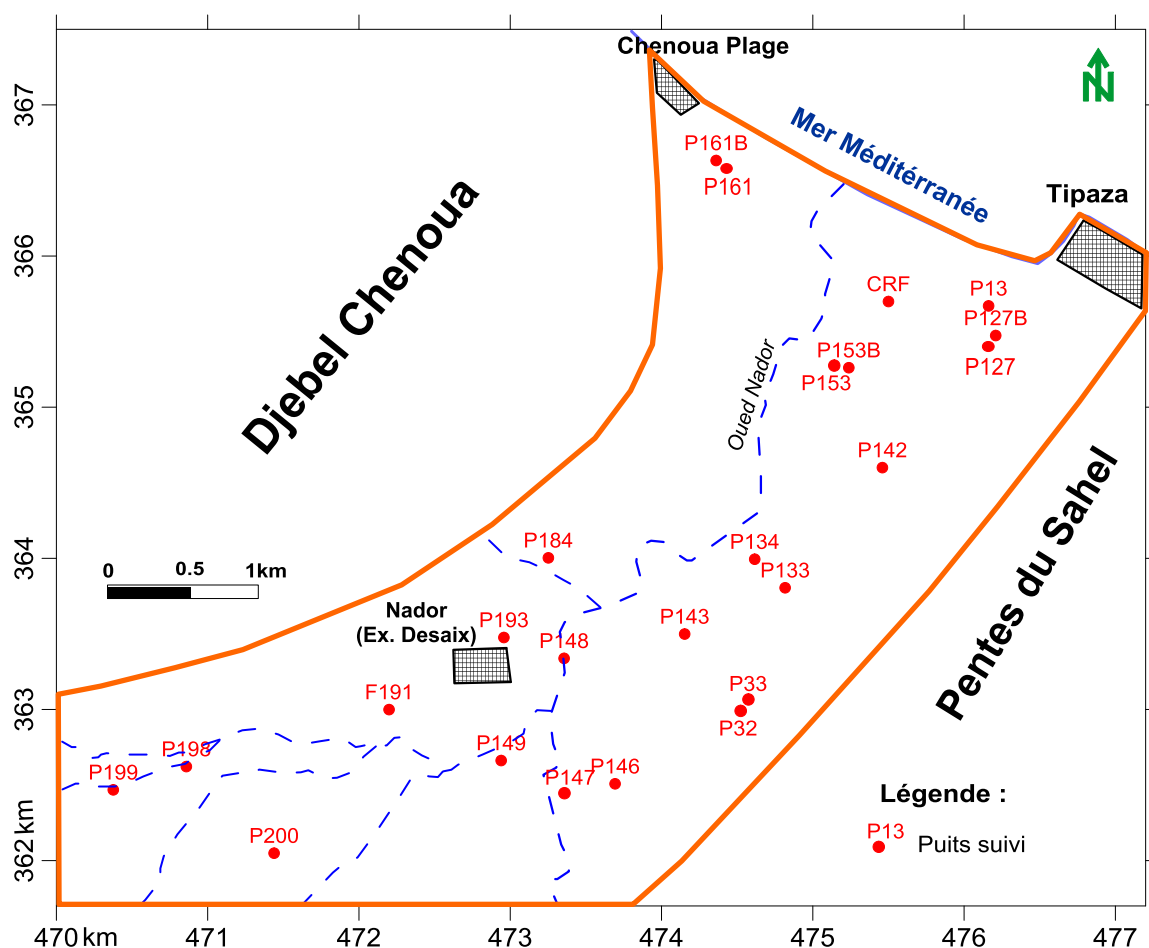


Figure V.1. Localisation des points d'eau échantillonnés

Tableau V.1. Caractéristique des points d'échantillonnage dans la plaine de Nador

N° de puits	Type de la structure hydraulique	Usage	X (Km)	Y (Km)	Z (m)	Profondeur (m)
P199	Puits	AEP et Irrigation	470.376	362.468	79.811	15
P198	Puits	AEP et Irrigation	470.859	362.622	61.695	8
P200	Puits	AEP et Irrigation	471.439	362.049	79.989	27
F191	Forage	AEP et Irrigation	472.199	362.999	40.482	40
P184	Puits	AEP et Irrigation	473.252	364.003	39.995	17
P193	Puits	AEP et Irrigation	472.958	363.476	36.184	10
P142	Puits	AEP et Irrigation	475.460	364.600	12.787	11
P143	Puits	AEP et Irrigation	474.153	363.499	19.326	8
P146	Puits	AEP et Irrigation	473.693	362.508	73.748	22
P147	Puits	AEP et Irrigation	473.356	362.456	54.235	15
P148	Puits	AEP et Irrigation	473.356	363.338	23.152	8
P149	Puits	AEP et Irrigation	472.940	362.662	33.192	15
P32	Puits	AEP et Irrigation	474.523	363.000	40.925	10
P33	Puits	AEP et Irrigation	474.579	363.074	39.784	8
P133	Puits	AEP et Irrigation	474.817	363.805	30.069	13
P134	Puits	AEP et Irrigation	474.616	363.994	14.895	10
CRF	Puits	Irrigation	475.500	365.699	3.816	18
P127B	Puits	Irrigation	476.209	365.474	8.176	9
P127	Puits	Irrigation	476.190	365.400	8.185	8
P13	Puits	Irrigation	476.162	365.670	4.069	9
P153B	Puits	Irrigation	475.238	365.254	6.456	10
P153	Puits	Irrigation	475.148	365.265	6.325	9
P161B	Puits	Irrigation	474.361	366.632	7.345	10
P161	Puits	Irrigation	474.438	366.570	7.320	12

Source: ANRH-Blida et DRE de Tipaza.

V.3. Paramètres physico-chimique des eaux de la nappe en 1995

En se basant sur les analyses physico-chimiques anciennes tirées des thèses (Mesbah 1981 ; Taibi et Hamadache 1992 ; Tifour 2000, Bekhadda et Touami 2004 ; Bouderbala 2007) et les résultats récupérés des services techniques (ANRH d'Alger, ANRH de Blida et DRE de Tipaza), nous pouvons voir l'évolution de la salinité des eaux souterraines de la nappe de Nador, où nous présentons dans ce travail les résultats des analyses physico-chimiques de la période hautes eaux 1995 qui semble l'année de forte salinité d'une part et d'autre part, nous disposons des analyses complètes de 17 points d'eau (tableau V.2) ce qui

nous permet de tracer des cartes de la CE, des chlorures et de sodium afin de voir l'évolutions de ces paramètres dans la plaine pour cette période (1995).

Tableau V.2. Valeurs des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines de la nappe de Nador, April 1995

Puits	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	R.Sec. (mg/L)	pH	NO_3^- (mg/L)	HCO_3^- (mg/L)	SO_4^{2-} (mg/L)	Cl^- (mg/L)	Na^+ (mg/L)	Mg^{2+} (mg/L)	Ca^{2+} (mg/L)	K^+ (mg/L)
P199	1 572	1 055	7,7	5	495	195	236	205	28	175	0
P200	2 560	1 740	7,4	25	542	154	585	325	52	213	0
P198	2 700	1 785	7,3	4	535	148	584	314	45	199	0
F191	1 520	1 016	7,6	55	325	81	295	135	37	149	6
P149	2 035	1 398	7,8	85	570	182	234	114	42	216	0
P184	2 070	1 390	7,1	8	415	195	390	186	55	162	4
P193	2 100	1 415	7,3	30	654	203	285	150	57	215	0
P143	2 080	1 435	7,8	35	420	224	300	169	45	176	0
P146	1 965	1 350	7,5	39	605	175	430	208	105	224	2
P134	1 820	1 210	7,3	65	465	182	225	140	35	205	0
P133	2 425	1 620	7,4	45	435	220	467	275	49	165	0
P142	2 375	1 595	7,6	85	545	140	342	245	30	165	4
P153	7 710	5 145	7,7	38	472	558	2 725	2 005	180	95	8
P127	4 735	3 185	7,7	65	385	420	1 585	1 135	151	90	2
P13	5 575	3 755	7,6	72	455	507	1 875	1 345	188	102	4
CRF	8 150	5 405	7,8	78	507	594	3 155	2 408	160	85	7
P161	8 950	5 962	7,8	50	482	580	3 335	2 565	142	67	11
Max.	8 950	5 962	7,8	85	654	594	3 335	2 565	188	224	11
Min.	1 520	1 016	7,1	4	325	81	225	114	28	67	0
Moy.	3 550	2 380	7,6	46	489	280	1 003	701	82	159	3
<i>Norme OMS 2006</i>	<i>1500</i>	<i>-</i>	<i>6.5 - 8.5</i>	<i>50</i>	<i>-</i>	<i>200</i>	<i>250</i>	<i>200</i>	<i>150</i>	<i>200</i>	<i>12</i>
% > norme	100	-	0	47.05	-	47.05	88.22	64.70	23.53	29.41	0

L'analyse des données physico-chimiques, de la période d'Avril 1995 montre une grande variation des concentrations des éléments chimiques entre le secteur amont de la plaine et le secteur aval. Ce dernier indique des valeurs dépassant les normes de potabilité (100 % pour la CE, 88 % pour les chlorures, 64 % pour le sodium et 47 % pour les sulfates et les nitrates).

a. La conductivité électrique (CE)

La répartition spatiale de la conductivité électrique pour la période d'Avril 1995 montre que les ouvrages de captage situés à moins de 2 km de la côte ont des valeurs de conductivités électriques dépassant 3500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et augmentent vers la mer pour atteindre

une valeur maximale de 8950 $\mu\text{S}/\text{cm}$ au niveau du forage P161. Les puits situés en amont à plus de 2 km de la côte ont des conductivités électriques modérées variant entre 1500 et 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (figure V.2), c'est probablement due à l'influence des fertilisants utilisés en agriculture (les engrais azotés), l'accumulation des sels après l'évaporation ou à cause des rejets urbains qui sont généralement chargés en matières organiques.

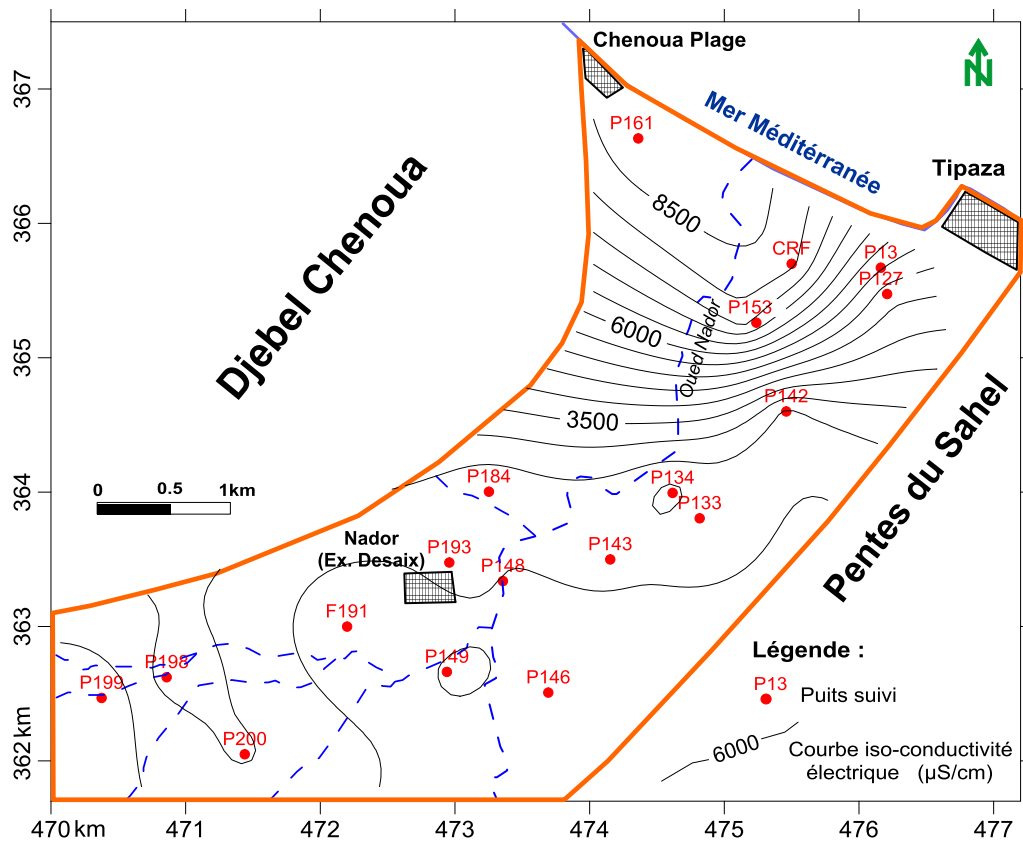


Figure V.2. Carte de distribution spatiale des valeurs de la conductivité électrique de l'eau (Avril 1995)

b. Les teneurs en chlorures

Les teneurs en chlorures indiquent des variations comprises entre 225 mg/L et 3335 mg/L. Les concentrations des eaux de la frange côtière dépassent les normes admissibles pour les eaux potables fixées par l'OMS de 250 mg/L. La présence de taux élevés des chlorures est expliquée probablement par le phénomène d'intrusion marine. Par contre certains puits situés en amont de la plaine ont des teneurs inférieures à 250 mg/L (figure V.3). La carte des teneurs en sodium montre la même distribution spatiale que celle des chlorures où un coefficient de corrélation entre les deux éléments est $r = 0.99$.

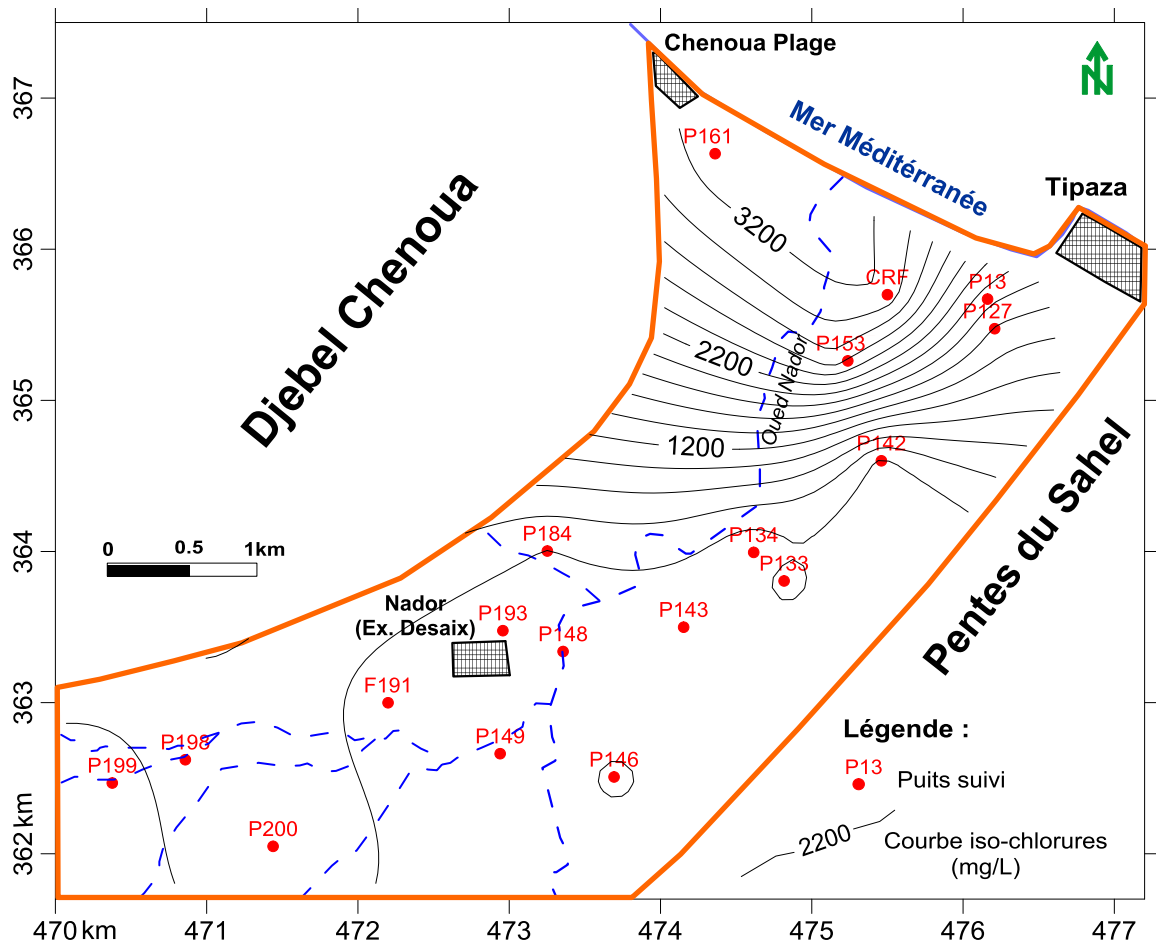


Figure V.3. Distribution spatiale des chlorures dans la nappe de Nador (Avril 1995)

c. Les teneurs en nitrates

La naissance des nitrates s'effectue par le processus de nitrification qui correspond à l'oxydation biologique de l'azote ammoniacal en azote nitrique NO_3 . L'azote est l'élément nutritif le plus déficient dans les systèmes de production agricole. La croissance de la plupart des cultures exige l'apport d'azote, particulièrement les variétés modernes à haut rendement (Hadj-Said 2007).

Les sources d'azote pour ces cultures peuvent être :

- La matière organique du sol par la minéralisation ;
- Les amendements organiques comme le fumier et les autres déchets ;
- Les engrais azotés.

Les rejets urbains sont chargés en matières organiques et peuvent produire des nitrates. L'Oued Nador a constitué le principal cours d'eau drainant les eaux de pluie et les eaux usées domestiques avant la réalisation des stations d'épurations de Hadjout (en amont de la plaine) et de Chenoua (en aval de la plaine). Les rejets urbains déversent une charge

polluante considérable dans ce collecteur naturel, ce qui contribue à la migration des contaminants vers la nappe, soit directement par des échanges hydrauliques oued-nappe, ou indirectement lorsqu'il y a des pompages de ces eaux (de l'oued) vers les terrains à irriguer (surtout que l'irrigation au niveau des terrains perméable s'effectue par ces eaux).

La variation des teneurs en nitrates dans la plaine de Nador pour la période 1995 (figure V.4) peut être liée aux facteurs polluants signalés précédemment, et en particulier à l'activité agricole et aux rejets urbains. La variation des concentrations montre que la zone côtière est beaucoup plus exposée à la pollution, probablement que les ions nitrates s'infiltrent rapidement et on y enregistre des teneurs dépassant 50 mg/L. Durant cette période 47 % des puits ont présenté une teneur dépassant la norme de l'OMS.

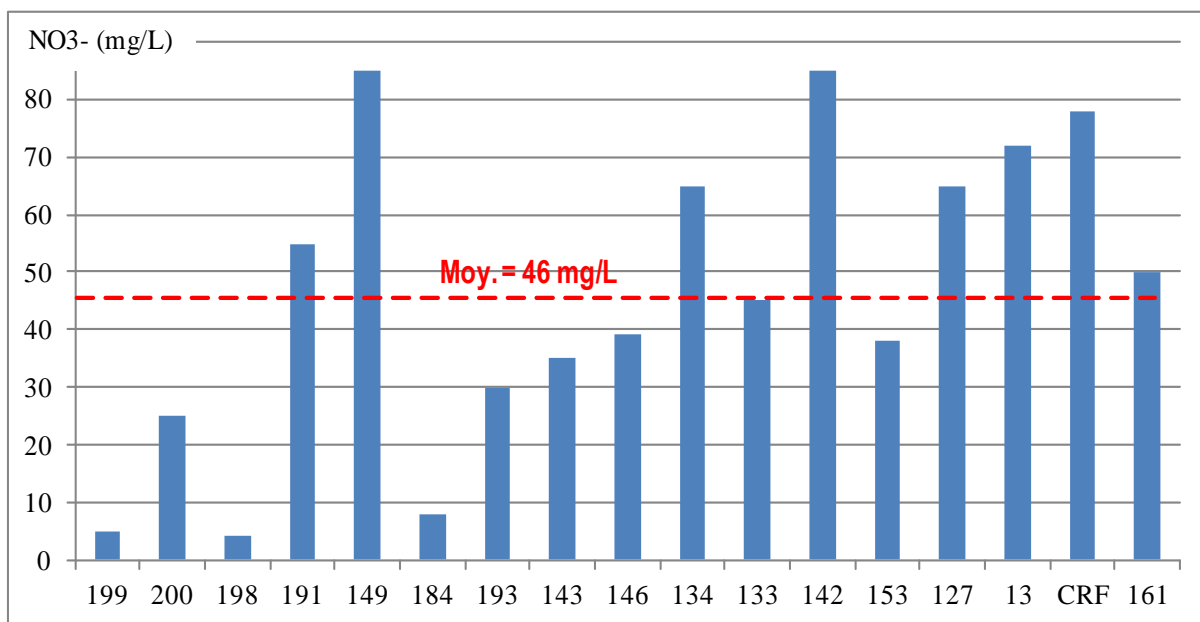


Figure V.4. Variation des teneurs en nitrates dans la nappe de Nador (Avril 1995)

V.4. Description sommaire des paramètres physico-chimiques 2011

Les résultats d'analyse physico-chimique des eaux de la nappe de Nador, pendant la période d'observation de l'année 2011, sont consignés dans le tableau V.3, et la matrice de corrélation entre les différents paramètres physico-chimiques pour les deux périodes (hautes et basses eaux) sont consignés dans le tableau V.4.

Tableau V.3. Valeurs des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines de la nappe de Nador, Avril 2011

N° de puits	CE (µS/cm)	R.Sec (mg/L)	pH	NO ₃ ⁻ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)
P199	1750	1200	7.1	21	323	121	134	97	22	137	3.91
P200	2 185	1 505	7.8	55	400	200	204	148	25	145	7.81
P198	1 852	1 270	7.7	15	421	197	242	208	29	113	7.81
F191	1919	1305	6.9	18	456	150	224	177	24	160	7.81
P148	1850	1265	7.1	16	310	159	201	175	26	102	3.91
P149	1755	1190	6.9	15	295	151	190	165	25	95	3.91
P184	1827	1220	6.8	16	458	146	212	185	34	140	11.73
P193	1948	1340	6.8	16	323	151	268	175	44	120	7.82
P143	1995	1320	6.7	14	384	165	245	165	48	170	3.91
P146	2259	1500	6.8	14	372	162	260	125	73	140	3.92
P147	2005	1340	7.5	48	465	165	228	127	50	195	0
P134	2326	1600	6.7	18	439	192	258	125	78	158	7.82
P133	2280	1520	6.9	17	390	185	262	138	55	160	3.91
P33	1670	1125	7.6	26	335	372	219	118	52	195	0
P32	1727	1165	7.8	24	343	385	207	108	50	190	0
P142	2165	1480	6.9	24	445	228	440	315	60	150	3.91
P153	4 221	2 905	7.9	13	559	549	1 940	1 282	244	115	8
P153B	4282	2950	7.8	15	565	455	1852	1221	205	121	3.91
P127B	3020	2070	7.2	30	415	395	1465	945	135	145	3.91
P127	3050	2100	7.3	35	415	322	1472	970	132	140	3.91
P13	3265	2155	6.9	30	482	308	1485	965	95	175	11.73
CRF	4600	3060	7.2	35	510	365	2455	1606	125	180	7.82
P161	5480	3630	7.4	51	545	485	2582	1725	135	165	7.82
P161B	5385	3650	7.4	53	534	482	2594	1740	144	171	7.82
Eau de mer -2012	49610	-	8.0	0.3	149	3280	18 700	12 000	473	408	340
<i>Norme OMS 2006</i>	<i>1500</i>	<i>-</i>	<i>6.5-8.5</i>	<i>50</i>	<i>-</i>	<i>200</i>	<i>250</i>	<i>200</i>	<i>150</i>	<i>200</i>	<i>12</i>
Max.	5480	3650	7.9	55	565	549	2594	1740	244	195	11.73
Min.	1670	1125	6.7	13	295	121	134	97	22	95	0
Moyenne	2701	1827	7.2	25.8	424.3	270.4	818.3	541.9	79.6	149.3	5.5
Ecart-type	1200.2	806.6	0.4	13.5	81.0	133.1	885.3	585.4	60.4	28.5	3.2
% > norme	100	-	0	12.5	-	45.8	58.3	41.7	8.3	0	0

Tableau V.3 (suite). Valeurs des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines de la nappe de Nador, Septembre 2011

N° de puits	CE (µS/cm)	R.Sec (mg/L)	pH	NO ₃ ⁻ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	SO ₄ ⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)
P199	1835	1250	7.5	22	340	125	145	105	25	144	3.91
P200	2295	1605	7.9	58	420	195	215	155	28	152	7.82
P198	1945	1335	7.8	16	442	205	255	215	30	118	7.82
F191	2015	1350	7.2	19	475	158	235	185	25	165	7.82
P148	1942.5	1290	7.5	17	326	165	210	185	27	106	3.91
P149	1845	1245	7.3	15	310	159	200	175	30	100	3.91
P184	1918	1290	7.15	19	480	155	225	195	36	148	11.73
P193	2045	1405	7.15	18	340	158	280	185	45	125	7.82
P143	2095	1385	7.1	15	405	175	230	140	50	179	3.91
P146	2370	1575	7.15	20	390	170	255	145	75	145	3.91
P147	2105	1395	7.8	50	485	175	240	135	55	205	0
P134	2445	1665	7.1	19	460	205	270	147	80	165	7.82
P133	2395	1595	7.2	18	410	195	275	155	56	168	3.91
P33	1755	1175	7.8	28	350	390	230	165	55	205	0
P32	1815	1215	7.9	25	360	405	215	175	55	199	0
P142	2275	1535	7.25	27	465	240	485	335	60	155	3.91
P153	4 645	3 205	7.9	15	605	545	2 035	1 345	250	125	7.82
P153B	4 710	3 245	7.9	17	615	501	1 945	1 285	225	135	3.91
P127B	3 322	2 295	7.8	30	455	405	1 540	945	155	160	3.91
P127	3 345	2 315	8.0	40	460	345	1 545	1 020	145	155	3.91
P13	3 595	2 415	7.6	35	530	340	1 560	1 015	105	195	11.73
CRF	5 060	3 395	7.9	40	565	405	2 585	1 790	135	199	7.82
P161	6 025	4 055	7.8	55	600	534	2 625	1 810	145	180	7.82
P161B	5 925	4 050	7.8	57	585	530	2 635	1 805	158	190	7.82
Eau de mer-2012	49610	-	8.0	0.3	149	3280	18 700	12 000	473	408	340
<i>Norme OMS 2006</i>	<i>1500</i>	<i>-</i>	<i>6.5-8.5</i>	<i>50</i>	<i>-</i>	<i>200</i>	<i>250</i>	<i>200</i>	<i>150</i>	<i>200</i>	<i>12</i>
Max.	6025	4055	7.9	58	615	545	2635	1810	250	205	11.73
Min.	1755	1175	7.1	15	310	125	145	105	25	100	0
Moyen	2905.1	1970.2	7.6	28.1	453.0	286.7	853.3	577.2	85.4	159.2	5.5
<i>Ecart-type</i>	<i>1360.7</i>	<i>931.1</i>	<i>0.3</i>	<i>14.4</i>	<i>93.3</i>	<i>143.0</i>	<i>914.6</i>	<i>613.6</i>	<i>64.8</i>	<i>31.2</i>	<i>3.2</i>
% > norme	100	-	0	12.5	-	54.17	58.3	41.7	16.7	8.3	0

Tableau V.4. Matrice de corrélation entre les différents paramètres physico-chimiques

a) période des hautes eaux (Avril 2011)

	CE	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
CE	1								
Ca ²⁺	0.12	1							
Mg ²⁺	0.82	0.04	1						
Na ⁺	0.97	0.10	0.82	1					
K ⁺	0.34	0.21	0.14	0.73	1				
Cl ⁻	0.98	0.12	0.84	0.99	0.32	1			
HCO ₃ ⁻	0.80	0.20	0.75	0.80	0.44	0.76	1		
SO ₄ ²⁻	0.80	0.20	0.86	0.96	0.02	0.83	0.64	1	
NO ₃ ⁻	0.47	0.49	0.13	0.62	0.04	0.45	0.35	0.35	1

b) période des basses eaux (Septembre 2011)

	CE	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
CE	1								
Ca ²⁺	0.23	1							
Mg ²⁺	0.83	0.08	1						
Na ⁺	0.98	0.24	0.83	1					
K ⁺	0.34	0.16	0.13	0.33	1				
Cl ⁻	0.98	0.25	0.85	1.00	0.32	1			
HCO ₃ ⁻	0.85	0.29	0.78	0.82	0.44	0.82	1		
SO ₄ ²⁻	0.83	0.33	0.86	0.85	0.03	0.86	0.63	1	
NO ₃ ⁻	0.50	0.54	0.19	0.48	0.08	0.48	0.35	0.34	1

V.4.1 Balance ionique et qualité de l'analyse

La connaissance des teneurs en éléments majeurs permet d'établir le bilan ionique de l'analyse qui doit vérifier le fait que la somme des concentrations équivalentes des anions doit compenser celle des cations. La méthode des balances ioniques permet de contrôler la qualité des analyses effectuées sur les éléments majeurs. Cette démarche de validation est un préalable indispensable à la présentation des résultats d'analyse et à leur interprétation.

Le calcul des balances ioniques se fonde sur la relation suivante :

$$\text{N.I.C.B (\%)} = 100 \times [(\Sigma \text{ cations} - \Sigma \text{ anions}) / (\Sigma \text{ cations} + \Sigma \text{ anions})]$$

Où :

N.I.C.B : Normalized Inorganic Charge Balance;

Σ cations : La somme des cations (unités en meq/L) ;

Σ Anions : La somme des anions (unités en meq/L) ;

La balance ionique est l'expression d'une différence entre les charges positives (cations) et les charges négatives (anions). La théorie physique suppose la neutralité des

charges au sein des échantillons d'eau, c'est-à-dire une égalité entre la somme des charges positives (cations) et la somme des charges négatives (anions). Autrement dit, au sein d'un échantillon d'eau, la somme des charges négatives équilibre la somme des charges positives. La balance ionique de tout échantillon d'eau doit donc nécessairement être proche de 0 %.

Tout écart doit ainsi être interprété comme un biais induit lors de l'analyse. En règle générale, les résultats des analyses sont considérés de la manière suivante.

- 1 % < NICB < + 1 % : Fiabilité des résultats d'analyses excellente.

- 5 % < NICB < + 5 % : Fiabilité des résultats d'analyses acceptable.

- 10 % < NICB < +10 % : Fiabilité des résultats d'analyses médiocre.

NICB < 10 % ou NICB > 10 % : Mauvaise fiabilité des résultats d'analyses.

Pour les différentes analyses de nos échantillons des eaux de la nappe de Nador, la balance ionique est dans la fourchette $\pm 5\%$, ce qui indique la fiabilité des résultats d'analyses est acceptable.

V.4.2. Paramètres physiques

a. *Température (T °C)*

Elle joue un rôle important dans l'augmentation de l'activité chimique, bactérienne et de l'évaporation des eaux. Elle varie en fonction de la température extérieure (l'air), des saisons, de la nature géologique et de la profondeur du niveau d'eau par rapport à la surface du sol. Les valeurs de la température des eaux souterraines mesurées dans cette zone généralement varient entre 19 °C et 22 °C pour les deux périodes de l'année 2011.

b. *La conductivité électrique (CE)*

Elle dépend de la présence des espèces ioniques contenues dans l'eau. La mesure de la conductivité électrique donne un aperçu sur la minéralisation des eaux de la nappe. Elle accroît avec l'augmentation de la teneur de l'eau en sels dissous.

Les valeurs de la conductivité électrique montrent que les puits situés dans la frange côtière à moins de deux km dépassent excessivement la norme recommandée relative à la potabilité des eaux, pour les deux périodes. Les valeurs maximales de la CE observées dans le secteur côtier sont de l'ordre de 5480 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 6025 $\mu\text{S}/\text{cm}$ pour les périodes des hautes et basses eaux respectivement. Alors qu'en amont de la plaine les CE montrent des légers dépassements de la norme OMS (figure V.5).

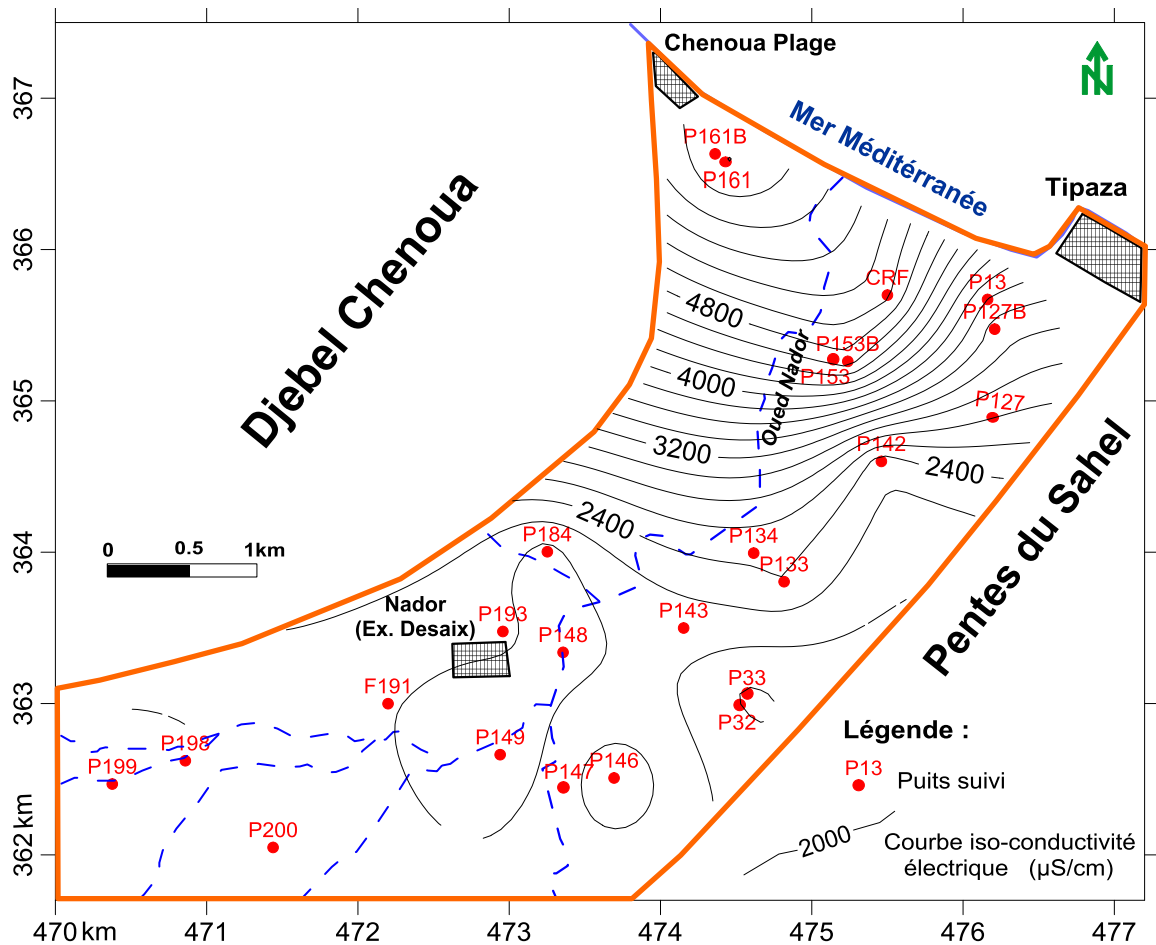


Figure V.5. Carte de distribution spatiale de la conductivité électrique de l'eau (Avril 2011)

Dans le secteur côtier, les courbes d'isovaleurs des conductivités électriques accusent un resserrement très marqué à proximité directe de la côte, se traduisant par un gradient de concentration particulièrement élevé (de l'ordre de $1000 \mu\text{S}/\text{cm}/\text{km}$). Les fortes conductivités sont mesurées surtout dans la partie Nord Ouest, dans le secteur de l'isopièze 0 m à l'intérieur et les eaux souterraines sont exploitées à une faible profondeur. Cet accroissement important de la CE en direction de la mer, montre que la source probable de ces fortes salinités est liée principalement aux intrusions marines comme un facteur dominant par rapport aux autres sources intervenant au processus de salinisation de la nappe.

L'analyse de la différence de la conductivité électrique entre les deux périodes (basses eaux et hautes eaux, figure V.6) montre qu'il y a une augmentation des valeurs de la période des basses eaux par rapport à la période des hautes eaux, avec des moyennes d'augmentation d'environ $80 \mu\text{S}/\text{cm}$ et $300 \mu\text{S}/\text{cm}$ en amont et en aval respectivement.

Cette augmentation de la conductivité électrique et par conséquent la minéralisation de l'eau souterraine dans cette nappe est régit par plusieurs facteurs, tels que l'évaporation importante liée à la proximité de la surface piézométrique par rapport au sol (quelques mètres seulement), le temps de séjour et échange eaux-encaissant (roches), le sens générale d'écoulement de la nappe qui se dirige de SW-NE vers la mer, aux échanges entre la nappe et la mer surtout en période d'été avec les pompages intensifs et probablement aussi l'effet d'échanges oued-nappe.

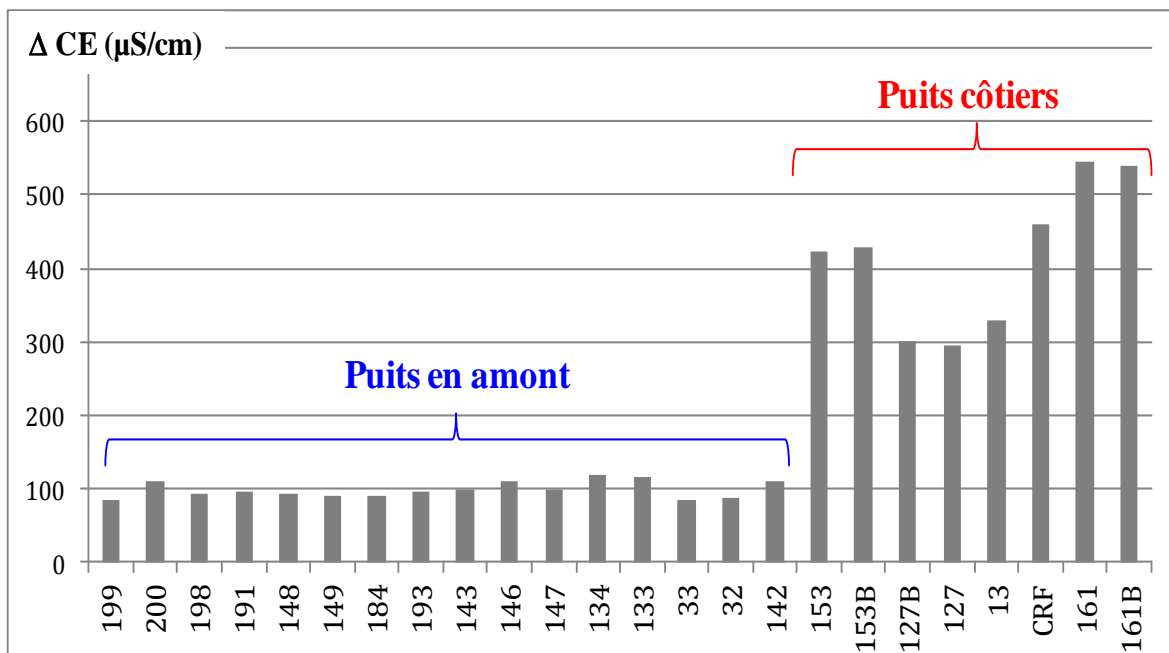


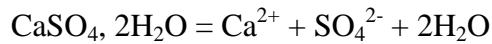
Figure V.6. Différence de la conductivité électrique entre les deux périodes (basses eaux et hautes eaux, 2011)

Les conductivités électriques des eaux souterraines de la nappe de Nador montrent aussi des corrélations élevées avec les ions Mg^{2+} ($r=0.82$ à 0.83), Na^+ ($r=0.97$ à 0.98), Cl^- ($r=0.98$), HCO_3^- ($r=0.8$ à 0.85) et SO_4^{2-} ($r=0.8$ à 0.83) comme le montre le tableau V.4 et Bouderbala (2015b) Ce qui s'explique par la dominance de ces éléments à la minéralisation des eaux de cette nappe.

V.4.3. Éléments majeurs

a. Le calcium

La présence des ions Ca^{2+} dans l'eau est liée principalement à deux origines naturelles : Soit la dissolution des formations carbonatées ($CaCO_3$), soit la dissolution des formations gypseuses ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$).



L'analyse des concentrations de calcium pour les deux périodes montre que près que la majorité des puits présentent des teneurs inférieures à la norme de potabilité des eaux fixée à 200 mg/L. c'est seulement en période des basses eaux deux (02) puits indiquent des teneurs de 205 mg/L. L'écart entre les valeurs des deux périodes de cette nappe indique une faible variation des teneurs pour le même point d'eau (moins de 20 mg/L) (figure V.7). Ces légères variations des teneurs de l'ion Ca^{2+} sont liée surtout à la dissolution des formations aquifères carbonatées représentés par les calcaires à Lithothamniées et les calcaréo-gréseux du pliocène supérieur, ainsi que l'influence de probables processus de pollution organique.

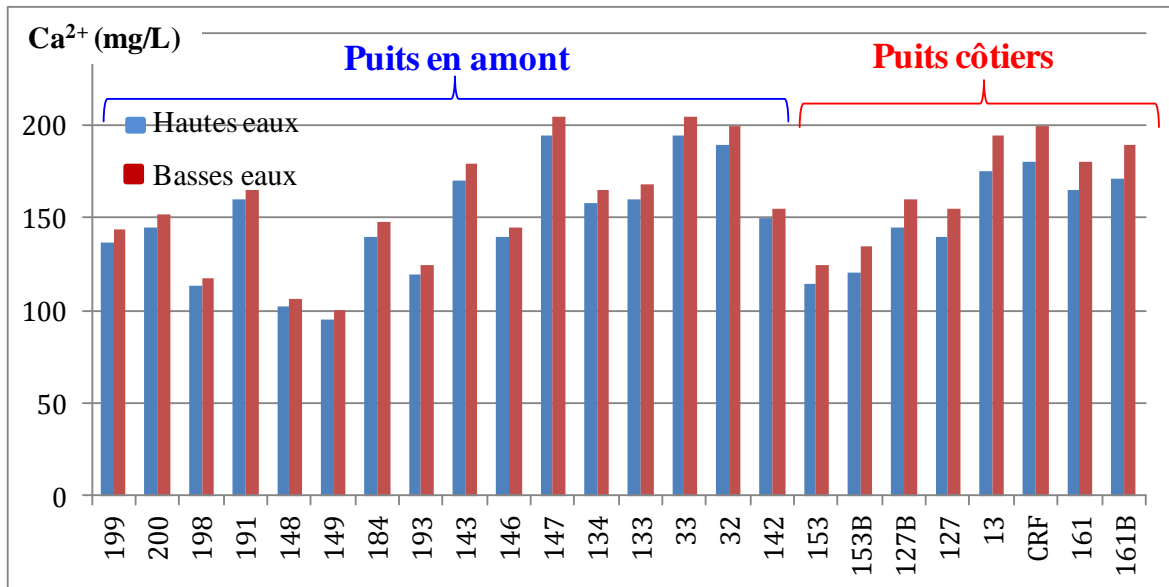
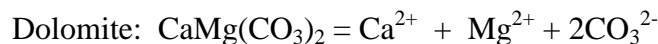
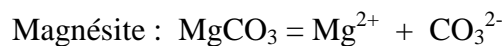


Figure V.7. Concentrations des calciums des eaux de la nappe de Nador (2011)

b. Le magnésium

Les ions Mg^{2+} proviennent, comme les ions calcium, de la dissolution des formations carbonatées riches en magnésium (magnésite et dolomite).



L'eau de mer a une teneur en Mg^{2+} bien plus élevée que l'eau douce; le mélange eau douce-eau salée le long du littoral peut provoquer l'augmentation notable de Mg^{2+} . L'analyse des concentrations de magnésium pour les deux périodes montre que seulement 8 et 16 % des puits présentent des teneurs supérieures à la norme de potabilité des eaux fixé à 150 mg/L pour les périodes hautes et basses eaux respectivement. Les valeurs les

plus élevées sont observées en aval de la plaine (dans le secteur côtier), alors que les teneurs faibles sont enregistrées en amont de la plaine (figure V.8).

La moyenne enregistrée pendant la période des hautes eaux (79.6 mg/L) est inférieure à celle des basses eaux (85.4 mg/L) ; ceci montre l'importance de la dilution de cet élément. Les variations de concentration entre les deux périodes sont très faibles (moins de 20 mg/L).

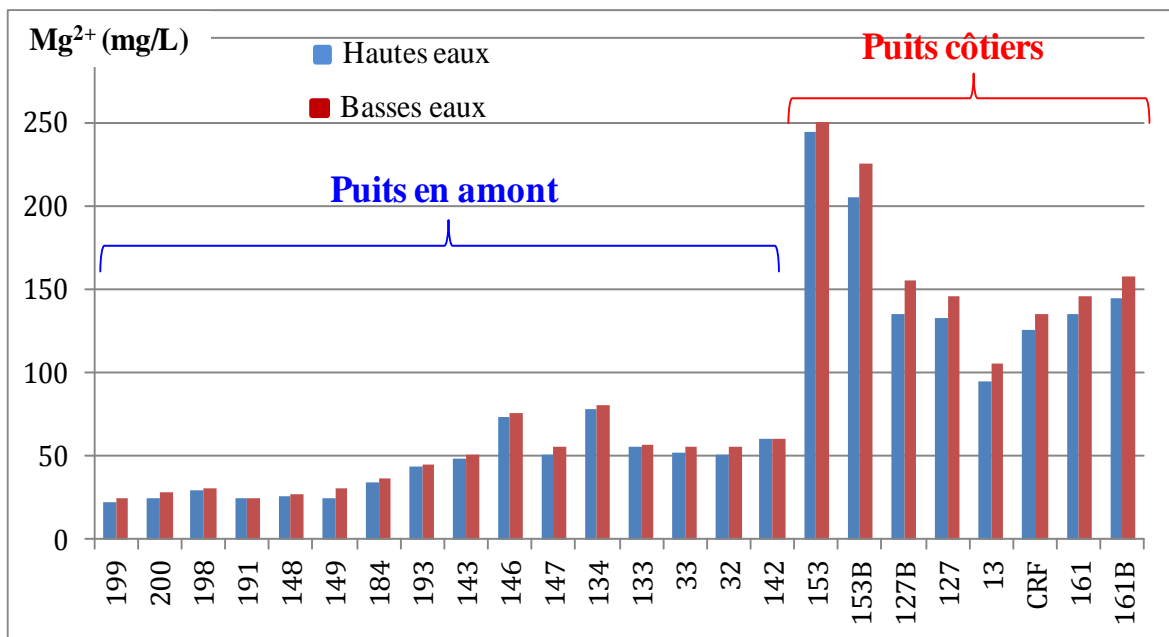


Figure V.8. Concentrations de magnésium des eaux de la nappe de Nador (2011)

c. Sodium et chlorures

L'origine de ces deux ions est liée principalement à l'effet de la salinité marine et à la dissolution des formations salifères. La relation entre ces deux ions montre une haute corrélation $r=1.00$ et $r=0.99$ pour les périodes hautes et basses eaux respectivement. La dissolution des minéraux salifères se fait selon la relation suivante:



Les cartes des chlorures et sodium de la figure V.9a et V.9b montrent la distribution spatiale des teneurs en ces deux éléments. Elles indiquent des plages de concentrations élevées dans le secteur côtier, surtout de la partie Nord Ouest. Des teneurs de 700 à 2600 mg/L en chlorures et de 400 à 1800 mg/L en sodium sont fréquentes dans cette zone à forte salinité.

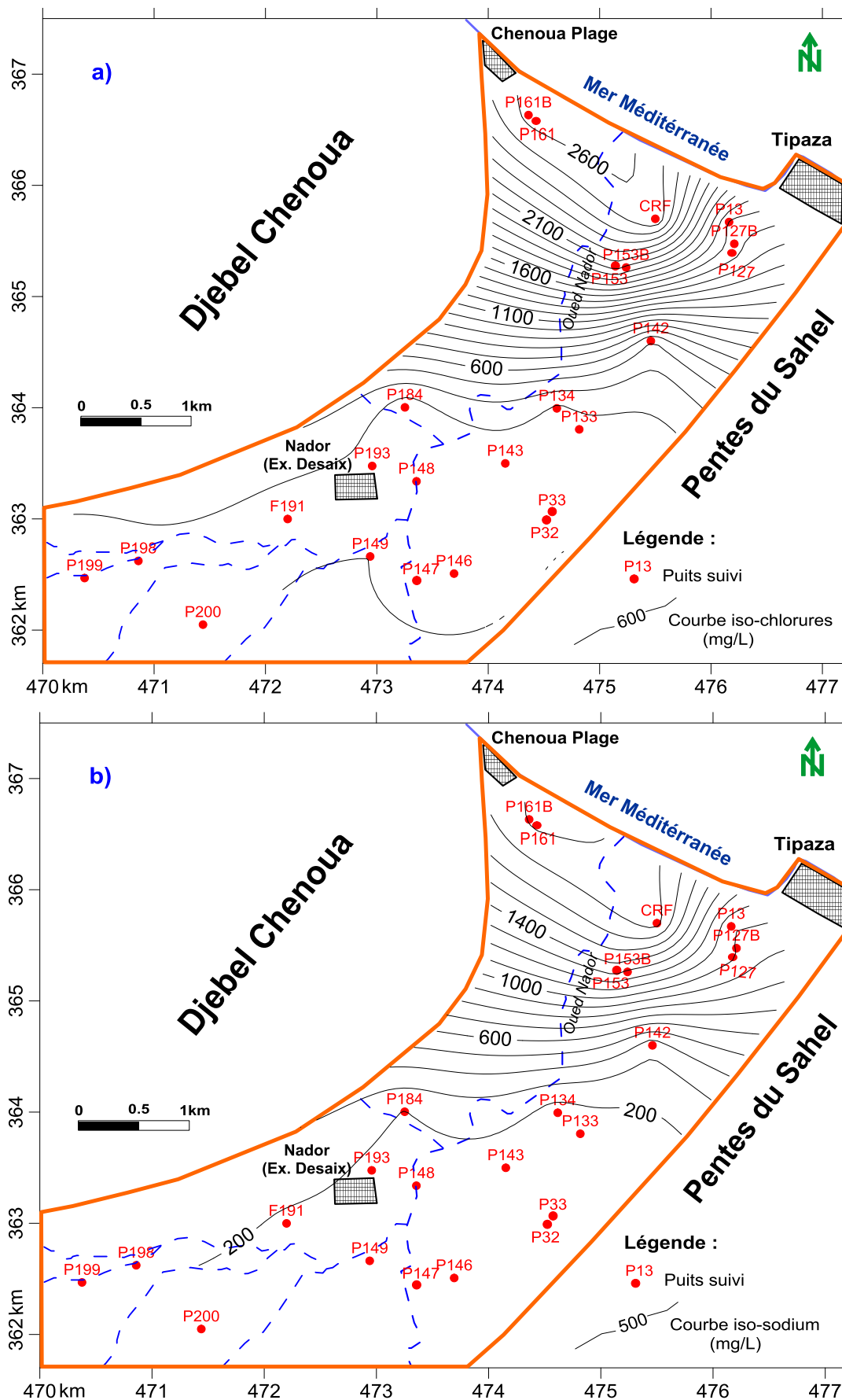


Figure V.9. Cartes de distribution spatiale a) des chlorures et b) de sodium (Avril 2011)

Dans ce secteur côtier, on observe également le resserrement des courbes d'iso-valeurs au fur et à mesure que l'on se dirige vers la mer. Cela se traduit par un gradient de concentration élevé dans les deux premiers kilomètres, de l'ordre de 600 à 900 mg/L/km, respectivement en sodium et en chlorures pour la période des hautes eaux 2011.

L'analyse de la différence des concentrations des chlorures et de sodium entre les deux périodes (basses eaux et hautes eaux, figure V.10) montre qu'il y a une augmentation des teneurs de la période des basses eaux par rapport à la période des hautes eaux, avec des moyennes d'augmentation des chlorures d'environ 8 mg/L et 78 mg/L en amont et en aval de la nappe respectivement et des moyennes d'environ 17 mg/L et 71 mg/L en amont et en aval de la nappe respectivement pour le sodium. Cette augmentation des concentrations des chlorures et de sodium est régit par plusieurs facteurs, tels que l'évaporation importante liée à la proximité de la surface piézométrique par rapport au sol, le temps de séjour et échange eaux-encaissant (roches), le sens général d'écoulement de la nappe qui se dirige de SW-NE vers la mer et aux activités anthropiques contribuent également à l'augmentation des teneurs en chlorures et en sodium.

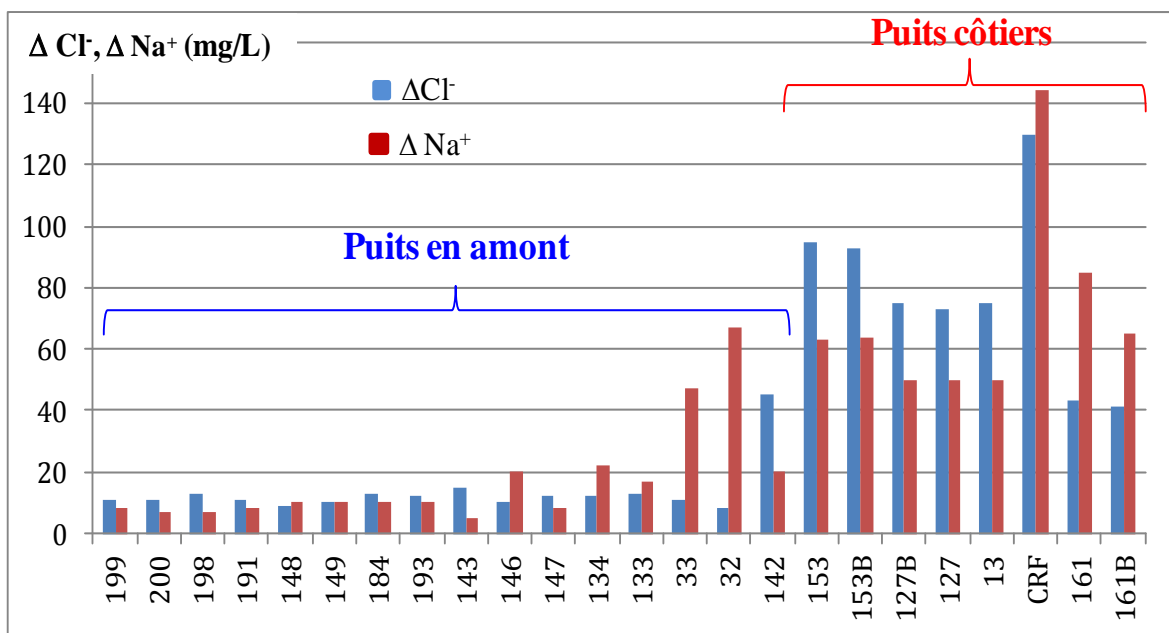
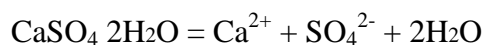


Figure V.10. Carte de différence des concentrations de chlorures et de sodium entre les deux périodes (2011)

d. Les sulfates

La présence des ions sulfate dans l'eau est liée à la dissolution des formations gypseuses selon la relation :



Les concentrations en sulfates de l'année 2011, en général, oscillent entre 121 et 549 mg/L pour la période des hautes eaux et entre 125 et 545 mg/L pour la période des basses eaux. L'analyse des teneurs en sulfates montre que la totalité des points d'eau situés près de la côte à moins de 2 km présentent des concentrations supérieures à la norme de potabilité des eaux fixée à 200 mg/L (figure V.11). Elles sont dues probablement à l'effet de l'évaporation, elles peuvent être liées au sens générale d'écoulement de la nappe qui se dirige de SW-NE vers la mer avec des accumulations de cet ion, elles peuvent être liées à la pollution agricole ou à l'effet de l'intrusion marine (Lloyd et Tellal 1988 ; Trabelsi et al. 2007 ; Rina et al. 2012).

L'analyse des teneurs en sulfates pour les deux périodes (basses eaux et hautes eaux) montre qu'il y a une légère augmentation des teneurs de la période des basses eaux par rapport à celle des hautes eaux.

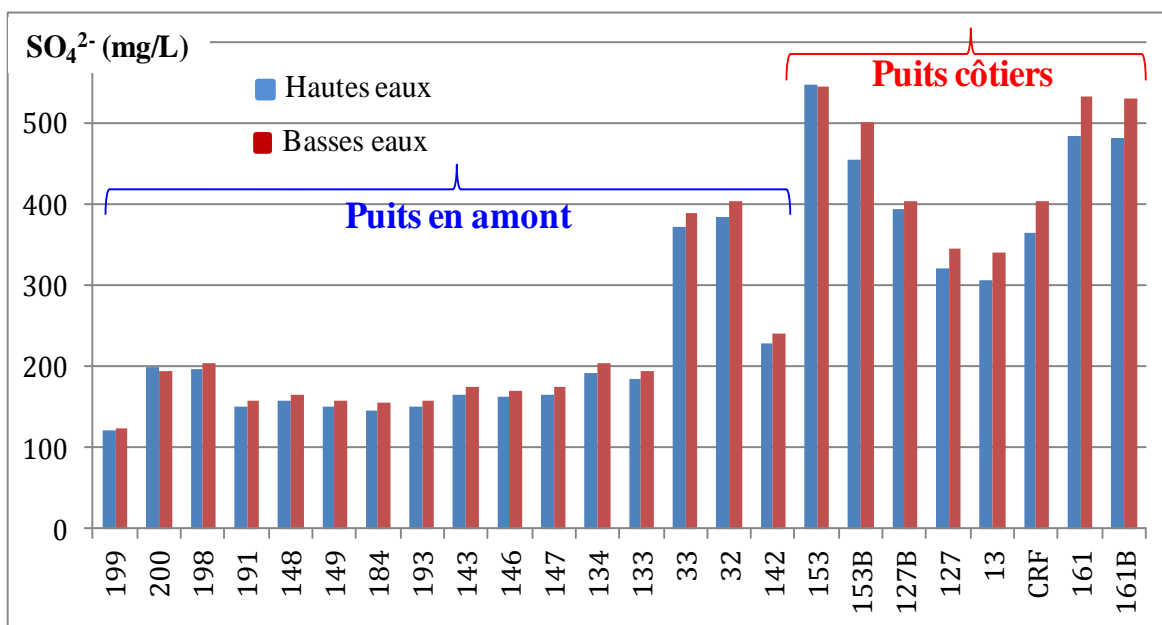


Figure V.11. Concentrations des sulfates dans la nappe de Nador (2011)

e. Les Bicarbonates

La présence des bicarbonates dans l'eau est due à la dissolution des formations carbonatées (calcaire) par des eaux chargées en gaz carbonique, produisant l'acide carbonique qui attaque la calcite. La somme des équations de dissolution est donnée comme suit :



Les concentrations des bicarbonates dans la nappe de Nador oscillent entre 295 et 565 mg/L, avec une moyenne de 424 mg/L pour la période des hautes eaux, et oscillent entre 310 et 615 mg/L, avec une moyenne de 453 mg/L pour la période des basses eaux (figure V.12).

Certains puits côtiers possèdent des concentrations remarquables (P153, P153B, P161 et P161B), ceci est dû probablement à l'influence des calcaires pliocène ou à une contamination locale liés à la variation des formations géologiques. On signale que les fortes concentrations sont enregistrées pendant la période des basses eaux relativement à celle de la période des hautes eaux.

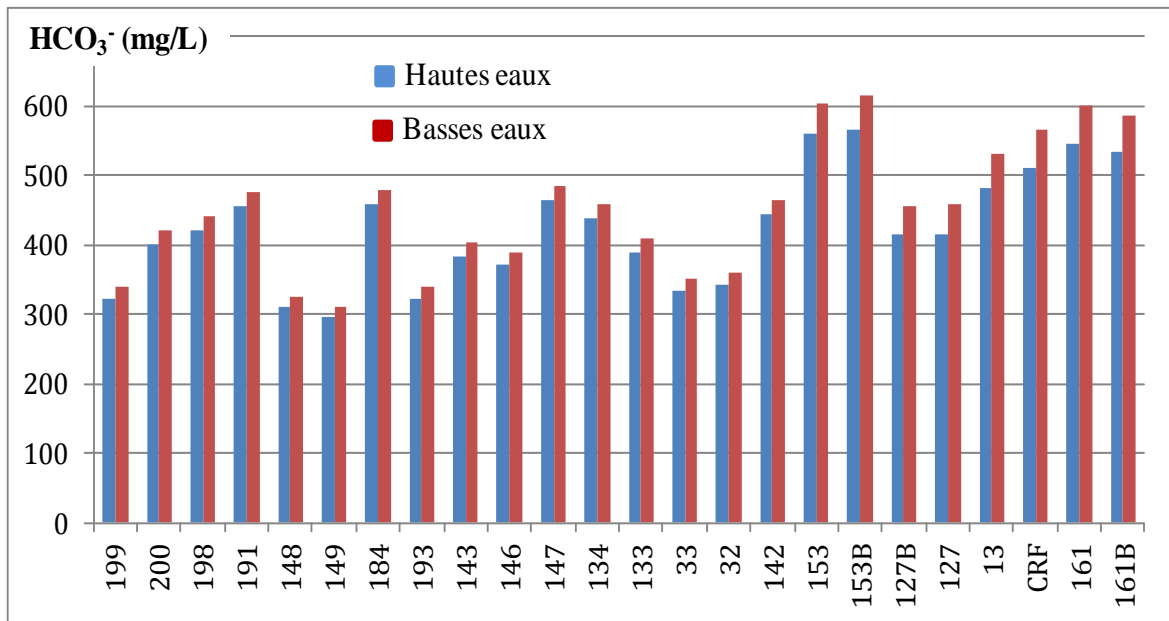


Figure V.12. Concentrations des bicarbonates dans la nappe de Nador (2011)

f. les Nitrates

Le nitrate est l'un des polluants les plus fréquents des eaux souterraines. Un taux excessif peut causer la méthémoglobinémie. L'origine des nitrates dans l'eau souterraine est

principalement due aux épandages des engrais, mais il peut avoir d'autres origines (urbaines, géologiques...).

La variation des concentrations en nitrates dans l'espace est liée aux activités agricoles qui se développent dans cette zone. La représentation des points d'eau de la campagne de 2011, montre que seulement quelques puits qui présentent des valeurs dépassant légèrement la norme de potabilité fixée à 50 mg/L (figure V.13).

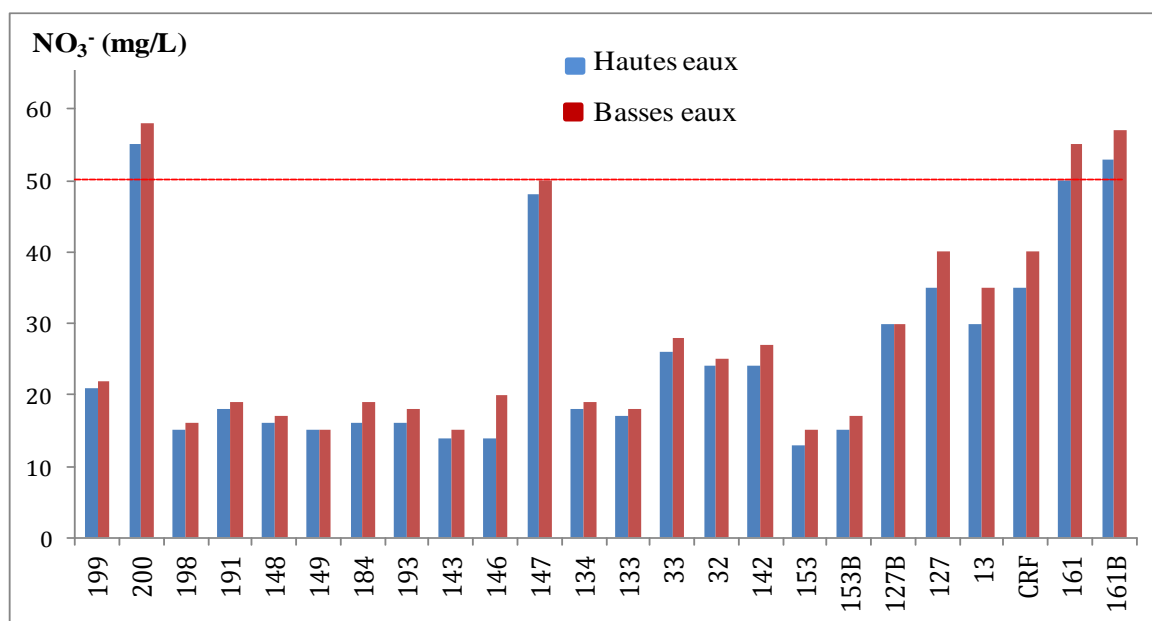


Figure V.13. Concentrations de nitrates dans la nappe de Nador (2011)

Dans la suite de ce travail, nous analysons les données physico-chimiques de la période des hautes eaux (Septembre 2011).

V.4.4. Evolution de la chimie en fonction de la distance à la mer

Pour mettre en évidence l'influence de l'éloignement à la côte sur la qualité des eaux souterraines, nous avons choisi un alignement de 6 puits, perpendiculaire à la ligne du rivage et parallèle à l'écoulement de la nappe (figure V.14).

La figure présente l'évolution de la CE, des chlorures et du sodium en fonction de la distance des puits à la mer. Elle montre une chute importante de la conductivité électrique et des sels de chlorures et du sodium. Cette chute est très marquée dans les deux premiers kilomètres de la côte : on passe de 6025 à 2275 $\mu\text{S}/\text{cm}$ pour la CE, de 2625 à 485 mg/L pour les chlorures et de 1810 à 335 mg/L pour le sodium. Ceci indique un probable influence des intrusions marines dans le secteur côtier, avec un mélange entre les eaux marines et les eaux douces dont le degré d'influence dépend de l'éloignement à la côte.

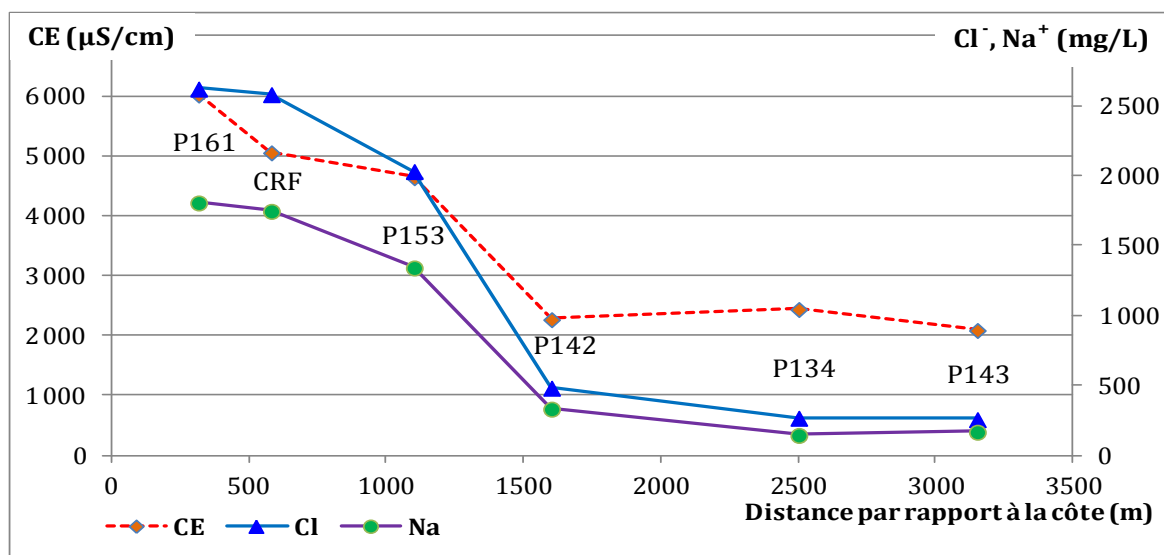


Figure V.14. Evolution de la conductivité électrique, des chlorures et du sodium en fonction de la distance à la mer (Septembre 2011)

V.4.5. Evolution de la chimie en fonction du pompage

Dans le cadre de ce travail, nous avons effectué trois essais de pompage sur les puits P13, P153 et P161, au moyen des motopompes des agriculteurs, dans le but d'examiner l'effet de l'exploitation de la nappe sur la conductivité électrique et sur la profondeur de l'eau (piézométrie), au mois d'Avril 2012. Le débit pompé est entre 1.5 à 2 L/s.

Il en ressort des résultats de pompage que le niveau de la nappe plio-quaternaire subit un rabattement entre - 2.35 et - 2.93 m et que la minéralisation totale de l'eau accuse des hausses entre + 380 et + 1840 μS/cm au niveau de ces puits côtiers. C'est le puits P161 le plus proche de la mer (315 m) qui a montré l'augmentation la plus importante. Ceci plaide en faveur d'une salinisation des eaux souterraines par des entrées d'eau marine, accentuées par les pompages sous l'effet du phénomène de l'upconing (tableau V.5).

Tableau V.5. Evolution de la conductivité électrique en μS/cm en fonction du pompage

	P13		P153		P161	
	N. piézo. (m)	CE (μS/cm)	N. piézo. (m)	CE (μS/cm)	N. piézo. (m)	CE (mS/cm)
Avant pompage	+ 1.72	3740	+ 2.62	4830	+ 1.34	5690
12 heures de pompage, avec des interruptions	- 0.85	4900	+ 0.27	5210	- 1.59	7530
Différence	- 2.57	+ 1160	- 2.35	+ 380	- 2.93	+ 1840

Il ressort de ces essais que sous l'effet de l'exploitation par des pompages intenses et fréquents, la zone de transition eau douce/eau salée subit probablement un déplacement vers l'intérieur des terres ainsi qu'une remontée vers les crépines des motopompes des puits en exploitation « phénomène d'upconing ». Cela a pour conséquence une salinisation de l'eau pompée, qui dépend étroitement du débit d'exploitation et de la distance du point d'eau à la côte.

V.4.6. Facies chimique

Pour la détermination des faciès chimiques des eaux des points d'eau de la plaine de Nador, nous avons utilisés la formule caractéristique. Le type d'eau sera connu à partir des cations et des anions en % de mq/L, qui sont supérieurs à 25 %. Les cations sont situés à la base, tandis que les anions sont en ci-dessus. En outre, la valeur de TDS est mise mg/L et l'unité de pH en tant que valeur de la formule :

$$TDS \left(\frac{mg}{L} \right) \frac{(NO_3.SO_4.Cl.HCO_3) \text{ en } \% \text{ mq/L}}{(Ca.Na.Mg.K) \text{ en } \% \text{ mq/L}} pH$$

Le tableau V.6 montre trois (03) différents faciès chimique dans la nappe de Nador, selon la formule caractéristique hydrochimique pour la période des basses eaux 2011. L'amont de la nappe est prédominé par le faciès bicarbonaté-calcique (HCO_3 -Cl — Ca-Na, en 50 % du total des échantillons), le secteur sud-est au centre de la plaine est prédominé par le faciès chloruré-calcique et sulfaté-calcique (SO_4 -Cl — Ca-Na et Cl- HCO_3 — Ca-Mg, en 16.67 % du total des échantillons) et finalement la zone près de la côte est prédominée par le faciès chloruré-sodique (Cl — Na, en 33.33 %).

La carte de la répartition des faciès chimiques des eaux souterraines de la nappe plio-quaternaire de Nador montre surtout l'influence des eaux marines et la lithologie des formations géologiques sur les types de faciès (figure V.15). En effet, les formations calcaires du Pliocène (Astien) bordant la nappe sont responsable au faciès bicarbonaté-calcique des eaux de la nappe en amont de plaine, par contre l'influence la mer méditerranée au secteur aval de la plaine (secteur côtier) engendre un faciès des eaux le même que celui des eaux marines (chloruré-sodique).

Tableau V.6. Faciès chimique des échantillons de la nappe de Nador (Septembre 2011)

N° de puits	Formule caractéristique hydrochimique	Faciès
P199	$TDS (1250) \frac{HCO_3(44.16).Cl(32.63)}{Ca(56.09).Na(27.03)} pH(7.5)$	HCO ₃ -Cl-Ca-Na
P200	$TDS (1605) \frac{HCO_3(38.36).Cl(33.79)}{Ca(45.12).Na(40.00)} pH(7.9)$	HCO ₃ -Cl-Ca-Na
P198	$TDS (1145) \frac{HCO_3(38.2).Cl(37.92)}{Na(52.17).Ca(32.92)} pH(7.8)$	HCO ₃ -Cl-Ca-Na
F191	$TDS (1350) \frac{HCO_3(43.23).Cl(36.80)}{Ca(44.47).Na(43.36)} pH(7.2)$	HCO ₃ -Cl-Ca-Na
P148	$TDS (1290) \frac{Cl(39.55).HCO_3(35.68)}{Na(51.34).Ca(33.83)} pH(7.5)$	HCO ₃ -Cl-Ca-Na
P149	$TDS (1245) \frac{Cl(39.51).HCO_3(35.59)}{Na(50.13).Ca(32.94)} pH(7.3)$	HCO ₃ -Cl-Ca-Na
P184	$TDS (1290) \frac{HCO_3(44.33).Cl(35.75)}{Na(44.29).Ca(38.66)} pH(7.15)$	HCO ₃ -Cl-Ca-Na
P193	$TDS (1405) \frac{Cl(46.31).HCO_3(32.68)}{Na(44.20).Ca(34.35)} pH(7.15)$	HCO ₃ -Cl-Ca-Na
P143	$TDS (1385) \frac{Cl(41.06).HCO_3(37.17)}{Ca(43.54).Na(35.96)} pH(7.1)$	HCO ₃ -Cl-Ca-Na
P146	$TDS (1575) \frac{Cl(42.61).HCO_3(35.77)}{Ca(36.57).Na(31.80)} pH(7.15)$	HCO ₃ -Cl-Ca-Na
P147	$TDS (1395) \frac{HCO_3(41.47).Cl(35.31)}{Ca(49.65).Na(28.43)} pH(7.8)$	HCO ₃ -Cl-Ca-Na
P133	$TDS (1595) \frac{Cl(41.19).HCO_3(35.69)}{Ca(42.32).Na(33.95)} pH(7.2)$	HCO ₃ -Cl-Ca-Na
P134	$TDS (1665) \frac{Cl(38.59).HCO_3(38.21)}{Ca(38.51).Mg(30.73)} pH(7.1)$	Cl-HCO ₃ - Ca-Mg
P33	$TDS (1175) \frac{SO_4(39.06).Cl(31.19)}{Ca(46.7).Na(32.68)} pH(7.8)$	SO ₄ -Cl -Ca-Na
P32	$TDS (1215) \frac{SO_4(40.55).Cl(29.15)}{Ca(45.18).Na(34.37)} pH(7.9)$	SO ₄ -Cl -Ca-Na
P142	$TDS (1535) \frac{SO_4(44.55).Cl(29.15)}{Ca(45.18).Na(34.37)} pH(7.25)$	SO ₄ -Cl -Ca-Na
P153	$TDS (3205) \frac{Cl(72.74)}{Na(68.39)} pH(7.9)$	Cl-Na
P153B	$TDS (3245) \frac{Cl(72.52)}{Na(68.77)} pH(7.9)$	Cl-Na
P127B	$TDS (2295) \frac{Cl(72.62)}{Na(67.47)} pH(7.8)$	Cl-Na
P127	$TDS (2315) \frac{Cl(73.92)}{Na(69.15)} pH(7.9)$	Cl-Na
P13	$TDS (3215) \frac{Cl(72.93)}{Na(70.25)} pH(7.6)$	Cl-Na
CRF	$TDS (3395) \frac{Cl(79.9)}{Na(78.12)} pH(7.9)$	Cl-Na
P161	$TDS (4055) \frac{Cl(77.22)}{Na(78.83)} pH(7.8)$	Cl-Na
P161B	$TDS (4050) \frac{Cl(77.52)}{Na(77.56)} pH(7.8)$	Cl-Na

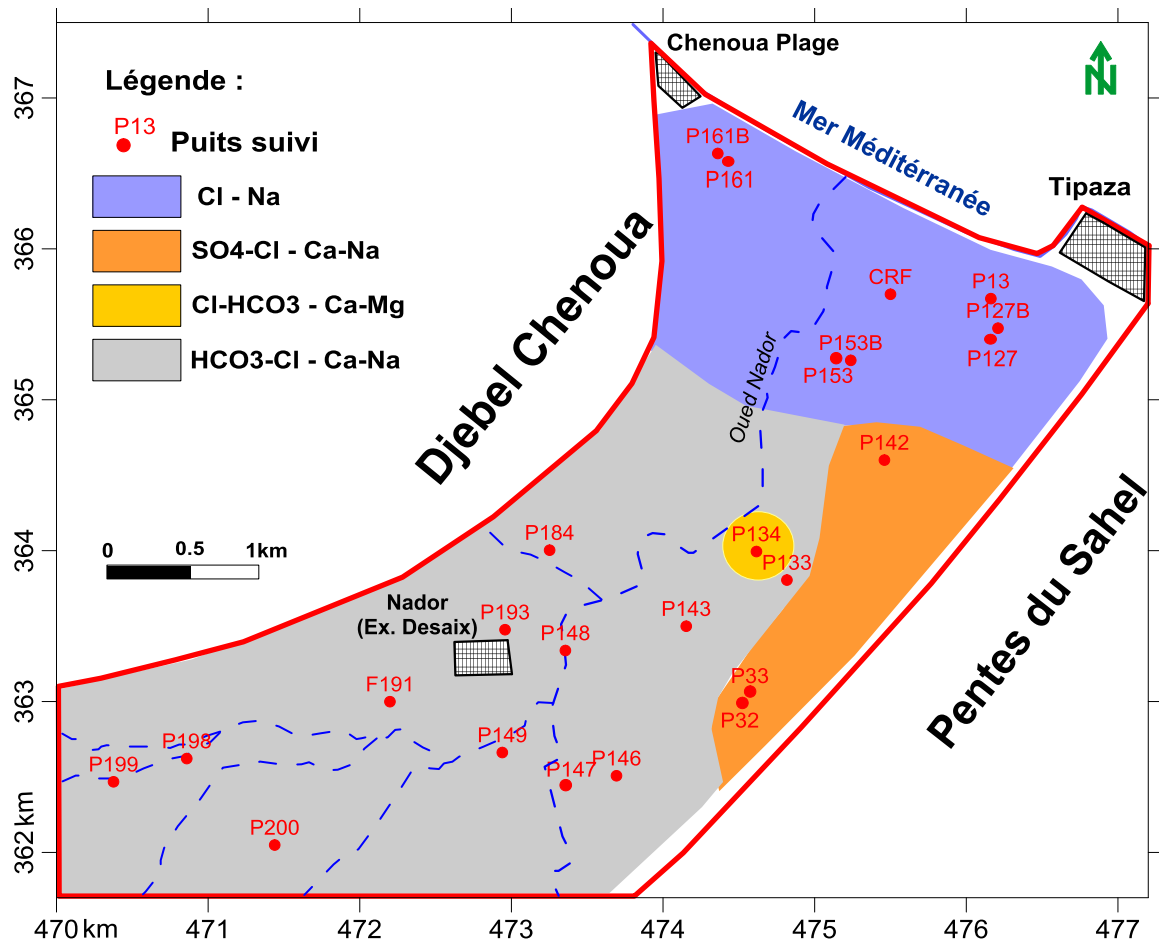


Figure V.15. Carte de la répartition spatiale des faciès chimiques de la nappe de Nador (Septembre 2011)

V.4.7. Aptitude des eaux à l'alimentation et à l'irrigation

Concernant l'aspect qualitatif des eaux souterraines utilisées dans l'alimentation quotidienne surtout pour les populations rurales, le tableau V.2 montre que la majorité des puits analysés ont des concentrations dépassant les normes OMS de potabilité (OMS 2006): 100% des puits ont une conductivité électrique supérieure à 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 58 % et 41 % dépassent la norme des chlorures et de sodium respectivement. Les chlorures et sodium, indiquent plutôt une salinisation de la nappe par des entrées d'eau marine. La consommation humaine de ces eaux chargées en sels et nitrates pourrait provoquer un certain nombre de maladies (méthémoglobinémie, cancers de l'estomac ou du foie, tension artérielle,...).

Pour la qualité de l'eau souterraine utilisée dans l'irrigation des cultures, nous avons reportés les 24 puits suivis sur le digramme de Riverside (Richards et al. 1954).

La figure V.16 montre que les eaux des 24 puits appartiennent aux classes C3S1, C4S1, C3S2, C4S2, C4S4, et C5S4. Les puits situés dans les 2 premiers kilomètres du rivage, appartiennent aux classes C4S4 et C5S4 (environ 33.33 % des points d'eau), ceci indique que les eaux de ces puits sont fortement minéralisées, et ces eaux sont déconseillées pour l'irrigation. Les classes C4S1, C4S2 (P142, P134, P146 et P200): représentent les eaux médiocres fortement minéralisées, susceptibles de convenir à l'irrigation de certaines espèces bien tolérantes aux sels et sur des sols bien drainés et lessivés. Le reste des puits, appartiennent aux classes C3S1 et C3S2 sont d'une qualité admissible pour l'irrigation des cultures tolérantes aux sels, sur des sols bien drainés ou de bonne perméabilité et la salinité doit être contrôlée. Ils sont situés au-delà de 2 km par rapport à la mer.

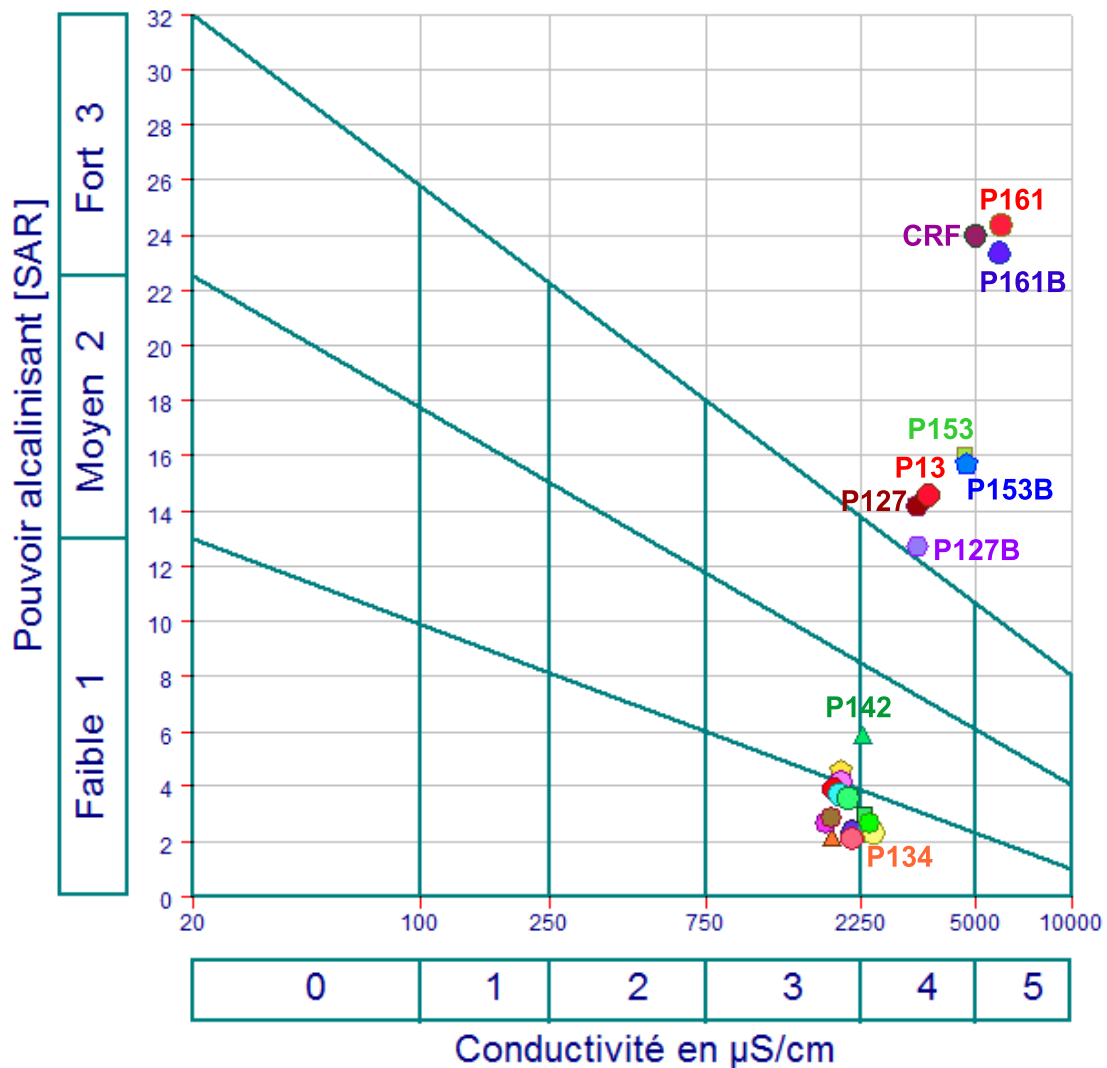


Figure V.16. Représentation des 24 puits suivis sur le diagramme de Riverside (Septembre 2011)

V.4.8. Les embruns marins

Les travaux effectués sur les apports des embruns marins dans le secteur côtier d'Alger en 1956 montrent des teneurs non négligeables. Les quantités de sels les plus élevées, sont observées dans la zone la plus proche de la mer à une distance moins de 3 km, avec des masses de 25 kg/ha de Cl et 17,7 kg/ha de Na. Ces apports par les embruns marins peuvent être restitués facilement à la nappe par des mesures de concentrations de Cl de pluies dans le cas où le sol est très perméable (cas des sols de minéraux bruts), comme ils peuvent être fixés par le sol dans le cas où celui-ci présente une mauvaise perméabilité (cas des sols argileux). La proximité de la mer a une influence sur la salinité par l'intermédiaire des pluies chargée de chlorures et des embruns marins (Margat 1961).

Dans cette zone d'étude, nous avons effectués des mesures sur les concentrations des chlorures dans les eaux de précipitations, pour des distances de 1, 2 et 3 km par rapport au rivage. Les mesures donnent une valeur moyenne de 14.8 mg/L (Avril 2012). nous avons exploité cette donnée pour l'utiliser à l'estimation de la recharge naturelle de cette nappe par les précipitations, à l'aide de la méthode de balance de masse de chlorure ; connue sous l'appellation de la méthode CMB.

$$GWR = P \times \frac{[Cl]_p}{[Cl]_{gw}} \quad (\text{mm})$$

GWR: recharge de la nappe en mm

P: moyenne annuelle des précipitations en mm, soit 541.1 mm

$[Cl]_p$: Concentration des Chlorures dans les précipitations en mg/L.

$[Cl]_{gw}$: Concentration des Chlorures dans les eaux de la nappe en mg/L.

Dans la région d'étude, les concentrations des chlorures dans les eaux souterraines pour le même période (Avril 2012) est de 236.9 mg/L (pour la zone amont de la plaine), ce qui donne une valeur moyenne des chlorures de 222.1 mg/L (en éliminant les concentrations des chlorures des précipitations). Cela donne une valeur moyenne annuelle de la recharge de cette nappe de 36 mm/an (soit 6.7 % des précipitations). Cette valeur est approximativement proche de la valeur trouvée par la méthode du bilan hydrique.

V.5. Identification des processus hydrogéochimiques

Plusieurs diagrammes peuvent être utilisés pour la représentation graphique des analyses physico-chimiques des eaux et permettre l'identification hydrogéochimique des réactions chimiques qui gouvernent la salinisation des eaux. Dans ce travail nous avons utilisé deux diagrammes (Piper modifié et Chadha).

- Le diagramme de Piper permet de représenter le faciès chimique d'un ensemble d'échantillons d'eaux. Ce type de diagramme est particulièrement adapté pour étudier l'évolution du faciès des eaux et pour distinguer les groupes d'échantillons (Montety et al. 2008). Ce diagramme est aussi utilisé pour l'appréciation de l'intrusion marine dans les nappes côtières. Kelly 2005 a construit un diagramme pour l'identification de l'intrusion marine qui contient 7 différents secteurs de classement de l'eau, de l'eau douce jusqu'à l'eau de mer (Milnes et al. 2004 ; Arslan 2012 ; Bouderbala et al. 2014 ; Bouderbala 2015a).

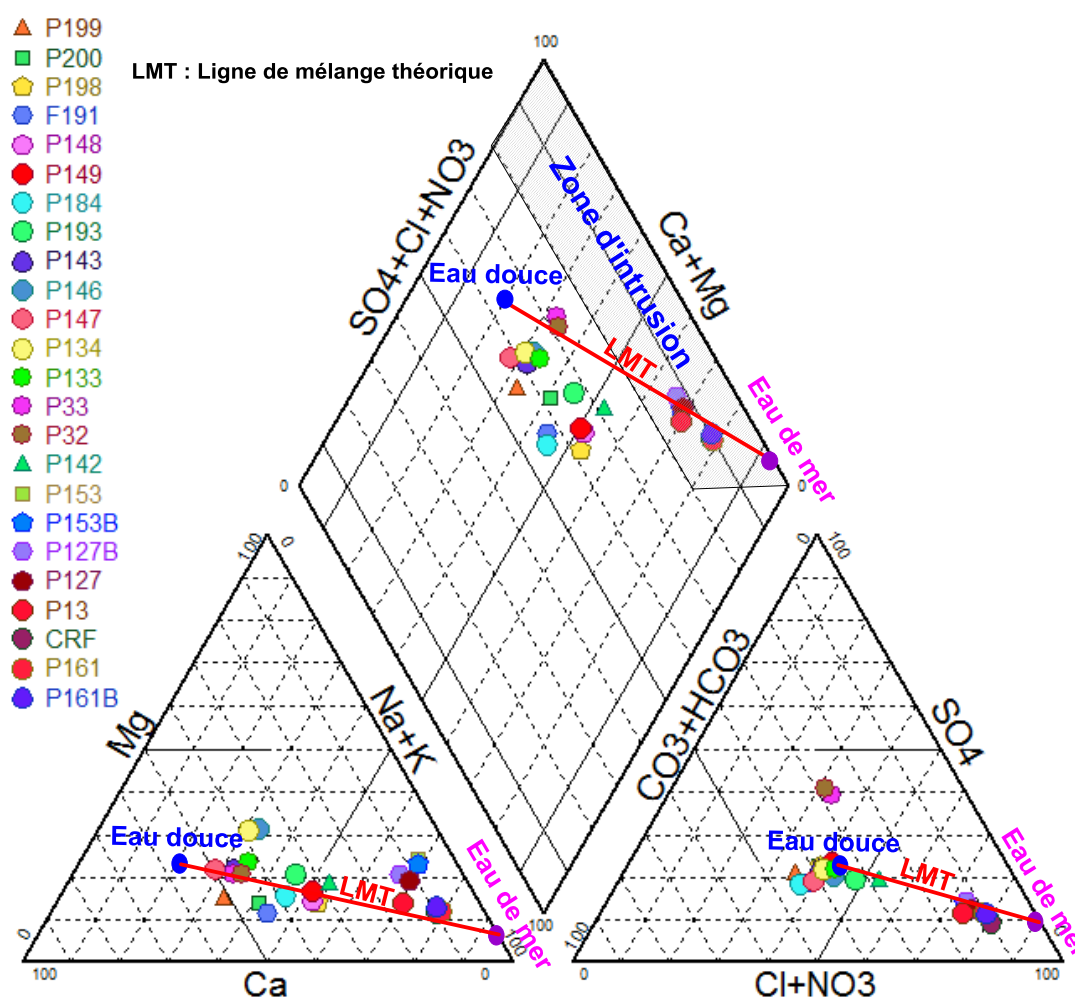


Figure V.17. Représentation des résultats des analyses sur le diagramme de Piper (Septembre 2011)

La projection des résultats des analyses des échantillons d'eau souterraine de la nappe plio-quadernaire de Nador (Septembre 2011) sur le diagramme de Piper modifié (figure V.17) indique que les puits de la frange côtière suivent la ligne de mélange théorique eau douce-eau salée, dont certains sont à l'intérieur de la zone d'intrusion, ce qui confirme le processus de mélange entre les deux liquides; il concerne les puits situés près de la mer. Ce diagramme permet de déterminer les puits touchés par l'intrusion marine (P153, P153B, P127, P127B, P13, PCRf, P161 et P161B).

- Le diagramme de Chadha (Chadha 1999) est une version modifiée des diagrammes de Piper et de Durov (figure V.18). C'est un diagramme hydrochimique proposé pour la classification des eaux naturelles et l'identification des processus hydrochimiques ; il est construit sur la plupart des logiciels de calcul. Dans ce diagramme, on utilise la différence des milliéquivalents en pourcentage entre les alcalino-terreux ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) et les alcalins ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) exprimée en pourcentage est représentée sur l'axe des abscisses X, et la différence des milliéquivalent en pourcentage entre les anions ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$) et ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$) représentée sur l'axe des ordonnées Y.

L'intersection entre ces différences de pourcentages en X et Y définit le caractère global de l'eau selon les huit (08) critères proposés par l'auteur (Chadha 1999).

1. Les alcalino-terreux dépassent les alcalins ;
2. Les alcalins sont supérieurs aux alcalino-terreux ;
3. Les anions ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$) dépassent les anions ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$) ;
4. Les anions ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$) dépassent les anions ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$) ;
5. (+X , +Y) champ où les alcalino-terreux et les anions ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$) excèdent les alcalins et les anions ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$) respectivement ; on a des eaux de type $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ qui sont des eaux de recharge (les processus de dissolution des minéraux carbonatés prédominent) ;
6. (+X , -Y) les alcalino-terreux et les anions ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$) excèdent les alcalins et les anions ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$) respectivement ; on obtient des eaux de type CaCl_2 indiquant que les phénomènes d'échange de base inverse prédominent ;
7. (-X , -Y) champ où les alcalins et les anions ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$) dominent les alcalino-terreux et les anions ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$) respectivement ; les eaux sont donc de type NaCl ; ce qui exprime un mélange avec les eaux salées (intrusion marine ou effet des

embruns marins). Cette eau crée généralement des problèmes de salinité à la fois dans l'irrigation et à la consommation humaine ;

8. (-X , +Y) les alcalins et les anions ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$) excèdent les alcalino-terreux et les anions ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$) respectivement ; on obtient des eaux de type NaHCO_3 expriment la prédominance des phénomènes d'échange de base. Ces eaux déposent le résiduel du carbonate de sodium dans le cas de l'irrigation, ce qui cause des problèmes de moussage.

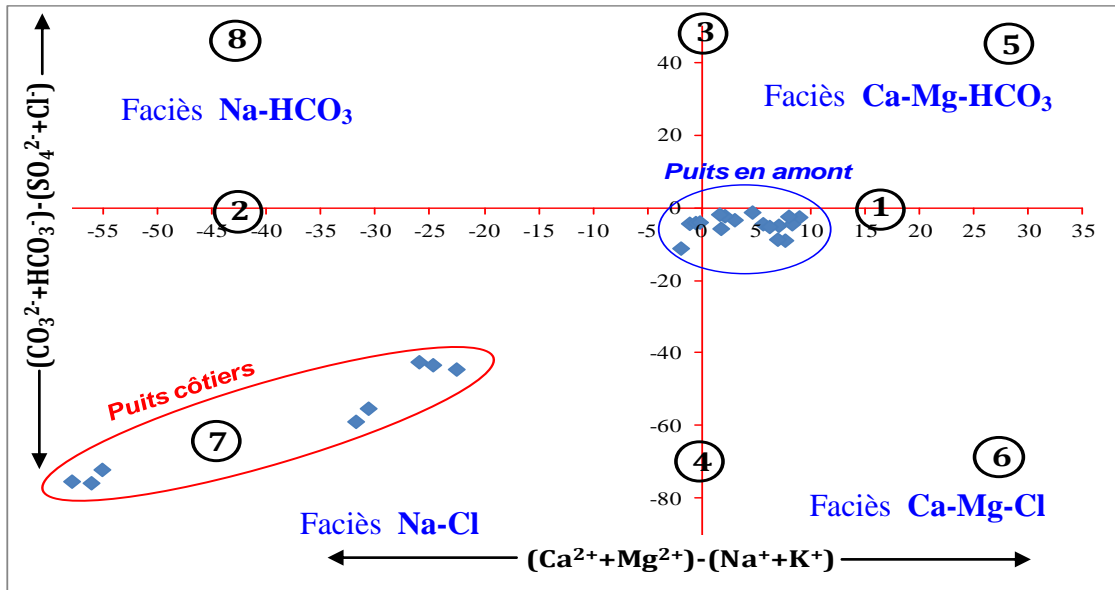


Figure V.18. Représentation des analyses d'eau sur le diagramme de Chadha (Septembre 2011)

La représentation des résultats des analyses d'eau de la nappe de Nador (Septembre 2011) sur le diagramme de Chadha montre que les échantillons sont généralement localisés sur l'axe 1 et au champ 7. Les puits situés en amont de la plaine, soit 67 % des échantillons ont une tendance vers l'axe 1, soit un enrichissement aux ions Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- et Cl^- ce qui est liée aux échanges eau-roche, il concerne la zone de recharge (Chadha 1999). Le reste des échantillons soit 33 % se converge vers l'axe 7, il s'agit surtout les puits côtiers (P127B, P127, P13, P153, P153B, CRF, P161 et P161B), avec une dominance des ions Na^+ et Cl^- dans d'eau. Cela est expliqué probablement par l'intrusion marine, dont le degré de salinisation est important au niveau des puits les plus proches à la côte (CRF, P161 et P161B), et ce sont des eaux de type NaCl .

V.5.1 Rapports ioniques

Les rapports ioniques sont souvent utilisés pour la détermination de la source de salinité des eaux souterraines (Pulido-Leboeuf et al. 2003, Pulido-Leboeuf 2004; El Moujabber et al. 2006, Lee and Song 2007, Mondal et al. 2010, Gurunadha Rao et al. 2013, Zghibi et al. 2013). Dans ce travail nous avons utilisé cinq rapports ioniques : rCa^{2+}/rNa^+ , rMg^{2+}/rCa^{2+} , $rCl^-/rHCO_3^-$, rCa^{2+}/rCl^- , et rSO_4^{2-}/rCl^- (en meq/L). Dans les systèmes aquifères côtiers en contact direct avec la mer, le risque de salinisation des eaux douces est possible surtout dans le cas de mauvaise gestion des eaux souterraines. Lorsque l'eau de mer pénètre dans les aquifères côtiers, un échange entre les cations et les anions peut se produire (Saxena et al. 2003). Ces rapports peuvent aider à la détermination des tels échanges entre les éléments chimiques, et de déterminer les sources de salinité des eaux souterraines dans une nappe.

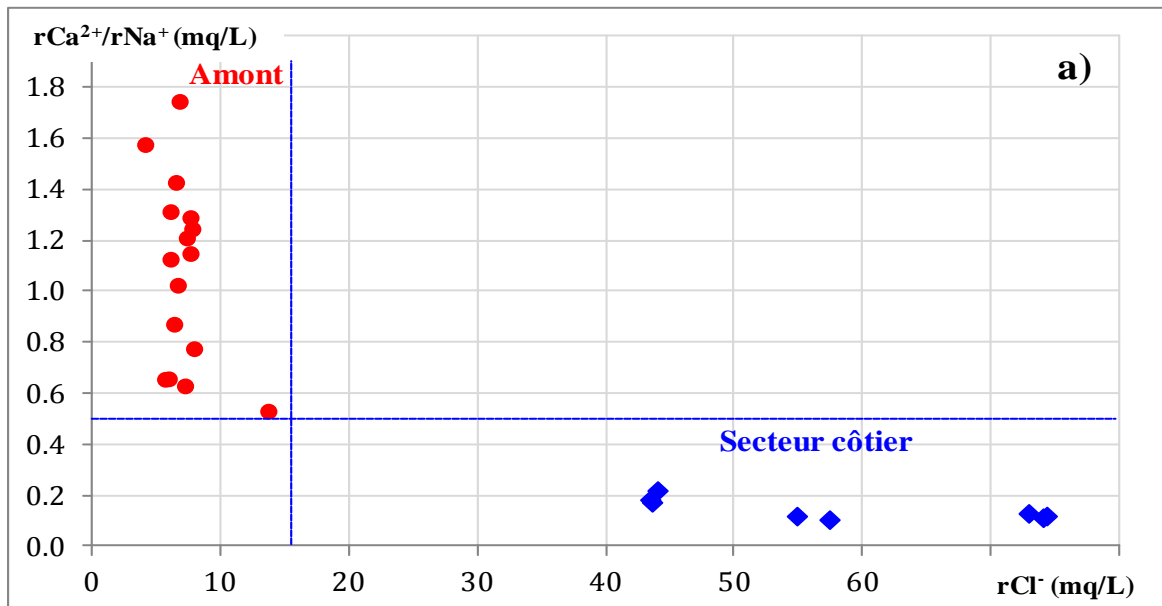
Le rapport rCa^{2+}/rNa^+ (figure V.19a) peut refléter le degré de mélange de l'eau de mer. La relation entre rCa^{2+}/rNa^+ en fonction de rCl^- des échantillons d'eau de la nappe montre généralement une diminution quand la concentration de Cl^- augmente. Le graphe montre aussi que les teneurs en Cl^- et Na^+ augmentent simultanément, contrairement aux teneurs en Ca^{2+} qui diminuent lorsque les chlorures augmentent, ce qui pourrait indiquer l'influence de l'eau de mer dans les puits côtiers sous l'effet des échanges ioniques. Alors que pour le secteur de recharge de la nappe (secteur amont), ce rapport est supérieur à 0.5 se qui s'explique par l'enrichissement de calcium par rapport au sodium, avec des échanges ioniques dans l'aquifère Astien formé essentiellement par des grès et des calcaires.

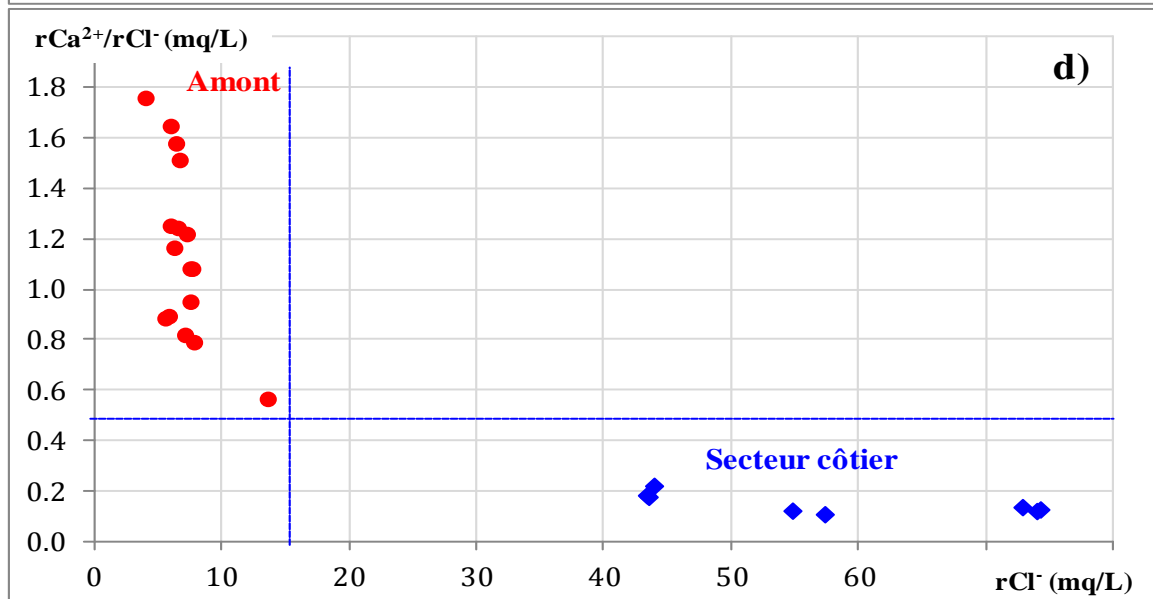
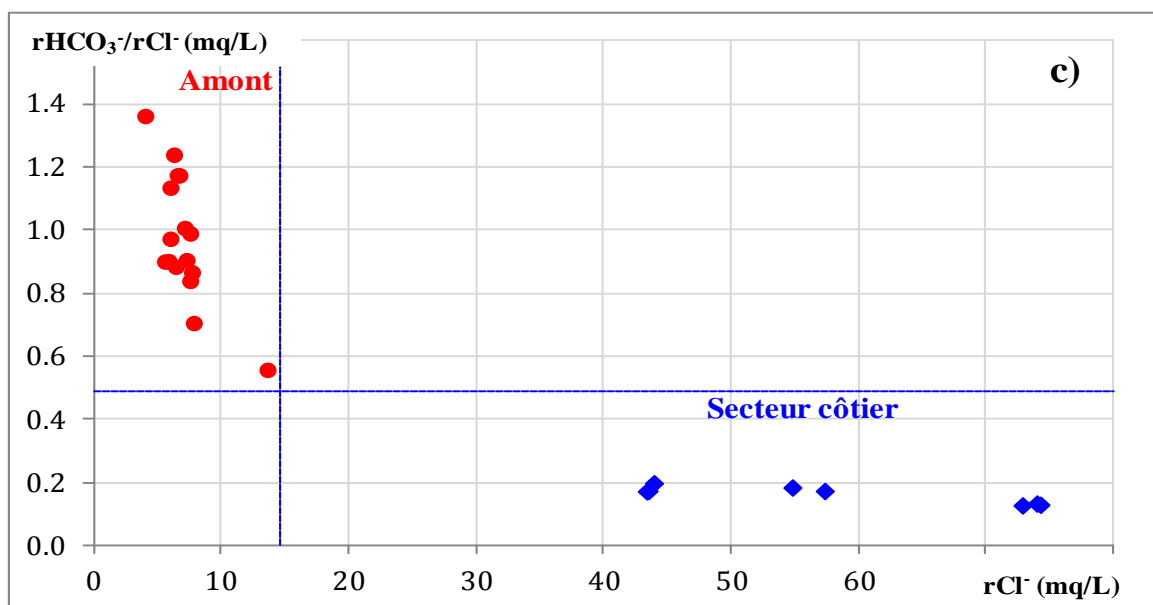
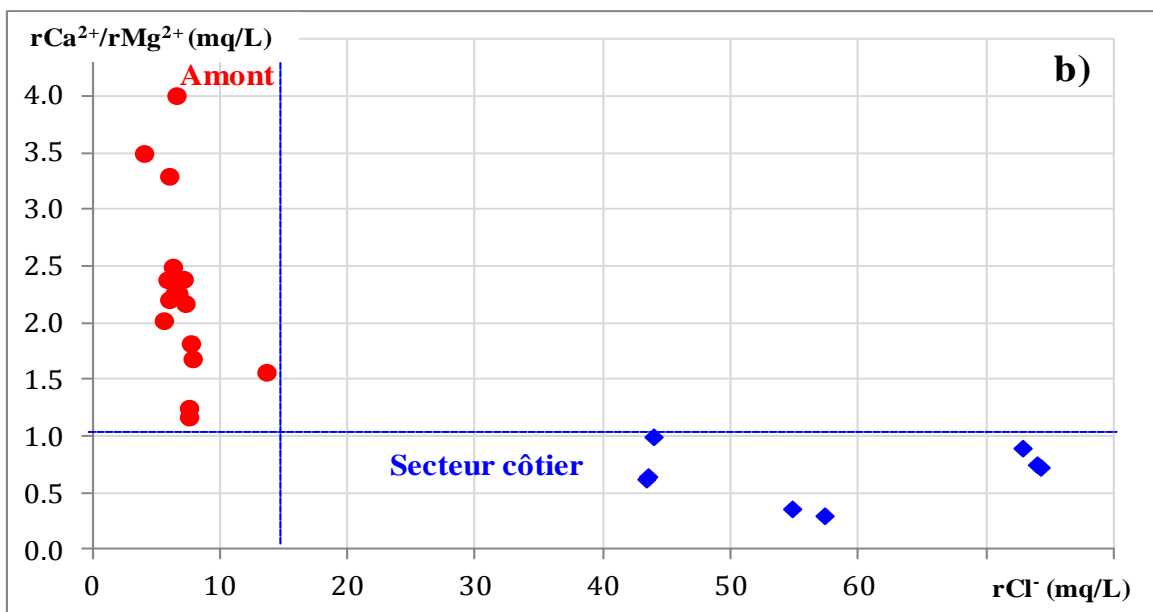
La valeur du rapport rCa^{2+}/rMg^{2+} est entre 0.5 et 0.2 pour l'eau de mer, tandis que pour l'eau douce varie entre 1 et 5 (Vengosh et Ben-Zvi 1994, Pulido-Bosch 2007). Le rapport rCa^{2+}/rMg^{2+} dans la nappe pour la période des basses eaux (Septembre 2011) montre que l'eau des puits situés loin de la côte est légèrement douce, avec des rapports entre 1 et 4 (soit 66.67 % des points d'eau) ce qui s'explique par l'enrichissement en calcium par rapport au magnésium, alors que pour les puits côtiers les rapports rMg^{2+}/rCa^{2+} sont compris entre 0.3 et 1 (soit 33,3 % des points d'eau) montrant l'effet probable de l'intrusion marine dans cette nappe, ainsi que aux échanges de cations inverses dans la nappe. L'enrichissement en magnésium et l'appauvrissement en calcium sont dus essentiellement aux réactions d'échange ionique, caractéristiques des mouvements de mélange eau douce - eau de mer (Gemail et al. 2004 ; Andersen et al. 2005 ; Ben Hamouda et al. 2009 ; Kouzana et al. 2010) (figure V.19b).

La salinisation dans les nappes côtières pourrait être classée à l'aide du rapport $r\text{HCO}_3^-/r\text{Cl}^-$, d'après Grassi et Cortecchi (2004) ; Mtoni et al. (2013) et Kura et al. (2014) si le rapport est supérieur à 0.5 les eaux souterraines côtières ne sont pas affectées par l'intrusion marine, si le rapport est entre 0.2 et 0.5 les eaux sont moyennement affectées par les eaux marines et si le rapport est inférieur à 0.2 les eaux sont fortement affectées par les eaux marines. Pour notre cas d'étude, on voit clairement que le rapport $r\text{HCO}_3^-/r\text{Cl}^-$ pour les puits côtiers est inférieur à 0.2 ce qui confirme que le secteur côtier est affectué par l'intrusion marine. Cependant, pour le secteur amont de la plaine, le rapport est supérieur à 0.5 ce qui indique que ce secteur est loin du problème de l'intrusion marine (figure V.19c).

Le rapport $r\text{Ca}^{2+}/r\text{Cl}^-$ montre que les eaux des puits amont ayant des rapports supérieur à 0.5, les eaux de la nappe de ce secteur sont en générale à dominance de calcium. Cependant pour le secteur côtier ce rapport est inférieur à 0.2 (figure V.19d)

Le rapport ionique $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$ montre généralement des valeurs supérieures à 0.3 pour le secteur amont, et des rapports inférieurs à 0.3 pour le secteur côtier à cause des concentrations élevés des chlorures (figure V.19e).





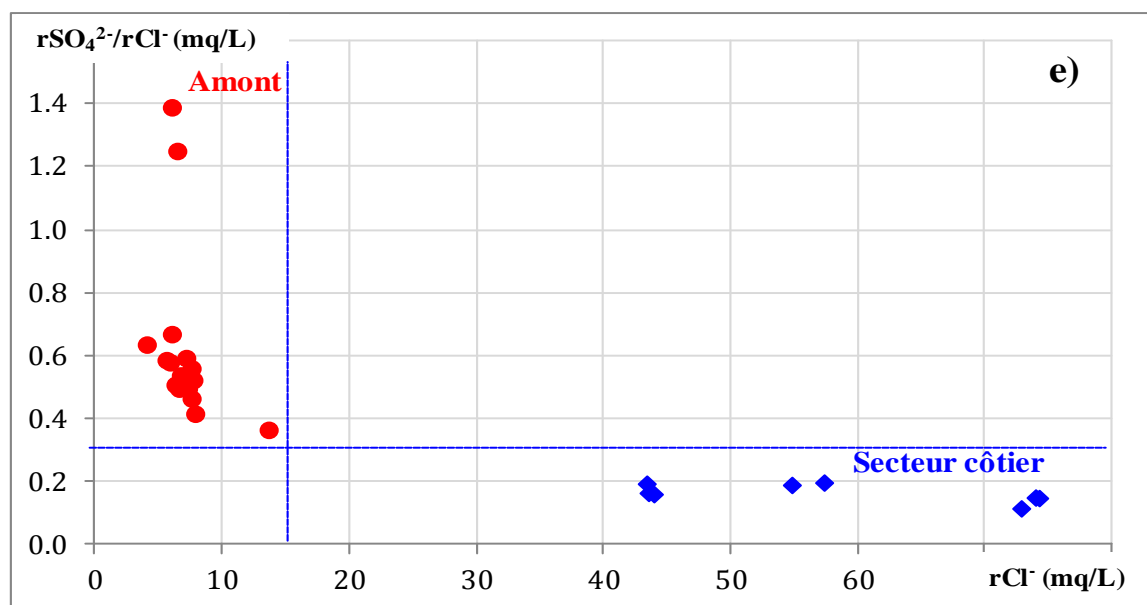


Figure V.19 a-e. Rapports ioniques des eaux souterraines en fonction de rCl⁻ (Septembre 2011)

V.5.2 Deltas ioniques

Les fortes minéralisations rencontrées dans les aquifères côtiers peuvent avoir aussi d'autres origines, naturelles ou anthropiques, par exemple dissolution d'halite et gypse, concentration par évaporation, lessivage de la zone non saturée, pollutions, aérosols marins entre autres (El Mansouri et al. 2003 ; Bouchaou et al. 2008 ; Cidu et al. 2009 ; Bouragba et al. 2011). La distinction des différents mécanismes de la salinisation permet de reconstituer l'origine des eaux souterraines, leurs cheminements et d'imaginer leurs futures évolutions. Parmi les critères géochimiques qui peuvent aider à identifier l'intrusion de l'eau de mer par opposition à d'autres sources de salinité en zones côtières sont les deltas ioniques. Pour l'identification des processus géochimiques responsables à l'évolution de la minéralisation observée dans l'aquifère de Nador, des corrélations entre les éléments majeurs (Na⁺, Mg²⁺ et Ca²⁺) en fonction du Cl⁻ ont été effectuées afin d'identifier les processus géochimiques qui contribuent à la salinisation des eaux souterraines dans cet aquifère. L'état de saturation des minéraux qui réagissent dans l'aquifère pendant la période de basses eaux 2011 a été aussi calculée. Le calcul de l'indice de saturation a été réalisée par la formule $SI = [\log (Q)] / [\log (K_s)]$. Les valeurs de l'indice de saturation de l'halite, la calcite, l'anhydrite, la dolomite et le gypse simulé au moyen du logiciel thermodynamique PHREEQ (Parkhurst et al. 1999) sont rassemblées dans le tableau V.7.

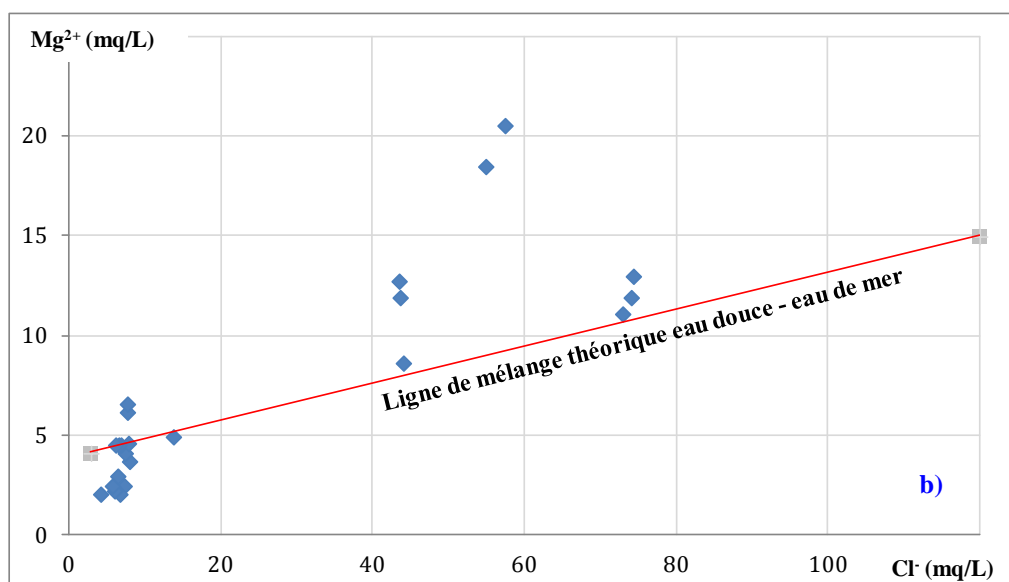
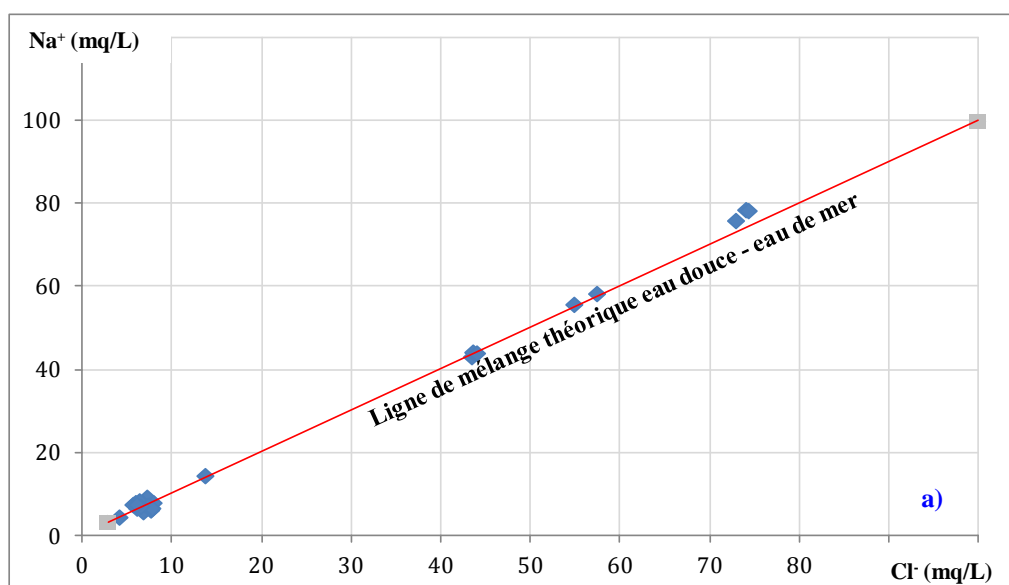
Tableau V.7. Delta ionique, indice de saturation et % de l'eau marine dans des eaux de la nappe de Nador (Septembre 2011)

N° de puits	Delta ionique			Indice de saturation (IS)					% Eau de mer
	ΔNa^+	ΔCa^{2+}	ΔMg^{2+}	<i>Anhyd</i>	<i>Calcite</i>	<i>Dolom.</i>	<i>Gypse</i>	<i>Halite</i>	
P199	0.07	2.16	-6.25	-1.58	0.61	0.81	-1.36	-6.43	0.01
P200	0.32	2.51	-6.11	-1.42	1.07	1.76	-1.2	-6.1	0.29
P198	1.83	0.77	-6.01	-1.5	0.89	1.53	-1.28	-5.88	0.51
F191	1.08	3.14	-6.39	-1.48	0.48	0.49	-1.26	-5.98	0.40
P148	1.76	0.21	-6.19	-1.6	0.45	0.64	-1.38	-6.02	0.27
P149	1.60	-0.08	-5.92	-1.63	0.21	0.24	-1.41	-6.07	0.21
P184	1.79	2.30	-5.47	-1.54	0.39	0.51	-1.32	-5.98	0.35
P193	-0.16	1.10	-4.82	-1.59	0.17	0.25	-1.37	-5.91	0.64
P143	-0.26	3.82	-4.38	-1.43	0.34	0.48	-1.21	-6.12	0.53
P146	-1.62	2.11	-2.33	-1.54	0.28	0.63	-1.32	-6.06	0.59
P147	-1.23	5.14	-3.93	-1.4	1.15	2.08	-1.18	-6.12	0.43
P33	-1.53	3.11	-1.92	-1.43	0.34	0.71	-1.21	-6.03	0.59
P32	-1.32	3.26	-3.91	-1.42	0.41	0.69	-1.2	-6	0.61
P134	0.35	5.14	-3.91	-1.08	0.97	1.72	-0.86	-6.06	0.37
P133	1.19	4.91	-3.89	-1.08	1.07	1.92	-0.86	-6.06	0.29
P142	0.74	2.44	-3.92	-1.41	0.44	0.82	-1.19	-5.43	1.74
P153	2.13	-0.33	9.20	-1.45	0.92	2.51	-1.23	-4.27	10.03
P153B	1.99	0.25	7.29	-1.44	0.97	2.53	-1.22	-4.31	9.55
P127B	0.50	1.83	2.19	-1.37	0.87	2.08	-1.16	-4.53	7.38
P127	1.45	1.57	1.36	-1.45	0.96	2.25	-1.23	-4.49	7.41
P13	0.82	3.56	-1.96	-1.35	0.83	1.75	-1.13	-4.49	7.49
CRF	4.66	2.97	-1.16	-1.37	1.1	2.38	-1.15	-4.05	12.97
P161	6.17	1.94	-0.40	-1.31	0.97	2.2	-1.09	-4.04	13.18
P161B	5.67	2.43	0.65	-1.3	0.98	2.24	-1.08	-4.04	13.24
Eau de mer	-	-	-	-0.70	0.61	1.68	-0.50	-2.47	100

Les corrélations entre les ions Na^+ , Mg^{2+} et Ca^{2+} en fonction des Cl^- montrent des valeurs positives. La haute corrélation existante entre Na^+ et Cl^- pour la majorité des échantillons indique probablement la même origine ($r = 0.99$), une moyenne corrélation est aussi observée entre Mg^{2+} et Cl^- ($r = 0.85$), tandis que la corrélation $\text{Ca}^{2+} - \text{Cl}^-$ est faible ($r = 0.25$) comme les montrent les figures V.20a, b et c.

La relation entre les deltas ioniques des ions majeurs (ΔNa^+ , ΔMg^{2+} et ΔCa^{2+}) en fonction des Cl (en mq/L) (figure V.20d) montre que les valeurs de ΔMg^{2+} et ΔNa^+ indiquent une nette augmentation lorsque les concentrations des Cl^- dépassent 10 mq/L. Cependant, les valeurs de ΔCa^{2+} ne présentent pas une augmentation remarquable lorsque les teneurs en Cl dépassent 10 mq/L.

Les valeurs de ΔMg^{2+} montrent des valeurs négatives (un appauvrissement en Mg^{2+}) pour les faibles concentrations en Cl, et des valeurs positives (un enrichissement des échantillons en magnésium) avec l'augmentation des concentrations en Cl, ce qui montre que cet ion suggère des échanges remarquables de cations lorsque l'eau de mer remplace l'eau douce, ce qui pourrait être un indicateur de l'intrusion marine (Appelo et Postma 2005). Cependant, les valeurs positives de ΔCa^{2+} montrent l'effet probable du processus d'interaction eau-roche.



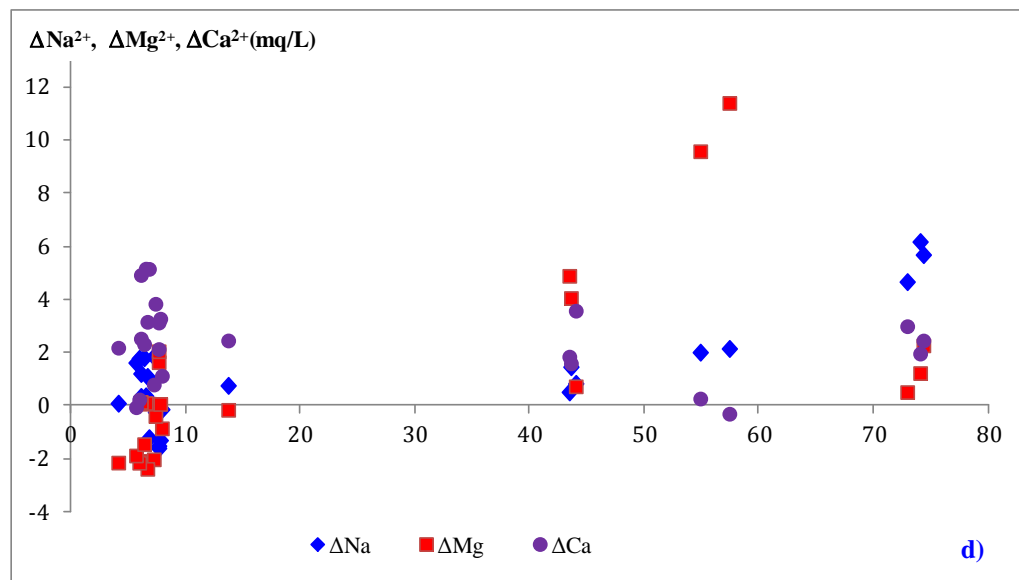
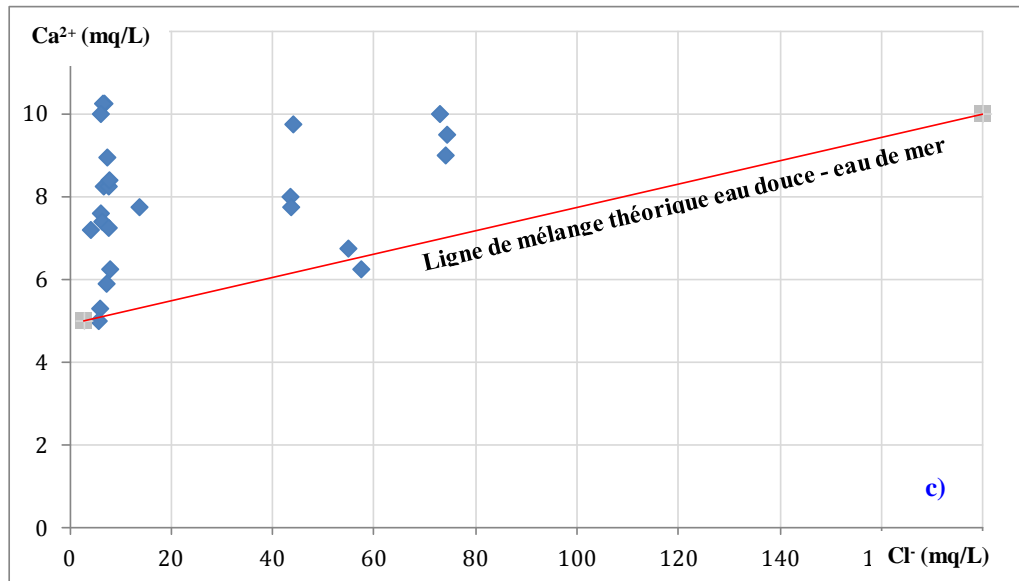


Figure V.20. Relation entre (a) $rNa^+ - rCl^-$; (b) $rMg^{2+} - rCl^-$; (c) $rCa^{2+} - rCl^-$; (d) ΔNa^+ , ΔMg^{2+} et $\Delta Ca^{2+} - Cl^-$, de l'aquifère de Nador (Septembre 2011)

Les résultats significatifs de tous les échantillons d'eau souterraine analysée (Tableau V.7) montrent que ces dernières sont sursaturées par rapport à la calcite et la dolomie ; ils sont traduits par des valeurs d'indice de saturation positives, mais ils sont plutôt sous-saturés en ce qui concerne l'halite, le gypse et l'anhydrite. Seul les minéraux carbonatés tendent à précipiter, par contre les minéraux évaporitiques sont toujours à l'état de sous-saturation ; et ils ont des valeurs négatives. Cet état de sous-saturation est le résultat d'un probable lessivage par les infiltrations efficaces vers la nappe, alors que l'état de sursaturation de ces minéraux est probablement lié aussi aux échanges entre l'eau douce et l'eau salée, comme a déjà été signalé lors du rapport ionique rMg^{2+}/rCa^{2+} .

V.5.3. Taux de mélange de l'eau de mer

La fraction d'eau de mer dans l'eau souterraine est souvent estimée en utilisant les concentrations des chlorures considérées comme un traceur chimique conservatif. Elles sont estimées par une approche permettant de calculer le taux (f) de cette contribution marine (Abou Zakhem et Hafez 2007 ; De Montety et al. 2008). Nous avons utilisé les données de l'année 1974, avant que le processus d'intrusion soit en ampleur, avec une moyenne de chlorures d'environ 160 mg/L, et la concentration de l'eau de mer dans la zone d'étude est 18 700 mg/L, pour le calcul du bilan de masse des chlorures. Cela nous a permis de tracer la carte de la distribution du taux de mélange des chlorures dans la nappe de Nador (figure V.21).

La carte montre que la contribution marine « f » dans le mélange «eau de mer - eau de la nappe» accuse des taux de mélange dépassant 12 % dans les puits les plus touchés par la salinité (cas du puits CRF, P161 et P161B), confirmant ainsi le processus de mélange de l'eau de mer et d'eau douce dans l'aquifère. Les valeurs les plus élevées remarquées dans la zone côtière diminuent dans le sens inverse vers l'amont de la plaine à mesure que l'on s'éloigne de la zone côtière, avec des pourcentages inférieurs à 1 %.

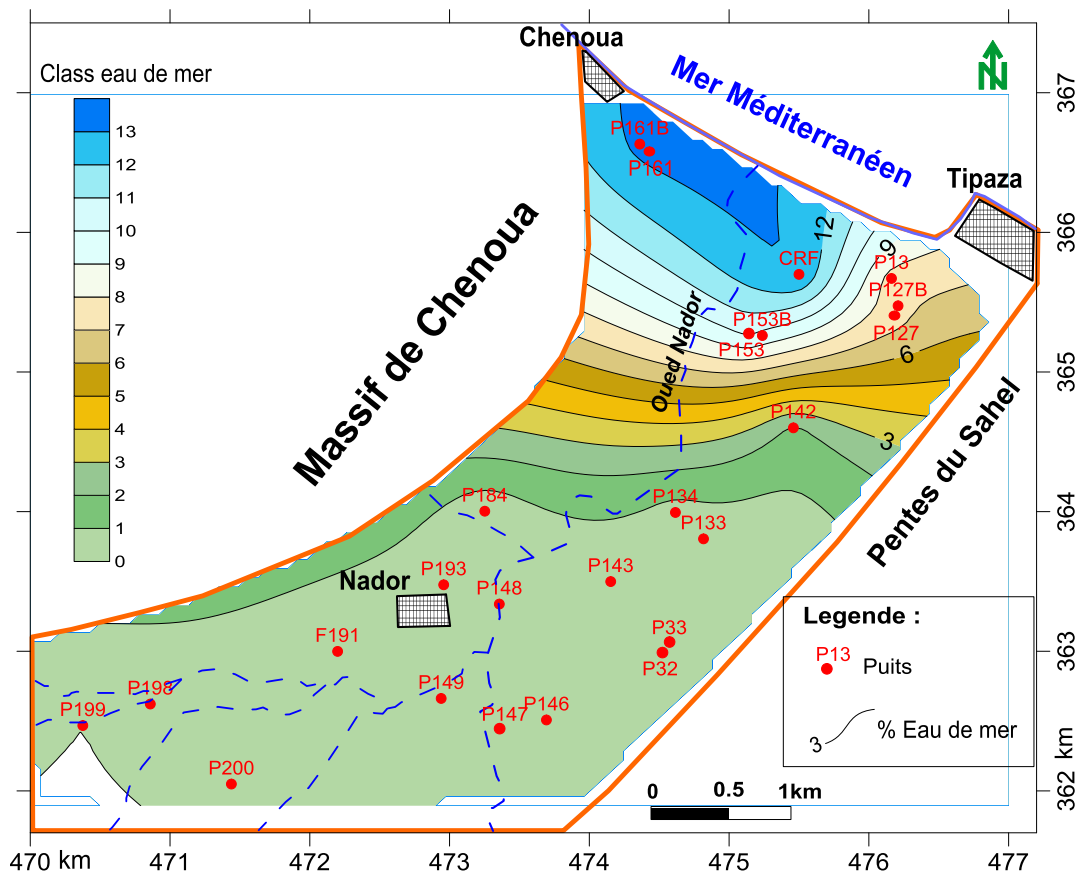


Figure V.21. Carte de la distribution du taux de mélange des chlorures dans la nappe de Nador (Septembre 2011)

V.5.4. Analyse statistique par l'ACP

Pour expliquer l'évolution du chimisme des eaux souterraines, une ou plusieurs liaisons existent entre les paramètres chimiques (variables). Il est donc intéressant de traiter les données en utilisant une méthode d'analyse multidimensionnelle comme l'Analyse en Composantes Principales (ACP). L'ACP vise à fournir une image simplifiée et plus fidèle possible du nuage des variables et individus.

Chaque échantillon d'eau d'une campagne de prélèvement constitue une unité statistique. Les différents paramètres soumis à l'analyse constituent les variables qui caractérisent ces unités statistiques.

Le traitement statistique effectué sur les ions majeurs, qui influent sur l'évolution de la minéralisation a été réalisé au moyen du logiciel Statgraphics 5.0. L'objectif de l'application de l'ACP est d'analyser les corrélations existantes entre les différents variables et d'identifier les principaux ions responsables à la salinité des eaux souterraines.

La projection des variables et des individus a été effectuée sur 2 axes principaux, qui représentent 76.75 % de la variance totale. L'approche APC se base surtout sur les deux premiers facteurs qui ont la charge la plus importante (Belkhiri et al. 2001 ; Mondal et al. 2011). La projection des variables donne une image globale sur les relations existantes entre les différents ions (figure V.22).

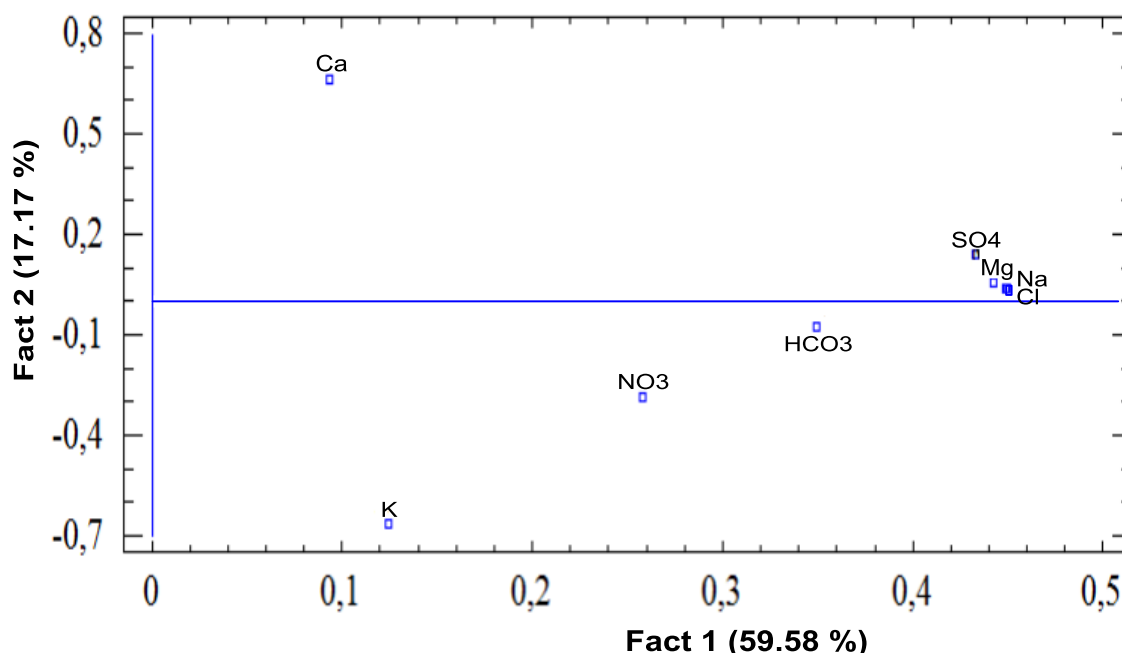


Figure V.22. Projection des variables sur les plans 1 et 2

La projection des variables montre une forte corrélation positive entre les quatre ions Na^+ , Mg^{2+} , Cl^- et SO_4^{2-} , indiquant ainsi que la salinité des eaux dans la plaine est

surtout contrôlée par ces ions. Cependant, ils sont corrélés modérément avec les autres ions HCO_3^- , NO_3^- et K^+ et Ca^{2+} .

Cette projection montre aussi que le facteur F1 prend une charge positive élevée pour tous les éléments majeurs expliquant une variance de 59.58 %. Ce facteur décrit la minéralisation des eaux souterraines par des interactions eau-roche ou eau douce-eau de mer. Alors que l'axe F2 indique que l'élément Ca^{2+} est en opposé aux éléments HCO_3^- , NO_3^- et K^+ . Cet axe décrit essentiellement la dilution des eaux souterraines par la recharge et/ou la minéralisation par l'interaction eau-sol/roche ; expliquant une variance de 17.17 %.

La projection des individus sur le plan F1 et F2 indique l'existence de deux groupes d'individus bien distincts (figure V.23). Un groupe avec des valeurs négatives sur l'axe F1, caractérise les eaux souterraines des puits situés en amont de la plaine à plus de 2 km de la côte dont la CE est inférieure à 2500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ avec des minéralisations dues essentiellement à l'interaction eau-roche. L'autre groupe montre des valeurs positives dans l'axe F1, caractérise les eaux souterraines des puits côtiers avec des CE dépassant 2500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ dont la minéralisation est causée probablement par l'effet de l'intrusion marine où les concentrations de Cl^- et Na^+ dominent dans la salinisation des eaux.

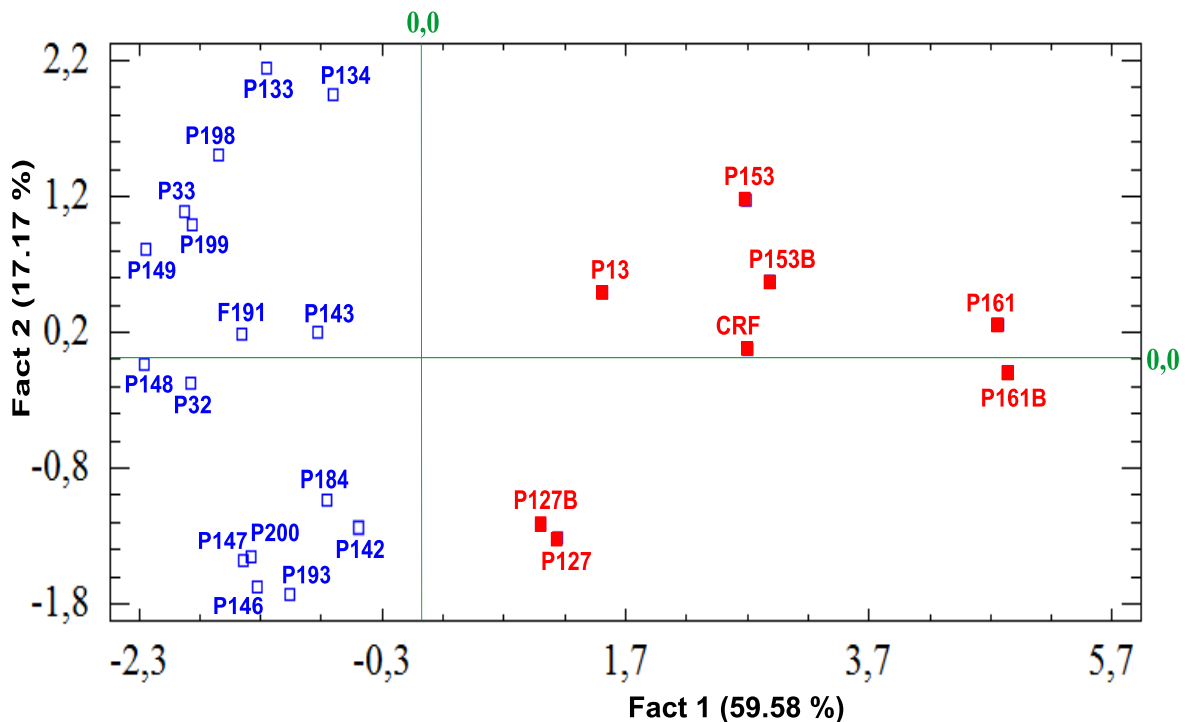


Figure V.23. Projection des individus sur les plans 1 et 2 (Septembre 2011)

Conclusion

- Les trois cartes de la conductivité électrique, des chlorures et sodium de la période des basses eaux 2011 montrent une distribution similaire, avec un même resserrement des courbes d'iso-valeurs et une augmentation des valeurs en direction de la mer. Ceci démontre que le faciès des eaux est chloruré sodique et que la CE est déterminée surtout par ces deux ions. Ce sont toujours les secteurs côtiers où l'on observe les fortes valeurs de CE, Cl^- et Na^+ . Dans ce secteur la source principale de la forte salinité des eaux souterraines étudiées est l'intrusion marine, surtout dans les deux premiers kilomètres de la mer dans la partie Nord Ouest. Cette invasion locale du biseau d'eau salée est favorisée par les facteurs suivants : existence de l'isopièze 0 m à l'intérieur du continent, topographie de l'aquifère plio-quaternaire qui plonge en dessous du 0 marin, épaisseur saturée importante par rapport à la zone de recharge, surexploitation locale de la nappe surtout en période sèche, haute perméabilité des terrains aquifères plio-quaternaires, ...;
- La conductivité électrique des puits côtiers diminue lors des périodes très pluvieuses où l'exploitation est faible relativement aux périodes sèches. Ceci montre bien les effets conjugués de l'exploitation (pompage) et de l'alimentation par les pluies efficaces (6 à 7 %) et par l'irrigation, sur la quantité et la qualité de la ressource en eau souterraine. De manière générale, les pluies efficaces engendrent un rehaussement piézométrique important et une dilution de tous les sels en solution dans la nappe. D'autres effets positifs des pluies sur la nappe peuvent être cités : l'augmentation de l'épaisseur saturée de l'aquifère, la disparition par endroits de l'isopièze 0 m permettant de limiter la progression du biseau d'eau salée vers l'intérieur du continent,...
- L'étude des rapports ioniques et des deltas ioniques a permis de mettre en évidence une nette distinction des groupes d'eau, isolant ainsi les points côtiers influencés par les eaux marines par rapport à ceux non touchés par le mélange eau douce – eau salée.
- En outre, les fractions d'eau de mer dans le mélange ont varié de 0.1 % à 13 %. L'eau de mer semble donc contribuer à la composition des eaux souterraines dans cette nappe. Ce mélange de l'eau de mer à l'eau douce a été confirmée par les différents diagrammes (Piper modifié et Chadha). Cependant, le mélange eau douce - eau de mer peut être accompagné par d'autres processus géochimiques tels que les, échanges ioniques inverses et directes, dissolution, entre autres.

• A l'amont des deux premiers kilomètres de la mer, il existe d'autres sources potentielles de la minéralisation de la nappe étudiée ayant contribué à l'augmentation de certains ions, à savoir : infiltration des eaux d'irrigation de l'oued Nador, réutilisation des eaux usées épurées en agriculture, dissolution de la roche réservoir (calcaires, magnésienne,...), lessivage des fertilisants azotés et des sels utilisés en agriculture, et probablement le lessivage des embruns marins par les eaux des pluies et d'irrigation,... . Il est à noter ici que les impacts des embruns marins, non évalués avec exactitude, semblent s'atténuer avec la distance à la mer pour totalement s'annuler au delà de 15 km environ du rivage selon certains auteurs. Ils sont à l'origine de l'augmentation générale de la salinité au fur et à mesure que l'on se dirige vers la mer.

La comparaison des résultats d'analyse physico-chimiques entre les deux périodes des hautes eaux 1995 et 2011 montre qu'il y a une nette diminution des paramètres qui caractérisent l'intrusion marine (CE, R.Sec, Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} , SO_4^{2+}). La conductivité électrique maximale (CE) par exemple a été 8950 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en 1995, a devenu 54801 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en 2011. Les valeurs maximales des chlorures et sodium ont été respectivement 3335 mg/L et 2565 mg/L ont devenu 2594 mg/L et 1740 mg/L. La diminution de certain paramètres entre les deux périodes, a créer une dilution des eaux et c'est résultat de la fermeture de certain forages proches de la mer, la réduction de débit d'exploitation des forages et la mise en place d'un réseau d'irrigation dans la plaine de Nador alimentée par le barrage.

Cette étude hydrogéochimique a été un outil utile pour mieux comprendre le processus de salinité dans l'aquifère de Nador où l'intrusion d'eau marine est la forte probable source de salinisation, en particulier pendant les périodes sèches. Par conséquent, la conservation des eaux souterraines ainsi que leur bonne gestion sont essentiels pour une surveillance efficace de l'intrusion d'eau marine. Les processus géochimiques mis en évidence dans ce travail concordent avec ceux identifiés dans de nombreux autres aquifères soumis à l'intrusion marine.

Chapitre VI

ETUDE GEOPHYSIQUE

VI.1. Introduction

Les méthodes géophysiques sont utilisées depuis longtemps pour l'étude des eaux souterraines et les problèmes environnementaux tel que la salinité. Elles permettent d'interpoler entre des observations ponctuelles, dans les parties de l'aquifère non accessible avec l'observation directe. Il devient alors possible d'augmenter la résolution des observations sur des zones ciblées, comme le cas des aquifères côtiers affectés par l'intrusion marine. La combinaison de ces dernières avec les méthodes géochimiques peut donc contribuer à l'efficacité des investigations conduites dans un aquifère ; elles sont des outils complémentaires pour le diagnostic et la remédiation de la salinisation d'une nappe (Archie 1942 ; Seho Hwang 2004, Asfahani et Abou Zakhem 2013).

L'utilisation de la prospection géophysique par la méthode électrique pour la détection et la caractérisation des aquifères a connu un essor important ces dernières années en hydrogéologie; la résistivité électrique peut servir à identifier des aquifères et en déterminer leur épaisseur. La méthode de potentiel spontané peut être utilisé afin d'étudier les écoulements d'eau dans le sol. Dans le domaine de l'environnement, les méthodes électriques peuvent être utilisées afin de délimiter et de faire le suivi de panaches de contamination de l'eau souterraine ou du sol. Ces méthodes peuvent aussi servir à faire un suivi de la qualité de l'eau lorsqu'il y a une contamination possible ainsi qu'un suivi de l'évolution de la contamination dans le temps (monitoring) à l'aide des levés périodiques en surface ou en forage par diagraphies (Mondal et al. 2013). Dans le cas de salinisation (problèmes d'intrusion marine, salinisation continentale des nappes, etc...), le paramètre physique qui permet de la caractériser est la résistivité électrique, ou son inverse la conductivité électrique.

VI.2. Acquisition des données et dispositifs

En Sondage Electrique Vertical (SEV) ou en profils d'imagerie ERT, les mesures des résistivités apparentes sont toujours réalisées à l'aide d'un dispositif quadripôle ABMN. Pour une même prospection, l'agencement du dipôle de mesure AB par rapport au dipôle d'injection MN est fixe, seuls les écartements inter-électrodes changent tout en maintenant les mêmes proportions dans la géométrie du dispositif (Batayneh 2006 ; Kirsch 2009).

En SEV, le pôle d'injection est successivement agrandi autour d'un point central, et les électrodes de potentiel ne bougent que quand le signal est trop faible..., ce qui permet d'augmenter la profondeur d'investigation et de réaliser un profil vertical de résistivités apparentes.

En prospection ERT, un système de câbles multi-électrodes permet d'effectuer une grande combinaison de mesures à la fois verticalement (par écartement des électrodes) ou latéralement (par déplacement latéral du quadripôle), couvrant ainsi un domaine 2D, représenté sous la forme d'une pseudo-section de résistivité (Koefoed 1979 ; Dahlin 2001 ; Chapellier 2001 ; Comte 2009). Les variations des résistivités latérales (le long du profil) et verticales, sont ainsi prises en compte, mais une interprétation correcte implique une continuité des structures perpendiculairement au profil.

VI.3. Travaux réalisés par la méthode des SEVs

La première prospection géophysique réalisée dans la plaine de Nador a été effectuée par la Compagnie Générale de Géophysique (C.G.G 1967) avec l'exécution de 52 SEVs répartis sur toute la plaine avec des longueurs d'émission AB variant entre 200 m et 800 m. L'étude de la CGG avait pour objectif la détermination des épaisseurs des formations aquifères du plio-quaternaires et leurs extensions dans la plaine. Dans le but final était la détermination des meilleurs endroits pour l'implantation des forages afin d'alimenter en eau potable les zones côtières (Tipaza, Chenoua plage, Nador et Bouzouine), et d'irriguer la plaine.

Dans le cadre de ce travail de thèse, une prospection géophysique a été réalisée avec l'exécution de 47 SEVs. Les travaux de terrain se sont déroulés entre 02/04/2012 et 27/04/2012. Les longueurs d'émission du courant sont comprises entre 600 m et 800 m. La prospection a été limitée seulement sur la plaine (entre la ville de Nador et le rivage), soit une superficie prospectée d'environ 3 km². Les SEVs sont repartis sur 11 profils d'orientation générale Nord-ouest Sud-est (figure VI.1). Ils sont exécutés sur les mêmes endroits et directions des SEVs de la CGG (1967) pour la majorité des SEVs, sauf les

cas des obstacles (construction, grillages....) le SEV a été déplacé ou annulé. L'interprétation des SEVs a été effectuée par le programme WinSEV 3.0 (Jenny et Borreguero, 1995).

L'objectif de cette étude a été de cartographier la zone côtière, de localiser l'extension du biseau d'eau salée à l'intérieur de l'aquifère plio-quadernaire, ainsi que de trouver une relation entre la résistivité électrique de la formation aquifère et la conductivité électrique des eaux souterraines.

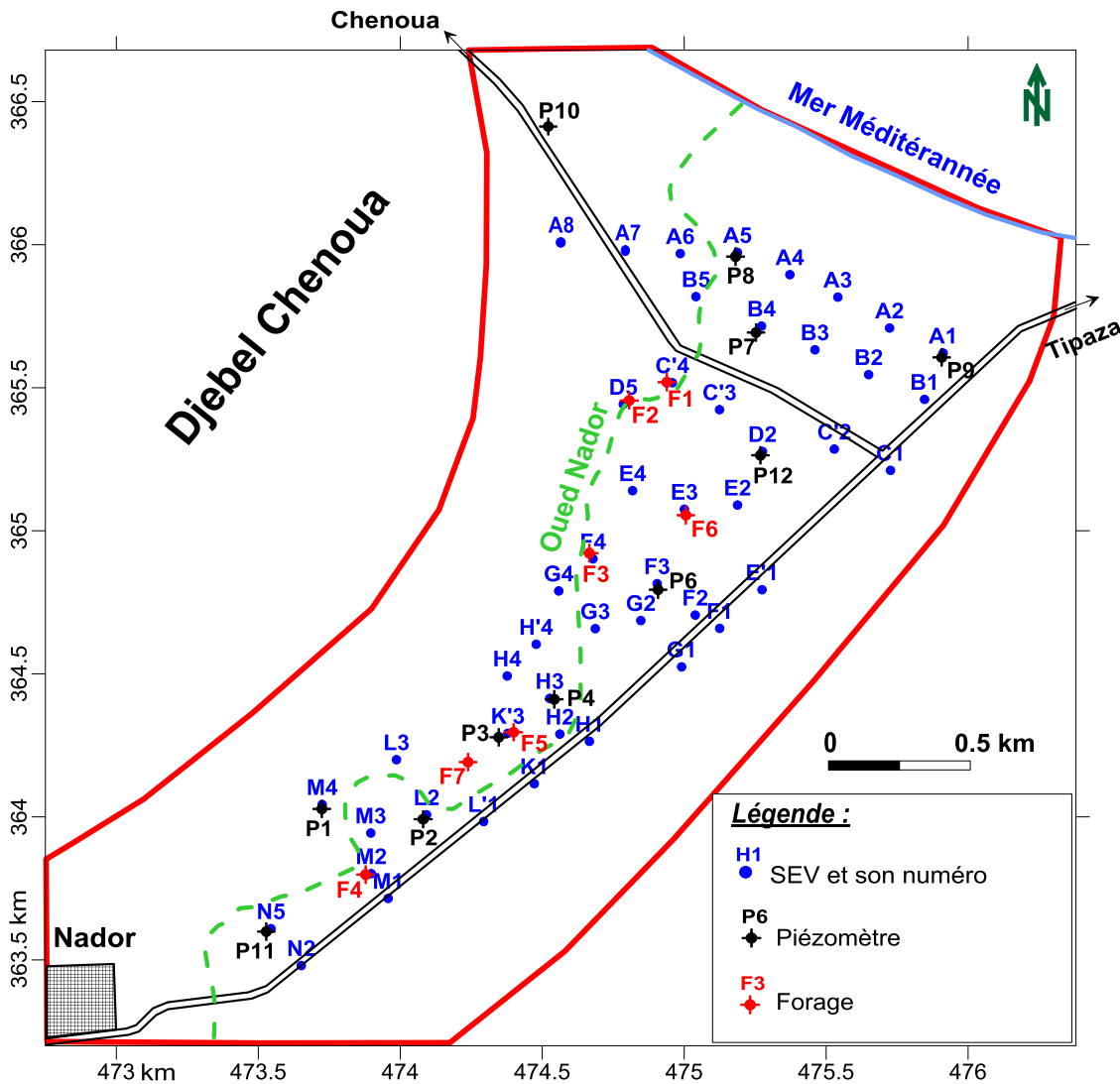


Figure VI.1. Situation des sondages électriques verticaux, forages et piézomètres

VI.3.1. Etalonnage des données des SEVs

Pour une exploitation précise des différents résultats de la prospection électrique, des étalonnages des données de sondages électriques ont été effectués près de six forages et onze piézomètres (figure VI.1). Les valeurs des résistivités réelles des formations géologiques sont usuellement dépendantes de la conductivité électrique de l'eau, du taux de saturation en eau, et du pourcentage d'argiles, entre autres.

L'examen de l'ensemble des SEVs d'étalonnages exécutés près des forages et piézomètres nous a conduits à admettre l'échelle de résistivité suivante :

- Recouvrement quaternaire : entre 5 et 25 Ω .m;
- Formation plio-quaternaire avec eau saumâtre : entre 10 et 36 Ω .m;
- Formation plio-quaternaire avec eau douce : entre 30 et 50 Ω .m;
- Marnes et argiles du substratum (plaisancien) : entre 7 et 11 Ω .m;

La comparaison de ces valeurs avec d'autres obtenues par des études similaires telle que celles de Duque et al. (2008), Kirsh (2009), Mondal et al. (2013) et Srinivas et al. (2013) montre que ces dernières sont raisonnables.

Nous signalons qu'actuellement la totalité des piézomètres ont été fermés et abandonnés, et seulement les forages F3, F5 et F7 qui restent opérationnels.

La figure ci-dessous (figure VI.2) montre un exemple d'étalonnage du SEV E3, près du forage F6.

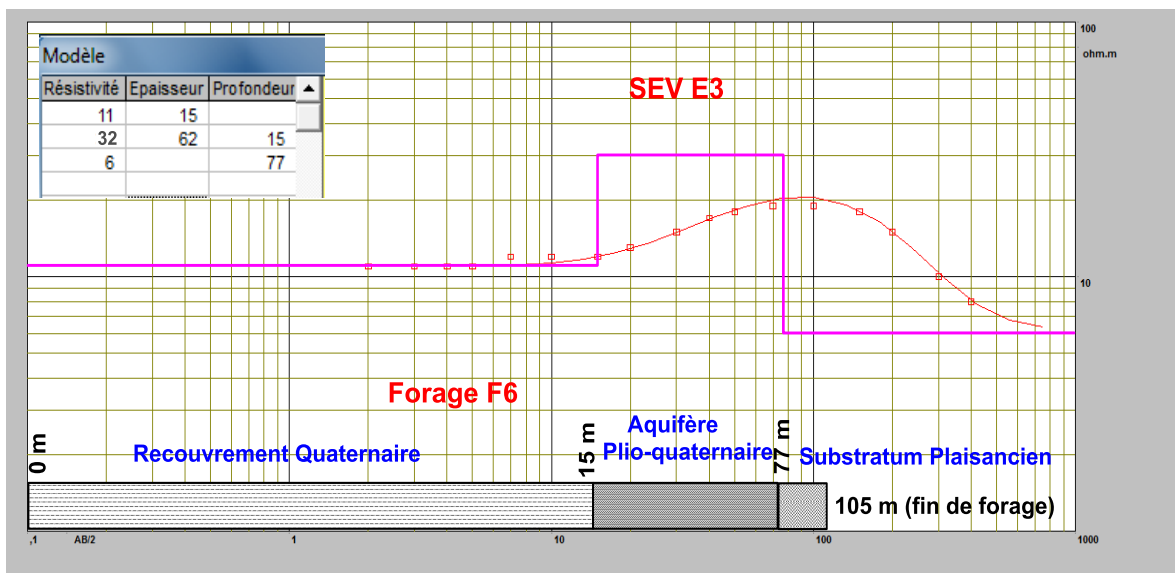


Figure VI.2. Etalonnage du SEV E3 près du forage F6

VI.3.2. Comparaison des cartes de résistivité apparente

Plusieurs cartes de résistivité apparente ont été tracées pour différentes profondeurs d'investigation géoélectrique. Il est à signaler que la profondeur d'investigation varie entre AB/4 à AB/5 (Thangarajan 2007 ; Kirsh 2009). Dans ce travail, nous n'allons comparer que les cartes de résistivités apparentes AB = 200 m et AB = 300 m, soient pour des profondeurs d'investigation d'environ 50 et 75 m respectivement, pour les périodes 1967 et 2012. Le choix de ces deux profondeurs d'investigation nous permettra de suivre la variation de la résistivité apparente au niveau de la formation aquifère, dont le mur peut atteindre la côte de 85 m environ.

a. Carte de résistivité apparente en AB = 200 m

Pour la prospection électrique de 1967, la carte de résistivité apparente en AB = 200 m (figure VI.3a) montre des valeurs de résistivité apparente entre 12 et 25 Ω .m. Les faibles valeurs sont observées en amont de la plaine (près de la ville de Nador) montrant ainsi la remontée de la formation conductrice des marnes plaisanciens formant le substratum et qui affleurent au sud de la ville de Nador. Alors que les valeurs les plus élevées sont observées entre le centre et l'aval de la plaine.

La carte de résistivité apparente pour AB 200 m de l'année 2012, montre que la résistivité apparente varie entre 7 et 18 Ω .m (figure VI.3b). Les fortes valeurs sont observées dans la partie centrale de la plaine, alors que les valeurs moyennes (entre 10 à 15 Ω .m) ont été mesurées de part et d'autre de cette partie centrale.

En aval de cette dernière, les faibles valeurs de résistivité, de l'ordre de 7 Ω .m, peuvent être liées à une augmentation de la conductivité électrique des eaux souterraines dont l'origine peut être le mélange de l'eau de l'aquifère avec de l'eau de mer. Le mélange diminuerait progressivement en allant de la mer vers la partie centrale de la plaine. Pour les faibles résistivités apparentes observées en amont et du côté latéral de la partie centrale, elles sont expliquées par la remontée du substratum, constitué par des marnes très conductrices.

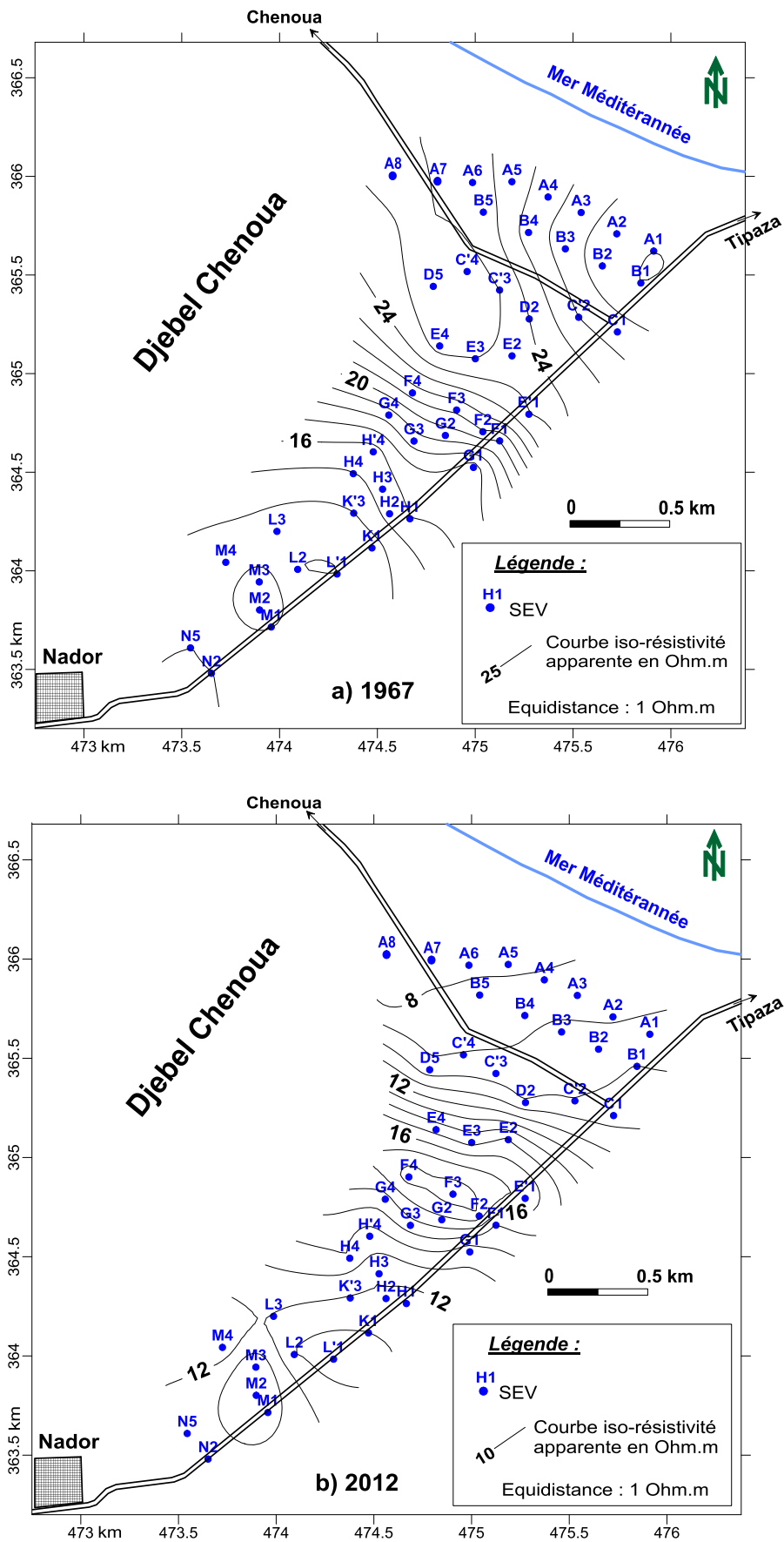
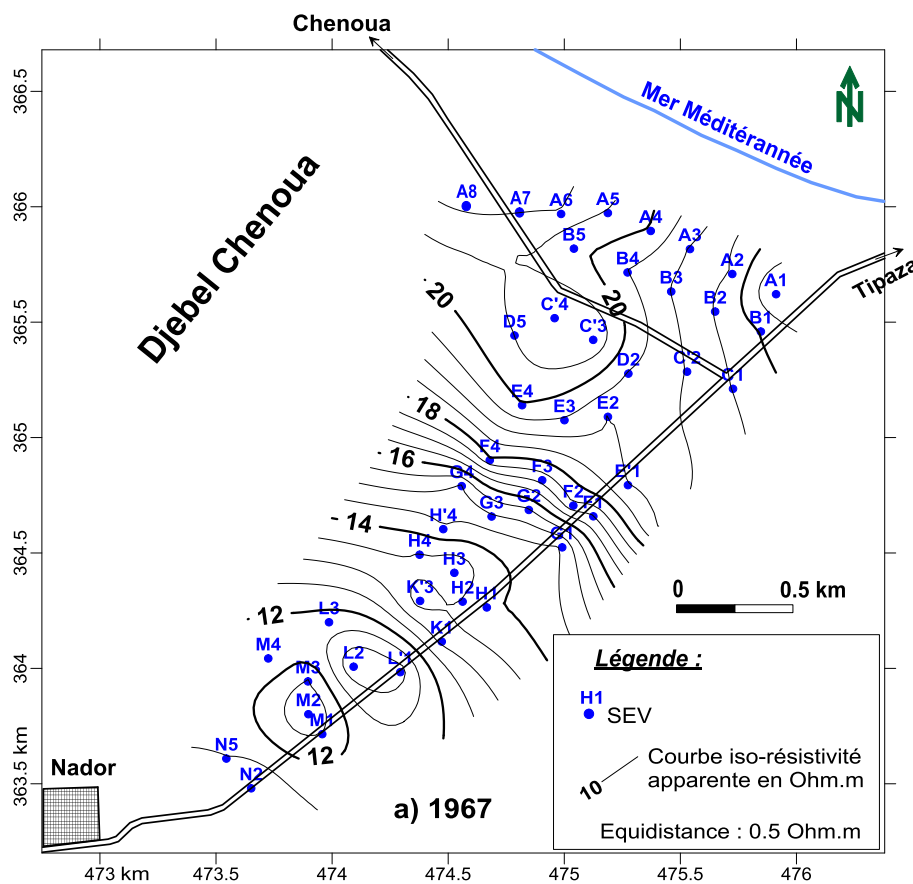


Figure VI.3. Cartes des résistivités apparentes pour $AB = 200\text{ m}$

b. Carte de résistivité apparente en AB = 300 m

Quant à la carte de résistivité apparente pour AB = 300 m et une profondeur d'investigation de moyenne comprise entre 60 m à 75 m (figure VI.4).

Ces cartes montrent généralement les mêmes allures et les mêmes resserrements des courbes d'iso-résistivité que celles des cartes AB = 200 m, pour les deux périodes 1967 et 2012. Ce sont toujours les secteurs côtiers où l'on observe les faibles valeurs de résistivité apparente, de l'ordre de 7 Ω .m pour l'année 2012. Ce qui indique toujours des mélanges « eau douce – eau marine » très importants à proximité directe du rivage et qui vont en diminuant en direction de l'amont de la plaine.



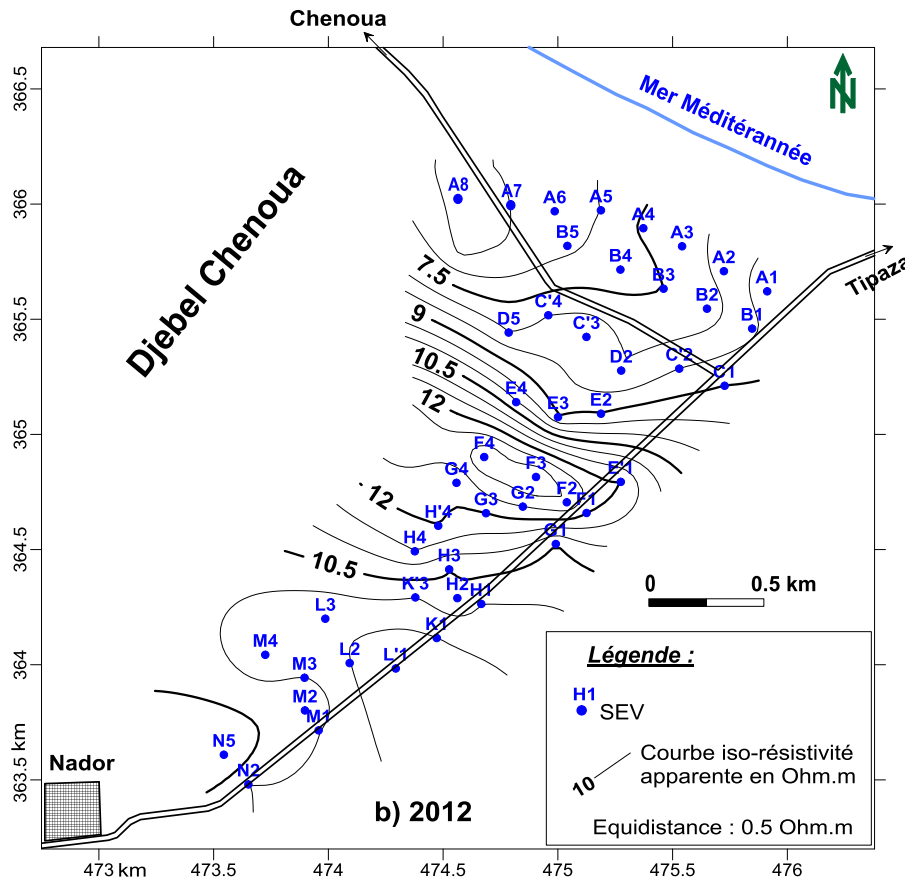


Figure VI.4. Cartes des résistivités apparentes pour $AB = 300\text{ m}$

VI.3.3. Coupes géoélectriques

Pour étudier la structure du sous sol et bien suivre l'étalement du biseau d'eau salée à l'intérieur des terres, 6 profils géoélectriques transversaux (d'orientation E-W ou ESE-WNW) ont été réalisés dans le cadre de ce travail. L'examen de l'ensemble des résultats montre que l'aquifère dessine une sorte de sillon synclinal d'orientation générale Sud-Nord, avec un pendage des terrains aquifères dirigé vers le Nord (figure VI.5), vers la mer.

Les couches montrent aussi des pendages des limites Est et Ouest dirigés vers l'axe du sillon. Cela se traduit par une augmentation régulière de l'épaisseur de l'aquifère de l'amont vers l'aval (un maximum de 65 m au niveau des SEV C_6 et D_3). Sur tout son étendue, l'aquifère est recouvert par un niveau d'argiles et d'argiles sableux ou graveleux, avec une épaisseur variable, qui peut atteindre 30 m. Cela confirme bien que la nappe étudiée est semi-captive, à l'exception au niveau des zones d'affleurement où l'aquifère est libre en absence du recouvrement quaternaire imperméable (côtés Est et Ouest de la plaine).

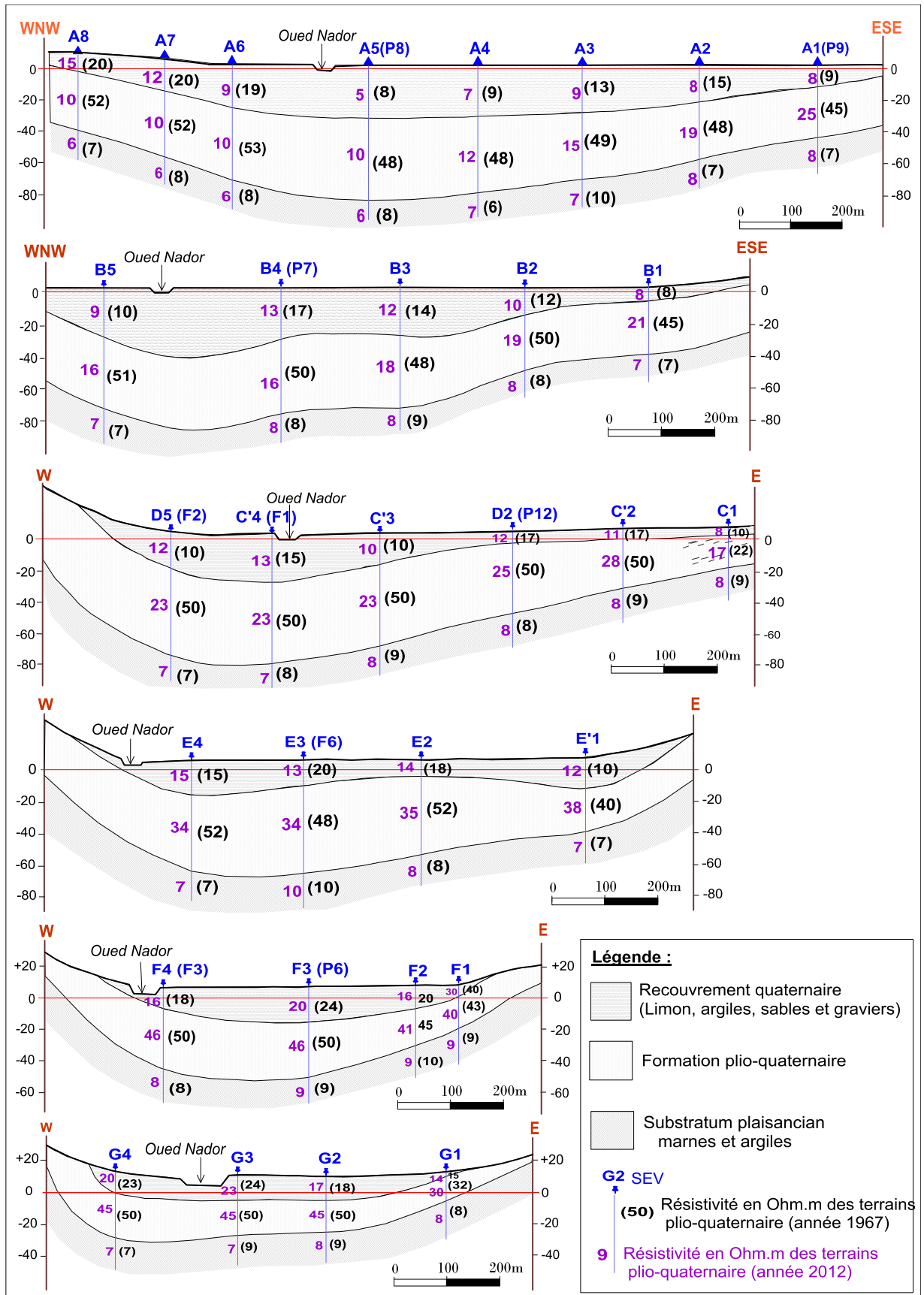


Figure VI.5. Coupes géoélectriques (Comparaison entre les résistivités de l'année 1967 et 2012)

Les coupes géoélectriques montrent aussi la variation de la résistivité réelle de l'aquifère plio-quadernaire de l'Oued Nador, entre l'année 1967 et de l'année 2012, au niveau de six coupes géoélectriques parallèles au rivage, indiquant ainsi un changement de la résistivité dans le temps et dans l'espace sous l'influence de la minéralisation des eaux.

En 1967, les coupes géoélectriques montrent des valeurs de résistivité réelle de la formation aquifère variant entre 40 et 53 $\Omega.m$, à l'exception des SEV C1 et G1, qui montrent des valeurs 22 et 32 $\Omega.m$, respectivement. Ces faibles valeurs de résistivité sont dues à l'effet de présence d'un taux d'argiles un peu élevé. Les légères variations de résistivité dans cette formation aquifère entre les sondages et entre les profils sont dues à l'hétérogénéité de terrains formant l'aquifère.

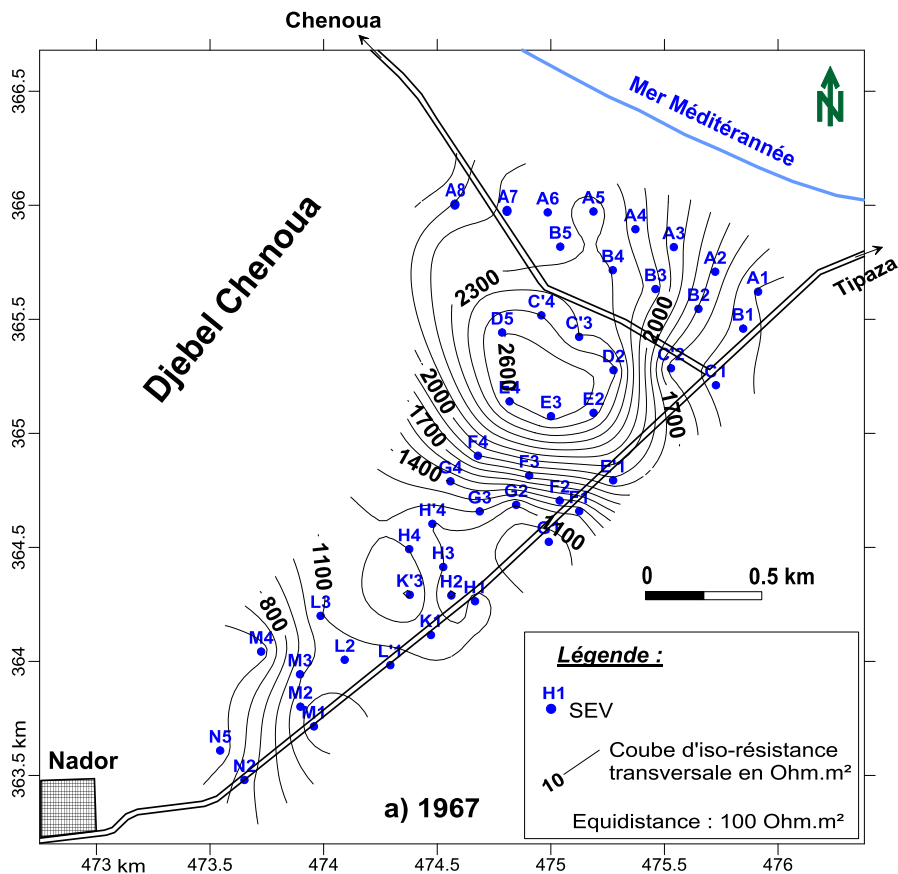
Les coupes géoélectriques de l'année 2012 montrent une augmentation des valeurs de la résistivité réelle de la formation aquifère de l'aval vers l'amont. En amont et loin aux infiltrations des eaux marines, les résistivités sont élevées, dépassant 40 $\Omega.m$. Cependant, à proximité directe du rivage, les résistivités accusent des chutes remarquables avec des valeurs très faibles, à moins de 20 $\Omega.m$. Cela indique un mélange relativement important des eaux de la nappe avec des eaux salées, lié à des intrusions marines comparativement aux résistivités de l'année 1967 (vu que la teneur en argile reste près que la même). Les coupes montrent aussi que les résistivités des terrains aquifères augmentent au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la côte. Cela s'explique par des mélanges « eau douce – eau marine » qui se font à des proportions de plus en plus faibles. Ces mélanges tendent à s'annuler en dessous des sondages E3 et E4. Ce qui nous permet de localiser approximativement l'étendue de secteur touché par la salinité, jusqu'au profil E, soit un étalement d'environ 1600 m à 1700 m.

VI.3.4. Comparaison des valeurs de résistances transversales

La résistance transversale (R_T) est définie comme étant le produit de la résistivité réelle d'une formation avec son épaisseur. Ce paramètre est souvent employé dans l'estimation de la transmissivité d'un aquifère ainsi que les zones de potentiel réservoir souterrain (Sinan et Razack 2006). Par conséquent, une comparaison a été effectuée entre les cartes de résistances transversales de l'année 1967 et 2012. En 1967 (figure VI.6a), la zone aval de la plaine, entre les profils A et F, les résistances transversales montrent des valeurs variant entre 1500 $\Omega.m^2$ et 2800 $\Omega.m^2$. C'est dans ce secteur côtier où des forages ont été implantés (F3 (F4) et F6 (E3)) en 1970, près des forages déjà existant (F1 (C'4), F2 (D5)). Dans le secteur central, l'épaisseur de l'aquifère plio-quadernaire dépasse 60 m, avec

des caractéristiques hydrodynamiques meilleurs, soit une perméabilité d'interstitielle et de fissure, d'environ $6,83.10^{-4}$ m/s. La carte montre aussi que la zone située entre la ville de Nador et le profil G, montre des résistances transversales généralement comprises entre $600 \Omega.m^2$ et $1500 \Omega.m^2$, ce qui s'explique par les faibles épaisseurs de l'aquifère.

La carte de résistance transversale de l'année 2012 (figure VI.6b) montre des baisses remarquables des valeurs de R_T entre les profils A et F (secteur côtier), avec des résistances transversales variant de $1500 \Omega.m^2$ à $500 \Omega.m^2$. Cette chute des valeurs de R_T par rapport à l'année 1967 est due à l'intrusion marine. La partie amont de la plaine, entre la ville de Nador et le profil G, la résistance transversale montre des valeurs variant entre $500 \Omega.m^2$ et $800 \Omega.m^2$, cela s'explique par la non minéralisation du secteur amont.



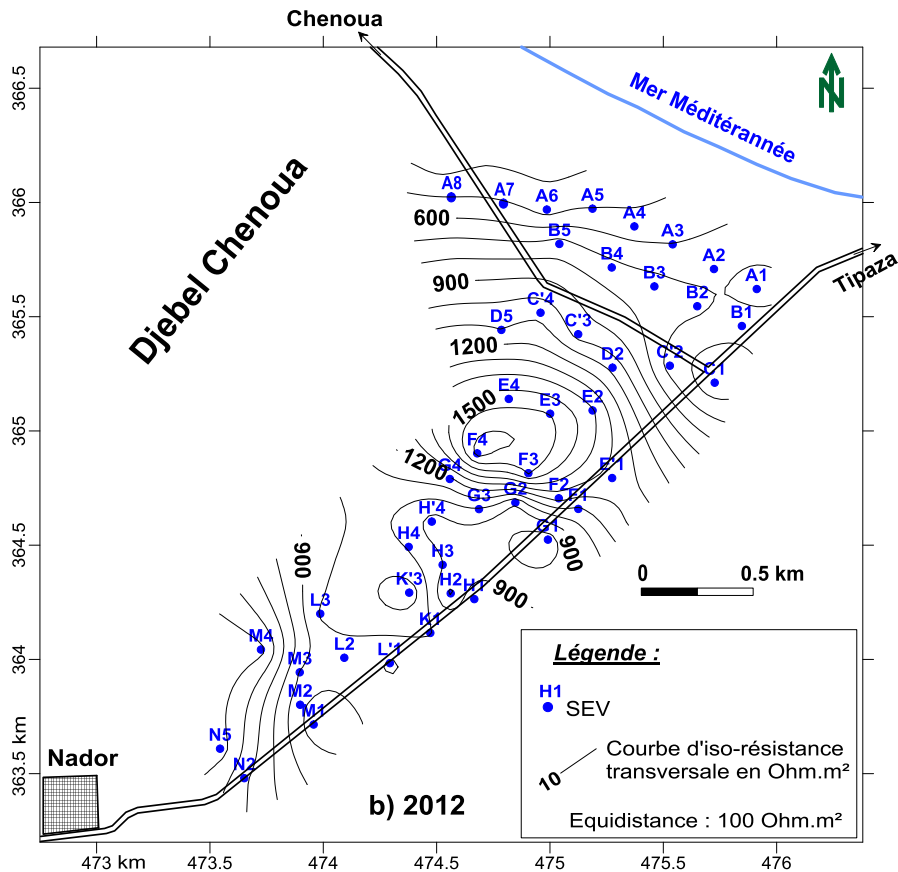


Figure VI.6. Cartes de résistances transversales a) de l'année 1967, b) de l'année 2012

VI.3.5. Carte de la différence de la résistance transversale

Une carte de la différence de la résistance transversale entre les années 1967 et 2012 a été tracée (figure VI.7), pour voir le changement qu'a connu la nappe sous l'influence de la minéralisation des eaux. Cette dernière montre des fortes valeurs de la différence de résistance transversale (ΔR_T) dans le secteur aval, près de la côte, avec des valeurs de ΔR_T dépassant $1000 \Omega.m^2$, alors qu'en amont de la plaine les valeurs de ΔR_T sont inférieures à $100 \Omega.m^2$. Cette carte montre nettement que le secteur côtier indique un mélange relativement important entre les eaux de la nappe et les eaux marines. Elles montrent aussi que la ΔR_T diminue au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la côte. Ces valeurs de ΔR_T tendent à indiquer des faibles valeurs de l'ordre de $100 \Omega.m^2$ près du profil F.

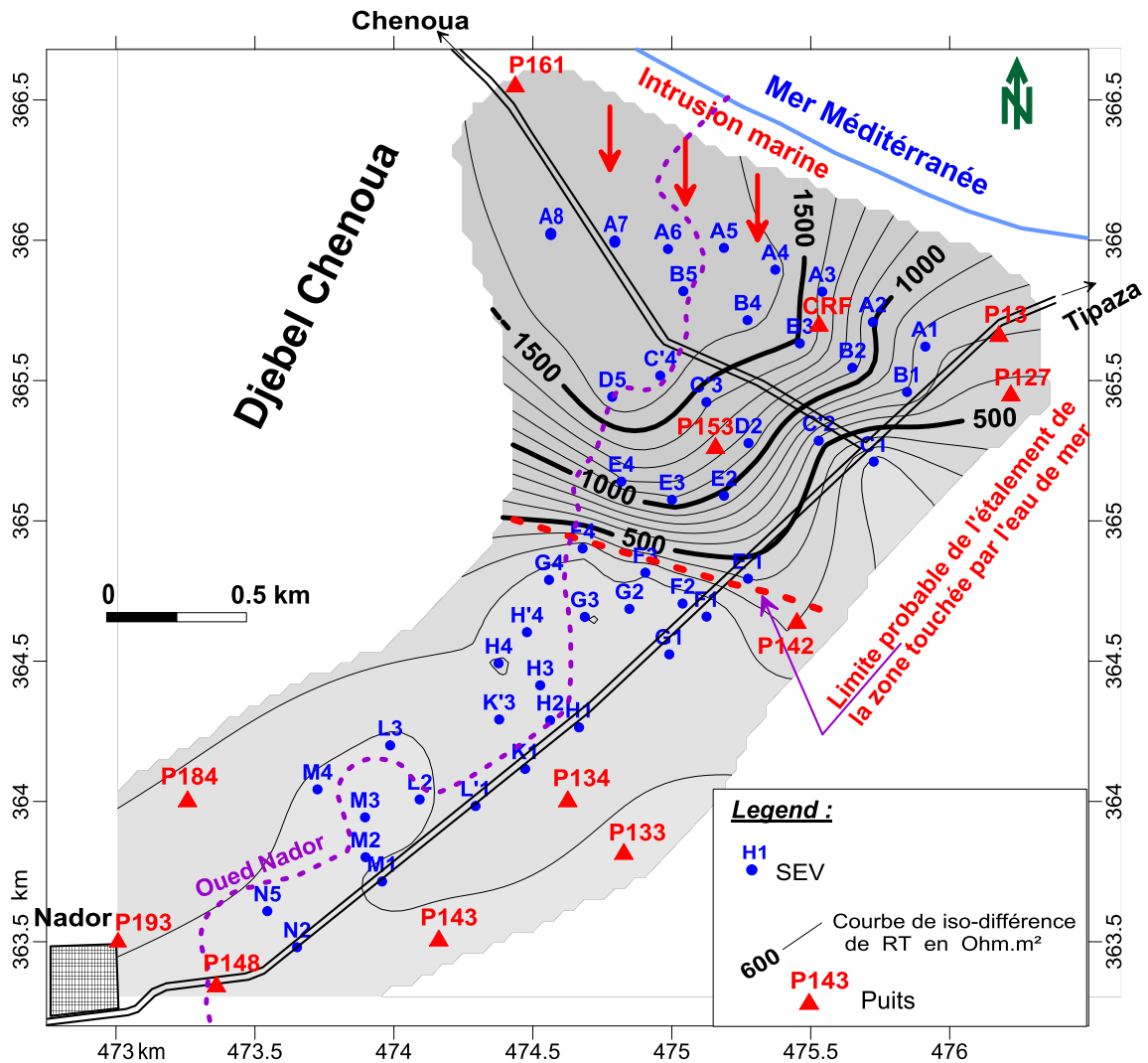


Figure VI.7. Carte de la différence de la résistance transversale ΔR_T

VI.3.6 Corrélation entre ΔR_T et CE

Dans le but de confirmer les résultats obtenus par la carte de la différence de la résistance transversale, et confirmé l'hypothèse de l'intrusion marine, une corrélation a été effectuée entre les valeurs de ΔR_T et les valeurs des conductivités électriques des eaux des puits (CE). A cet effet nous avons utilisé les CE des puits situés à proximité des SEV ou même située près de la zone prospectée (Tableau VI.1), mesurés pour la même période de prospection électrique (Avril 2012).

La corrélation entre ΔR_T et CE montre une relation linéaire entre ces deux paramètres ($R^2 = 0.976$), ce qui s'explique par la coïncidence entre la méthode géoélectrique et la méthode hydrogéochimique.

**Tableau VI.1. Données géophysiques et hydrogéochimiques
utilisées pour la corrélation**

Puits	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$) Avril 2012	ΔR_T ($\Omega.\text{m}^2$) Avril 2012
P161	5500	1650
CRF	4850	1400
P13	3640	700
P127	3160	550
P153	4558	1250
P142	2250	300
P134	2050	125
P143	1519	96
P148	1550	95
P184	1720	180
P133	1950	96
P193	1615	105

Une relation empirique a été obtenue entre la CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$) et la ΔR_T ($\Omega.\text{m}^2$) (figure VI.8). Elle peut être utilisée pour l'évaluation de la salinité des eaux souterraines dans cette région pour estimer les valeurs ponctuelles de la CE à partir de la ΔR_T .

A partir de cette relation, nous pouvons délimiter l'eau salée de $CE \geq 2500 \mu\text{S}/\text{cm}$ (Kirsch 2009 ; Bouderbala et Remini 2014) qui correspond à $\Delta R_T = 400 \Omega.\text{m}^2$. D'autres auteurs considèrent que l'eau salée commence à partir de $CE = 3000 \mu\text{S}/\text{cm}$ (Sexana et al. 2003; Mondal et al. 2008...) qui correspond à $\Delta R_T = 600 \Omega.\text{m}^2$.

Selon les normes algériennes, la CE maximale pour les eaux potables est de $2800 \mu\text{S}/\text{cm}$; ce qui correspond à une valeur de $\Delta R_T = 520 \Omega.\text{m}^2$. Cela nous permet de localiser le front du biseau d'eau salée, entre les profils D et E, soit un étalement entre 1600 m à 1700 m à l'intérieur du continent.

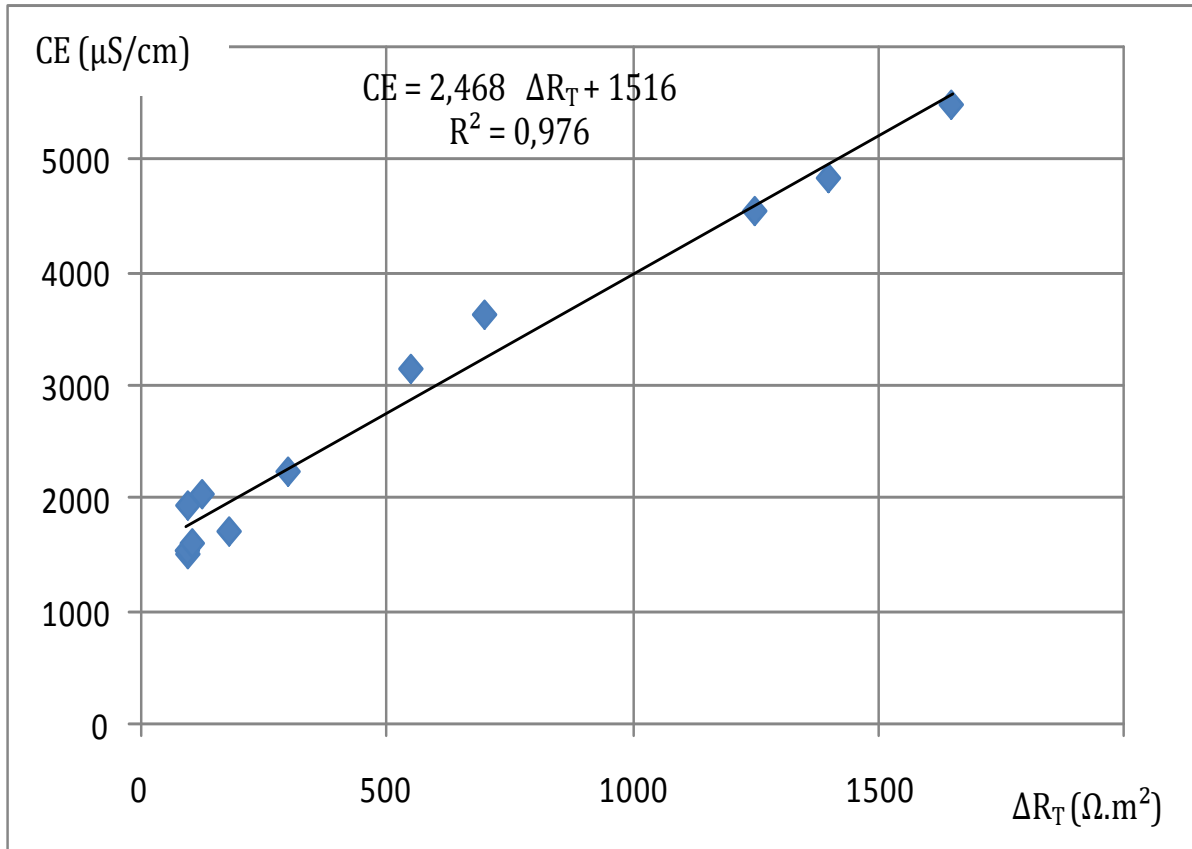


Figure VI.8. Corrélation entre CE et ΔR_T .

VI.4. Travaux réalisés par la méthode ERT

La tomographie électrique constitue en effet une méthode géophysique particulièrement pertinente puisqu'elle fournit d'une part une information géologique et structurale précieuse, et d'autre part une image relativement précise de la géométrie de l'interface eau douce – eau salée à un instant donné en 2D ou 3D. Cette méthode est aussi utilisée pour la paramétrisation et la calibration des modèles d'écoulement densitaire (Comte 2009).

Les méthodes ERT, sont particulièrement adaptées à la reconnaissance des aquifères côtiers et des biseaux salés du fait du contraste important de résistivité existant entre un aquifère saturé en eau douce et un aquifère saturé en eau salée. Le code d'inversion mathématique pour les coupes géo-électriques est le logiciel RES2DINV (Loke 2010) pour l'ERT 2D. Ce logiciel utilise pour l'inversion la méthode d'optimisation par moindres-carrés Gauss-Newton ou quasi-Newton. Les simulations du modèle direct sont réalisées par la méthode des éléments finis ou des différences finies. Le maillage du modèle est généré automatiquement en fonction de la densité des points de mesures (Comte 2009).

Mais il faut toujours faire attention aux contrastes marqués dans les propriétés électriques des matériaux géologiques. Cette méthode s'avère particulièrement adaptée à l'observation du biseau salé dans les aquifères côtiers où plusieurs travaux ont été effectués dans ce sens ces dernières années (Abdul Nassir et al. 2000 ; Casas et al. 2004 ; Wilson et al. 2006 ; Comte et Banton 2007).

Dans la zone d'étude, trois (03) profil ERT ont été réalisés de longueurs : 500 m pour le profil 1, 1200 m pour le profil 2 et 500 m pour le profil 3 (figure VI.9), avec un espacement fixe entre les électrodes de 20 m, selon le dispositif Schlumberger. Nous signalons que l'acquisition des données dans ces profils a été effectuée d'une manière manuelle en absence d'appareillage et de câble spéciale pour l'exécution des profils avec une acquisition automatique des données.

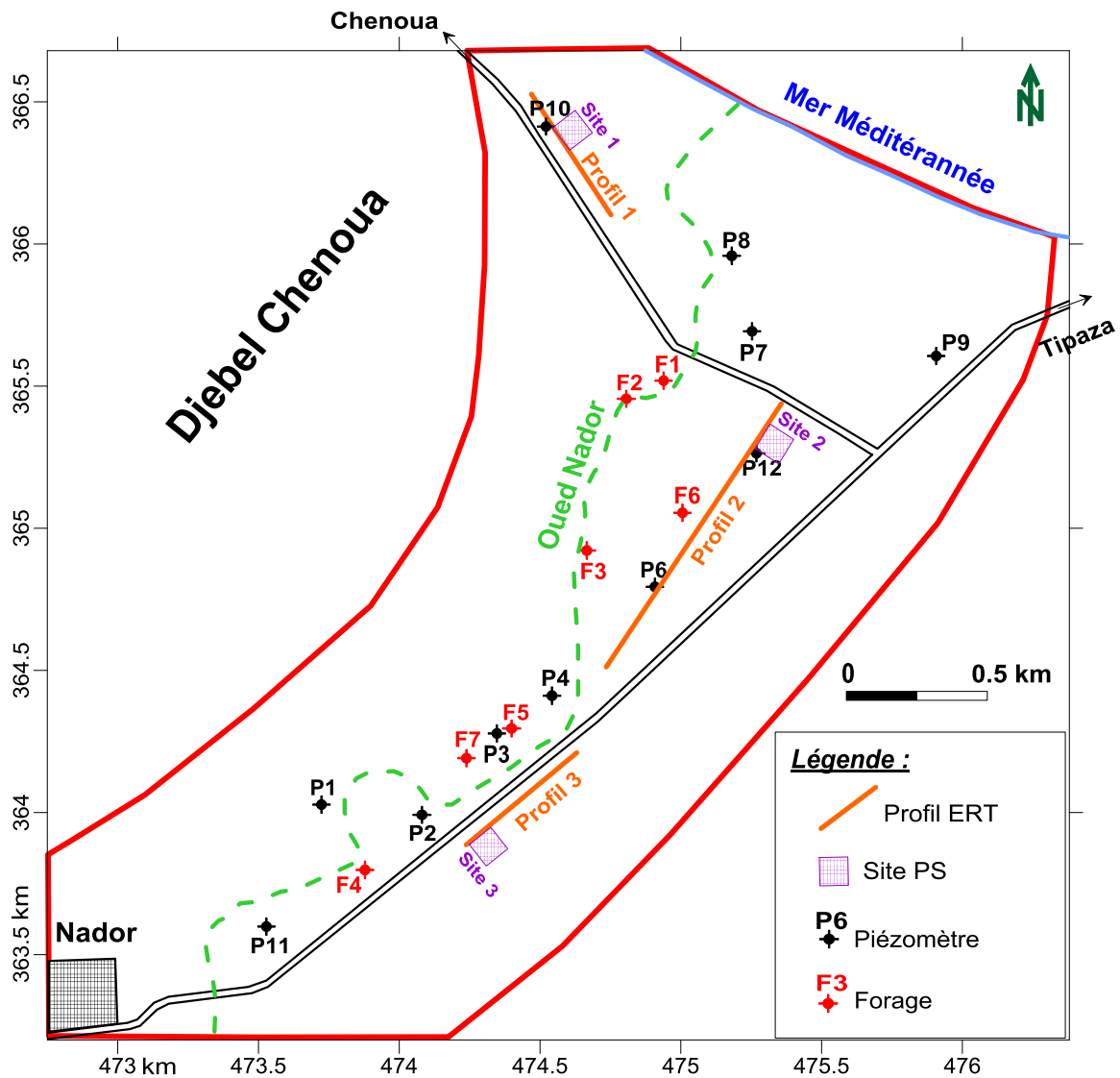


Figure VI.9. Situation des profils ERT et sites de PS

Le profil 1, a été réalisé près de la côte à environ 300 m selon une direction NW-SE pour une longueur de 500 m. Il montre en surface un niveau d'environ 20 m d'épaisseur et de résistivité variant entre 15 à 25 $\Omega.m$; il est attribué au recouvrement quaternaire constitué par des argiles, des limons, des sables argileux et des graviers. Ce dernier surmonte une épaisse formation conductrice d'épaisseur moyenne d'environ 40 m et de résistivité variant entre 2 à 15 $\Omega.m$ attribué à la formation aquifère du plio-quaternaire affectée par une intrusion marine (figure VI.10).

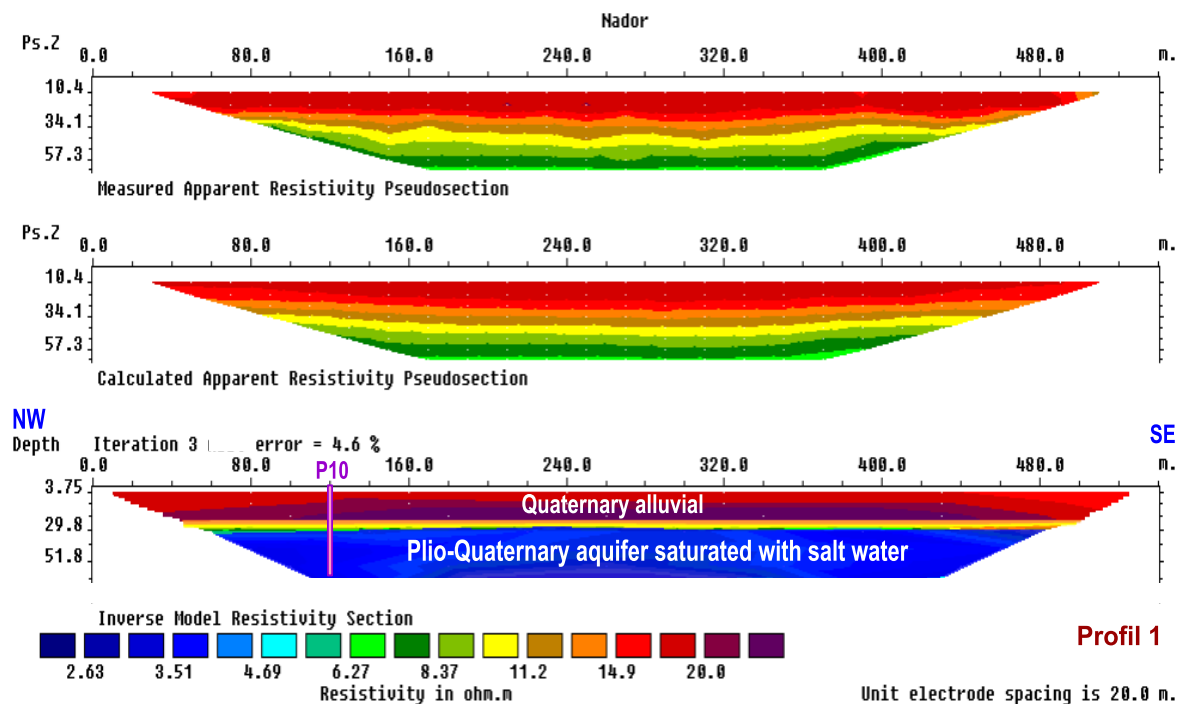


Figure VI.10. Image de résistivité ERT du profil 1

Le profil 2 de longueur 1200 m, a été réalisé perpendiculairement à la côte, dont l'extrémité Nord est située à environ 900 m de rivage. Il montre un niveau en surface du recouvrement quaternaire de résistivité variant généralement entre 10 à 25 $\Omega.m$, avec une épaisseur qui peut atteindre 30 m. Le réservoir aquifère plio-quaternaire observé en dessous du recouvrement quaternaire indique une résistivité en aval de la plaine (au Nord du profil) variant entre 30 à 3 $\Omega.m$, expliquant l'influence de l'intrusion marine dans ce secteur côtier, dont l'extension peut atteindre 1600 m.

Le secteur amont de la plaine montre des résistivités supérieures à 30 $\Omega.m$ de la formation plio-quaternaire saturée en eau douce. Ce profil 2 confirme les résultats trouvés par les SEVs, et donne une image assez précise sur le milieu souterrain (figure VI.11).

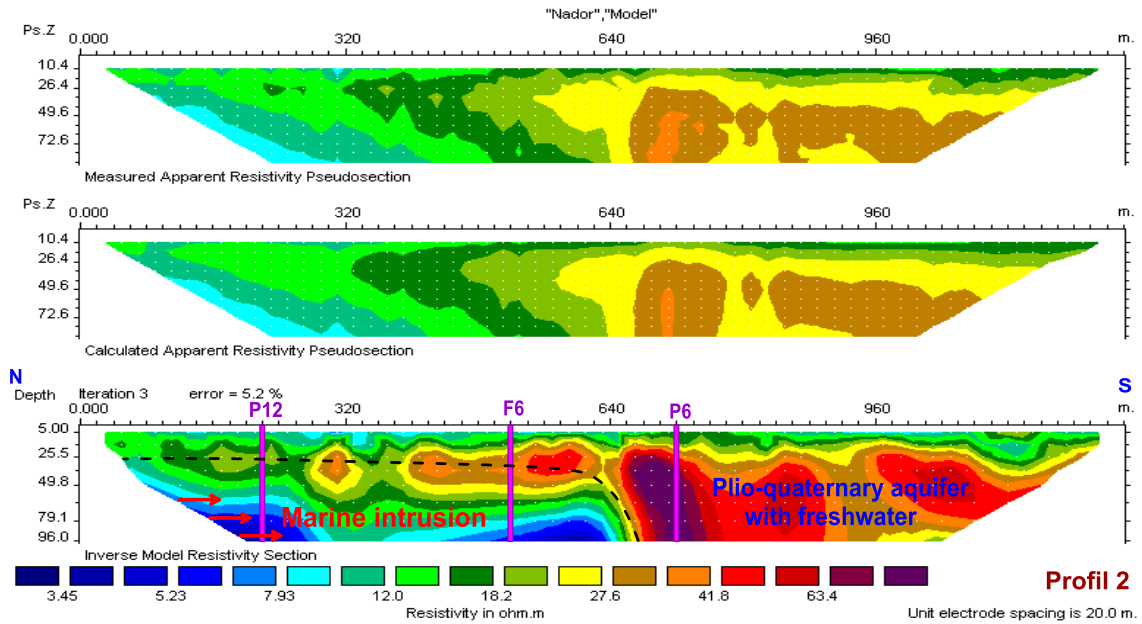


Figure VI.11. Image de résistivité ERT du profil 2

Le profil 3, réalisé en amont de la plaine sur une longueur de 500 m selon une direction NE-SW, montre un niveau en surface du recouvrement quaternaire de résistivité d'environ $20 \Omega.m$; avec une épaisseur moyenne d'environ 10 m. Le réservoir aquifère plio-quaternaire saturé à eau douce observé en dessous du recouvrement quaternaire indique ainsi des résistivités variant entre 35 à $60 \Omega.m$, c'est dû à l'hétérogénéité de terrain aquifère. Ce profil montre aussi la présence d'une formation conductrice à la base ; c'est le substratum marneux argileux du Plaisancien de résistivité inférieure à $7 \Omega.m$ (figure VI.12).

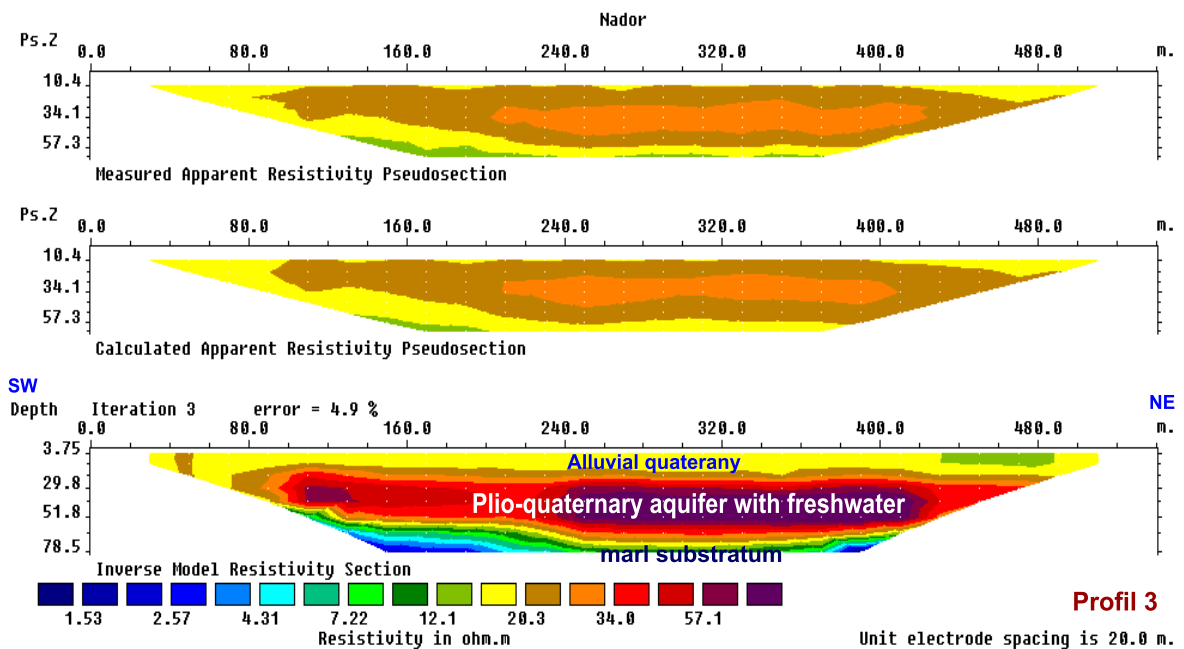


Figure VI.12. Image de résistivité ERT du profil 3

VI.5. Travaux réalisés par la méthode de PS

Une prospection par la méthode de PS a été menée dans trois sites dans la plaine de Nador (figure VI.13). L'objectif était d'étudier les possibilités offertes par la méthode de potentiel spontané dans l'étude du problème d'intrusion marine. Les trois sites prospectés ont été choisis dans des secteurs différents, en amont, au centre et en aval de la plaine. Les mesures passives effectuées ont permis de voir la distribution du potentiel électrique à la surface du sol. Ces sites ont déjà fait l'objet d'une reconnaissance par les méthodes des SEV et par l'imagerie électrique ERT. Les mesures de SP ont été réalisées sur des profils, avec une dimension de maille de 10 x 10 m, pour une dimension finale de chaque site de 100 x 100 m, et un nombre total de mesure de 121 mesures.

Les courbes iso-valeurs des PS des sites montrent des anomalies variant entre - 30 mV à + 15 mV, - 13 mV à + 10 mV et - 16 mV à + 27 mV; et des moyennes de - 9 mV, - 1 mV et + 9 mV pour les sites 1, 2 et 3 respectivement.

Au site 1, près de la côte, les valeurs de PS montre des anomalies, qui peuvent être expliquée probablement par la faible profondeur des eaux souterraines, le sens d'écoulement des eaux souterraines et à la conductivité élevée des eaux souterraines, comme les montrent la carte piézométrique (profondeur entre 0 à 5 m) et le profil ERT 1 (une gamme de résistivité variant entre 2 à 10 Ω m pour une profondeur au-delà de 15 m) et la mesure de la conductivité électrique au niveau du puits P161 (CE = 5500 μ S/cm).

De même, au site 2, où une anomalie négative de -13 mV a été observée au Nord du site probablement liée à la faible résistivité du recouvrement argileux et aux autres effets. La carte montre aussi quelques anomalies positives de quelques millivolts très localisées et peu étendues au Sud du site2.

Cependant le site 3 montre en générale une augmentation des valeurs de PS de Sud vers le Nord, ce qui est lié probablement à la tendance régionale du sens d'écoulement de l'aquifère, suivant le sens de la diminution du signal PS. Ces mesures montrent aussi que le paramètre CE n'influe pas directement sur l'amplitude des signaux PS où des valeurs négatives ont été remarquées dans ce secteur (CE < 2000 μ S/cm).

On peut dire que l'importance de l'amplitude des signaux PS peut être liée surtout aux fortes variations hydrogéologiques (K et T), aux variations des surfaces piézométriques, au sens l'écoulement, aux conductivités électriques des formations superficielles, et à autres effets qui nécessitent une recherche approfondie.

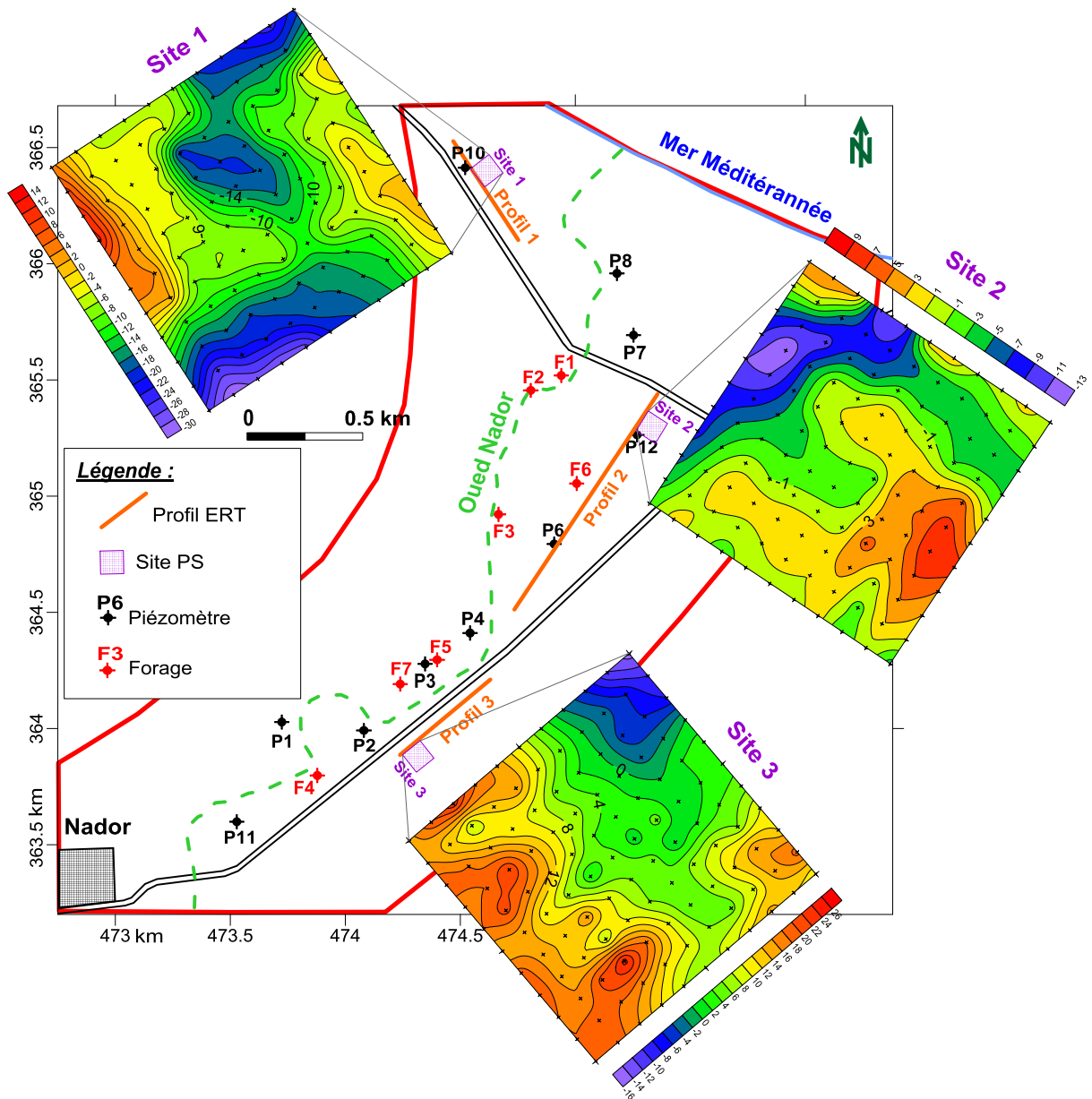


Figure VI.13. Cartes de signal PS obtenue par krigeage de 121 mesures par site

Conclusion

Les méthodes géophysiques (SEV, ERT et PS) constituent des techniques d'acquisition de terrain non destructive permettant une caractérisation de la salinité des aquifères. Les résistivités électriques peuvent être traduites en salinité de la nappe permettant l'interprétation de la morphologie de l'interface saline, et constituant ainsi un jeu de données d'une grande pertinence pour localisation de l'étalement de l'intrusion marine.

La prospection géophysique basée sur 47 SEVs a permis de confirmer les conclusions tirées par les études hydrogéologiques, piézométriques et hydrochimiques. En effet, les faibles valeurs de résistivité observées dans les secteurs côtiers de la plaine, à moins de 2 km au rivage sont liées à une contamination des terrains aquifères par intrusion marine, dont l'ampleur diminue progressivement en allant de la mer vers le continent. La traduction des résistivités électriques en salinité, et réciproquement, a été réalisée par l'établissement d'une relation entre la résistance transversale de la formation aquifère et la conductivité électrique de l'eau.

Les profils ERT mis en œuvre au niveau de la plaine de Nador, ont constitué des outils d'investigation d'une grande pertinence. Ils ont permis de mettre en évidence les variations de résistivité du sol en relation avec la structure géologique et à la distribution des salinités au sein de l'aquifère. L'interprétation par l'inversion RES2DINV confirme les résultats obtenus par la méthode des SEV et localise l'étendu du biseau d'eau salée à environ 1600 m à l'intérieur des terres.

Les méthodes géo-électriques peuvent alors devenir des techniques rapides et économiques, capables de caractériser, de façon non-intrusive, un tel problème de salinité.

Chapitre VII

ÉTUDE DE POSSIBILITE DE LA RECHARGE ARTIFICIELLE DE L'AQUIFERE COTIER DE NADOR

VII.1. Définition et aperçu historique de la recharge des nappes

La pratique de la recharge artificielle des nappes souterraines est très ancienne, à titre d'exemple, elle a été réalisée par les arabes dans la chaîne (Sierra) de Granada en Espagne durant la période 1400-1500. Ils sont basés sur un système des canaux pour la collecte des eaux superficielles abondantes en hiver afin de les injectées dans un aquifère alluviale et les exploitées en été, dont certains dispositifs fonctionnent jusqu'à nos jours (Díaz-Marta 1989). La Recharge Artificielle de Nappes (RAN), en anglais « Managed Aquifer Recharge » (MAR) consiste à faciliter la recharge d'une nappe en augmentant d'une façon intentionnelle et à l'aide de méthodes artificielles le volume d'eau entrant dans un aquifère pour rejoindre sa zone saturée (Pyne et David 1995 ; Dillon 2005). La RAN avec stockage, en anglais MARS (Managed Aquifer Recharge and Storage) est un système plus développé qui consiste à injecter dans un aquifère convenable un certain volume d'eau durant la période pluvieuse ou lorsque cette eau est abondante et à le récupérer durant la période sèche ou selon la demande, c'est-à-dire utiliser le sous-sol comme réservoir souterrain (Pyne et David 1995; Murillo Diaz 2000 ; Bouwer 2002). L'eau de recharge peut être naturelle (cours d'eau, collecte d'eau pluviale) ou traitée provenant d'une centrale de déminéralisation ou d'une station de traitement des eaux usées (figure VII.1). La technique de RAN comprend une grande variété de dispositifs qui seront exposés ci-après. Toutefois, ces dispositifs de recharge se trouvent dans les sources bibliographiques sous des nominations confondues, surtout les dispositifs d'injection par puits : appelés ASR (Aquifer Storage and Recovery) et appelés ASTR (Aquifer Storage, Transfer and Recovery). Cela provient probablement aux applications fréquentes dans des pays divers dans le monde, comme les Etats-Unis, l'Espagne, l'Inde, l'Australie... (Holman 2005 ; Dillon 2009 ; Daher 2011).

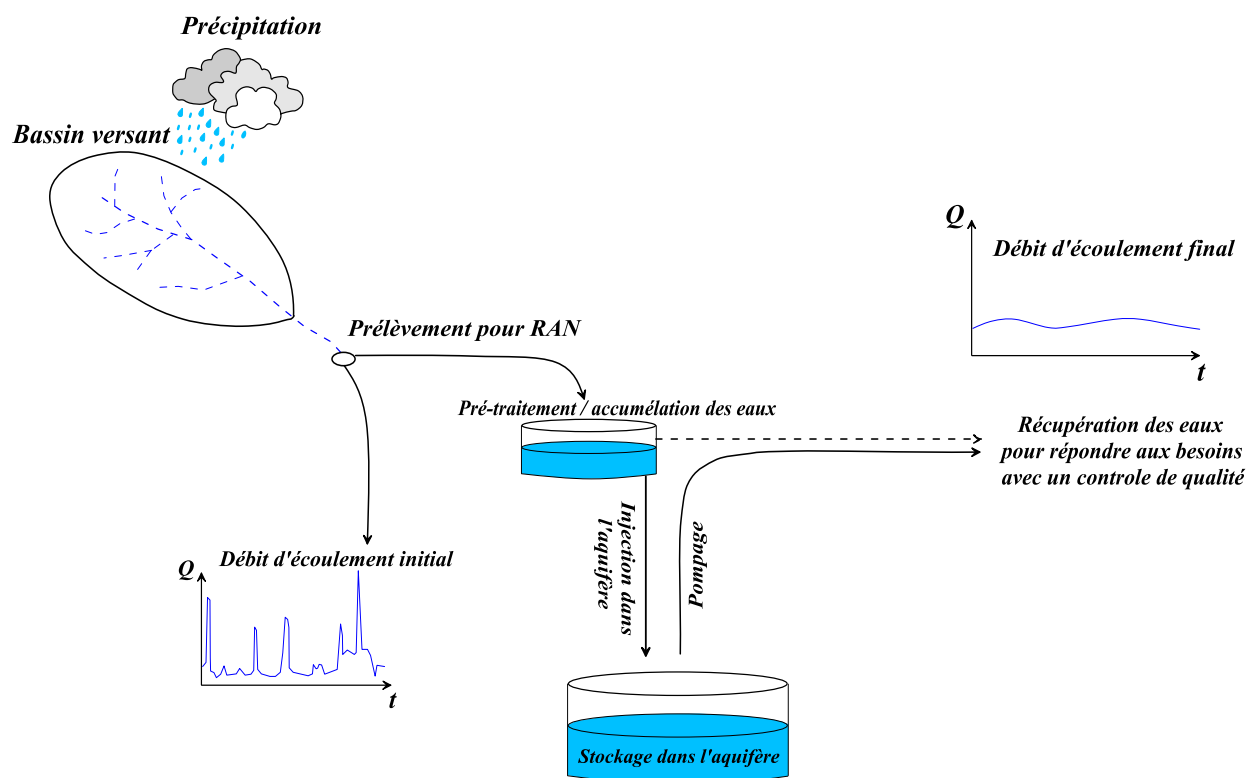


Figure VII.1. Le concept de la recharge artificielle (Dillon 2005 ; Daher 2011)

D'après les sources bibliographiques, les débuts de la RAN avec ces modes bien connus correspondent à l'expérience d'épandage qu'a conduite l'USGS (United States Geological Services) à Pasadena en 1895 aux Etats-Unis. L'USGS a ensuite effectué de petits tests de recharge par puits à la fin des années 40. Parallèlement, en Europe, durant l'industrialisation au 19^{ème} siècle, les établissements de l'eau aux Pays-Bas, en Angleterre et en Allemagne utilisaient cette technique suite aux pollutions qui ont affecté les rivières. La production systématique à partir de cette technique a commencé entre 1870 et 1890. Depuis, cette technique a été utilisée pour la recharge des aquifères libres – notamment dans les cordons dunaires – dès les années 40 pour stocker et filtrer l'eau afin de l'utiliser pour l'alimentation en eau potable. Dans les années 1952-1953, les premiers dispositifs expérimentaux d'ASR ont été réalisés dans l'état de Californie. Ils ont été suivis par ceux opérationnels dans les états de Californie et de Floride aux Etats-Unis à partir de 1969. Des dispositifs de recharge artificielle ont été effectués aussi en Espagne avant les années 1960 dans la région de Barcelone par la technique d'injection en profondeur (Custodio 1981). Les techniques de recharge n'ont pas cessé d'évoluer notamment avec les expériences conduites en Israël, l'Australie, le Canada et la Grande-Bretagne et d'autres pays durant les

années 80 et 90. De nos jours, l'alimentation en eau de plusieurs villes européennes densément peuplées est en partie assurée par cette technique (Schlosser 1991). En France, la production d'eau à partir des dérivations de rivière (River Bank Filtration), une des techniques de RAN, atteint environ 50% de la production en eau potable (Castany 1982; Doussan et al. 1997). Aux Pays-Bas 13% de l'eau potable est assurée par RAN (Hiemstra et al. 2003). En Allemagne, 60% des besoins en eau potable de la ville de Berlin sont assurés par RAN (Zippel et Hannappel 2008). Aux Etats-Unis, cette technique est utilisée sur une grande échelle du fait de son efficacité et des économies qu'elle offre dans le traitement de l'eau (Ray et al. 2002).

Actuellement, la plupart des pays industriels disposent pratiquement des sites de recharge artificielle dans les aquifères alluviaux et poreux tels que les Etats-Unis, le Canada, la Grande-Bretagne, l'Australie, l'Espagne, la France, les Pays-Bas, l'Afrique du Sud, la Thaïlande, la Nouvelle-Zélande, le Koweït, les Emirats Arabes et d'autres pays en Afrique du Nord comme la Tunisie et le Maroc.

VII.2. Importance et intérêt de la RAN

Durant une conférence de la plate-forme technologique européenne sur l'eau (European Water Supply and Sanitation Technology Platform, EWSSTP), l'une des initiatives pour la recherche et le développement de technologies lancée par la commission européenne, qui s'est tenue à Vienne en 2008, l'expression «Managed Aquifer Recharge» ou MAR a été identifiée comme étant un thème d'interférence entre plusieurs secteurs qui pourra être conçu comme outil de développement dans les zones urbaines, les zones côtières, les zone agricole et les zones en voie de dégradation (Dillon 2005).

La RAN, c'est une technique émergente de développement durable qui a montré jusqu'à présent des résultats encourageants sur les plans social, économique et politique. Elle est considérée comme une solution à plusieurs des problèmes d'alimentation et de gestion des ressources en eau, surtout dans les zones arides et semi arides. De plus, elle a été identifiée comme un facteur clé dans la gestion intégrée des ressources en eau (GIRE), surtout dans les zones arides. La RAN est considérée comme une technique qui rend possible d'exploiter les ressources en eau non exploitable, comme le cas eaux pluviales, les eaux des rivières et les eaux usées traitées. La RAN fonctionne par principe de stockage temporaire d'une quantité d'eau en excès, améliorant ses qualités chimiques au cours du temps, et l'exploité ultérieurement (Gale et Dillon 2005).

Très vite, la RAN s'est avérée être un outil fiable économiquement s'inscrivant dans la gestion active des ressources en eau (Detay 1997; Collin 2004) et devenant ainsi l'une des solutions techniques essentielles dans toutes les zones arides et semi-arides en plus des régions à forte demande en eau. Actuellement, la RAN est utilisée d'avantage pour des stockages de long terme et de court terme où on aperçoit plusieurs avantages par rapport au stockage en surface et en réutilisation des eaux usées traitées (Bouwer 2002).

VII.3. Intérêts économiques

Dans la plupart des cas, la RAN peut être un outil économiquement fiable à appliquer pour une GIRE, surtout dans les zones où la pression sur les ressources en eau est très grande (Detay 1997 ; Collin 2004). Par ailleurs, entre tous les facteurs clés, Pyne (2005) considère que l'intérêt économique de la RAN est le facteur principal qui a propulsé l'expansion rapide de cette technologie. En d'autres termes, les facteurs suivants doivent être considérés lors de l'implantation d'un projet de RAN :

- L'existence d'un besoin socio-économique.
- L'existence d'un aquifère capable de remplir les fonctions de stockage ou de filtration de l'eau de recharge.
- La disponibilité d'une ressource d'eau adéquate et de capacité suffisante pour alimenter le projet de RAN sur toute sa durée de vie (soit plus de 20 ans).
- Les faisabilités techniques et économiques du projet de RAN ainsi qu'une volonté politique pour soutenir et pousser l'économie de la région (Collin 2004).

Se basant sur le contexte régional, des analyses de faisabilité économiques portant sur l'investissement et sur le profit estimés peuvent être adoptés pour démontrer que la RAN peut être une alternative efficace ou une solution complémentaire aux projets de barrages, de réservoirs, des techniques de dessalement ou même des transferts de l'eau entre régions ou pays. Ces analyses prennent en considération tous les facteurs évoqués. De plus, elles doivent consulter d'autres points comme les avis des décideurs, la législation, le développement durable de l'opération de recharge, la gestion du projet, les impacts environnementaux, etc (Daher 2011).

D'autres avantages économiques se résument ainsi :

- Technique rapide à implanter et plus souple à utiliser comparée aux aménagements de surface qui nécessitent des intervalles de temps et des suivis plus longs (acquisition de terrain, construction, etc),
- Approvisionnements en eau à caractère stratégique ou d'urgence (Water Banking) suite à une force majeure comme les séismes, les crues et inondations, les accidents de contamination, les dégâts dus aux actions de sabotage, de guerre, de terrorisme, surtout dans les pays arides.

VII.4. Intérêts techniques et sociaux

La RAN est une technologie qui, progressivement, permet de stocker des volumes considérables d'eau pour une utilisation ultérieure plus ciblée. L'eau de recharge constitue un excès de caractère saisonnier ou intermittent. Son stockage dans l'aquifère lui génère de meilleures qualités chimiques la plupart du temps. D'autres objectifs de la RAN peuvent être signalés :

- L'autoépuration de l'eau en la faisant passer au sein de l'aquifère. Les techniques les plus utilisées sont les bassins d'infiltration et les dérivations des rivières.
- L'augmentation de la capacité d'extraction d'un aquifère.
- Réduire les impacts sociaux et écologiques en minimisant l'action anthropique et en intégrant la RAN dans les « technologies vertes » (Dillon et al. 2009).
- La formation d'une barrière hydraulique qui empêche généralement une eau polluée (Jekel et Gruenheid, 2005), en particulier une intrusion saline dans les zones côtières (par exemple lors de l'exploitation d'un aquifère côtier).
- Réduire l'impact des inondations et des crues tout en stockant des volumes d'eau durant les crues.
- Rétablir les niveaux initiaux des nappes partiellement en déclin continu à cause de la surexploitation. Ceci aide à lutter contre les phénomènes de subsidence, ou pour remédier contre des pollutions accidentelles en diluant l'eau native. Enfin, cette restitution des niveaux initiaux de l'aquifère permet sa surexploitation temporaire en augmentant sa capacité d'extraction (Bouwer 2002).

VII.5. Conditions préalables à la réalisation de la RAN

Toutefois, la réalisation d'un projet de RAN nécessite l'existence de plusieurs facteurs indispensables à sa réussite. Ces facteurs se résument par les points suivants :

VII.5.1. Les conditions hydrologiques

- La présence d'une ressource d'eau adéquate pour fournir l'eau de recharge (cours d'eau naturel, période de crue d'une rivière, station de traitement des eaux usées ou des effluents industriels, station de désalinisation de l'eau de mer ou de l'eau saumâtre) capable de fournir les volumes d'eau de recharge durant une durée de vie estimée généralement à 20 ans.
- La connaissance des variations climatiques saisonnières dans le cas d'une eau naturelle de recharge (variations des précipitations, de la température et de l'hydrométrie) et leur impact sur le régime hydrologique de la ressource (périodes de crue et d'étéage).
- Une qualité d'eau brute destinée à la recharge qui doit répondre à certaines normes afin de minimiser les coûts inhérents et de conserver la rentabilité du projet.

VII.5.2. Les conditions géologiques et hydrogéologiques

- La présence de formations géologiques qui favorisent le stockage (aquifère).
- Des caractéristiques hydrogéologiques de l'aquifère qui aident l'introduction et le stockage de l'eau dans l'aquifère comme une épaisseur de la zone non saturée suffisamment importante pour permettre une remontée significative de la nappe dans le cas d'une nappe libre. De plus, la surface de la nappe ne doit donc pas être trop proche de la surface du sol afin de ne pas occasionner de désordres en surface et d'assurer une meilleure autoépuration.
- Une transmissivité dans la zone non saturée de l'aquifère qui ne doit pas être trop faible pour permettre un stockage significatif, ni trop grande pour ne pas évacuer très rapidement les volumes injectés (pouvoir épuratoire).
- Dans le cas des nappes captives, les conditions aux limites physiques et chimiques du système doivent permettre l'injection de volumes additionnels d'eau en déplaçant les mêmes volumes d'eau native.

On devra aussi évaluer les perméabilités horizontales et verticales qui devront être importantes, la transmissivité, la porosité et le coefficient d'emmagasinement ainsi que les variations de ces paramètres. On devra établir la piézométrie, chiffrer le gradient hydraulique, apprécier le sens d'écoulement des eaux, définir les limites alimentaires et les exutoires, le réseau d'exploitation, la chimie de l'eau, le bilan hydrologique et chimique. Il faudra également évaluer quelle sera l'influence de la recharge sur ce réservoir, quelles seront les zones qui en profiteront et quand. Ces points joueront un rôle très notable. En effet, il sera nécessaire que la recharge se traduise par une élévation du niveau de l'eau, d'une sorte de mieux conserver le volume injecté. Enfin, il faudra s'assurer que le taux d'infiltration se maintiendra- ce qui pourra nécessiter des traitements - et que la récupération de l'eau ne donnera pas lieu à des hauteurs de pompage prohibitives (Bouwer 2002).

- Le transfert de la masse d'eau injectée qui est en fonction de la transmissivité et du gradient hydraulique, la transmissivité étant la capacité qu'aura un aquifère à permettre l'écoulement horizontal de l'eau sur toute son épaisseur.
- Le transfert des pressions à partir du point d'injection qui est fonction de la diffusivité de la formation aquifère. La diffusivité étant la vitesse de réaction d'un aquifère lors d'une injection d'eau, elle est égale au rapport de la transmissivité par le coefficient d'emmagasinement. Une valeur élevée de la diffusivité caractérise un transfert de pression qui induit un écoulement facile et rapide. La diffusivité est plus élevée dans les aquifères captifs que dans les aquifères libres de 100 à 10000 fois.

Les formations karstiques présentent des problèmes du fait de la très grande variabilité spatiale de la transmissivité qui implique un séjour parfois trop court ou trop long par rapport aux aquifères alluvionnaires. Par ailleurs, tenant compte de l'originalité de cette théorie et de ses particularités, les lois hydrodynamiques décrivant le fonctionnement de ce type de dispositif n'ont pas encore été établies impliquant un recours à une approche plus particulière traitant chaque cas d'une façon séparée (Daher 2011).

Donc, idéalement, pour appliquer la RAN, l'aquifère doit retenir, emmagasiner et transmettre les quantités d'eau de recharge désirées sans une migration ou une dégradation chimique significatives de cette eau et avec parfois une amélioration de la qualité de l'eau liée aux capacités de purification du sous-sol.

VII.5.3. Les conditions géochimiques et biologiques

- La géochimie de l'eau de recharge, de l'eau originale de l'aquifère et de la roche réservoir doit être caractérisée.
- Les interactions fluide-fluide et fluide-roche doivent être rigoureusement identifiées parce qu'elles peuvent avoir un impact négatif sur le dispositif de RAN adopté.
- L'autoépuration par des processus de traitement naturel et l'extraction des nutriments et d'autres microorganismes pathogènes et xénobiotiques non désirés peuvent fournir un avantage additionnel.

Par conséquent,

- ✓ Les formations épaisses et les nappes captives, entre autres, conviennent pour le stockage.
- ✓ Dans les nappes alluviales, la zone non saturée peut être réduite tandis que dans les formations fissurées et karstiques, les circulations peuvent être trop rapides ; de ce fait, le stockage et l'épuration peuvent être limités.

Les conditions déjà citées vont déterminer le volume d'eau à injecter, le volume récupérable et l'efficacité du dispositif de RAN utilisé, par suite le succès du projet de RAN.

VII.6. Effets induits d'une alimentation artificielle

L'alimentation artificielle se traduit par deux effets hydrauliques: un effet volumétrique et un effet piézométrique.

- *Effet volumétrique*: il s'agit du déplacement de l'eau de recharge dans la nappe (figure VII.2); il dépend du coefficient de remplissage, du débit spécifique et de la transmissivité du terrain.

- *Effet piézométrique*: c'est la montée de la surface d'une nappe libre, ou l'augmentation de la pression d'une nappe captive.

Le principe hydrodynamique de l'injection est le suivant : le débit d'injection est limité par les caractéristiques de l'aquifère. En effet, celui-ci subit des pressions importantes et des phénomènes d'érosion peuvent fragiliser la structure. L'expérience montre que les roches compactes sont mieux adaptées que des formations meubles. Il a été déterminé empiriquement que le débit moyen injecté est lié au produit de la

perméabilité horizontale de l'aquifère par la surface crépinée selon la relation (Bourguet 1971):

$$\log(Q) = 0.461 \log(K\pi DP) - 0.346$$

Avec Q : débit spécifique moyen en injection en $10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$;

K : perméabilité horizontale de l'aquifère en 10^{-3} m/s ;

D : diamètre du tubage crépiné en mètres ;

P : profondeur de pénétration dans l'aquifère en mètres du tubage crépiné.

Le débit d'injection est par ailleurs lié à la viscosité de l'eau de recharge, donc à sa température. Ainsi, lorsque la température diminue, il se produit une diminution importante du débit spécifique d'injection, liée à l'augmentation de la viscosité définie par la résistance de l'eau au mouvement sous la contrainte en cisaillement exercée lors de son écoulement (Bouwer 2002).

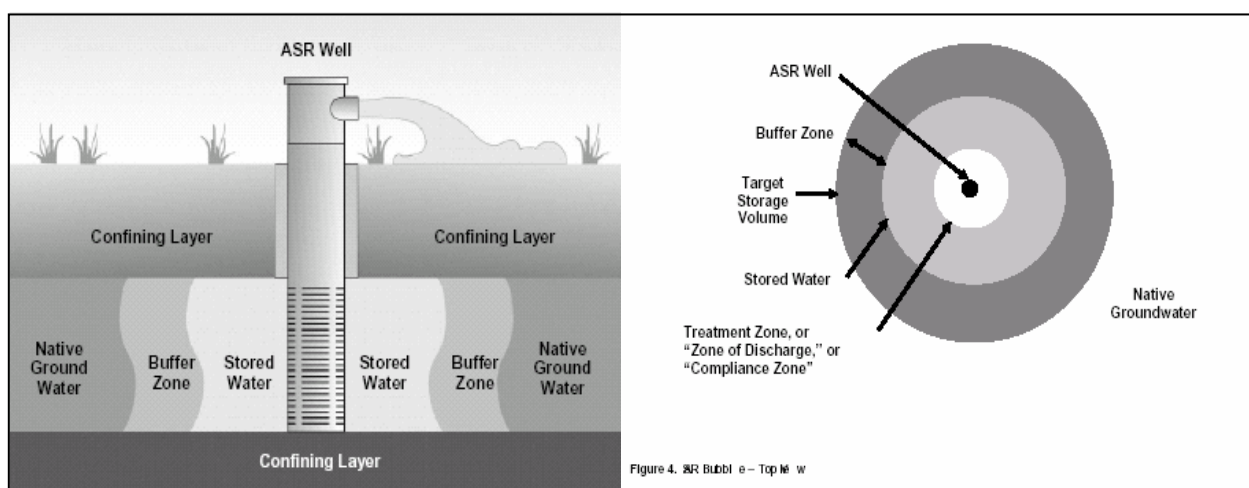


Figure VII.2. Déplacement des masses d'eau lors de l'injection d'eau de recharge dans un puits en aquifère captif (Pyne 2005)

VII.7. Les différents dispositifs de la RAN

Une RAN comprend une grande variété de dispositifs dans lesquels l'eau est introduite intentionnellement dans un aquifère (Dillon et al. 2009). Le système de mise en œuvre de la recharge se présente sous plusieurs formes. Afin de le définir, on doit étudier les paramètres propres au site tels que la topographie, la géologie, l'hydrogéologie, les caractéristiques physico-chimiques et bactériologiques des eaux de recharge et leurs volumes disponibles en plus de données techniques, économiques sociales et politiques.

Dillon et al. (2009) montre les systèmes connus de recharge présentés dans l'illustration suivante (figure VII.3).

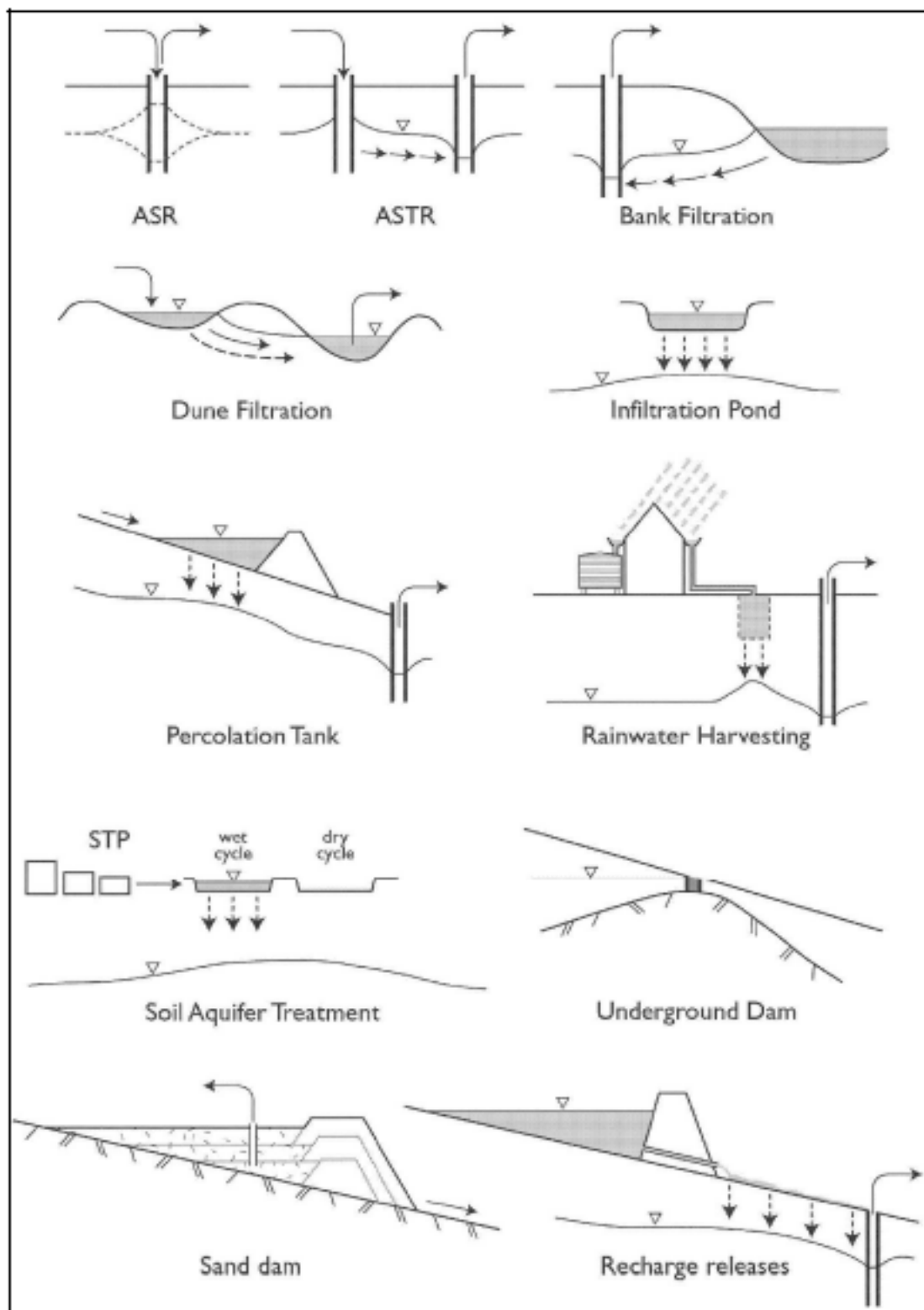


Figure VII.3. Les différents dispositifs de recharge artificielle (Dillon 2005)

Ces dispositifs peuvent être divisés en deux grandes parties : systèmes de recharge par injection et systèmes de recharge à partir de la surface. Dans tous les cas, on considère

l'acronyme RAN comme technique représentative de toute activité de recharge qui utilise un des dispositifs cités après.

Dans la majorité des cas, les forages d'injection et les bassins d'infiltration sont les techniques les plus utilisés pour la recharge des nappes.

VII.7.1. Recharge par puits d'injection

Ces dispositifs sont souvent utilisés pour recharger les aquifères profonds, ou dans le cas d'insuffisance d'espaces en surface. La récupération des volumes injectés se fait à partir du même puits ou à partir d'un autre puits éloigné. Des considérations de densités et des paramètres hydrauliques doivent être prises en compte lors d'une étude d'un dispositif de recharge par puits (Missimer et al. 2002).

Pyne (2005) compte 56 champs de puits d'injection opérationnels aux États-Unis en 2002 avec plus de 100 projets en cours d'implantation surtout dans l'état de Floride et l'état de New York. La conception de tels ouvrages est identique à celle des ouvrages de pompage et cela sans modification.

On distingue deux types de dispositifs actuellement utilisés :

Un exemple intéressant de traitement existe en Espagne dans la région de Barcelone depuis les années 60, avec un forage de gros diamètre, 1 mètre, qui pénètre dans la nappe phréatique du delta. Le forage est entouré de 16 forages, de 200 mm de diamètre, formant un cercle de rayon 3 mètres. Le débit d'eau injecté dans les 16 forages est de 80 L/s, la source d'alimentation est les eaux d'une rivière. Cette installation fonctionne jusqu'à nos jours et donne des résultats satisfaisants (Max et Saint-Pé 1971 ; Pyne 2005 ; Bouwer 2002).

- Aquifer storage and recovery (**ASR**): injection de l'eau dans un puits et récupération de cette eau à partir du même puits. Cette technique est le seul moyen de recharge des aquifères captifs et profonds. Elle permet des économies importantes au niveau du dispositif en n'utilisant qu'un seul puits pour les deux opérations ;
- Aquifer storage transfer and recovery (**ASTR**): injection de l'eau dans un puits et sa récupération à partir d'un autre puits. En général, ceci est fait pour profiter d'un traitement supplémentaire par géopurification avant prélèvement.

Les avantages et les inconvénients de ces ouvrages sont les suivants :

- **Avantages:** Ces dispositifs nécessitent peu de place et des périmètres de protection limités. L'acquisition des terrains est donc peu onéreuse. De plus, c'est la seule solution pour la recharge des nappes captives et des nappes profondes en général.
- **Inconvénients:** La surface d'injection est faible, ce qui nécessite une pression élevée induisant des contraintes importantes à contrôler. Le coût de fonctionnement et de maintenance est très coûteux, en particulier à cause du colmatage. Enfin, comme le sol et la zone non saturée n'interviennent pas pour jouer un rôle épurateur, l'eau brute à injecter doit être de bonne qualité ou préalablement traitée, ce qui entraîne un surcoût de traitement et d'exploitation.

VII.7.2. Recharge depuis la surface

Globalement, les avantages et les inconvénients des bassins d'infiltration sont à l'inverse de ceux des forages d'injection. En effet, la superficie du dispositif est beaucoup plus importante, donc le coût d'acquisition de terrain est plus élevé. Cependant les coûts d'exploitation et d'entretien sont beaucoup plus faibles. Les matières organiques et les métaux lourds peuvent être adsorbés dans la matrice de l'aquifère (Stuyfzand 1998; Massmann et al. 2007). Le pouvoir d'autoépuration du sol ou géopurification, joue ici un rôle prépondérant grâce à l'utilisation du réacteur sol dans la zone non-saturée. Cet avantage est important dans la mesure où il permet dans certains cas, l'utilisation directe d'eau de surface ou tout au moins d'eau traitée sommairement.

Les principaux paramètres à vérifier, pour une bonne efficacité du pouvoir d'autoépuration du sol sont (Detay 1997):

- la profondeur de la nappe et la température de l'eau injectée;
- le taux d'humidité du sol dans la zone non-saturé ;
- la perméabilité du sol traversé et de la couche superficielle ;
- la pente du bassin.

L'alimentation des aquifères captifs ou profonds par cette méthode est donc exclue.

On distingue les types suivants de dispositifs de recharge depuis la surface (Kuehn et Mueller 2000 ; Asano et al. 2007):

- Dérivations de rivière et inondations contrôlées pour augmenter la recharge (River Bank filtration): extraction de l'eau souterraine depuis un puits ou un caisson près d'une rivière pour augmenter l'infiltration depuis la surface de manière à avoir une eau de meilleure qualité. Cette technique a une longue histoire de génération d'eau potable en Europe.

- Infiltration dans les cordons dunaires utilisant le sable comme facteur épurateur (Dune filtration) : infiltration de l'eau depuis des bassins construits dans les dunes et extraction à partir de puits ou de bassins distants et à des niveaux plus bas permettant une amélioration de la qualité de l'eau et assurent un équilibre entre l'offre et la demande. Cette technique est largement utilisée aux Pays-Bas et en Allemagne.
- Bassins d'infiltration (Infiltration ponds): ce sont des bassins construits généralement au bord des rivières dont l'eau est déviée vers ces bassins dans lesquels elle s'infiltré dans des milieux non argileux pour rejoindre la nappe libre sous-jacente. C'est la technique de recharge artificielle la plus simple et la plus appliquée dans le monde.
- Infiltration favorisée par aménagements de surface (Percolation tanks): technique fréquemment utilisée en Inde, pour mettre en œuvre dans les vallées des aménagements de rétention des eaux de pluie s'infiltrant après dans les nappes libres alimentant les villages.
- Collecte des eaux de pluie (Rainwater harvesting): collecte des eaux de ruissellement à partir des toits des maisons et les acheminent au moyen d'une tranchée remplie de gravillons et de sable, pour alimenter la nappe, afin de les pompées ultérieurement.
- Epuration souterraine (Soil aquifer treatment - SAT): les eaux usées traitées sont infiltrées dans le sol à partir de bassins d'infiltration pour faciliter l'élimination des nutriments et des pathogènes par épuration souterraine ou géopurification. Cette eau est par la suite pompée et utilisée après un certain temps de résidence.
- Barrages sédimentaires (Sand dams), construits dans des vallées et des terrains de faible perméabilité: leur rôle est de retenir les sédiments au cours de chaque crue pour former ainsi une sorte de barrage qui retient un petit aquifère poreux capté par puits durant les saisons sèches.
- Barrages souterrains (Underground dams): lorsque la géologie le permet, un barrage souterrain est conçu pour améliorer la rétention des eaux de recharge.
- Déclencheurs de recharge (Recharge releases): dans les barrages conçus pour lutter contre les inondations, des vannes de réduction de pression peuvent être utilisées de manière à alimenter lentement la nappe sous-jacente par infiltration.

VII.8. Prétraitements à effectuer sur les eaux à injecter

En général, la qualité de l'eau de recharge est un facteur essentiel pour la réussite d'une opération de RAN (Dillon et Pavelic 1996 ; Pavelic et al. 1998 ; Oren et al. 2007; Dillon et al. 2008). Elle est gouvernée par:

- La qualité de l'eau infiltrée ou injectée.
- Les conditions physiques de détérioration et d'adsorption des particules.
- La dégradation biogéochimique.
- La minéralogie initiale de l'aquifère et les phénomènes d'interaction eau-roche.
- La qualité de l'eau native de l'aquifère.

Différents phénomènes naturels contribuent à l'amélioration et parfois aussi à la détérioration de la qualité de l'eau de surface injectée dans le sol. Parmi les constats les plus fréquents sur sites, citons:

- L'injection d'une eau ayant une demande en oxygène excédant sa concentration en oxygène est susceptible de provoquer l'apparition de conditions réductrices ($O_2 < 1 \text{ mg/L}$) et parfois anaérobiques qui favorisent la mobilisation de fer et de manganèse dans l'eau, ainsi qu'une augmentation de la dureté et la dénitrification de l'eau.
- L'introduction de conditions oxydantes (oxygène dissous) dans une nappe en conditions réductrices, dont l'eau contient naturellement des métaux dissous, comme le fer ou le manganèse, favorise le colmatage du sol par précipitation des hydroxydes de ces métaux ainsi que la prolifération des bactéries du fer.
- L'injection d'une eau oxygénée dans un sol contenant de la pyrite ou de la marcassite (sulfures de fer, etc.) provoque leur oxydation et la mise en solution de sulfate. Cette oxydation induit une augmentation significative de l'acidité (donc une diminution du pH), du CO_2 dissous et des concentrations en sulfates.
- La matière organique est réduite par des phénomènes d'adsorption et de biodégradation dont l'efficacité est relativement stable dans le temps. Les matières les plus biodégradables sont éliminées à faible profondeur alors que les matières moins biodégradables le sont après un plus long parcours.
- Les micro-organismes sont éliminés par filtrage, inactivation et fixation sur les grains des sédiments.

- Les concentrations en métaux lourds sont réduites par des phénomènes de précipitation et d'adsorption. Ils peuvent ainsi demeurer dans le sol durant de longues périodes sans être remobilisés.

Par ailleurs, Dillon et al. (2008) considère que le niveau de connaissances sur les processus chimiques qui se produisent au sein de l'aquifère, aboutissant à une autoépuration, sont pour le moment mal connus par rapport aux connaissances dans les systèmes d'épuration industriels. Ceci est dû au fait que ces processus biogéochimiques qui se produisent dans l'eau native ne cessent pas d'évoluer spatialement et temporellement suite à toute opération de recharge jusqu'à arriver à un nouvel état d'équilibre. Ceci complique la description complète des activités chimiques qui se produisent dans l'aquifère et des prétraitements à effectuer à l'eau de recharge.

Toutefois, les traitements avant recharge les plus fréquemment utilisés sont les suivants:

- L'aération de l'eau de surface avant son infiltration, afin de maintenir des conditions aérobies ou oxydantes dans le sol pour éviter la solubilisation du fer et du manganèse.
- L'ozonation de l'eau de surface, afin d'oxyder, de coaguler et de réduire certains contaminants ; l'ozonation stimule également la biodégradation des matières organiques, améliore la désinfection de l'eau et augmente le taux d'oxygène dissous.
- L'injection d'un agent réducteur tel que le bisulfite de sodium pour éliminer le pouvoir oxydant de l'oxygène dissous et éviter la précipitation du fer et du manganèse contenus originellement dans la nappe.
- La décantation de l'eau de surface avant son injection en puits profond.

VII.9. Le problème de colmatage

La réussite et la pérennité d'une opération d'alimentation artificielle sont étroitement liées au phénomène inéluctable de colmatage qui finit par stopper l'infiltration des eaux dans les terrains aquifères. Les recherches s'accroissent sur ce sujet pour déterminer les réactions chimiques qui se passent entre l'eau native et l'eau injectée, que ce soit par des observations de terrain ou par modélisation géochimique de ces processus, afin de minimiser le colmatage qui aura pour effet de prolonger la durée de vie du dispositif de recharge et par conséquent d'agrandir la rentabilité du projet en minimisant les entretiens requis.

VII.9.1. Le colmatage des dispositifs d'injection

Le colmatage est dû au bouchage des pores de la crépine et du massif filtrant du puits à cause des phénomènes mécaniques (pénétration d'air ou gaz dans l'aquifère), biologiques (prolifération bactérienne) et chimiques (précipitation de fer). C'est un problème plus complexe dans le cas des puits d'injection du fait qu'il est inévitable dans ce cas. D'ailleurs, le colmatage limite grandement la durée de vie d'un puits d'infiltration, rarement supérieure à 10 ans et largement inférieure à celle des bassins d'infiltration. De ce fait, son traitement est primordial dans la détermination de la durée de vie du dispositif et de son rendement économique. Il consiste en un décolmatage régulier des dispositifs d'injection par des méthodes soit physiques, soit chimiques comme le prétraitement chimique de l'eau brute de recharge ainsi que par les techniques physiques d'entretien, comme l'inversion du fonctionnement de la pompe d'injection en une pompe de refoulement à la fin d'un nombre déterminé de sessions d'injection pour aider à éliminer les résidus en suspension au niveau des crépines et du massif filtrant. Pavelic et al. (1998 et 2007), note que la turbidité, l'azote total (Ntot) et le pH de l'eau injectée sont des facteurs essentiels à cause de leurs rôles dans la prolifération bactérienne, la dissolution de la calcite et la filtration des particules fines. Plusieurs études d'observation et de modélisation géochimique sont menées sur les réactions redox, l'effet de l'injection d'eau oxygénée et celles des nutriments et des matières organiques dans l'eau native (Moorman et al. 2002 ; Buik et Willemsen 2002 ; Seifert et Engesgaard 2005 ; Vanderzalm et al. 2006 et 2013). Dans tous les cas, le choix du dispositif d'injection doit prendre en compte ce paramètre inévitable qu'est le colmatage dans les coûts et l'entretien du projet. Dans le cas des dispositifs d'injection, le colmatage est un problème plus complexe. Son origine est principalement due aux processus suivants:

- La pénétration d'air ou de gaz dans l'aquifère.
- La prolifération bactérienne dans l'eau de recharge.
- La précipitation du fer dans l'eau de recharge due à la présence d'oxygène.

VII.9.2. Le colmatage des bassins d'infiltration

C'est une combinaison de deux mécanismes : le bouchage des pores et la désorganisation de la porosité du sol qui peut être causée par divers mécanismes, comme le gonflement des argiles ou la destruction des agrégats par excès d'ions. Ce colmatage peut être de différentes natures:

- Colmatage par les matières en suspension ;
- Colmatage biologique par les larves d'insectes et les bactéries. On considère que le taux de croissance bactérienne est un facteur prépondérant dans le processus de colmatage ;
- Colmatage chimique. Il résulte de réactions chimiques entre les solutés des eaux de surface et les différents constituants du sol ;
- Action des algues avec ces complexités : précipitation de certains composés dissous (carbonate de calcium) par consommation de CO₂, accumulation de matière organique morte ne se détruisant pas par absence d'activité biologique due à la disparition de l'oxygène.

La prévention et le traitement du colmatage du bassin d'infiltration sont donc indispensables pour le bon fonctionnement du dispositif de recharge. Son traitement est souvent un grattage superficiel de la couche colmatée.

VII.10. Barrière hydraulique pour lutte contre l'intrusion marine

Dans les aquifères côtiers, l'intrusion saline et les phénomènes de mélange d'eau douce et d'eau salée réduisent nettement les réserves d'eau douce. L'eau saumâtre résultante est non utilisable comme eau potable et dans la plupart des cas non plus pour l'irrigation. Les surexploitations de l'aquifère côtier impliquent une augmentation de l'intrusion saline et un avancement du biseau salin à l'intérieur des terres surtout durant les périodes sèches ou de basses eaux. Les aquifères côtiers ne peuvent être utilisés que durant les périodes où la pression statique de la lame d'eau douce est grande de façon à pousser l'interface eau douce – eau salée vers la mer (Moorman et al. 2002).

La recharge de l'aquifère par une eau douce à l'aide de puits d'injection ou des bassins d'infiltration implantés tout au long ou parallèlement à la côte crée une haute charge hydraulique d'eau douce appelée barrière hydraulique qui a pour effet la protection des forages situés à l'intérieur des terres de l'intrusion saline.

VII.11. La RAN et la gestion intégrée des ressources

Dans les années à venir, la plupart des régions du monde vont faire face à des pénuries d'eau liées au changement climatique et à l'augmentation de la population. Le rapport du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat sur la pénurie d'eau et la sécheresse publié en 2008 (Bates et al. 2008) indique que l'eau est l'un des principaux problèmes actuels et futurs auxquels est confrontée l'Afrique. L'approvisionnement en eau à partir des cours d'eau, des lacs et des chutes de pluie n'est pas également accessible, sa répartition géographique naturelle est irrégulière et la consommation d'eau ne peut y être qualifiée de durable. Le changement climatique est susceptible d'imposer des contraintes supplémentaires sur la disponibilité et l'accessibilité de l'eau. D'ici 2030, la disponibilité en eau dans certains pays au Nord Africain, sera inférieure à 1 000 m³/personne/an. La population susceptible de subir ce stress hydrique pourrait atteindre 460 millions de personnes (Ces estimations sont fondées uniquement sur les taux de croissance démographique). De plus, une estimation indique une augmentation de la proportion de la population africaine qui pourrait être confrontée à un stress hydrique et à une hausse de la pénurie d'eau de 47 % en 2000 à 65 % en 2030 (Ashton 2002). Cela pourrait engendrer des conflits liés à l'eau, en particulier dans les régions arides et semi-arides.

A partir d'une telle vision, la RAN peut être un outil préventif qui est utilisé pratiquement dans tous les pays industriels. Bien que la RAN ne génère pas de nouvelles ressources en eau, elle donne des espérances prometteuses surtout vis-à-vis du grand public qui attend des politiques orientées plus vers l'utilisation durable des ressources en eau comme le traitement des eaux usées, la réutilisation de l'eau traitée et le développement durable de l'utilisation des eaux pluviales. La RAN permet d'utiliser des alternatives qui ne seraient pas utilisées différemment comme les eaux pluviales, les eaux des crues des rivières et des sources et les eaux traitées pour l'alimentation en eau potable et pour l'irrigation en plus du rôle qu'elle peut jouer pour rétablir le niveau des nappes et comme barrière hydraulique contre des polluants ou une intrusion saline. De plus, l'optimisation et le contrôle du sujet de l'offre et la demande que fournit la RAN au niveau du bassin réduit considérablement les dépenses pour faire face à des pénuries et relance la production économique. Il faut noter bien que la RAN n'est pas encore développée de façon à être intégralement adaptée comme outil de gestion dans les conflits et les problèmes d'eau du futur : elle pourra remplir cette fonction en s'adaptant au changement climatique.

Actuellement, avec une recharge naturelle de plus en plus affaiblie par la dégradation de l'occupation des sols, la RAN n'est plus considérée comme une simple technique de stockage de l'eau mais plutôt comme un outil qui s'intègre dans la GIRE. Cet outil sera utilisé pour soutenir le développement durable en surveillant l'état des ressources en eau disponibles dans le cadre des besoins sociaux, économiques et environnementaux actuels et futurs.

Par conséquent, la RAN peut être définie en étant la situation dans laquelle une eau qui n'appartient pas à un aquifère est infiltrée ou injectée dans cet aquifère à l'aide d'un système implanté et contrôlé par l'homme. Ce contrôle comprend le choix du site de recharge et la gestion de l'opération de recharge de façon à essayer de préserver ou même d'améliorer la qualité et la quantité de l'eau de recharge en détectant, par des mesures appropriées, tout changement qui se passe dans les propriétés de l'eau de l'aquifère.

Toutefois, un facteur déterminant dans la réussite de la RAN dans les années qui viennent sera de démontrer que cette technique se base sur le développement durable et que son impact sur « l'environnement » du sous-sol n'est pas nuisible et qu'il est réversible. Pour achever un projet quelques points indispensables seront à traiter comme le développement des législations intégrant la RAN, fonder une base de données pour les projets exécutés de RAN qui inclut les détails d'évaluation économique (investissements et rentabilité du projet), les contraintes sociales (réaction de la société vis-à-vis de ces projets), les contraintes scientifiques et écologiques qui incluent, entre autres, l'historique et les détails d'étude et d'exécution de tous les projets de RAN en termes de qualités et de quantité, l'adoption de nouvelles techniques de contrôle et d'enregistrement de données et des modèles conceptuels de transport et de bio-géochimie ainsi que des phénomènes de colmatage qui seront calibrés suivant des données acquises des sites de RAN, l'adoption de méthodes géophysiques pour explorer les sites de RAN, améliorer les connaissances sur les prétraitements de l'eau de recharge. Enfin, cette base de données sera alimentée par des rapports qui décrivent chaque projet de RAN exécuté et ses points forts et faibles. Elle pourra être utilisée comme guide pour les projets de RAN qu'on veut implanter dans le futur (Maliva et al. 2011). Ceci aidera à la progression rapide de cette technique en optimisant les efforts mis sur ce sujet.

VII.12. Possibilité de la recharge artificielle de l'aquifère côtier de Nador

L'eau est une source d'importance pour les pays de la méditerranée de climat aride à semi-aride. Ces dernières nécessitent une préservation et protection des ressources en eau disponibles ainsi qu'une optimisation de l'exploitation des ressources disponibles, afin qu'elles puissent répondre aux besoins des populations de façon durable (Detay 1997 ; Comair 2008). On distingue dans la Méditerranée des pays qui ayant déjà des applications opérationnelles (Espagne leader sur cet usage où actuellement l'étude de l'efficacité de la recharge pour lutte contre l'intrusion d'eau salées est en cours d'évaluation), d'autres ayant mis en place des projets pilotes de grande ampleur et ayant réglementé l'usage (Tunisie), alors que d'autres ont des applications timides dans ce domaine de la RAN avec aucune réglementation (Italie, France, Maroc et l'Algérie) (AFD et BRLi 2001 ; Condom et al. 2012).

Dans la région d'étude de Nador, les besoins en eau sont en croissance, comme toutes les régions algériennes, à cause de l'essor démographique et l'intensification des activités socio-économiques (agricoles, touristiques, urbaines,...). L'exploitation mal maîtrisée des eaux souterraines de la nappe côtière de Nador a entraîné une dégradation qualitative des eaux (augmentation de la salinité) et une baisse de la réserve aquifère (baisse des niveaux statiques de la nappe), ce qui a conduit dans certains endroits à l'abandon des puits et forages à cause de leur assèchement et/ou de leur salinité élevée après un avancement du biseau d'eau salée à l'intérieur des terres.

Dans le but d'augmenter le stockage d'eau dans cet aquifère côtier et combattre l'intrusion marine, en présence de la ressource (les eaux usées épurées provenant des stations d'épuration situées dans le secteur d'étude), une réflexion sur une étude de possibilité à la recharge artificielle dans cet aquifère a été entreprise. Cette étude se concentre sur la détermination de la zone de forte perméabilité, à l'étude de la qualité des eaux utilisées à la recharge et sur l'effet de la réduction de débit d'exploitation de la nappe après la fermeture des forages salés et l'irrigation sur la piézométrie et la qualité chimique des eaux souterraines.

VII.12.1. Potentialité hydrique dans la région d'étude

Dans la région d'étude, il existe des ressources qui peuvent être exploitées pour la recharge de cet aquifère côtier, à savoir : les eaux météoriques, les eaux du barrage Boukourdane et les eaux usées épurées des STEP. Dans la zone d'étude, les terrains des deux côtés de la plaine (en partie gauche et droite) ont des pentes moyennement élevées à élevées. Ces terrains de grès et calcaires d'âge Astien, se caractérisent par des perméabilités d'interstices et de fissures moyennement élevées qui peut atteindre $6,8.10^{-4}$ m/s, ils forment le principal réservoir dans la zone d'étude. Ce dernier est alimenté par les infiltrations efficaces au niveau de ces affleurements.

- L'aménagement des ravins situés dans les deux côtés de la plaine par des seuils en gabionnage (correction torrentielle), va briser l'énergie cinétique et diminuer la vitesse d'écoulement des eaux de ruissellement et accroître le taux d'infiltration vers la nappe, ce qui contribue à l'alimentation artificielle de la nappe.
- Le barrage Boukourdane situé à 15 km, en amont de la zone d'étude est destiné à l'irrigation des périmètres situés en aval du barrage, c'est le cas du périmètre irrigué d'Oued Nador dans la zone d'étude. Le barrage alimente le réseau d'irrigation installé dans cette zone, couvrant environ 60 % de la superficie de la plaine alluviale, ce qui contribue à l'alimentation de la nappe et à la lutte contre l'intrusion marine, lors de l'irrigation des cultures saisonnières et permanentes existantes dans la région. Cette recharge par l'irrigation peut être économiquement avantageuse dans cette zone, elle peut être améliorée pour avoir un bon rendement de recharge de la nappe, par l'intermédiaire de drains perméable enterrés à faible profondeur.
- Dans la région de Tipaza, il existe trois stations d'épuration dont deux se situent dans le bassin versant de la région d'étude, une en amont de la plaine, c'est la STEP de Hadjout et l'autre c'est la STEP de Chenoua en aval de la plaine. La STEP de Hadjout, mise en service en 2007, avec un volume traité d'environ $4000 \text{ m}^3/\text{j}$, leur rejet se fait vers un affluent de l'Oued Nador. selon les services agricoles de Tipaza, 60% de la quantité traitée est acheminée par Oued Nador pour rejoindre directement la mer, soit un volume de 438.000 m^3 par an. Les eaux épurées de la STEP de Chenoua sont rejetées aussi dans l'Oued Nador pour qu'elles rejoignent la mer Méditerranée afin de protéger le littoral de la pollution. La STEP de Chenoua est la plus grande à Tipaza, elle traite un débit d'environ $11200 \text{ m}^3/\text{j}$ par le processus de boues activées, à faible charge, et aération prolongée pour protéger le milieu récepteur (littoral), avec un rendement de traitement d'environ 60 %. Seulement 30 à 40 % de la quantité traitée est exploitée en

irrigation par des pompages illicites et le reste rejoint la mer ; soit environ 1.4 million de m³ perdue chaque année. Ce qui donne un volume total annuel perdu pour ces deux stations, environ 1.6 million de m³ d'après les services agricoles de la wilaya.

Du point de vue économique, la solution de l'introduction d'eaux usées traitées dans le sol pour lutter contre les invasions salines est environ trois fois moins onéreuse que l'importation d'eau depuis des contrées éloignées et dix fois moins onéreuse que la désalinisation de l'eau (Grela et al. 2004). Ces eaux peuvent être utilisées à la recharge artificielle de la nappe par différents modes : tel que l'irrigation, les bassins d'infiltration ou l'injection dans les forages.

La réutilisation des eaux usées épurées peut être proposée comme une tentative pour aider à trouver des solutions aux augmentations de la pénurie d'eau, et à la préservation de l'environnement. Cela va participer à la gestion intégrée des ressources en eau dans cette zone.

Au cours de ces dernières années, la réutilisation des eaux usées traitées (REUT ou *re-use*) a connu un fort développement à travers le monde, que ce soit pour l'agriculture où à la recharge des nappes, cela fait partie des nouvelles méthodes s'intégrant dans la GIRE.

En Algérie plusieurs verrous bloquent la réutilisation des eaux usées épurées. La qualité des eaux souhaitée pour l'irrigation ou pour la recharge des nappes constitue un des nœuds du problème. Le point épineux c'est les polluants émergents qui traversent les filtres des stations d'épurations. 85 % des micropolluants prioritaires sont majoritairement éliminés dans les stations de boues activées, alors que les 15 % restants nécessitent des traitements complémentaires. Une des réponses pour répondre à l'enjeu environnemental pourrait donc être d'équiper les STEP par des procédés plus performants. Dans ces dernières années le gouvernement Algérien a commencé à mettre une planification pour intégrer les eaux usées traitées au développement et à la modernisation de l'agriculture, devant des besoins en eau qui ne cessent d'augmenter. Cependant, cette pratique peut présenter un certain nombre de risques, sanitaires (polluants émergents, métaux lourds, pathogènes...) et environnementaux (métaux lourds, salinisation des sols, eutrophisation, pollution des nappes, impact des produits de traitement...) qui doivent être strictement encadrés, surtout en absence des traitements quaternaires des eaux usées.

Dans la plaine de Nador par exemple, avant la réalisation des STEP, ainsi que devant la dégradation quantitative et qualitative des eaux souterraines, l'irrigation directe à partir des eaux usées brutes a été pratiquée dans cette zone malgré son interdiction.

Actuellement, les eaux usées de la région sont traitées par les deux STEP (de Hadjout et de Chenoua) et le rejet se fait vers Oued Nador. Environ 30 à 40 % des surfaces cultivées dans la région sont irriguées par les eaux usées traitées (tout genre de cultures), par des captages individuels (illicites), sans aucun cadre juridique.

Le présent travail vise l'évaluation de la possibilité de la recharge artificielle de la nappe par les eaux usées épurées, pour combattre l'avancé du biseau d'eau salée et d'augmenter la réserve en eau souterraine, avec un maintien des niveau piézométriques, ce qui permettent aux irrigants de remobiliser l'eau filtrée, tout en utilisant le pouvoir épurateur du sol pour assurer un traitement de finition des eaux usées traitées, ce qui réduit l'influence de ces eaux réutilisées sur l'environnement (sol, faune et flore) et sur la santé humaine. L'objectif de la recharge consiste à restaurer l'équilibre de cette nappe surexploitée.

VII.12.2. Caractéristiques physico-chimiques des eaux de la recharge

Des prélèvements des échantillons dans six endroits répartis le long de Oued Nador ont été réalisés en Avril 2012 (figure VII.4), les analyses physico-chimiques (pH, conductivité électrique CE, Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} et Ca^{2+}) ont été effectuées au niveau du laboratoire de l'Université de Khemis Miliana. Un prélèvement au niveau du réseau d'irrigation installé dans la région a été effectué.

Les eaux usées épurées par la STEP de Chenoua sont contrôlées quotidiennement au niveau du laboratoire d'analyse des eaux de la STEP, nous présentons dans ce travail les analyses moyennes de la STEP de Chouena pour l'année 2012. Pour la STEP de Hadjout situé en amont ; le rejet est effectué dans l'oued Nador.

Tableau VII.1. Résultats des analyses physico-chimiques des eaux du barrage Boukourdane (Avril 2012)

pH	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	R.Sec (mg/l)	NO_3^- (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	Cl^- (mg/l)	Na^+ (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	K^+ (mg/l)
7,4	1391	783	2	343	181	164	72	81	115	1

Tableau VII.2. Résultats des analyses physico-chimiques des eaux d'Oued Nador (Avril 2012)

Pts	pH	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	R.Sec (mg/l)	NO_3^- (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	Cl^- (mg/l)	Na^+ (mg/l)	Mg^{+2} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	K^+ (mg/l)
P1	7.1	2186	1285	1.6	458	221	374	229	92	123	2
P2	7.3	2117	1160	2.2	519	209	351	201	101	111	2
P3	7.5	2140	1200	1.8	483	232	346	194	95	112	2
P4	7.4	2072	1095	2.4	458	226	362	215	74	118	2
P5	7.5	2000	1000	2.6	471	229	381	235	87	107	2
P6	7.2	2132	1180	2.7	498	256	395	249	92	129	2
Moy.	7.3	2107.8	1153.3	2.2	481.2	228.8	368.2	220.5	90.2	116.7	2

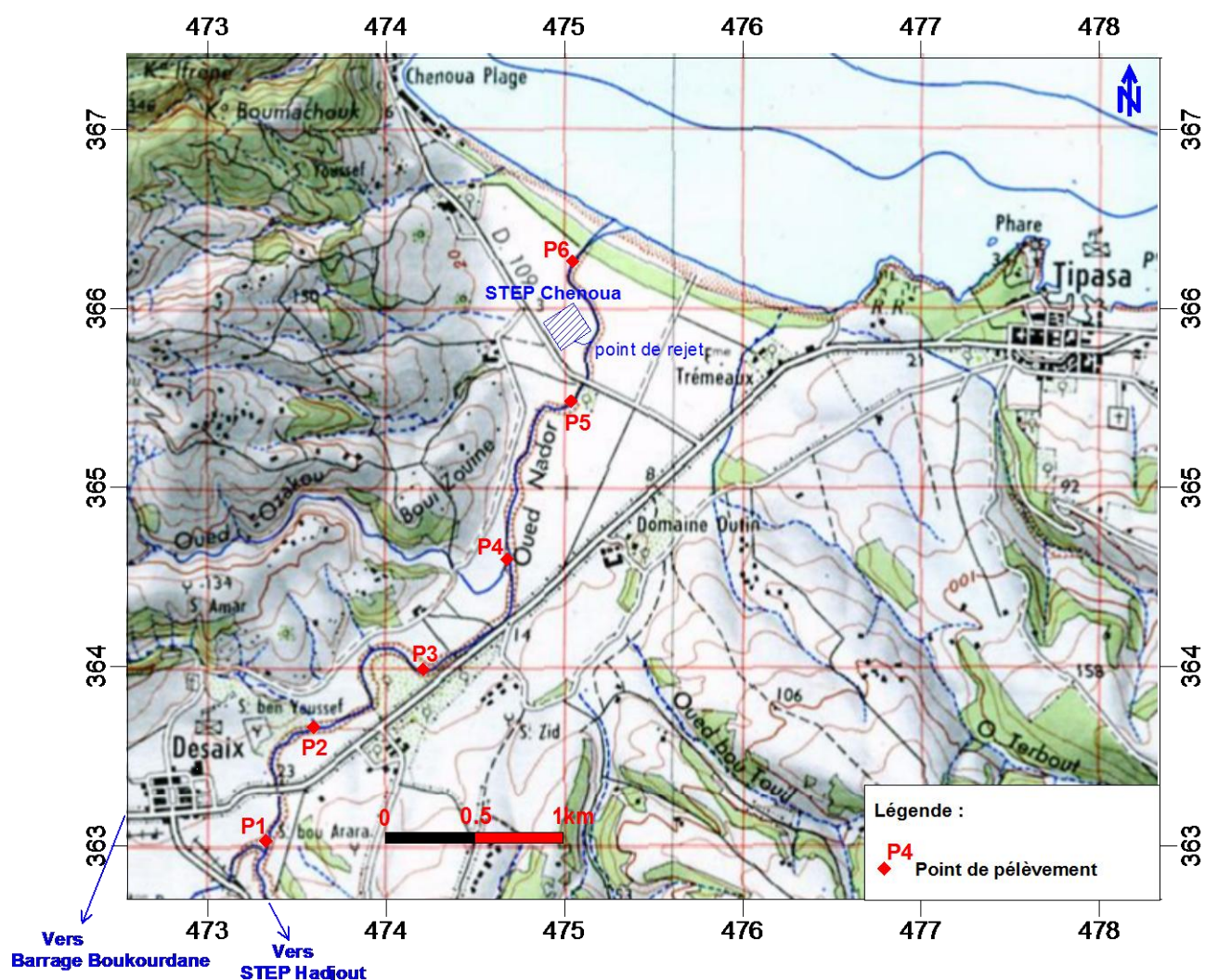


Figure VII.4. Carte de situation des points d'échantillonnage sur Oued Nador

Tableau VII.3. Résultats moyens des analyses physico-chimiques des eaux usées épurées de la STEP Chenoua (2012)

T (°C)	pH	CE (μS/cm)	R.Sec (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)
18,0	7,1	2161	1105	91	79	7	221	342	425	241	3

Turbidité NTU	MES (mg/l)	MVS (mg/l)	DBO ₅ (mg d'O ₂ /l)	DCO (mg d'O ₂ /l)
5	11	7	4	16

La projection des analyses d'eau sur le diagramme Riverside montre que ces eaux appartiennent à la classe C3S1, soit de qualité moyenne à médiocre, ce qui nécessite une utilisation avec précaution, avec une nécessité de drainage, pour éviter l'accumulation des sels dans la partie supérieure du sol (figure VII.5).

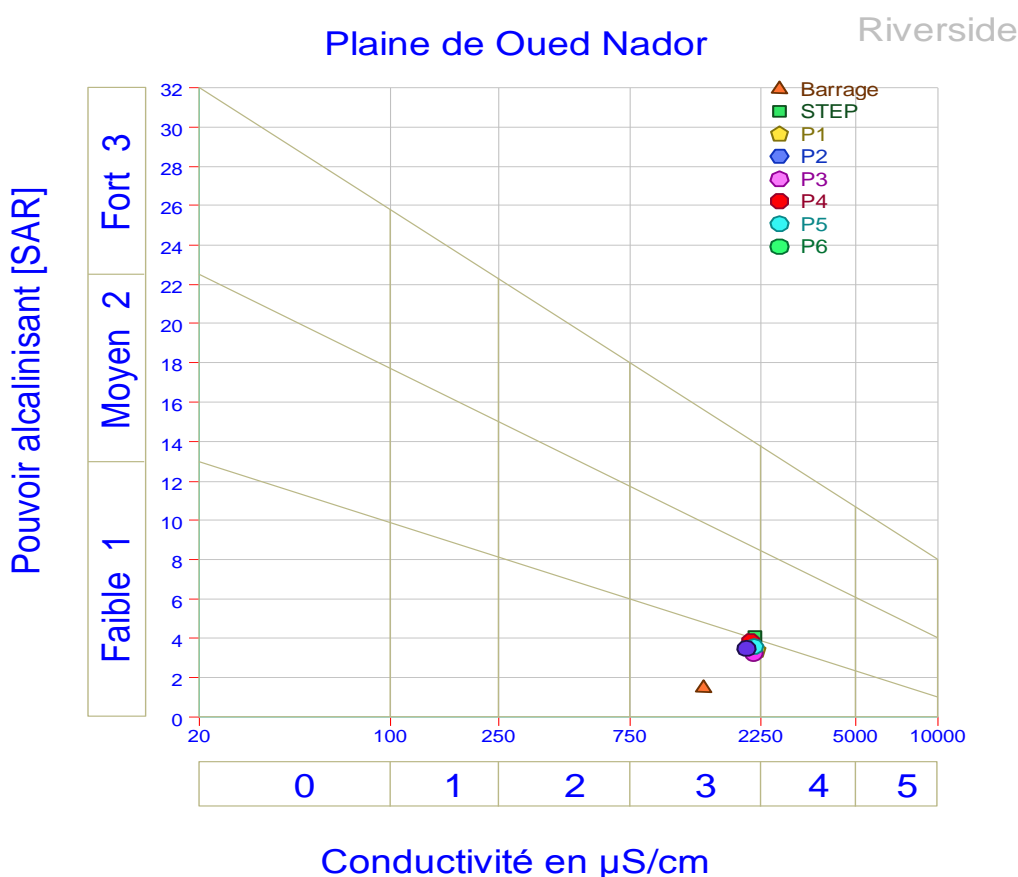


Figure VII.5. Projection des analyses des échantillons sur le diagramme Riverside

Malheureusement, on n'a pas pu faire les analyses bactériologiques de ces échantillons afin de mettre une opinion finale sur l'aptitude d'utilisation de ces eaux à l'irrigation. Néanmoins, pour la recharge de la nappe, le premier critère clé pour l'utilisation d'une eau à la recharge est le faible taux de matière en suspension, sinon un bassin de sédimentation est obligatoire; afin d'éviter le colmatage des pores en profondeur par les éléments fins (argiles, limons, silts...) dans le cas des injections, et d'éviter le colmatage des fonds des bassins par les accumulations des sédiments sous forme d'une mince couche (bio-films) dans le cas de la recharge en surface.

D'autres analyses doivent être aussi contrôlées ce sont : les bactéries, les virus et les microorganismes, afin d'éviter la production des gaz (azote, méthane, dioxyde de carbone) et éviter aussi le colmatage des pores du sol, les métaux lourds (Phosphore-phosphate, toutes les formes de l'azote, les carbones organiques, les éléments toxiques organiques...) et le coliforme fécaux, qui peuvent poser des problèmes sur le sol et sur l'eau (Faby et Brissaud 1997 ; FAO 2003 ; Toze 2006 ; Belgiorno et al. 2007).

Néanmoins, les travaux réalisés sur la recharge des nappes par les eaux usées épurées aux USA montrent qu'il est préférable d'adopter la méthode de la recharge par infiltration en surface (bassins, tranchés, ...) avec des filtrations lentes pour améliorer la qualité des eaux rejoignant la nappe grâce à l'effet du pouvoir épurateur des sols traversés, ce qui contribuera à l'augmentation du rendement de traitement physico-chimique et microbiologique des eaux infiltrées de 60 à 80 % (Bouwer et al. 1980 ; Foster 2001). L'infiltration lente de l'eau usée épurée par le sol supprime efficacement les bactéries et les virus, comme il peut éliminer les agents pathogènes et les matières organiques résiduelles des ces dernières, mais cela dépend étroitement de la vitesse de percolation de l'eau dans la zone non saturée et de la profondeur de la nappe (Bouwer 1989 ; Wilson et al. 1995 ; Fujita et al. 1996; Quanrud et al. 1996). Par exemple Lunce et Geraba (1984) ont observé l'élimination de 99 % des virus et des agents pathogènes des eaux résiduelles traversant un sol non saturé de type limono-sableux vers une nappe profonde de 3 m, avec une vitesse d'infiltration moyenne de 5 m/j, alors que pour la même profondeur de la nappe et une vitesse de percolation de 12 m/j; l'élimination a été comprise entre 80 et 90 %. Drewry et Eliassen (1968), Bitton (1975) et Hurst et al. (1980) ont révélé que les sols argileux ou limoneux sont des excellents matériaux adsorbants les virus et les agents pathogènes, en raison de leur grande surface spécifique, alors que les sols riches en aluminium ou en phosphate augmentent et multiple ces derniers. Les eaux usées épurées bien contrôlées

peuvent être aussi utilisées indirectement à la recharge de la nappe au moyen des systèmes d'irrigation, surtout au niveau des zones de recharge de l'aquifère, toute en tenant compte de l'évaporation des eaux (Farooq et Yousef 1993; Farooq et al. 1993; Adin et al. 1995; Adin et Asano 1998). Les eaux usées épurées utilisées dans la recharge montrent l'avantage d'uniformité dans la disponibilité (débit constant durant l'année) contrairement aux eaux météoriques dont la disponibilité est liée à la période pluviale (Pavelic et al. 1998).

Tableau VII.4. Quelques exemples dans le monde sur le pouvoir épurateur du sol

Pays	Californie / USA (Crook 1998 ; Olivieri et al. 1998)		Belgique (Van Houtte 2005)	
	<i>Entrée</i>	<i>sortie</i>	<i>entrée</i>	<i>sortie</i>
Type de sol	Terrain mixte		sable	
Processus de traitement	Processus biologique avec du charbon actif en poudre et avec de la chaux		Procédée de l'osmose inverse	
Système de recharge de la nappe	injection		Bassin d'infiltration	
Vitesse moyenne d'infiltration (m/j)	----		-----	
CE($\mu S/cm$)	1000	510	1252	2100
DBO($mg /L d'O_2$)	< 5	< 0.5	3	7
DCO($mg /L d'O_2$)	< 10	--	30	16
MES (mg/L)	< 1	0	25	11
Phosphate (P- PO_4 , mg/L)	0.1	< 0.5	0.6	1.1
Azote ammoniacal (N- NH_3 , mg/L)	< 0.1	0	---	---
Carbone organique total (COT, mg/L)	< 2	---	20	14.5
Sodium (Na^+ , mg/L)	145	96	113	225
Chlorures (Cl, mg/L)	140	65	171	413
Sulfates (SO_4^{2-} , mg/L)	125	53.7	54	73
Nitrates (NO_3^- , mg/L)	1.5	< 2.1	40	1.1
Virus		Absent		Absent

La qualité des eaux est une notion relative qui n'équivaut pas seulement à sa composition physico-chimique ou à ses caractéristiques propres, mais elle dépend de leur adéquation avec les normes d'utilisation. En fait, la qualité de l'eau varie de façon discontinue en fonction des seuils fixés par les diverses normes. Selon que l'eau est destinée à la consommation humaine, à l'activité industrielle, à l'irrigation agricole ou à la recharge artificielle, donc la qualité recherchée n'est pas la même.

La majorité des travaux effectués sur la recharge des nappes insiste sur la qualité des eaux à injecter dans la nappe, il est essentiel que la qualité des eaux injectées dans la nappe soient étroitement liée à l'objectif de la recharge. Si l'objectif est d'augmenter la réserve d'eau dans la nappe; il faut que l'eau injecté soit de qualité similaire à l'eau potable, alors que si l'objectif est la lutte contre l'intrusion marine; il est possible d'accepter une qualité moyennement bonne pour la recharge. Mais d'une façon générale, l'eau de recharge doit satisfaire certaines conditions du point de vue composition chimique; afin de ne pas contribuer à la modification de la structure des sols et aux caractéristiques des eaux de l'aquifère (Lowe et Hurlow 2005 ; Pyne 2005 ; DWAF 2007 ; Carrollo Engineers 2008).

Cette étude de la possibilité de recharge de la nappe de Nador, à pour objectif de lutter contre l'intrusion marine, l'exploitation des eaux usées épurées perdues et d'améliorer ses qualités avant de les utiliser à l'irrigation pour minimiser les problèmes sanitaires et environnementales.

La comparaison de nos résultats d'analyse avec ceux adoptés dans d'autre pays (cas des pays au tableau VII.5) monte que les eaux proposées pour la recharge doivent au minimum respecter la norme des eaux réutilisées à des fins agricoles (tel que les directives de l'OMS 1996 relatives aux normes de REUT en irrigation). Pour cela, nous pouvons dire que les eaux du cours d'eau de Nador sont un peu minéralisées, et nécessitent un traitement complémentaire avant leur exploitation à la recharge. Elles nécessitent une amélioration de qualité et un contrôle rigoureux. A cet effet, nous proposons l'installation de deux ou trois bassins de lagunage basés sur le pouvoir épurateur des végétaux aquatiques (algues, hydrophytes, le roseau et hélrophytes...), c'est la phytoredéiation comme première phase avant d'acheminer les eaux vers les tranchés d'infiltration. Les eaux vont séjournées dans ces deux bassins à ciel ouvert peuplés de ces végétaux. Ces derniers absorbent les nutriments en excès à travers les racines, les parois cellulaires de leurs tiges et les feuilles très ramifiées et produisent de l'oxygène nécessaire à la décomposition des matières organiques et à l'oxydation de l'azote ammoniacal, et

l'absorbe les métaux lourds, ce qui améliore sensiblement, la qualité des eaux destinée à la recharge.

Tableau VII.5. Quelques normes et directives relatifs à la REUT en irrigation et recharge

<i>Paramètres</i>	<i>Normes Tunisiennes (El Ayni et al. 2011)</i>	<i>Normes OMS (Dillon et Pavelic 1996)</i>	<i>Normes Omanis (ODWS 1998)</i>	<i>Normes d'irrigation Algériennes 2012</i>
pH	6.5 – 8.5	6.5 – 8.5	6 - 9	6.5-8.5
CE ($\mu\text{S/cm}$)	< 5000	< 3000	< 3000	\leq 3000
Turbidité (<i>NTU</i>)	-	10	-	-
DCO (<i>mg O₂/L</i>)	90	100	80	90
DBO ₅ (<i>mg O₂/L</i>)	30	30	15	30
MES (<i>mg/L</i>)	30	50	15	30
N total (<i>mg/L</i>)	15	45	-	-
NH ₄ ⁺ (<i>mg/L</i>)	2.0	2.0	< 5	-
NO ₃ ⁻ (<i>mg/L</i>)	10	30	50	30
PO ₄ (<i>mg/L</i>)	30	15	30	-
SO ₄ ²⁻ (<i>mg/L</i>)	500	300	-	-
Cl ⁻ (<i>mg/L</i>)	700	350	650	350
HCO ₃ ⁻ (<i>mg/L</i>)	-	400	-	500
Fluorures (<i>mg/L</i>)	1.5	1.0	1.5	-
Aluminium (<i>mg/L</i>)	2.0	5.0	-	20
Bore (<i>mg/L</i>)	2.0	3.0	2.0	2.0
Cadmium (<i>mg/L</i>)	0.01	0.01	0.05	0.05
Cobalt (<i>mg/L</i>)	0.1	0.05	0.05	5.0
Cuivre (<i>mg/L</i>)	0.2	0.2	0.2	5.0
Fer (<i>mg/L</i>)	1.0	5.0	2.0	20
Manganèse (<i>mg/L</i>)	0.2	0.2	0.2	10
Mercure (<i>mg/L</i>)	0.001	0.001	-	0.01
Nickel (<i>mg/L</i>)	0.2	0.2	0.2	2.0
Plomb (<i>mg/L</i>)	1	5	0.1	10
Zinc (<i>mg/L</i>)	5.0	2.0	5.0	10
Arsenic (<i>mg/L</i>)	0.1	0.1	0.1	2.0
Phénols (<i>mg/L</i>)	2.0	3.0	-	0.002

La deuxième phase, est basée sur les formations du sous sol qui agissent généralement comme un filtre dont l'effet est d'éliminer un certain nombre des constituants physiques, chimiques et microbiologiques des EUT, c'est le « pouvoir épurateur » du sous sol, qui améliore la qualité de l'eau et constitue souvent le principal objet de recharge par les EUT : ces procédés d'épuration complémentaire constituent les systèmes de géo-épuration (figure VII.6).

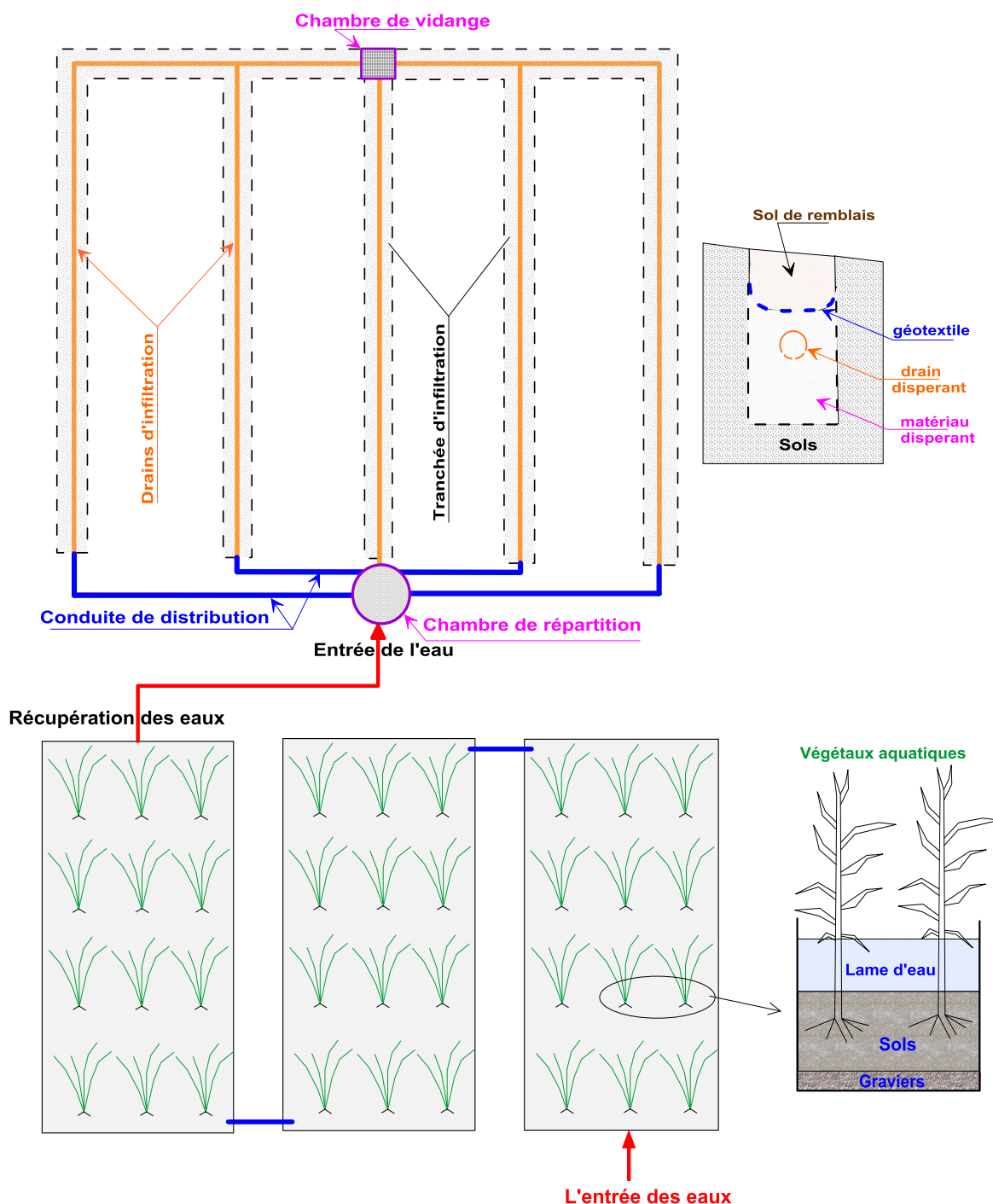


Figure VII.6. Exemple d'un schéma proposé pour la recharge de l'aquifère

Quant à l'impact de la recharge sur la nappe rechargée, il est aussi important de suivre les niveaux piézométriques et les variations des qualités physico-chimiques et biologiques de l'eau de la nappe après le mélange. Il faut mettre un dispositif de surveillance épidémiologique et d'enquêtes sanitaires. Par ailleurs, toutes les habitations proches alimentées par les puits doivent être branchées incessamment au réseau d'eau potable publique.

VII.12.3. Caractéristiques hydrogéologiques du possible zone de recharge

La connaissance des caractéristiques géologiques, hydrogéologiques et hydrodynamiques de la zone d'installation du dispositif de recharge et l'aquifère à recharger est primordiale. C'est à partir de ces données que pourront être évaluée les capacités et limites de l'aquifère à recevoir les eaux infiltrées. Dans ce contexte, l'emplacement et le dimensionnement du dispositif de recharge ainsi que l'évaluation de la vitesse d'infiltration constituent les objectifs premiers de l'étude.

Les systèmes d'infiltration par tranchée exigent (figure VII.7):

- Une surface disponible suffisante pour implanter le système ;
- Un sol présentant une aptitude satisfaisante à l'infiltration, Celui-ci doit disposer d'une capacité d'infiltration suffisante (les sols argileux et imperméables sont à proscrire) mais également d'une bonne capacité de filtration des eaux infiltrées (les sous-sols fissurés sont également à éviter) et à un endroit où l'eau va se disperser et non se concentrer vers un point bas (zone humide ou inondable) ;
- Une épaisseur de sol non saturé entre la sortie du système d'infiltration et la nappe d'au plus 2 m afin de permettre au sol de jouer son rôle de filtre, disposant d'une vitesse d'infiltration $> 10^{-6}$ m/s ;

Les tranchées doivent être placées perpendiculairement à la pente principale du terrain. De longueur maximum de 30 m à partir du point d'alimentation, une largeur pour la tranchée entre 50 à 120 cm, une profondeur de 80 à 100 cm et un espacement entre les tranchées entre 2 à 3.5 m.

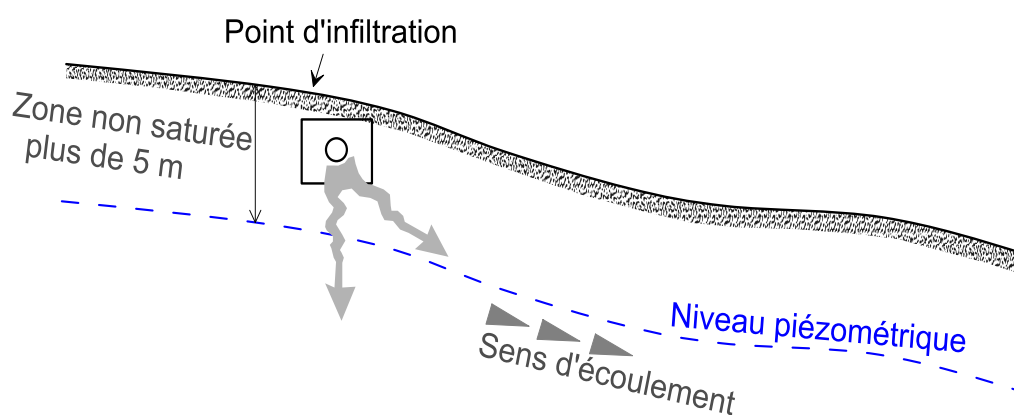


Figure VII.7. Coupe schématique d'une tranchée d'infiltration dans le site de recharge proposé

Pour bien étudier la vitesse d'infiltration dans le site proposé pour la recharge, nous avons réalisé quatre carottages de 1 m de profondeur à l'aide d'une tarière de 10 cm de diamètre, en Mai 2012. La méthode de mesure de la vitesse d'infiltration reconnue comme étant la plus appropriée pour le dimensionnement des systèmes d'infiltration est la méthode de mesure in situ, à charge variable. Celle-ci est réalisée selon un protocole expérimental défini afin de fournir une valeur de vitesse d'infiltration la plus proche des conditions réelles de fonctionnement. La vitesse d'infiltration est définie comme étant la vitesse avec laquelle l'eau quitte la surface libre du sol pour rejoindre la nappe.

Les mesures de ces vitesses ont été exécutées sur la couche couvrant les affleurements pliocènes (P^{2c}) (figure VII.8). Ces mesures ont été effectuées dans des conditions météorologiques normales (pas de pluie). La zone proposée pour l'implantation des tranchées d'infiltration, montre des vitesses d'infiltrations acceptable (tableau VII.6).

Tableau VII.6. Texture du sol et sa vitesse d'infiltration (Mai 2012)

Point de mesure	Texture du sol	Taux de percolation (min/cm)	Vitesse d'infiltration (m/s)
Essai 1	Limon sableux	6.2	$2.69 \cdot 10^{-5}$
Essai 2	Limon sableux	7.4	$2.25 \cdot 10^{-5}$
Essai 3	Limon sableux	5.9	$2.82 \cdot 10^{-5}$
Essai 4	Limon sableux	8.5	$1.96 \cdot 10^{-5}$

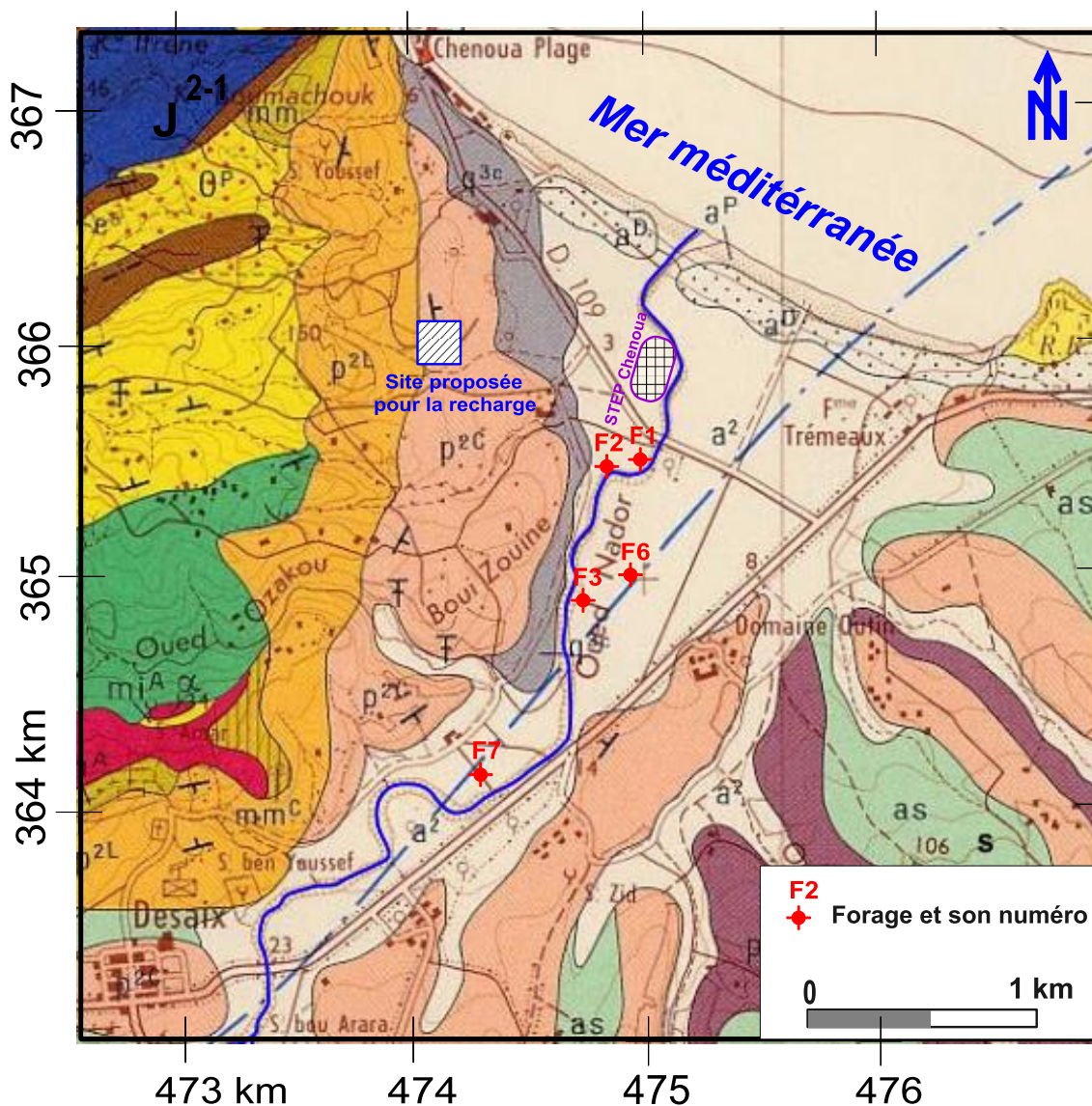


Figure VII.8. Situation de site proposé pour la recharge de la nappe

Le dispositif de recharge en surface (tranchée d'infiltration) n'intéresse que les formations superficielle, alors que le réservoir de stockage d'eau en profondeur concerne les formations aquifères du plio-quadernaire, dont les caractéristiques hydrodynamiques sont données au chapitre II (tableau II.1). Le tableau montre que la perméabilité (K) de l'aquifère plio-quadernaire au centre de la plaine est légèrement élevée par rapport l'amont de la plaine, cela est due à l'hétérogénéité de l'aquifère. Il est aussi signalé que la transmissivité (T) augmente généralement de l'amont vers l'aval à cause de l'augmentation de l'épaisseur de l'aquifère (de quelques mètres en amont à quelques dizaines de mètres en aval).

VII.12.4. Pouvoir épuratoire du sol

Dans le but de tester l'efficacité de la zone non saturée à l'autoépuration. Deux tubes en plastique (PVC) sont mis en vertical, de 1.2 m de hauteur et de 100 mm de diamètre sont remplis par les échantillons carottés des sols (figure VII.9). Nous signalons que les caractéristiques physiques du sol ont été changées après l'extraction. Le but de ces essais est de tester le pouvoir épuratoire du sol du secteur proposé pour la recharge. Nous avons effectué une comparaison entre les paramètres physico-chimiques de l'eau (pH, CE, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} , NO_3^-) à l'entrée et à la sortie des deux tubes. Les analyses chimiques des eaux ont été effectuées au niveau du Laboratoire de chimie de l'Université de Khemis Miliana.

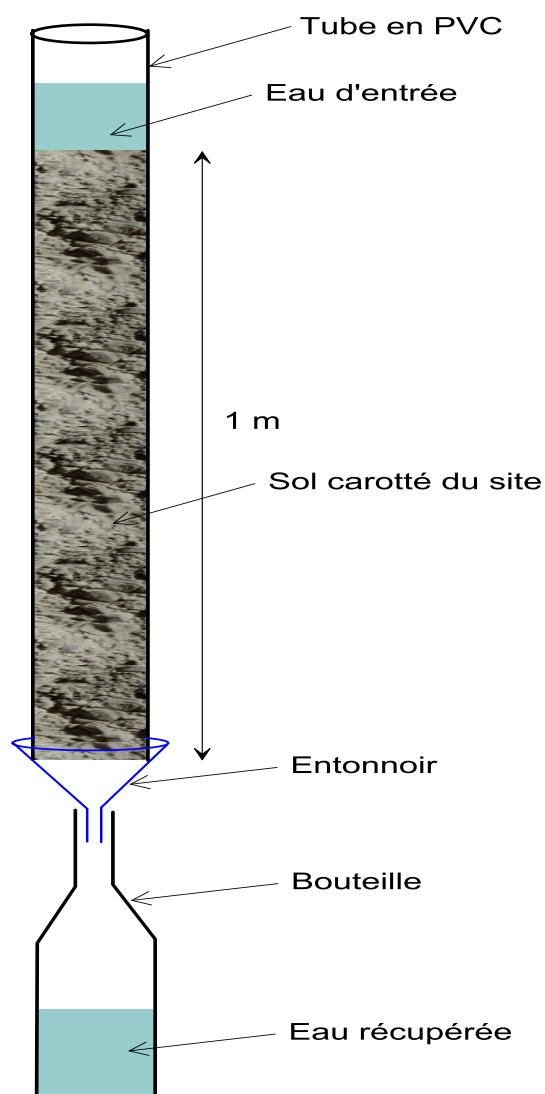


Figure VII.9. Dispositif utilisé pour le test du pouvoir épuratoire du sol

Les résultats obtenus par ces essais sont présentés dans le tableau VII.7. Ils montrent que certains paramètres abaissent (CE, Ca^{2+} , Mg^{2+}) de 23 à 41 %, alors que d'autres augmentent (Na^+ , SO_4^{2-} , NO_3^-) de 14 à 122 %, cela est due surtout aux échanges eau-sol et/ou lessivage. Les analyses montrent une augmentation remarquable des nitrates due probablement au lessivage de cet élément existant dans la zone non-saturée riche en nitrate, ou due à un échange eau-sol. Mais d'une façon générale ces valeurs de nitrate ne sont pas inquiétantes vu qu'elles sont loin de la limite fixée par l'OMS de 50 mg/L. L'augmentation des sulfates probablement due aussi au lessivage de cet ion.

Donc on peut dire, qu'un trajet de l'eau de quelques mètres à quelques dizaines de mètres suffit en effet à éliminer plus ou moins les virus et bactéries, pesticides et détergents, à modifier température et turbidité, dureté et alcalinité et à rétablir des propriétés organoleptiques normales.

La réduction de la perméabilité du sol dans le temps à cause des colmatages n'est pas vérifié, dont la confirmation nécessite des analyses bien détaillés du sol avant et après l'infiltration des eaux usées épurées.

Tableau VII.7. Résultats d'analyses physico-chimiques du test du pouvoir épuratoire du sol

paramètres	Valeurs de l'entrée	Tube 1 (sol léger)		Tube 2 (sol compacté)	
		Valeur de sortie	%	Valeur de sortie	%
pH	7.2	7.3	-	7.4	-
CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	2132	1641	23	1585	26
Ca^{2+} (mg/L)	129	95	26	92	29
Mg^{2+} (mg/L)	92	60	35	54	41
Na^+ (mg/L)	249	285	-14	294	- 18
SO_4^{2-} (mg/L)	256	295	-15	290	- 13
NO_3^- (mg/L)	2.7	5	- 85	6	- 122

VII.12.5. Impact de l'irrigation sur la recharge de la nappe

Dans la zone d'étude, les pratiques agricoles sont accompagnées par des techniques d'irrigation pour pallier le déficit pluviométrique pendant les périodes de croissance et de production végétale. En effet, les apports d'eau d'irrigation ont un impact non négligeable sur la qualité et la quantité d'eau dans la nappe. Ce qui constitue un apport d'eau issue de l'irrigation.

L'analyse préliminaire des fluctuations de la nappe basée sur les cartes piézométriques entre 2008 à 2012, montre qu'il y a eu une nette augmentation du niveau piézométrique, due en partie à l'irrigation. Montrant ainsi, clairement l'impact de la recharge par l'irrigation, surtout dans ces dernières années avec la multiplication des sources d'irrigation (barrage, cours d'eau et STEP), Mais la confirmation exacte de cette hypothèse nécessite un traçage isotopique pour déterminer la part réelle de l'eau issue d'irrigation qui contribue à la recharge, ainsi que de comprendre les modes de recharges dans cet aquifère (apports naturels et apports artificielles). Une étude de ce genre permet d'adopter un ou plusieurs systèmes d'irrigation favorisant la recharge de la nappe d'une façon plus raisonnable.

VII.13. Discussion générale et conclusions

La RAN est une technique émergente de développement durable qui a montré jusqu'à présent des résultats encourageants sur les plans social, économique et politique. Elle est considérée comme une solution à plusieurs problèmes d'alimentation, surtout dans les zones arides et semi-arides. De plus, elle a été identifiée comme un facteur clé dans la gestion intégrée des ressources en eau (GIRE).

Les zones littorales sont des espaces particulièrement attractifs pour les personnes. Elles sont densément peuplées. L'enjeu d'un développement durable de ces zones consiste à préserver les ressources naturelles remarquables sans freiner le développement des activités humaines. L'une des ressources qui nécessitent une préservation adéquate, c'est l'eau souterraine, surtout dans les aquifères côtiers.

Une exploitation peut être plus longue dans le temps et importante en volume si on arrive à recharger ces aquifère en question bien convenablement. En Algérie, la pénurie d'eau est bien remarquable ces dernières années, tandis que les eaux usées traitées sont abondantes et mal exploitées ; comme le cas dans la zone de Nador.

La recharge de la nappe plio-quadernaire de Nador pourrait être une méthode efficace pour reconstituer l'aquifère après sa dégradation en quantité et qualité et mettre l'approvisionnement en eau plus sécurisé. Une installation des bassins de lagunage et des tranchés d'infiltration par exemple comme un mode de recharge superficielle, peut éliminer la plupart des éléments indésirables de l'eau usées épurées récupérées d'Oued Nador, d'une manière à protéger et préserver les eaux souterraines.

L'étude de l'adéquation des cultures irriguées à l'eau usée traitée nécessite un contrôle sérieux de la qualité physico-chimique, bactériologique, parasitologique de l'eau, puis qu'il s'agit de la santé humaine.

En effet la réutilisation des eaux usées en irrigation de tous genres de cultures sans aucune conscience morale nécessite une vraie attention et préoccupation pour l'amélioration de la qualité et la préservation de ces eaux, avec l'adaptation de la RAN comme solution, d'une manière à protéger les consommateurs de tous risques sanitaires probables.

CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

La plaine de Nador fait partie de la Mitidja Ouest, de superficie d'environ 20 km². Elle est caractérisée par un climat de type méditerranéen semi-aride, avec une précipitation moyenne annuelle d'ordre 540 mm (période 1988 -2012). Le calcul du bilan hydrologique a permis de constater que seulement 7 % des pluies moyennes annuelles qui rejoint la nappe et le reste se partage entre l'évapotranspiration et le ruissellement.

De point de vue géologique, la région fait partie du domaine tellien constituant la ride du Sahel, formée essentiellement par des sédiments mio-plio-quaternaires. La zone d'étude de l'Oued Nador est constituée par des remplissages plio-quaternaires dont le substratum argileux et marneux est d'âge plaisancien. Le réservoir formant l'aquifère est constitué par un faciès grésocalcaires d'âge Astien et par des alluvions quaternaires.

L'historique de l'exploitation de la nappe durant la période 1988-2001 montre une salinisation importante de la frange côtière, ce qui a conduit à la mise en service du barrage Boukourdane (50 hm³ de volume régularisable), et à la fermeture des forages proches de la mer, la réduction de débit d'exploitation des forages et la mise en place d'un réseau d'irrigation dans la plaine de Nador alimentée par le barrage. Cette nouvelle stratégie a permis l'augmentation de niveau piézométrique de la nappe ainsi qu'à la dilution des eaux souterraines de cette nappe en 2011 comparativement aux années 1991 et 1995. La comparaison des résultats d'analyse physico-chimiques entre les deux périodes des hautes eaux 1995 et 2011 montre qu'il y a une nette diminution des paramètres qui caractérisent l'intrusion marine (CE, R.Sec, Cl⁻, Na⁺, Mg²⁺, SO₄²⁺). La conductivité électrique maximale (CE) a été 8950 µS/cm en 1995 a devenu 54801 µS/cm en 2011, et les valeurs maximales des chlorures et sodium ont été respectivement 3335 mg/L et 2565 mg/L ont devenu 2594 mg/L et 1740 mg/L.

L'étude de la qualité physico-chimiques des eaux menée sur les eaux souterraines de la nappe de Nador; en faisant appel aux normes de potabilité de l'OMS montre que les puits situées en amont de l'aquifère (zone de recharge) ont été classées parmi des eaux de moyenne qualité où quelques éléments chimiques dépassent légèrement les normes de l'alimentation humaine, elles peuvent être utilisées à irrigation pour les sols bien drainés et/ou de bonne perméabilité. Paradoxalement, pour le secteur côtier les eaux sont fortement minéralisées et de mauvaise qualité, elles ne peuvent convenir qu'à l'irrigation des cultures

bien tolérantes aux sels, et peuvent poser un risque sur la salinité du sol avec l'accumulation des sels.

L'étude des rapports ioniques, les deltas ioniques, les différents diagrammes utilisés (Piper modifié et de Chadha) ont permis de mettre en évidence une nette distinction des groupes d'eau dans la zone d'étude. Isolant ainsi les points côtiers contaminés par les eaux marines avec une fraction d'eau de mer dépassant 10 % par rapport à ceux non touchés par le mélange eau douce – eau salée. Néanmoins, il peut exister d'autre possibilité des sources de la minéralisation qu'ayant contribué à l'augmentation de la minéralisation de cette nappe à savoir : infiltration des eaux d'irrigation de l'oued Nador, réutilisation des eaux usées épurées en agriculture, dissolution de la roche réservoir, lessivage des fertilisants azotés et des sels utilisés en agriculture, rejets urbains de certain agglomération rurales, et probablement le lessivage des embruns marins par les eaux des pluies et d'irrigation,... d'où la nécessité du traçage hydrogéochimique dans cette nappe.

Les investigations géophysiques par les méthodes géo-électriques ont permis de mettre en évidence les variations des résistivités réelles dans les différentes formations géologique (recouvrement quaternaire, réservoir plio-quaternaire, substratum imperméable du plaisancien), la structure géologique du réservoir aquifère. Les résistivités sont traduites en conductivités électriques ce qui a permis une interprétation quantitative et qualitative de la morphologie de l'interface saline et une cartographie latérale de l'extension du biseau d'eau salée à l'intérieur de l'aquifère plio-quaternaire. Rappelons aussi que ces méthodes électriques utilisées ne sont pas les seules techniques géophysiques qui peuvent renseigner les propriétés électriques du sous-sol, en particulier les contrastes de résistivité entre l'eau douce et l'eau salée. Les méthodes électromagnétiques EM peuvent être également pertinentes pour des études similaires à celle-ci.

La combinaison de l'ensemble des outils utilisés nous a permis d'estimer la zone touchée par le problème de la salinité à environ 30 % de la superficie de la région d'étude.

Afin de préserver les ressources en eaux souterraines et diminuer les risques de la salinité causé par l'intrusion marine, une étude préliminaire sur la possibilité de la recharge artificielle de l'aquifère côtier de Nador a été élaborée, en se basant sur les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère et sur quelques tests sur le pouvoir épuratoire du sol, mais la compréhension du fonctionnement de l'aquifère nécessite l'élaboration d'un modèle numérique sur l'aquifère afin d'effectuer des simulations pour différents scénarios.

La connaissance fiable de la vulnérabilité des ressources en eau à l'intrusion marine est importante pour les gestionnaires de ces ressources afin de mettre un plan de gestion des eaux souterraines. A cet effet nous proposons certain nombre de recommandations.

Recommandations

Suite à cette étude, plusieurs recommandations peuvent être suggérées pour améliorer les conditions environnementales dans la plaine de Nador :

- ✓ Avec le développement important de l'agriculture maraichère, il serait indispensable de limiter l'utilisation intensive des engrais chimiques (fertilisants) dans les sols à forte perméabilité (les terrains astien du pliocène), afin de minimiser l'infiltration de ces éléments chimiques vers la nappe.
- ✓ Il faut interdire l'irrigation des légumes et des orangers par les eaux usées épurées en absence des analyses des éléments mineurs de l'eau réutilisée. Ce qui peut poser des problèmes sanitaires énormes ultérieurement;
- ✓ Une modélisation de l'écoulement des eaux souterraines et du transfert des différents polluants chimiques au niveau de la plaine sera utile pour établir des simulations sur le phénomène de l'intrusion marine, et de la recharge artificielle de la nappe.
- ✓ L'installation d'un réseau de piézomètres dans la zone côtière pour suivre l'évolution latérale et verticale de la salinité causée par l'intrusion marine, ainsi que pour mieux étudier la relation entre oued-nappe.
- ✓ La réflexion de l'exploitation des eaux usées épurées des STEP d'une manière plus sécuritaire afin d'augmenter la ressource en eau dans la zone ainsi que de développer le secteur agricole de la région.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdul Nassir S.S., Loke M.H., Lee C.Y. et Nawawi M.N.M., 2000.** Salt-water intrusion mapping by geoelectrical imaging surveys, *Geophysical Prospecting*, 48(4), 647–661.
- Abou Zakhem B. et Hafez R., 2007.** Environmental isotope study of seawater intrusion in the coastal aquifer (Syria). *Environ Geol* ; 51 : 1329-39.
- Adin A., Mingelgrin U. et Kanarek A., 1995.** Slow granular filtration for advanced wastewater treatment: design, performance and operation. Annual scientific chapter granted by Bundesminister für Forschung und Technologie, Germany, through the National Council for Research and Development, Israel. 94 pages.
- Adin, A., & Asano, T. 1998.** The role of physical-chemical treatment in wastewater reclamation and reuse. *Water Science and Technology*, 37(10), 79-90.
- AFD et BRLi, 2011.** REUT, Perspectives opérationnelles et recommandations pour l'action, *Rapport*, 83pages.
- Andersen M.S., Nyvang V., Jakobsen R. et Postma D., 2005.** Geochemical processes and solute transport at the seawater/freshwater interface of a sandy aquifer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(16): 3979-3994.
- Andreasen D.C. et 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. et Postma D. 2005.** Geochemistry, Groundwater and Pollution - 2nd Edition. Balkema, Rotterdam, 649pages.
- 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.
- Arslan H., Cemek B. et Demir Y., 2012.** Determination of Seawater Intrusion via Hydrochemicals and Isotopes in Bafra Plain, Turkey. *Journal Water Resour. Manage.* 26:3907–3922.
- Asano T., Burton F.L., Leverenz H.L., Tsuchihashi R. et Tchobanoglous G., 2007.** Water reuse - issues, technologies, and applications - chapter 22: Groundwater recharge with reclaimed water, Mc Graw Hill, New York, p. 1245-1302.
- Asfahani J. et Abou Zakhem B. 2013.** Geoelectrical and Hydrochemical Investigations for Characterizing the Salt Water Intrusion in the Khanasser Valley, Northern Syria. *Acta geophysica*, 62(2): 422-444.

- Ashton P.J., 2002.** Avoiding conflicts over Africa's water resources, *Ambio*, 31(3): 236–242.
- Ayme et al., 1954.** Etude des terrains néogènes de la cluse du Mazafran (Sahel d'Alger). *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, Nouv. Ser., n°1, trav. Coll., Fasc. II: 129-150.
- Back W., 1986.** Role of aquitards in hydrogeochemical systems: a synopsis. *Applied Geochemistry*, 1(3): 427-437.
- Barlow P.M., 2003.** Ground Water in Freshwater-Saltwater Environments of the Atlantic Coast, U.S. Geological Survey Circular 1262, 115pages.
- Batayneh A.T., 2006.** Use of electrical resistivity methods for detecting subsurface fresh and saline water and delineating their interfacial configuration: a case study of the eastern Dead Sea coastal aquifers, Jordan, *Hydrogeology Journal*, 14:1277–1283.
- Bates B.C., Kundzewicz Z.W., Wu S. et Palutikof J.P., 2008.** Le changement climatique et l'eau, document technique publié par le groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Secrétariat du GIEC, Genève, 236pages.
- Bear J. et Verruijt A., 1987.** Modeling Groundwater Flow and Pollution. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 414 pages.
- Bear J., Cheng A., Sorek S., Herrera I. et Ouazar D., 1999.** Seawater intrusion in coastal aquifers: concept, methods and practices, Kluwer Academic Publishers, 625pages.
- Bear J., 2004.** Management of a Coastal Aquifer, Editorial, *Ground Water*, 42(3):317-317
- Bekhadda N. et Touami H. 2004.** Intrusion des eaux marines dans la nappe côtière de l'oued Nador – Tipaza, Mémoire de fin d'études, Centre universitaire de Khemis Miliana, 103pages.
- Belgiorno V., Luigi R., Despo F., Claudio Della R., Giusy L., Anastasia N., Vincenzo N. et Sureyya M., 2007.** Review on endocrine disruptingemerging compounds in urban wastewater: occurrence and removal by photocatalysis and ultrasonic irradiation for wastewater reuse. *Desalination*, 215: 166–176.
- Belkhiri, L., Boudoukha, A. et Mouni, L. (2011).** A multivariate statistical analysis of groundwater chemistry data. *International Journal of Environmental Research*, 5(2): 537–544.
- Ben Hamouda M. F., Leduc C., Tarhouni J. et Zouari K., 2009.** Origine de la minéralisation dans l'aquifère plioquaternaire de la côte orientale du cap Bon (Tunisie). *Sécheresse* ; 20 :78-86.

- Bitton G., 1975.** Adsorption of viruses onto surfaces in soil and water. *Water Research*, 9:473–484.
- Bobba G.A., 1998.** Application of a numerical model to predict freshwater depth in islands due to climate change: Agatti Island, India, *Journal of Environmental Hydrology*, 6(10):1–13.
- Bonnet M., Moussié B. et Sauty J.P., 1974.** L'exploitation des eaux souterraines en domaine littoral. Exemple des côtes du Bassin Aquitain. Présentation du modèle INTRANS. *Rapport*, BRGM 74 SGN 368 AME. Orléans 1-55.
- Bouchaou L., Michelot J.L., Vengosh A., Hsissou Y., Qurtobi M., Gaye C.B., Bullen T.D. et Zuppi G.M., 2008.** Application of multiple isotopic and geochemical tracers for investigation of recharge, salinization, and residence time of water in the Souss-Massa aquifer, southwest of Morocco. *J. Hydrol.*, 352: 267-287.
- Bouderbala A., 2007.** Contribution à l'étude de l'intrusion marine, cas de la nappe de Nador (Tipaza), *Thèse de Magister, Université de Khemis Miliana, Algérie*, 103pages.
- Bouderbala A. et Remini B. 2014.** Geophysical Approach for Assessment of Seawater Intrusion in the Coastal Aquifer of Wadi Nador (Tipaza, Algeria), *Acta geophysica*, 62(6): 1352-1372.
- Bouderbala A., Remini B. et Pulido-Bosch A. 2014.** Hydrogeological characterization of the Nador Plio-Quaternary aquifer, Tipaza (Algeria), *Boletín Geológico y Minero*, 125 (1): 77-89.
- Bouderbala A. 2015a.** Assessment of Groundwater Quality and its Suitability for Agricultural Uses in the Nador Plain, North of Algeria, *Water Qual Expo Health*. 7:445–457.
- Bouderbala, A. 2015b.** Groundwater salinization in semi-arid zones: an example from Nador plain (Tipaza, Algeria). *Environmental Earth Sciences*,73(9), 5479-5496.
- Bouragba L., Mudry J., Bouchaou L., Hsissou Y. et Tagma T., 2011.** Characterization of groundwater in the Souss upstream basin: Hydrochemical and environmental isotopes approaches, *African Journal of Environmental Science and Technology*, 5(4): 307-315.
- Bourguet L., 1971.** Inventaire international des aménagements d'alimentation artificielle. Dépouillement et synthèse des réponses. *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology* 16(3): 51-101.
- Bouwer H., et al. 1980.** Rapid infiltration research at Flushing Meadows project, Arizona. *Journal of the Water Pollution Control Federation*, 52:2457–2470.

- Bouwer H., 1989.** Groundwater recharge with sewage effluent. *Water Science and Technology*, 23:2099–2108.
- Bouwer H., 2002.** Artificial recharge of groundwater: hydrogeology and engineering, *Hydrogeology Journal*, 10: 121-142.
- BRGM, 1996.** Méthodes et moyens de contrôle des biseaux sales dans les aquifères littoraux. *Rapport*, R38847, 77 pages.
- Buik N.A. et Willemsen A., 2002.** Clogging rate of recharge wells in porous media. *Proceedings of International Symposium On Artificial Recharge 2002*, 195-198
- Burke L., Kura Y., Kassem K., Revenga C., Spalding M. et McAllister D., 2001.** Pilot Analysis of Global Ecosystems: Coastal Ecosystems, *World Resources Institute, Washington, DC*, ISBN: 1-56973-458-5, 93pages.
- Caire A., 1970.** Tectonique de la Méditerranée centrale. *An. Soc. Géol. Nord.* 4 : 307-346.
- Cardona A., Carrillo-Rivera J. J., Huizar-Alvarez R. et Graniel-Castro, E., 2004.** Salinization in coastal aquifers of arid zones: an example from Santo Domingo, Baja California Sur, Mexico. *Environmental Geology*, 45: 350–366.
- Carollo Engineers., 2008.** City of Scottsdale, Integrated Water Master Plan, March 2009.
- Casas A., Himi M., Tapias J.M., Ranieri G. et Mota R., 2004.** Mapping saltwater intrusion in coastal aquifers by electrical imaging using different arrays: a comparative study, *18th SWIM, Cartagena, Spain*, 31 May-3 June 2004.
- Castany G., 1982.** Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Dunod, Paris, 238 pp.
- CGG 1967,** Etude géophysique par prospection électrique dans la plaine de Nador, Tipaza, *Rapport*, Compagnie générale de Géophysique, 20pages.
- Chadha D.K., 1999.** A proposed new diagram for geochemical classification of natural waters and interpretation of chemical data. *Hydrogeology journal*, 7:431–439.
- Chapellier D., 2001.** Prospection électrique de surface, Cours online de géophysique, *Université de Lausanne, Institut Français du Pétrole*, 102pages.
- Charfi S., Zouari K., Feki S., et Mami E., 2013.** Study of variation in groundwater quality in a coastal aquifer in north-eastern Tunisia using multivariate factor analysis. *Quaternary International*, 302:199–209.
- Chou L. et Wollast R., 1997.** Biogeochemical behavior and mass balance of dissolved aluminium in the western Mediterranean Sea. 1997, *Deep-Sea Research*, 44: 741-768.
- Cidu R., biddau R. et Fanfani L, 2009.** Impact of past mining activity on the quality of groundwater in SW Sardinia (Italy). *Journal of Geochemical Exploration*, 100: 125–132.

- Clerc G., Petiau G. et Perrier F., 1998.** The Garchy 1995-1996 electrode experiment, technical report. *Report* edited by CEA/CNRS, 229pages.
- Collin J.J., 2004.** Les eaux souterraines. Connaissance et gestion. Hermann, *BRGM éditions, Paris*, 169pages
- Comair F. G., 2008.** Gestion et hydrodiplomatie de l'eau au Proche-Orient. Ed. L'Orient, 312pages.
- Comte J.C. et O. Banton 2007.** Comparaison de dispositifs d'acquisition ERT pour l'imagerie géo-électrique des intrusions salines dans les aquifères côtiers, *paper presented at 6th Coll. GEOFCAN Géophysique des Sols et des Formations Superficielles, IRD, Bondy, France, 25-26 Sept.*
- Comte J.C., 2009.** Apport de la tomographie électrique à la modélisation des écoulements densitaires dans les aquifères côtiers, application a trois contextes climatiques contrastes (Canada, Nouvelle-Caledonie, Sénégal). *Thèse de doctorat de l'université d'Avignon, France*, 198 pages.
- Condom N., Lefebvre M., et Vandome L., 2012.** La réutilisation des eaux usées traitées en méditerranée : retour d'expériences et aide à l'élaboration de projets. Les Cahiers du Plan Bleu 11. *Rapport* , 67pages
- Cooper H. H., 1959.** A hypothesis concerning the dynamic balance of freshwater and saltwater in the coastal aquifer. *Journal of Geophysical Research*, 64(4): 461–467.
- Cooper H.H., Kohout F.A., Henry H.R., et Glover R.E., 1964.** Sea water in coastal aquifers. *U.S. Geological Survey Water-Supply Paper* 1613-C, 84pages.
- Cormerais M. et Vo Ngoc D., 2011.** Gestion de la nappe alluviale de la Siagne, Rapport , Lyonnaise des Eaux, 28pages
- Creel L., 2003.** Ripple effects: population and coastal regions, Population Reference Bureau, *Making the Link*, 1–8.
- Crook J., 1998.** Water Reclamation and Reuse Criteria. In: *Wastewater Reclamation and Reuse*, Asano T, ed, Water Quality Management Library 10. Technomic Publishing Co., Pennsylvania, USA, 213pages.
- Custodio E., 1981.** Estudio de la recarga artificial con aguas residuales tratadas en el acuífero cautivo del Delta del Besós, mediante las curvas características del pozo. *IV Asamblea General de Geodesia y Geofísica (Zaragoza, Spain)*, 1643-1673.
- Custodio, E. 1985.** Saline intrusion. IAHS-AISH publication, (154), 65-90.
- Custodio E., 1986.** Relaciones agua dulce-agua salada en regiones costeras, *Hidrologia subterranea*, ediciones Omega, Berceon, vol. 2, sec. 13.1311-1389.

- Custodio E. et Bruggeman G.A., 1987.** Saltwater problems in coastal aquifers, Studies and Reports in Hydrology, 45, UNESCO, Paris, 596pages.
- 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, 152pages.
- Custodio E., 2002.** Coastal aquifers as important natural hydrogeological structures. In: Bocanegra, Martines and Massone (Editors), *Groundwater and human development*, 1905-1918.
- Custodio E., 2004.** Myths about seawater intrusion in coastal aquifers, *18 SWIM proceedings. IGME, Cartagena*, 599-608.
- Daher W., 2011.** Étude de faisabilité de recharge artificielle dans un aquifère karstique côtier, *thèse de doctorat des universités Montpellier II et St Joseph de Beyrouth*, 214 pages.
- Dahlin, T. et Bernstone, C., 1997.** A roll-along technique for 3D resistivity data acquisition with multi-electrode arrays, Procs. SAGEEP'97 (Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems), Reno, Nevada, March 23-26, vol 2, 927-935.
- Dahlin T., 2001.** The development of DC resistivity imaging techniques, *Computers et Geosciences*, 27(9): 1019–1029.
- Dalloni M., 1953.** La limite du Tertiaire et du Quaternaire dans le Nord-Ouest de l'Algérie et des contrées voisines. In : *actes du IV Congrès International pour Etude du Quaternaire, (INQUA)*, Rome-Pise.
- De Martonne E., 1926.** Une nouvelle fonction climatologique: L'indice d'aridité. *La Météorologie*, 449-458.
- De Montety V., Radakovitch O., Vallet-Coulomb C., Blavoux B., Hermitte D. et Valles V. 2008.** Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in a confined coastal aquifer: case of the Rhône delta (Southern France). *Appl Geochem*; 23: 2337-49
- Debieche T.H., 2002.** Évolution de la qualité des eaux (salinité, azote et métaux lourds) sous l'effet de la pollution saline, agricole et industrielle. *Thèse de doctorat de l'université Franche-Comté, France*, 199 pages.
- Delage A., 1888.** Géologie du Sahel d'Alger. *Thèse Science. Montpellier. France*. 224 pages.
- Detay M., 1997.** La gestion active des aquifères. Masson, Paris, 416pages.

- Díaz-Marta M., 1989.** Esquema histórico de la ingeniería y la gestión del agua en España. Revista de OP n° 13, España y el Agua I. Otoño, 8-23.
- Dillon P.J. et Pavelic P., 1996.** Guidelines on the quality of stormwater and treated wastewater for injection into aquifers for storage and reuse. Urban Water Research Association of Australia. Research Report N° 109, 48 pages.
- Dillon P.J., 2005.** Future management of aquifer recharge, *Hydrogeology Journal*, v. 13, 313-316.
- Dillon P., Page D., Vanderzalm J., Pavelic P., Toze S., Bekele E., Sidhu J., Prommer H., Higginson S., Regel R., Rinck-Pfeiffer S., Purdie M., Pitman C. et Wintgens T., 2008.** A critical evaluation of combined engineered and aquifer treatment systems in water recycling. – *Water Science et Technology* 57.5: 753 – 762.
- Dillon P., Gale I., Contreras S., Pavelic P., Evans R. et Ward J., 2009.** Managing aquifer recharge and discharge to sustain irrigation livelihoods under water scarcity and climate change. *IAHS Publ.* 330, 1-12.
- Djabri L., Guezgouz N., Bouhsina S., Hadj- Said S., Hani A., Pulido-Bosch A. et Djabri Y., 2011.** Origines de la salinité des eaux dans la zone littorale Annaba Guerbes (Algérie), *Conférence Méditerranéenne Côtière et Maritime*, 257-262.
- Doussan C., Poitevin G., Ledoux E. et Detay M. 1997.** River bank filtration: Modelling of the changes in water chemistry with emphasis on nitrogen species. *J. Contam. Hydrology*, 25 : 129–156.
- Drever J. I., 1988.** The geochemistry of natural waters. *Ed.: Prentice Hall. Englewood Cliffs* (USA), 473 pages.
- Drewry W. et Eliassen R., 1968.** Virus movement in groundwater. *Journal of the Water Pollution Control Federation*, 40:257–271.
- Duque C., Calvache M.L., Pedrera A., Martín-Rosales W. et López-Chicano M., 2008.** Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer (Southern Spain), *J. Hydrol.* 349, 3-4, 536-547.
- Dureand-Degla M., 1961.** Esquisse structurale de l'Algérie en 1961. Lexique stratigraphique international vol. IV – *Afrique. Fasc. 16- Algérie*, 3-37.
- El Achheb A., Mania J. et Mudry J., 2003.** Mécanismes d'acquisitions de la minéralisation des eaux souterraines dans le bassin Sahel-Doukkala (Maroc occidental)–Approche par des traceurs hydro-géochimiques. *Tecnologia de la intrusion de agua de mar en acuíferos costeros: países mediterraneos*, 113-123.

- El Ayni F., Cherif S., Jrad A. et Trabelsi-Ayadi M., 2011.** Impact of Treated Wastewater Reuse on Agriculture and Aquifer Recharge in a Coastal Area: Korba Case Study, *Water Resource Management*, 25:2251–2265.
- El Mansouri B., Loukili Y. et Esselaoui D. 2003.** Mise en évidence et étude du phénomène de l'upconing dans la nappe côtière du Rharb (NW du Maroc). *Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid*, 84-7840.
- El Moujabber M., Bou Samra B., Darwish T. et Atallah T., 2006.** Comparison of different indicators for groundwater contamination by seawater intrusion on the Lebanese coast. *Water Resource Management*, 20: 161–180.
- Faby J.A. et Brissaud F., 1997.** L'utilisation des eaux usées épurées en irrigation. Office International de l'Eau, 76pages.
- Falkland A. et Custodio E., 1991.** Hydrology and water resources of small islands: a practical guide, Studies and Reports in Hydrology, 49, *UNESCO, Paris*, 435pages.
- FAO 2003.** L'irrigation avec des eaux usées traitées : Manuel d'utilisation. 73pages.
- Farooq S.H. et Yousef A.K., 1993.** Slow sand filtration of secondary effluent. *Journal of Environmental Engineering*, 19(4):615–630.
- Farooq S.H et al., 1993.** Tertiary treatment of sewage effluent via pilot scale slow sand filtration. *Environmental Technology*, 15:15–28.
- Ficheur E., 1890.** Sur la constitution géologique du Djebel Chenoua. *C.R 19 ° Congrès. Ass. Fr. avanç. Sc. (A.F.A.S), Limoges, 2° part., 397-408.*
- Ficheur E., 1896.** Aperçu sommaire sur les terrains Néogènes du Sahel d'Alger. *B.S.G.F., 3° série, t. XXIV, 973-981.*
- Foster S., 2001.** Groundwater recharge with urban wastewater reconciling resource recovery and pollution concerns in developing nations. *In Experts meeting on health risks in aquifer recharge by reclaimed water held. Budapest, 9–10.*
- Fujita Y., Ding W.H. et Reinhard M., 1996.** Identification of wastewater dissolved organic carbon characteristics in recycled wastewater and recharge groundwater. *Water Environment Research*, 68(5):867–876.
- Gemail K., Samir A., Oelsner C., Mousa S. E. et Ibrahim S. 2004.** Study of saltwater intrusion using 1D, 2D and 3D resistivity surveys in the coastal depressions at the eastern part of Matruh area, Egypt. *EAGE, Near Surface Geophysics*, 2 : 103-109.
- Ghyben B.W., 1888.** Nota in Verband met de Voorgenomen Putboring Nabij Amsterdam, Amsterdam, Tijdschrift het koninglijk, Instituut voor Ingenieurs, Den Haag, 9 : 8–22.

- Giménez Forcada E., 2008.** Caracterización hidrogeoquímica de los procesos de salinización en el acuífero detrítico costero de la plana de Castellón (España). Agua, Cultura y Medio Ambiente, España. ISBN: 978-84-612-3503-2, 440pages.
- Glangeaud L., 1929.** Note préliminaire sur la géologie et la pétrographie des roches éruptives de la région côtière entre Tipaza et Ténès. *B.S.G.F. 4^o Ser. T. XXIX* : 97-108.
- Glangeaud L., 1932.** Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger, *Thèse Sciences, Paris et Bull. Serv. Carte géol. Algérie, Ser., n^o2, Start n^o 8.*
- Glover R. E., 1959.** The pattern of freshwater flow in coastal aquifer. *J. Geophys. Res.*, 64: 457- 459.
- Gouaidia L., 2008.** Influence de la lithologie et des conditions climatiques sur la variation des paramètres physico –chimiques des eaux d'une nappe en zone semi aride, cas de la nappe de Meskiana, Nord-Est Algérien. *Thèse de doctorat de l'université d'Annaba, Algérie, 130pages.*
- Grassi S. et Cortecci G.2004.** Hydrogeology and geochemistry of the multilayered confined aquifer of the Pisa plain (Tuscany - central Italy). *Applied Geochemistry*, 20: 41-54.
- Grela R., Xanthoulis D., Marcoen J.M., Lemineur M. et Wauthelet M., 2004.** L'infiltration des eaux usées épurées, guide pratique. *Rapport, 29pages.*
- Gurunadha Rao V.V.S., Tamma Rao G., Surinaidu L., Mahesh J., Mallikharjuna Rao S.T. et Mangaraja Rao B., 2013.** Assessment of geochemical processes occurring in groundwaters in the coastal alluvial aquifer. *Environmental Monitoring and Assessment*, 185 : 8259–8272.
- Hadj-Said S., 2007.** Contribution à l'étude hydrogéologique d'un aquifère en zone côtière: Cas de la nappe de Guerbes. *Thèse de Doctorat de l'université Badji Mokhtar, Annaba, Algérie, 188pages.*
- Haouchine A., 1993.** Simulation numérique des transferts de masse en milieu poreux, méthodologie et exemple d'une intrusion marine dans un aquifère côtier. *Thèse de Magister, USTHB, Alger, Algérie. 110pages.*
- Harrison P. et Pearce F., 2001.** AAAS Atlas of Population and Environment, University of California Press, ISBN: 0-520-23084-1, 204pages.
- Herzberg A., 1901.** Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder, *J. Gas-beleucht. Wasserversorg.* 44, 815–819, 842–844.

- Hiemstra P., Kolpa R.J., Van Eekhout J.M., Van Kessel T.A.L., Adamse E.D. et Van Paassen J.A.M., 2003.** Natural recharge of groundwater. Bank infiltration in the Netherlands. *Journal of Water Supply: Research and Technology – AQUA*, 52(1) : 37-47.
- Holman I.P. 2005.** Climate change impacts on groundwater recharge-uncertainty, shortcomings, and the way forward, *Hydrogeology Journal*. v.14 (5), 637-647.
- Hsissou Y., Mudry J., Mania J., Bouchaou L. et Chauve P., 1997.** Dynamique et salinité de la nappe côtière d'Agadir (Maroc), influence du biseau salé et des faciès évaporitiques. Fifth Scien. Ass. of IAHS, Rabat, Maroc, *IAHS 244* : 73-82.
- Hubbert M. K., 1940.** The theory of groundwater motion. *J. Geol.*, 48: 785-944.
- Hurst C., Gerba C. et Cech I., 1980.** Effects of environmental variables and soil characteristics on virus survival in soil. *Applied and Environmental Microbiology*, 40:1067–1079.
- Jekel M. et Gruenheid S., 2005.** Bank filtration and groundwater recharge for treatment of polluted surface waters. *Water Science and Technology: Water Supply* 5(5): 57-66.
- Jenny J. et Borreguero M. 1995.** WinSev 3.0, logiciel d'interprétation des sondages électriques pour P.C. sous Windows, 30 pages.
- Journal Officiel de la République Algérienne 2012.** Decret n°41/2012 du 15 juillet 2012, relative de spécifications des eaux usées épurées utilisées à des fins d'irrigation.
- Kelly F., 2005.** Seawater intrusion Topic paper: Island County: *WRIA*, 6, 1-30.
- Kemp A.C., Horton B., Donnelly J.P., Mann M.E., Vermeer M. et Rahmstorf S. 2011.** Climate related sea-level variations over the past two millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(27), 11017-11022.
- Kim K.Y., Seong H., Kim T., Park K.H., Woo N.C., Park Y.S., Koh G.W. et 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.
- Kirsch R., 2009.** *Groundwater geophysics, a tool for hydrogeology*, 2ed Ed. Springer. 548pages.
- Klein B., Roether W. et Manca B., 1999.** The large deep water transient in the Eastern Mediterranean. *Deep-Sea Research*, volume 46: 371 - 414.
- Kloppmann W, Bourhane A, et Asfirane F., 2011.** Methodology of diagnosis of the origin of the salinity of the water masses. Use of the geochemical, isotopic tools and geophysics. BRGM/RP-60026-FR, 129pages.

- Koefoed O., 1979.** Geosounding principles, 1 - Resistivity sounding measurements. *Elsevier Publ. Co, Amsterdam*, 276pages.
- Kouzana L., Ben Mammou A. et Gaaloul N., 2007.** Intrusion marine and salinization of coastal groundwater (Korba, Cap-Bon, Tunisia). *Journal of Geo-Eco-Trop*, 31: 57-70.
- Kouzana L., Ben Mammou A. et Sfar Felfoul M., 2009.** Seawater intrusion and associated processes: Case of the Korba aquifer (Cap-Bon, Tunisia). Surface geosciences (hydrology-hydrogeology). *Comptes Rendus Geoscience*, 341:21–35.
- Kouzana L., Benassi R., Ben mammou A. et Sfar felfoul M., 2010.** Geophysical and hydrochemical study of the seawater intrusion in Mediterranean semi arid zones. Case of the Korba coastal aquifer (Cap-Bon, Tunisia). *J. Afr. Earth Sci.* 58 : 242-254.
- Kuehn W. et Mueller U., 2000.** Riverbank filtration: An overview. *Journal American Water Works Association* 92(12): 60-69.
- Kura N.U., Ramli M.F., Ibrahim S., Sulaiman W.N.A., et Aris A.Z., 2014.** An integrated assessment of seawater intrusion in a small tropical island using geophysical, geochemical, and geostatistical techniques, *Environ Sci Pollut Res*, 21:7047-7064.
- Lance J.C. et Gerba C., 1984.** Virus movement in soil during saturated and unsaturated flow, *Applied Environmental Microbiology*, 47:337–343.
- Lepvrier C., 1967.** Structure du massif de Chenoua. *Bull. Soc. Géol. De France* (7), IX : 859-864.
- Lloyd J.W. et Heathcote J. A., 1985.** Naturel inorganic hydrochemistry in relation to groundwater . An introduction. *Ed.: Clarendon Press: Oxford*. 296pages.
- Lloyd J.W. et Tellal J.H., 1988.** Caracterizacion hidroquimica de las aguas subterraneas en areas costeras. *Tecn. Int. Sal. En Acuif. Cost. (TIAC'88)*. Almuñecar (España). I. Estado del Arte a nivel Nacional e Internacional. 1-18.
- Loke M.H. et Barker, R.D. 1996.** Pratical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. *Geophysical prospecting* n°44, 499-523.
- Loke M.H. et Barker R.D., 1996.** Rapid least-squares inversion of apparent resitivity pseudosection by a quasi-Newton method, *Geophysical Prospecting*, 44:131–152.
- Loke, M. H. 2010.** Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method Wenner (a,b,g), dipole-dipole, inline pole-pole, pole-dipole, equatorial dipole-dipole, offset pole-dipole, Wenner-Schlumberger, gradient and non-conventional arrays On land, water and cross-borehole surveys, 151 pages.

- Lowe M. et Hurlow H.A., 2005.** Pilot Project Shows Promise for Aquifer Storage and Recovery. *Survey Notes*, 37,(1) : 8-10.
- Luszczynski N.J., 1961.** Head and flow of ground water of variable density. *Journal of Research*, 66 (12): 4247–4256.
- Maliva R. G., Missimer T. M., Winslow F. P., & Herrmann, R. 2011.** Aquifer storage and recovery of treated sewage effluent in the Middle East. *Arabian Journal for Science and Engineering*, 36(1), 63-74.
- Margat J. 1961.** Les eaux salées au Maroc: hydrogéologie et hydrochimie. Notes et Mem. Serv. Géol. Mar., Rabat, 151: 65-66.
- Massmann G., Pekdeger A. et al., 2007.** "Drinking-water production in urban environments – Bank filtration in Berlin." *Trinkwassergewinnung in urbanen Räumen - Erkenntnisse zur Uferfiltration in Berlin*, 12(3): 232-245.
- Max A. et Saint-Pé., 1971.** Alimentation artificielle des nappes, BIAASH, XVI, 2.6, 7-25.
- Mesbah M., 1981.** Contribution à l'étude hydrogéologique de la basse vallée de l'Oued Nador, Tipaza. *Thèse de Doctorat 3^e cycle, , USTHB, Alger, Algérie*, 236pages.
- Messaoud Nacer N., 1987.** Hydrogéologie et pollution des eaux : exemple du bassin versant du Mazafran, Mitidja (Algérie). Thèse de doctorat de l'université de Grenoble, France, 240pages.
- Milnes E., Renard P., 2004.** The problem of salt recycling and seawater intrusion in coastal irrigated plains: an example from the Kiti aquifer (Southern Cyprus). *Journal of Hydrology*, 288:327–343.
- Missimer T.M., Weixing G.U.O., Walker C.W. et Maliva R.G., 2002.** Hydraulic and density considerations in the design of aquifer storage and recovery systems. *Florida Water Resources Journal*, 31-35.
- Mondal N.C., Singh V.P. et Ahmed S., 2013.** Delineating shallow saline groundwater zones from Southern India using geophysical indicators. *Environmental Monitoring and Assessment*, 185: 4869–4886.
- Mondal N.C., Singh V.P., Singh S. et Singh V.S., 2011.** Hydrochemical characteristic of coastal aquifer from Tuticorin, Tamil Nadu, India. *Environmental Monitoring and Assessment*, 175:531–550.
- Mondal N.C., Singh V.P., Singh V.S. et Saxena V.K., 2010.** Determining the interaction between groundwater and saline water through groundwater major ions chemistry. *Journal of Hydrology*, 388: 100–111.

- Montety V., Radakovitch O., Vallet-Coulomb C., Blavoux B., Hermitte D. et Valles V., 2008.** Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in a confined coastal aquifer: Case of the Rhône Delta (Southern France). *Journal Appl. Geochem.* 23:2337–2349.
- Moorman J. H. N., Colin M. G., & Stuyfzand P. J. 2002.** Iron precipitation clogging of a recovery well following nearby deep well injection. In PJ Dillon, Ed. Management of Aquifer Recharge for Sustainability: *Proceedings of the 4th International Symposium on Artificial Recharge of Groundwater, ISAR-4, Adelaide, South Australia.* 22-26.
- Morley N. H., Burton J. D., Tankere S. P. C. et Martin J.M., 1997.** Distribution and behaviour of some dissolved trace metals in the western Mediterranean Sea. 1997, *Deep-Sea Research*, 44: 675-691.
- Mouhamadou M. M., 2007.** Etude de la possibilité de la recharge artificielle de la nappe de Nador, Tipaza, *Thèse de magister, Université de Khemis Miliana, Algérie,* 133pages.
- Mtoni Y., Mjemah I.C, Bakundukize C., Van Camp M., Martens K. et Walraevens K., 2013.** Saltwater intrusion and nitrate pollution in the coastal aquifer of Dar es Salaam, Tanzania. *Environ Earth Sci*, 70(3):1091-1111.
- Muraour P., 1948.** Sur la présence d'une nouvelle espèce de siphonodosasia dans la molasse astienne d'Alger. *C.R. Somm. Soc. Géol. France, Fasc. 2,* 250-251.
- Muraour P., 1949.** Contribution à l'étude micropaléontologique des marnes plaisanciennes d'Alger. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, 1° ser. N°10,* pp. 93-149.
- Murillo Diaz J.M. et Lopez Geta J.A., 2000.** Artificial recharge of aquifers in zones with irregular precipitation and high land values. *Hydrogéologie* (3): 3-12.
- Niwas S. et De Lima O.A.L., 2003.** Aquifer parameter estimation from surface resistivity data, *Groundwater*, 41 (1):94-99.
- Olivieri A., Eisenberg D. et Cooper R., 1998.** City of San Diego Health effects study on potable water reuse. In: Wastewater Reclamation and Reuse, Asano T, ed, Water Quality Management Library. Technomic Publishing Co., Pennsylvania, USA. 10p
- Omani Drinking Water Standards (ODWS) 1998.** Ministry of Commerce and Industry. Directorate General for Specifications and Measurements, Sultanate of Oman. 12pages
- Oren O., Gavrieli I., Burg A., Guttman J. et Lazar B., 2007.** Manganese mobilization and enrichment during soil aquifer treatment (SAT) of effluents, the Dan Region Sewage Reclamation Project (Shafdan), *Israel. Environ. Sci. Technol.* 41, 766-772.

- Oren O., Gavrieli I., Burg A., Guttman J. et Lazar B., 2007.** Manganese mobilization and enrichment during soil aquifer treatment (SAT) of effluents, the Dan Region Sewage Reclamation Project (Shafdan), Israel. *Environ. Sci. Technol.* 41, 766-772.
- Parkhurst D.L. et Appelo C.A.J., 1999.** User's guide to PHREEQC (version 2): a computer program for speciation, batch reaction, one dimensional transport, and inverse geochemical calculations. US Geol Surv Water Resour Invest. Rep 99-4259.
- Pavelic P., Dillon P., Barry K.E., Vanderzalm J., Correll R.L. et Rinck-Pfeiffer S., 2007.** Water quality effects on clogging rates during reclaimed water ASR in a carbonate aquifer. *Journal of Hydrology*, 334 (no. 1-2): 1-16.
- Pavelic P., Dillon P.J., Barry K.E., Herczeg. A.L., Rattray K.J., Hekmeijer P. et Gerges N.Z., 1998.** Well clogging effects determined from mass balances and hydraulic response at a stormwater ASR site. *Proceedings of the Third International Symposium on Artificial Recharge of Groundwater*. Amsterdam, Netherlands, 21-25.
- Petelas C.P. et Diamantis I.B. 1999.** Origin and distribution of saline groundwater in the Upper Miocene aquifer system, coastal Rhodope area, northern Greece, *Hydrogeol.* 7, 3: 305-316.
- Pomel A., 1858.** Sur les systèmes des montagnes de Mermocha et sur le terrain Sahalien. *C. R. As. Sc. Sc., Paris*, t. XL VII, pp. 852-855.
- Post V.E.A., 2005.** Fresh and saline groundwater interaction in coastal aquifers: Is our technology ready for the problems ahead?, *Hydrogeology Journal*, 13:120-123.
- Pulido-Bosch A., 2007.** Nociones de hidrologia para ambientologos, 2^{ed} edition, Universidad de Almeria, 492pages.
- Pulido-Bosch A., Navarrete F. et Molina L., 1991.** Quantity and quality of groundwater in the Campo De Dalias (Almeria, S.E. Spain). *Water Sci. Techn.*, V. 24(11) : 57-69.
- Pulido-Leboeuf P., Pulido-Bosch A., Calvache M. L., Vallejos A. A. et Andreu J. M., 2003.** Strontium, SO_4^{2-}/Cl^- and Mg^{2+}/Ca^{2+} ratios as tracers for the evolution of seawater into coastal aquifers: the example of Castell de Ferro aquifer (SE Spain). *Comptes Rendus Geoscience*, 335(14) : 1039-1048.
- Pulido-Leboeuf, P. 2004.** Seawater intrusion and associated processes in a small coastal complex aquifer (Castell de Ferro, Spain). *Applied Geochemistry*, 19, 1517-1527.
- Pyne R. et David G., 1995.** Groundwater Recharge and Wells: A Guide to Aquifer Storage Recovery. ISBN: 1566700973, CRC Press. 401 pages.
- Pyne R.D.G., 2005.** Aquifer storage and recovery: A guide to groundwater recharge through wells. Second edition, ASR press, Gainesville, FL, USA 608pages.

- Quanrud D.M. et al., 1996.** Fate of organics during column studies of soil aquifer treatment. *Journal of Environmental Engineering*, 122(4):314–321.
- Ray C., Melin G. et al., 2002.** Riverbank Filtration - Improving source water quality. Dordrecht, Kluwer. *Academic Publishers*, 291-302.
- Reilly T.E. et Goodman A.S., 1985.** Quantitative analysis of saltwater-freshwater relationships in groundwater systems--A historical perspective. *Journal of Hydrology*, 80(1-2): 125-160.
- Rich A., 2011.** Dessalement de l'eau de mer par congélation sur paroi froide : aspect thermodynamique et influence des conditions opératoires. *Thèse de doctorat de l'université Claude Bernard Lyon 1- France*, 159pages.
- Richards L.A. 1954.** Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. Edit. US Department of Agriculture, Agricultural Handbook n°60, Washington (USA), 160pages.
- Rina K., Datta P.S., Singh C.K. et Mukherjee S., 2012.** Characterization and evaluation of processes governing the groundwater quality in parts of the Sabarmati Basin, Gujarat using hydrochemistry integrated with GIS. *Hydrol. Process.*, 26:1538-1551.
- Rizzo E., Colella A., Lapenna V. et Piscitelli S., 2004.** High-resolution images of the fault-controlled High Agri Valley basin (Southern Italy) with deep and shallow electrical resistivity tomographies, *Physics and Chemistry of the Earth*, 29:321-327.
- Sakr S.A., 1999.** Validity of a sharp-interface model in a confined coastal aquifer. *Hydrogeology Journal*, 7(2): 155-160.
- Savornin J., 1924.** Résumé des travaux récents. Feuille de Tipaza, Géologie, structure et Orogénie du Chenoua, *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, Trav. Récentes*, Coll. Fasc. 1 : 65-82.
- Saxena V.K., Singh V.S., Mondal N.C. et Jain S.C., 2003.** Use of chemical parameters to delineation fresh water resources Paotharlank Island, India. *Environmental Geology*. 44(5): 516-521.
- Schlosser U. 1991.** Hygienische Aspekte der Trinkwassergewinnung aus Uferfiltration und Grundwasseranreicherung. *Acta Hydrochimica et Hydrobiologica*, 19(3), 319 – 326.
- Seho Hwang 2004.** Assessment of seawater intrusion using geophysical well logging and electrical soundings in a coastal aquifer, Youngkwang-gun, Korea, *Bull. Exploration Geophysics* n° 35, 99–104.

- Seifert D. et Engesgaard P., 2005.** Biological clogging of porous media: Tracer studies of non-uniform flow patterns. In ISMAR 2005, 5 th International Symposium on Management of Aquifer Recharge,, Germany, 11-16 June.
- Sinan M. et Razack M., 2006.** Estimation of the transmissivity field of a heterogeneous alluvial aquifer using transverse resistance. Application to the Haouz groundwater (Morocco), *J. Water Sci.*, 19, 3: 221-232.
- Srinivas Y., Muthuraj D., Hudson Oliver D., Stanley Raj A. et Chandrasekar N., 2013.** Environmental applications of geophysical and geochemical methods to map groundwater quality at Tuticorin, Tamilnadu, India, *Environ. Earth Sci.* 70, 5:2143-2152.
- Stumm W. et Morgan J.J., 1981.** Aquatic chemistry. An International Emphasizing Chemical Equilibria in Natural Waters. John Willy and Sons Inc., 2nd Ed. USA., 780pages.
- Stuyfzand P.J., 1998.** Fate of pollutants during artificial recharge and bank filtration in the Netherlands. In: Peters J.H. (ed), Artificial recharge of groundwater, Proc. 3rd Intern. Symp. On Artificial Recharge, Amsterdam the Netherlands, Balkema, 119-125.
- Taibi Y. et Hamadache S., 1992.** Contribution à l'étude hydrogéologique de la basse vallée de l'oued Nador- Tipaza. *Mémoire de fin d'études, USTHB, Alger, Algérie.* 150pages.
- Tifour Y., 2000.** Intrusion des eaux salées dans les eaux douces dans les nappes côtières. Approches hydrodynamiques, exemple du champ de captage de Tipaza. *Thèse de Magister de l'université de Blida*, 122pages.
- Toze S., 2006.** Reuse of effluent water—benefits and risks; *Agricultural Water Management* 80:147–159.
- Trabelsi R., Zairi M. et Ben Dhia H., 2007.** Groundwater salinization of the Sfax superficial aquifer, Tunisia. *Hydrogeology Journal.* 15, 1341–1355.
- Trabelsi R., Zairi M., Smida H. et Ben Dhia H. 2005.** Salinisation des nappes côtières : cas de la nappe nord du Sahel de Sfax, Tunisie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 337 : 515-524.
- Triboi E. et Loiseau P., 1992.** L'agriculture et la pollution des eaux par les nitrates en Auvergne. *Revue d'Auvergne*, no. 527, tome 106, N° 1 –2 :35-54
- Underwood M.R., Peterson F.L. et Voss C.I., 1992.** Groundwater lens dynamics of atoll islands, *Water Resources Research*, 28(11):2889–2902.
- Van Dam J.C., 1997.** Seawater intrusion in coastal aquifers: guidelines for study, monitoring and control. *FAO Water Reports*, 11, Roma, 152pages.

- Van Houtte E. et Verbauwhede J., 2005.** Artificial recharge of treated wastewater effluent enables sustainable groundwater management of a dune aquifer in Flandres, Belgium. In Proceedings of 5th International Symposium on Management of Aquifer Recharge; Berlin, Germany, 236-243.
- Vanderzalm J., Le Gall La Salle C. et Dillon P., 2006.** Fate of organic matter during aquifer storage and recovery (ASR) of reclaimed water in a carbonate rock. *Applied Geochemistry*, 21, p 1204-1215.
- Vanderzalm J. L., Page D. W., Barry K. E., & Dillon P. J. 2013.** Application of a probabilistic modelling approach for evaluation of nitrogen, phosphorus and organic carbon removal efficiency during four successive cycles of aquifer storage and recovery (ASR) in an anoxic carbonate aquifer. *Water research*, 47(7), 2177-2189.
- Vella C., Fleury T.J., Raccasi G., Provansal M., Sabatier F. et Bourcier M., 2005.** Evolution of the Rhone delta plain in the Holocene. *Marine Geology - Mediterranean Prodelta Systems*, 222-223: 235-265.
- Vengosh A. et Ben-Zvi A., 1994.** Formation of a salt plume in the Coastal Plain aquifer of Israel: the Be'er Toviyya region. *J. Hydrol*, 160 : 21-52.
- Von Zittel., 1896.** Sur les Foraminifères de la molasse calcaire d'Hydra. *B.S.G.F., 3^o Ser., t. XXX*, 969-972.
- WHO-World Health Organization, 2006.** Guidelines for drinking-water quality: First addendum to third edition, volume 1 Recommendations. Geneva, Switzerland. 595pages.
- WILDI W., 1983.** La chaîne tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. géograph. Phys.*, (24), 3, pp 201- 297.
- Wilson L. et al., 1995.** Water quality changes during soil aquifer treatment of tertiary effluent. *WaterEnvironment Research*, 67(3):371– 376.
- Wilson S.R., Ingham M. et McConchie J.A., 2006.** The applicability of earth resistivity methods for saline interface definition, *Journal of Hydrology*, 316, 301–312.
- Yassini I., 1973.** Nouvelles données stratigraphiques et microfaunistiques sur la limite Pliocène inférieur – Pliocène moyen (Plaisancien – Astien) dans la région d'Alger. *Revue de micropal.*, Vol. 16, n° 4 : 229-248.
- Yechieli Y. et Wood W.W., 2002.** Hydrogeologic processes in saline systems: playas, sabkhas, and saline lakes, *Earth-Science Reviews*, 58:343–365.

- Younsi A, Lhadi E.K. et Mania J., 1997.** Mise en évidence de l'intrusion marine vers la nappe de la province d'El Jadida. *IAHS*, 244: 115-122.
- Younsi A., 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 de l'université Chouaïb Doukkali, El Jadida, Maroc*, 175pages.
- Zghibi A., Tarhouni J. et Zouhri L., 2013.** Assessment of seawater intrusion and nitrate contamination on the groundwater quality in the Korba coastal plain of Cap-Bon (North-east of Tunisia). *Journal of African Earth Sciences*. 87:1–12.
- Zippel M. et Hannappel S., 2008.** Ermittlung des Grundwasserdargebotes der Berliner Wasserwerke mittels regionaler numerischer Grundwasserströmungsmodelle.– *Grundwasser* 13: 195 - 207.