

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique et Populaire
وزارة التعليم العالي و البحث العلمي
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université Kasdi-Merbah OUARGLA
Faculté des Sciences Appliquées
Département de Genie Civil et Hydraulique



N° d'ordre :
Série :

THESE

En vue de l'obtention du diplôme de

Doctorat en Sciences

Filière : Génie civil

Spécialité : Constructions hydrauliques et aménagements

Présentée par:

M^r. MADI Mohammed

Thème

**Modélisation du système aquifère et périmètre de protection du
captage d'eau potable dans le Sahara septentrional.
(Cas de la région d'In Salah).**

Soutenue publiquement le : 02/11/2017.

Devant le jury composé de :

M ^r . KRIKER Abdelouahed	Professeur	Université d'Ouargla	Président
M ^r . MEDDI Mohamed	Professeur	ENSH Blida	Directeur de thèse
M ^r . BOUTAOUTAOU Djamel	Professeur	Université d'Ouargla	Co-Directeur de thèse
M ^r . NEZLI Imad Eddine	Professeur	Université d'Ouargla	Examineur
M ^r . HAMOUDI Saad	Professeur	Université de Chlef	Examineur
M ^r . PULIDO-BOSCH Antonio	Professeur	Université d'Almeria (Espagne)	Invite

Année Universitaire 2016/2017

الملخص

الدراسة الهيدروجيولوجية وتقييم حساسية التعرض للتلوث هما خطواتان أساسيتان لحماية و حفظ الطبقات المائية. الأهداف الرئيسية من هذا البحث وهو توفير المعلومات اللازمة والكافية التي تدفعنا الي تحديد محيط الحماية بالشروط التي تمثل طبقة المياه الجوفية. وكذلك، نمذجة، تطبيق، والتحقق من صحة أساليب مختلفة لتحديد محيط الحماية المطبقة على المياه الجوفية المستغلة. بغض النظر عن الطريقة المستعملة، محيط الحماية يدعم إتخاذ القرار (المتعلق بتجهيزات المسموح بها أو لا في مناطق المحمية).
مفتاح الكلمات: طبقة المياه، بئر الضخ، مساحة الاستقطاب، الحساسية، محيط الحماية للبئر، النمذجة.

Résumé

L'étude hydrogéologique et l'évaluation de la vulnérabilité à la contamination sont donc nécessaires pour permettre la protection (qualité) et la conservation (quantité) de la ressource. Les principaux objectifs de ce travail visent à identifier le seuil d'information nécessaire qui assure une détermination réaliste des périmètres de protection pour des conditions représentant l'aquifère. Ainsi, de modéliser, d'appliquer, et de valider différentes méthodes de détermination des périmètres de protection applicable à l'aquifère exploité. Enfin, quelle que soit la méthode utilisée, les périmètres de protection fournissent une aide à la décision.

Mots clés : Aquifère. Ouvrage captant. Aire d'alimentation. Vulnérabilité. Périmètres de protection. Modélisation.

Abstract

Hydrogeologic study and assessment of aquifer vulnerability to contamination are therefore necessary in order to protect and preserve the groundwater resources. The main objectives of the study are to identify the necessary information threshold that provides a realistic determination of wellhead protection areas for conditions representing the aquifer. Thus, model, apply and validate the different methods of determination the wellhead protection areas applicable to the exploited aquifer. Finally, whatever the method used, the wellhead protection provide support to decisions (for permit activities that may or not be appropriate within the protection areas).

Keywords: Aquifer. Pumping well. Capture zone. Vulnerability. Wellhead protection. Modeling.

REMERCIEMENTS

Le présent manuscrit, qui est le fruit de sept longues années de recherches, n'aurait jamais vu le jour, si ce n'était l'assistance, la collaboration et la contribution de plusieurs personnes qui ont œuvré et veillé à ce qu'il s'achève et prenne cette forme.

J'aimerais d'abord remercier le directeur et Co-directeur de cette thèse, respectivement Messieurs **MEDDI Mohamed** et **Boutaoutaou Djamel**, pour avoir généreusement partagé avec moi leurs connaissances ainsi que pour les discussions scientifiques, leur disponibilité et l'encouragement qu'ils m'ont donnés. Ils n'a jamais épargné un effort, à me faire profiter de leur expérience. Ses encouragements ont été nécessaires au bon déroulement de mes travaux de recherche et ce malgré la distance. Je ne serai leur exprimer ma gratitude et ma reconnaissance à une juste mesure.

Je tiens à remercier également Monsieur **KRIKER Abdelouahed**, de l'université d'Ouargla, qui m'a fait l'honneur d'accepter de présider ce jury, je le remercie pour sa disponibilité et qu'il trouve ici toute ma gratitude.

Je dois témoigner ma gratitude à Messieurs, **NEZLI Imad Eddine** de l'université d'Ouargla, **HAMOUDI Saad** de l'université de Chlef, **Antonio PULIDO-BOSCH** de l'université d'Almería (Espagne), d'avoir accepté d'examiner, d'évaluer ce travail et de siéger au jury, qu'il me soit ainsi permis de leur exprimer si humblement les meilleurs formules de respect et mes vifs remerciements.

Je tiens à remercier Monsieur, **ANTONIO Pulido Bosch** de m'avoir chaleureusement accueilli dans leur département et pour le temps qu'il m'a consacré avant et pendant mon formation.

Je ne manquerai jamais de remercier tous les membres de l'équipe de recherche « *Ressources en Eau et Géologie de l'Environnement* » de l'université d'Almería (Espagne) pour leur accueil, leur sympathie durant mon formation. Cette thèse leur doit beaucoup à travers les discussions fructueuses que j'ai eues avec eux.

Je ne saurais oublier tous mes collègues, chercheurs et administrateurs, de Centre de recherche Scientifique et Technique sur les Régions Arides, Biskra, qui ne se sont jamais abstenus de me prodiguer conseils, encouragements et soutien.

J'aurai une pensée particulière à mes amis que j'ai toujours eus à mes côtés, ainsi que toutes les personnes qui ont contribué d'un effort, si minime soit-il, de près ou de loin.

J'exprime ma gratitude à tous les ingénieurs de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques d'Adrar.

Enfin, je ne saurais oublier tous ceux dont la contribution, si elle ne concerne pas la recherche, n'en fut pas moins précieuse.

MADI Mohammed

محمد مادي

A ceux que je ne pourrais jamais

Remercier assez :

Mes Parents

Ma femme

Mon fils

Mes frères et sœurs

.... Ce travail, est pour vous

MADI Mohammed

محمد مادي

TABLE DES MATIERES

ملخص	i
Résumé	i
Abstract	i
Remerciements	ii
Table des matières	v
Liste des figures	xiii
Liste des tableaux	xv

INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
-----------------------	---

CHAPITRE I : DESCRIPTION GENERALE (SYSTEME AQUIFERE DU SAHARA SEPTENTRIONAL, LA REGION D'ETUDE)

1. Système Aquifère du Sahara Septentrional (SASS)	6
2. Description de la région d'étude (In Salah)	10
2.1. Environnement géomorphologique	10
2.2. Environnement climatologique	12
2.3. Environnement géologique	12
2.4. Environnement hydrogéologique	16
2.5. Environnement géophysique	21
3. Conclusion	22

CHAPITRE II : NOTIONS D'HYDROGEOLOGIE ET LA MODELISATION DES SYSTEMES

1. Système aquifère : un milieu naturel	24
1.1. La porosité et la perméabilité	25
1.2. Transmissivité	26
1.3. Capacité d'emmagasinement	26
2. Volume élémentaire de référence	27
3. Classification du système aquifère	27

3.1. Classification liés à la formation géologique	27
3.2. Classification selon le type de porosité	28
3.3. Classification selon le degré de confinement	28
4. Cadre de la modélisation analytique	30
4.1. Equations de base	30
4.1.1. Forces motrices	30
4.1.2. Equation de continuité	31
4.1.3. Loi de Darcy	32
4.2. Écoulement souterrain sous l'influence d'un pompage	33
4.2.1. Modélisation analytique de l'écoulement	33
4.2.2. Conditions initiales, conditions aux limites	34
4.2.3. Solutions pour l'écoulement radial vers un ouvrage captant	36
4.2.4. Essais de pompage par paliers	39
4.2.5. Évaluation du débit et du rayon d'exploitation	41
4.2.6. Gestion de l'écoulement par pompage dans un champ d'écoulement	42
5. Conclusion	43

CHAPITRE III : ENVIRONNEMENT D'UN OUVRAGE DE CAPTAGE

1. Bassin hydrogéologique d'un aquifère	44
2. Portion de nappe alimentant le captage, aire d'alimentation, zone d'influence, zone d'appel	47
3. Délimitation du bassin d'alimentation du captage	50
4. Evaluation de la vulnérabilité d'un aquifère	54
4.1. Définition de la vulnérabilité en termes d'évaluation du risque	54
4.2. Méthodes d'évaluation de la vulnérabilité	57
4.3. Approche géophysique appliquée à la vulnérabilité d'un aquifère	58
4.4. Origine de la vulnérabilité d'un aquifère	59
4.5. Inventaire des sources potentielles de contamination	60
5. Mesures de protection	61
6. Conclusion	62

CHAPITRE IV : METHODOLOGIE D'UNE PROTECTION ADEQUATE	
1. Périmètre de protection de champs du captage	63
2. Critères de définition des périmètres de protection	65
3. Méthodes de délimitation des périmètres de protection	68
3. 1. Délimitation des périmètres de protection par méthodes géométrique	68
3.2. Délimitation des périmètres de protection par méthodes analytique simple	70
3.4. Délimitation des périmètres de protection par modélisation	77
4. Conclusion	77
CHAPITRE V : RESULTATS ET DISCUSSIONS	
1. Caractéristiques hydrodynamiques de la nappe	78
2. Délimitation de la <i>PNAC</i> et du <i>BAC</i>	80
3. Evaluation de la vulnérabilité de l'aquifère	83
4. Délimitation des périmètres de protection	83
4.1. Choix des méthodes	84
4.2. Simulations prévisionnelle de la nappe	95
5. Conclusion	97
CONCLUSION GÉNÉRALE ET RECOMMANDATIONS	98
BIBLIOGRAPHIE	102
ANNEXES	115

LISTE DES FIGURES

Fig. 1.1 Carte géologique du SASS (OSS, 2003)	7
Fig. 1.2 Extension (en vert) de la Zone à surface libre du Continental Intercalaire (OSS, 2003)	9
Fig. 1.3 Coupe hydrogéologique transversale du continental intercalaire (UNESCO, 1972)	10
Fig. 1.4 Localisation géographique et astronomique de la région d'In Salah (Madi et Bouderbala, 2010)	11
Fig. 1.5 Relief de la région In Salah avec superposition de la géologie (Busson, 1970)	16
Fig. 1.6 Situation des coupes géologiques dans la région d'In Salah (ANRH, 2007)	18
Fig. 1.7 Coupe géologique A au travers de la zone d'étude (ANRH, 2007)	19
Fig. 1.8 Coupe géologique B au travers de la zone d'étude (ANRH, 2007)	19
Fig. 1.9 Coupe géologique C au travers de la zone d'étude (ANRH, 2007)	20
Fig. 1.10 Coupe géologique D au travers de la zone d'étude (ANRH, 2007)	20
Fig. 1.11 carte piézométrique du Continental Intercalaire (OSS, 2003 a et b)	22
Fig. 2.1 l'écoulement radial vers un ouvrage captant dans une nappe libre (Lefebvre, 2010)	37
Fig. 2.2 Courbes types de Neuman	38
Fig. 2.3 Essai de pompage par paliers pour déterminer <i>B</i> et <i>C</i>	41
Fig. 2.4 Zone d'appel d'un puits dans un champ d'écoulement uniforme	43
Fig. 3.1 Définition du bassin d'alimentation du captage (Bussard, 2005)	45
Fig. 3.2 Bassin hydrogéologique et bassin d'alimentation du captage pour une nappe libre (Vernoux et al., 2007)	46
Fig. 3.3 Bassin hydrogéologique et bassin d'alimentation du captage pour une nappe captive (Vernoux et al., 2007)	47
Fig. 3.4 Zone d'appel, zone d'influence et aire d'alimentation d'un captage (Vernoux et al., 2007) (modifié)	48
Fig. 3.5 Zone d'appel créée par un pompage (Vernoux et al., 2007) (modifié)	49
Fig. 3.6 Représentation de l'aire d'alimentation et des isochrones déterminées par solution analytique	53
Fig. 3.7 Approche européenne de la cartographie de la vulnérabilité basée sur le modèle	

conceptuel « Origine-Ecoulements-Cible » (COST Action 620, 2004 <i>in</i> Cazaux, 2007)	59
Fig. 4.1 Les trois types des périmètres de protection (OFEFP, 2004). Zone protection $S1$ (Périmètre immédiate), zone protection $S2$ (périmètre rapprochée) et zone protection $S3$ (périmètre éloignée)	64
Fig. 4.2 Relation entre la zone d'influence, la zone de contribution ou aire d'alimentation, la zone de transport et la zone d'atténuation d'après (US EPA, 1987)	67
Fig. 4.3 Equilibre de l'eau pour un écoulement radial vers l'ouvrage dans une couche aquifère cylindrique limité par l'isochrone de temps de transfert t (Kraemer et al., 2000)	69
Fig. 4.4 Application de l'équation d'écoulement uniforme	71
Fig. 4.5 Schéma d'écoulement avec les grandeurs estimées par la formule de Wyssling et dimensionnement des périmètres de protection	75
Fig. 5.1 La carte de la piézométrie du champ captant d'In Salah	78
Fig. 5.2 Coupe hydrogéologique schématique de N-S passant par le champ captant d'In Salah	81
Fig. 5.3 Tracé la portion de nappe alimentant l'ouvrage captant $C4$ avec <i>WhAEM2000</i> (Wellhead Analytic Element Model)	82
Fig. 5.4 L'intersection entre la route et le périmètre de protection éloignée	85
Fig. 5.5 Effet de l'augmentation de l'épaisseur d'ouvrage captant sur le rayon calculé	89
Fig. 5.6 La relation entre le débit de pompage (Q) et les distances de protection en amont S_o , en aval S_u et perpendiculaire D_p	93
Fig. 5.7 La relation entre la conductivité hydraulique (K) et les distances de protection en amont S_o , en aval S_u et perpendiculaire D_p	94
Fig. 5.8 La relation entre la conductivité hydraulique (K) et les rayons de protection en amont S_o , en aval S_u et perpendiculaire D_p	95
Fig. 5.9 Rabattements calculés après 1 jour d'exploitation du champ captant	96
Fig. 5.10 Rabattements calculés après 50 jours d'exploitation du champ captant	96
Fig. 5.11 Rabattements calculés après 10 ans d'exploitation du champ captant	97

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 État d'ouvrage captant selon la valeur du coefficient C	41
Tableau 5.1 Quelques valeurs des paramètres hydrodynamiques (T , b et K)	80
Tableau 5.2 Les résultats du calcul analytique par les méthodes de <i>Wyssling</i> et <i>Grubb</i>	82
Tableau 5.3 Rayons du périmètre de protection (méthode du cylindre)	86
Tableau 5.4 Périmètres de protection immédiate, rapprochée et éloignée pour chaque ouvrage captant	87
Tableau 5.5 Aire d'alimentation (A_a) des forages à protéger	88
Tableau 5.6 Les résultats du calcul analytique par la méthode de <i>Wyssling</i> pour caractériser la zone d'alimentation	90
Tableau 5.7 Les résultats du calcul analytique par la méthode de <i>Wyssling</i> pour déterminer la limite du périmètre de protection rapprochée	91

LISTE DES NOTATIONS

A : la section de superficie normale à la direction de l'écoulement	(m^2)
b : épaisseur de l'aquifère saturé	(m)
g : l'accélération gravitationnelle	($m\ s^{-2}$)
h : la charge hydraulique	(m)
h_0 : la hauteur du (original) surface avant pompage	(m)
h_w : la hauteur de la surface piézométrique dynamique	(m)
i : gradient hydraulique	(sans dimension)
K : la conductivité hydraulique du milieu	($m\ s^{-1}$)
k : la perméabilité intrinsèque du milieu poreux	(m^2)
l : la distance entre deux points de référence	(m)
n_e : la porosité efficace d'aquifère	(sans dimension)
p : la pression du fluide	($kg\ m^{-1}\ s^{-2}$)
Q : débit prélevé dans l'ouvrage captant	($m^3\ s^{-1}$)
r : la distance entre le centre d'ouvrage de captage	(m)
R : la recharge de l'infiltration des précipitations	($m\ jour^{-1}$)
r_0 : la distance horizontale entre le centre d'ouvrage de captage au début du rabattement	(m)
r_w : le rayon d'un ouvrage de captage	(m)
S : le coefficient d'emmagasinement	(sans dimension)
S_S : le coefficient d'emmagasinement spécifique	(m^{-1})
T : la transmissivité	($m^2\ h^{-1}$)
t : le temps de transfert	(jour)
V : la vitesse d'écoulement	($m\ s^{-1}$)
x : la distance au captage	(m)
y : la largeur de la zone d'alimentation	(m)
z : l'élévation géodésique	(m)
μ : la viscosité dynamique du fluide	($kg\ m^{-1}\ s^{-1}$)
ρ : la densité du fluide	($kg\ m^{-3}$)

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'eau souterraine est une source importante d'eau de distribution en Algérie et dans le monde entier, utilisée principalement pour la consommation humaine, dans les activités industrielles et en agriculture. Il représente généralement une excellente source d'approvisionnement en eau potable. Le filtre naturel constitué par les matériaux géologiques produit le plus souvent une eau de grande qualité, avec notamment de très faibles teneurs en micro-organismes et autres substances en suspension. Il en résulte que l'exploitation des eaux souterraines présente des avantages économiques appréciables, du fait qu'elles ne nécessitent que peu de traitement – parfois même aucun traitement – avant leur distribution dans un réseau d'eau potable.

Avec le développement socio-économique d'une part, et la forte pression démographique et urbanistique d'autre part, la demande en eau ne cesse pas de s'accroître. La rareté des ressources en eau et la forte irrégularité aussi bien spatiale, que temporelle qui caractérise le contexte Algérien et la diversité des sources de pollution incitent l'adaptation des mesures préventives visant une gestion durable et optimale. La pérennisation de ressources souterraines nécessite donc la mise en place des périmètres de protection destinés à éviter les pollutions diverses pouvant altérer l'aquifère.

Le Sahara Algérien renferme d'importantes réserves d'eaux souterraines. Certains auteurs pensent que les eaux des nappes du Sahara (Complexe Terminal et le Continental Intercalaire) sont fossiles (Burdon, 1977 ; Margat et Saad, 1982 et 1984 ; Margat, 1990), c'est-à-dire qu'elles se sont infiltrées et accumulées au cours des temps géologiques, leur alimentation s'est poursuivie au cours des périodes pluvieuses du Quaternaire, par infiltration sur les affleurements des couches perméables (Pizzi et Sartoli, 1984). Pour d'autres, par contre, il existe une recharge actuelle des nappes sahariennes, cette alimentation se manifeste lorsque certaines conditions climatiques, topographiques et géologiques sont réunies (Dubief, 1953) et d'autre sont allés à modéliser ces nappes, afin d'identifier leurs caractéristiques et comportements hydrodynamiques, vis-à-vis de leur exploitation, afin d'assurer une meilleure gestion (Baba Sy, 2011 ; Baba Sy et Besbes, 2006).

Le Continental Intercalaire affleure au Nord-Ouest tout au long de l'Atlas Saharien et au Nord-Est sur le Dahar et le Djebel Neffusa. Au Sud, il affleure le long des formations sédimentaires du Paléozoïque.

L'étude menée par l'Observatoire du Sahara et du Sahel en 2000-2002, recense près de 9000 points d'eau (forages et sources) sollicitant ces deux formations : 3500 captant le Continental Intercalaire et 5300 le Complexe Terminal, avec un prélèvement annuel de 2,2 milliards de m³. Sur une capacité globale de 6 milliards de m³/an. Les conséquences de cette exploitation intensive d'aquifères à ressource non renouvelable (baisses piézométriques importantes, affaiblissement de l'artésianisme, tarissement des foggaras).

Le secteur d'étude se trouve dans le Bassin du bas Sahara. Ce bassin couvre une superficie de 600.000 km² et regroupe plusieurs Wilayas, notamment la Wilaya de Tamanrasset (In Salah). La région d'In Salah est située à la limite sud du Bassin occidental du Système Aquifère du Sahara Septentrional (SASS) dans l'affleurement du Continental Intercalaire (CI). Dans cette région, l'aquifère est également exploitée pour les besoins de l'agriculture, de même que pour les besoins de l'Alimentation en Eau Potable (AEP), on assiste à une diversification considérable des problèmes hydrogéologiques à résoudre. La surexploitation d'aquifère et sa perturbation qualitative, nécessite la gestion et la protection quantitative et qualitative de l'eau souterraine. Ou, pour gérer les ressources en eau, il faut tout d'abord connaître la géométrie et les propriétés hydrodynamiques des milieux géologiques qui constituent un élément clef pour la compréhension du fonctionnement hydrogéologique du système aquifère dans les conditions naturelles et prévoir l'influence de l'intervention humaine sur la qualité et la quantité de l'eau souterraine.

En vue de protéger ces ressources, des zones de protection, au sein desquelles certaines activités économiques sont réglementées, sont établies autour de tous les ouvrages de champ captant. En Algérie ou bien dans d'autres pays, la délimitation de ces zones de protection se base essentiellement sur une notion de temps de transfert de contaminant jusqu'au captage dans la partie saturée de la nappe. Le principal but de la gestion des sources potentielles de contamination contenues à l'intérieur des périmètres de protection (PDP) est d'assurer la protection (qualité) de l'eau souterraine alimentant un ouvrage de captage particulier de manière à permettre son exploitation durable. Le périmètre de protection PDP est défini par le territoire comprenant la surface et le sous-sol autour d'un ou de plusieurs ouvrages de captage (forages) et

à l'intérieur duquel des contaminants peuvent migrer et éventuellement contaminer le ou les ouvrages de captage (EPA, 1991). Il définit trois différents périmètres : Périmètre de Protection Immédiate (*PPI*), périmètre de Protection Rapprochée (*PPR*) et périmètre de Protection Eloignée (*PPE*).

L'intérêt scientifique de ce travail est de :

1. Déterminer des (*PDP*) autour des ouvrages de captage d'eau souterraine considérés. La détermination d'un périmètre a pour but d'élaborer un plan permettant aux gestionnaires d'identifier les activités anthropiques susceptibles d'altérer la qualité de l'eau des forages d'approvisionnement ;
2. Planifier à long terme de l'utilisation des eaux souterraine. Cette étape porte, entre autres, sur l'efficacité à long terme du plan de protection mis en œuvre ainsi que sur l'identification de sources alternatives d'approvisionnement en eau potable dans l'éventualité d'une contamination ;
3. Gérer des aires de protection. Les techniques de gestion peuvent varier d'une simple restriction des activités dans le *PDP* à la mise en place d'un programme détaillé de prévention et d'information des citoyens.
4. Identifier et localiser des sources potentielles de contamination à l'intérieur des *PDP*. À cette étape, une liste des infrastructures et des activités susceptibles d'engendrer une détérioration de la qualité des eaux souterraines est dressée.

Les *PDP* sont généralement divisés en trois zones à l'intérieur desquelles des restrictions ou des interdictions sont imposés pour différentes activités humaines (Lallemand-Barrès et Roux, 1989). Ces périmètres sont déterminés en fonction des conditions hydrogéologiques présentes et du type de contamination dont on désire se protéger. La recherche et la compréhension de ces conditions ont constitué l'objectif primordial de cette thèse. Après une synthèse des données la plus exhaustive possible, une modélisation en condition d'état permanent a permis de mieux comprendre les rôles relatifs des facteurs essentiels du système.

Le présent travail vise principalement à identifier le seuil d'information nécessaire qui assure une détermination réaliste des périmètres de protection pour des conditions (géologiques, hydrogéologiques et environnementaux) représentant le système aquifère étudiée. Plus spécifiquement, les objectifs sont :

- Réaliser une étude hydrogéologique d'un système aquifère étudiée (Coupes géologiques interprétatives, profil hydrogéologique, sens et vitesse d'écoulement, paramètres hydrodynamiques de l'aquifère et limites de la zone d'appel du forage) ;
- Modéliser, d'appliquer, comparer et valider différentes méthodes de détermination des périmètres de protection applicable à l'aquifère exploité.

La méthodologie adoptée en vue de l'atteinte les objectifs mentionnés précédemment comprend trois phases : Phase 1 : Etude hydrogéologique du bassin versant souterrain ; Phase 2 : Délimitation du bassin d'alimentation d'un captage ; Phase 3 : Dimensionnement, délimitation, gestion du périmètre de protection et l'évaluation de la vulnérabilité.

Phase 1 : Etude hydrogéologique du bassin versant souterrain sert de base à la délimitation du bassin d'alimentation du captage, aux conditions d'écoulement à la caractérisation du système aquifère étudiée. Elle inclut le contexte géologique, contexte du captage et contexte hydrogéologique.

Phase 2 : Délimitation du bassin d'alimentation d'un captage : il importe de distinguer la portion de nappe alimentant le captage (*PNAC*), du bassin d'alimentation du captage (*BAC*) (Délimiter la portion de nappe alimentant le captage et identifier la zone en surface susceptible d'influer sur la qualité de l'eau du captage).

Phase 3 : Dimensionnement, délimitation, gestion du périmètre de protection et l'évaluation de la vulnérabilité. La vulnérabilité intrinsèque d'un aquifère se détermine par l'analyse des différents paramètres hydrogéologiques, structuraux et pédologiques qui en conditionnent la protection naturelle, indépendamment de facteurs de pollution liés à l'occupation des sols et aux activités humaines.

Enfin, l'étude hydrogéologique de protection des captages permettra de définir un périmètre sur lequel sera établi un programme d'enquêtes et actions spécifiques, principalement auprès du monde agricole et industriel, visant à réduire les risques de contamination de la ressource en eau captée.

Ces trois phases nous permirent d'organiser cinq chapitres.

Le premier chapitre présente les caractéristiques générales du Système Aquifère du Sahara Septentrional, ensuite la description de la région d'étude (In Salah) et qui est à la base d'environnement géomorphologique, climatologique, hydrogéologique, et géophysique.

Le deuxième chapitre est présenté à rappeler les notions fondamentales de l'hydrogéologie appliquée à l'estimation de l'aire d'alimentation des ouvrages de captage, et à la délimitation des zones de protection de l'eau souterraine. Ainsi que les équations nécessaires gouvernent tout processus de modélisation hydrogéologique d'un système aquifère. Ces équations appliquent des hypothèses propres à la physique des écoulements dans un milieu poreux.

Le troisième chapitre est consacré à l'étude de détermination des aires d'alimentation et l'environnement d'un ouvrage de captage d'eau souterraine pour quantifier la ressource, l'ampleur à donner à l'étude hydrogéologique se détermine principalement en fonction du débit d'exploitation, lequel constitue le principal générateur d'impacts aux autres usagers et à l'environnement ; par ailleurs, pour l'étude de détermination des aires, les facteurs prépondérants sont la vulnérabilité des eaux souterraines et la présence d'activités à risque.

Le quatrième chapitre a pour but de présenter certaines méthodes d'analyse qui permettent d'estimer l'aire d'alimentation et de déterminer des aires de protection d'un ouvrage de captage.

Enfin, le cinquième chapitre applique les différentes méthodes d'estimation l'aire d'alimentation, délimitation des périmètres de protection au champ captant d'In Salah et interprète les résultats obtenus.

Les conclusions et recommandations, axées sur l'intérêt pratique et les limites des méthodes proposées, clôturent cette thèse.

CHAPITRE I

DESCRIPTION GENERALE (SYSTEME AQUIFERE DU SAHARA
SEPTENTRIONAL, LA REGION D'ETUDE)

Le Sahara Septentrional renferme d'importantes réserves d'eaux souterraines, qui s'étendent d'Ouest en Est entre l'Algérie, la Tunisie et la Libye, est l'un des plus grands déserts au monde. Dans ce chapitre nous présentons d'abord les caractéristiques générales du Système Aquifère du Sahara Septentrional, avant d'aborder la description de la région d'étude (In Salah) et qui est à la base d'environnement géomorphologique, climatologique, hydrogéologique et géophysique.

1. Système Aquifère du Sahara Septentrional (SASS)

Le Système Aquifère du Sahara Septentrional « SASS » (OSS, 2003) s'étend sur une vaste zone dont les limites sont situées en Algérie (60 % de sa superficie), en Libye (30%) et en Tunisie (10 %). Ce bassin englobe une série de couches aquifères qui ont été superposées en deux réservoirs appelés le Continental Intercalaire (CI) et le Complexe Terminal (CT). Le domaine du SASS couvre une superficie d'environ 1.000.000 de km² et s'étend du Nord au Sud, depuis l'Atlas saharien jusqu'aux affleurements du Tidikelt et du rebord méridional du Tinrhert, et d'Ouest en Est depuis la vallée du Guir-Saoura jusqu'au Graben de Hun en Libye.

Le SASS peut être subdivisé en trois bassins : le Bassin occidental, comprenant le secteur des foggaras au Sud, le Grand Erg Occidental et l'Atlas Saharien au Nord (Algérie), le Bassin central, limité à l'ouest par la dorsale du M'Zab et à l'Est par le plateau de la Hamadah el Hamra (Algérie, Tunisie, Libye) et le Bassin oriental caractérisé par l'effondrement du graben de Hun (Algérie, Libye).

Le terme du « Continental Intercalaire » désigne d'après son auteur Kilian (1932), un épisode continental localisé entre deux cycles sédimentaires marins : à la base, le cycle du Paléozoïque qui achève l'orogénèse hercynienne et au sommet, le cycle du Crétacé supérieur, résultat de la transgression cénomanienne. La formation du Continental Intercalaire est représentée par des dépôts continentaux sablo gréseux et sablo-argileux du Crétacé Inférieur dont la profondeur atteint localement 2000 mètres et dont la puissance varie entre 200 et 1000 m. Il s'affleure au Nord-Ouest tout au long de l'Atlas Saharien et au Nord-Est sur le Dahar et le Djebel Neffusa. Au Sud, il affleure le long des Formations sédimentaires du Paléozoïque.

Les formations du Complexe Terminal sont très hétérogènes. Elles englobent des formations carbonatées du Crétacé supérieur et des épisodes détritiques du Tertiaire, principalement du Miocène (Busson, 1970 ; Fabre, 1976). Il est possible d'y distinguer trois

corps aquifères principaux, séparés localement par des horizons semi-perméables ou imperméables. Ces trois corps sont représentés par les calcaires et dolomies du Sénonien et de l'Eocène Inférieur, par les sables et graviers du Pontien, et par les sables du Mio-Pliocène. Leur puissance moyenne est de l'ordre de 300 m.

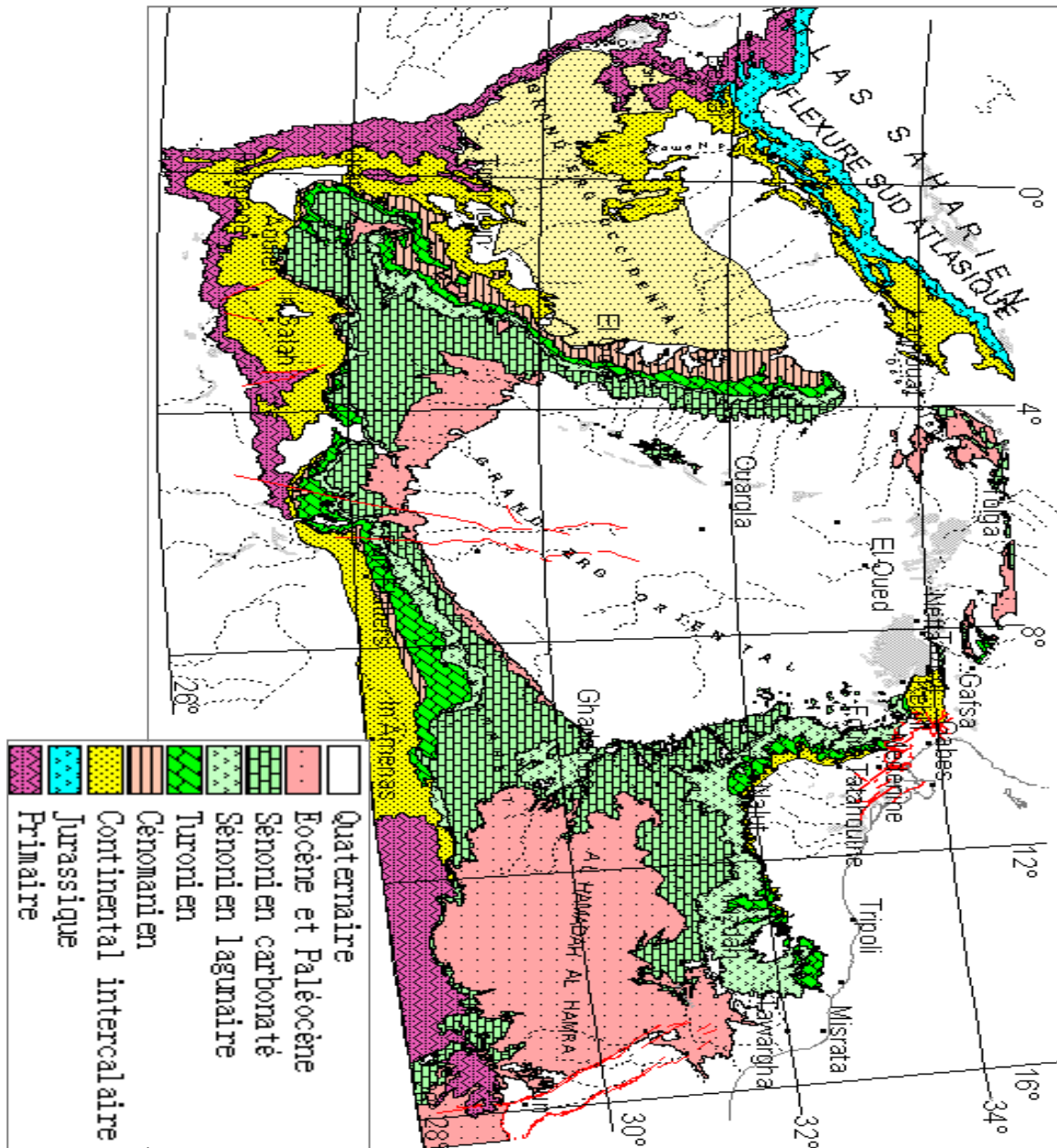


Fig. 1.1 Carte géologique du SASS (OSS, 2003)

L'étude menée par l'Observatoire du Sahara et du Sahel en 2000-2002, recense près de 9000 points d'eau (forages et sources) sollicitant ces deux formations : 3500 captant le Continental Intercalaire et 5300 le Complexe Terminal, avec un prélèvement annuel de 2,2 milliards de m³. Sur chacune de ces nappes souterraines s'exercent des contraintes qui limitent la faculté d'exploiter leur potentiel. Ces contraintes sont d'ordre économique d'abord, mais les risques environnementaux liés à l'exploitation et à la vulnérabilité des nappes sahariennes constituent aujourd'hui les contraintes les plus déterminantes. Dans notre travail, nous nous intéressons à la formation du Continental Intercalaire.

La carte géologique (fig. 1.1) de la plateforme Nord saharienne indique d'importants affleurements Crétacés. Directement surmontées par les argiles de la transgression cénomanienne, les formations du Continental Intercalaire (CI) s'étendent jusqu'en bordure de la plateforme, en une auréole continue d'El Goléa jusqu'à la limite sud de la Hamada El Hamra. Au Nord-Ouest, le CI affleure tout au long de l'Atlas Saharien, et au N-E sur le Dahar et le Djebel Neffusa. Plus au Sud, le CI repose directement sur les formations marines du Paléozoïque, qui forment une ceinture continue de la frontière marocaine en limite N-W du bassin, jusqu'à la ville de Hun à l'extrême S-E de la région.

L'observation à la carte des affleurements géologiques (fig. 1.1) permet donc de définir le Continental Intercalaire comme l'ensemble continental compris entre les plissements hercyniens. Cette définition du Continental Intercalaire, qui constitue la formation aquifère la plus étendue de la région, détermine les limites attribuées à la zone d'étude du Système Aquifère du Sahara Septentrional (OSS, 2003a et b). Ces limites, fondées à la fois sur l'étude des affleurements géologiques et sur l'étude des sondages, sont : l'Atlas Saharien au Nord-Ouest ; les affleurements paléozoïques de l'Ougarta à l'Ouest, des Tassilis et du Djebel Hassawna au Sud, la limite à eau saumâtre à l'Est du graben de Hun, les affleurements du CI sur le Djebel Neffusa et le Dahar au NE, enfin l'accident Sud Atlasique au Nord, relayé vers le Golfe de Gabès par la faille d'EL Hamma.

Les études hydrogéologiques qui ont été faites par des chercheurs montrent que le Sahara renferme d'énormes réserves d'eaux souterraines. D'après Cornet (1961 ; 1964) la réserve aquifère du CI a été estimée à 50000 × 10⁹ m³, UNESCO (1972) la réserve a été évaluée à 60000 × 10⁹ m³ et en (1992) Margat, fait état de 40000 × 10⁹ m³ de réserves aquifères du CI. Les

réserves totales contenues dans le réservoir représentent le volume total des formations aquifères auquel est appliquée la porosité efficace (OSS, 2002).

Les affleurements du *CI* (fig. 1.2), correspondant à des zones d'aquifère libre (OSS, 2003 ; Baba sy, 2005). Il est alors considéré qu'en aquifère libre (fig. 1.3), le coefficient d'emmagasinement équivaut à la porosité efficace. La carte des coefficients d'emmagasinement du modèle du projet SASS (OSS, 2003b) affiche, dans les parties à aquifère libre des valeurs de l'ordre de 5 à 10 % dans la nappe du *CI*, nous adopterons dans nos calculs la valeur moyenne de 7,5% comme valeur de la porosité efficace.

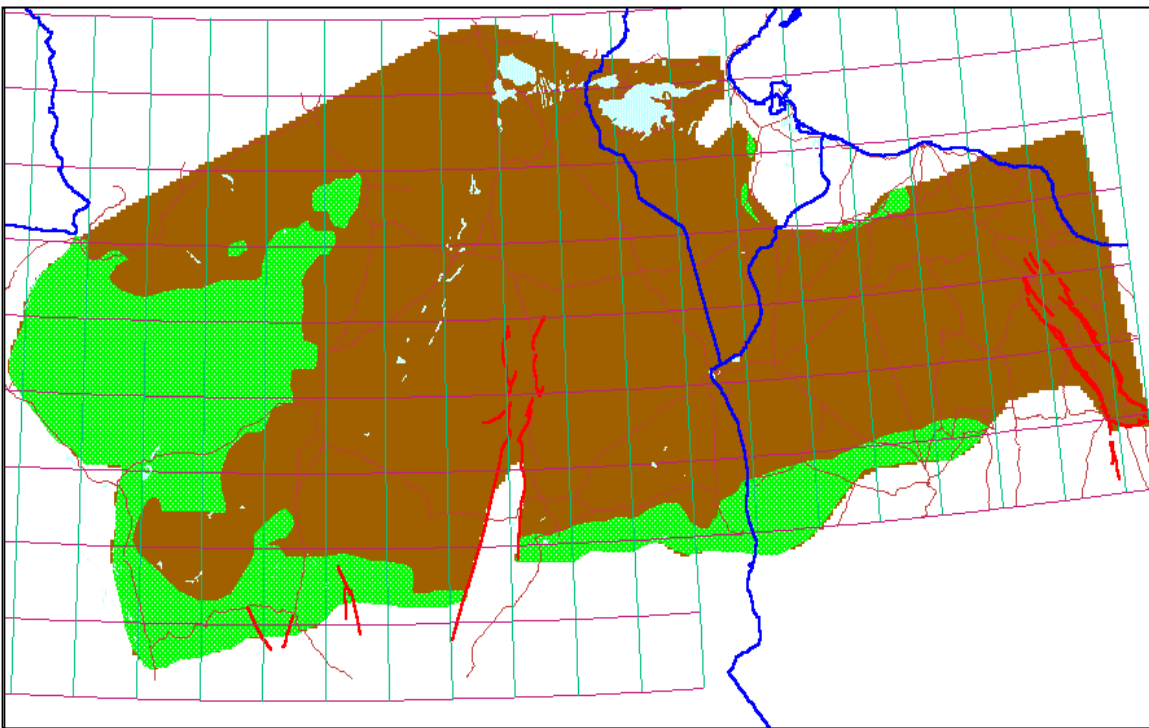


Fig. 1.2 Extension (en vert) de la Zone à surface libre du Continental Intercalaire (OSS, 2003)

La recharge d'aquifère du Continental Intercalaire s'effectue par deux manières, soit direct ou indirect. D'une façon directe, par infiltration des eaux de ruissellements qui se produisent sur les zones périphériques d'affleurement, notamment : dans le piémont de l'Atlas saharien (Nord – Ouest), dans le massif du Dahar (Est), sur les rebords ouest (Touat, Gourara) et sud (Tidikelt) du plateau de Tademaït, ainsi que sur le rebord Sud du plateau du Tinrhert et sa prolongation en Libye jusqu'au Djebel Fezzan (ERESS, 1972 ; BRL, 1998), dans le massif du

Nefusa en Libye (GEOMATH, 1994). D'une façon indirecte, dans le grand erg occidental à travers des sables dunaires et du complexe terminal, dans la région du Dahar où il n'existe pas de séparation imperméable entre les deux réservoirs (ERESS, 1972 ; BRL, 1998).

L'aquifère du continental intercalaire couvre la majeure partie du territoire saharien septentrional et ce sont les limites d'extension de cette nappe qui ont servi à définir le domaine du projet d'étude des ressources en eau du Sahara septentrional. La région d'In Salah fait partie du sous bassin hydrogéologique occidental du Continental Intercalaire et constitue son limite Sud-Est.

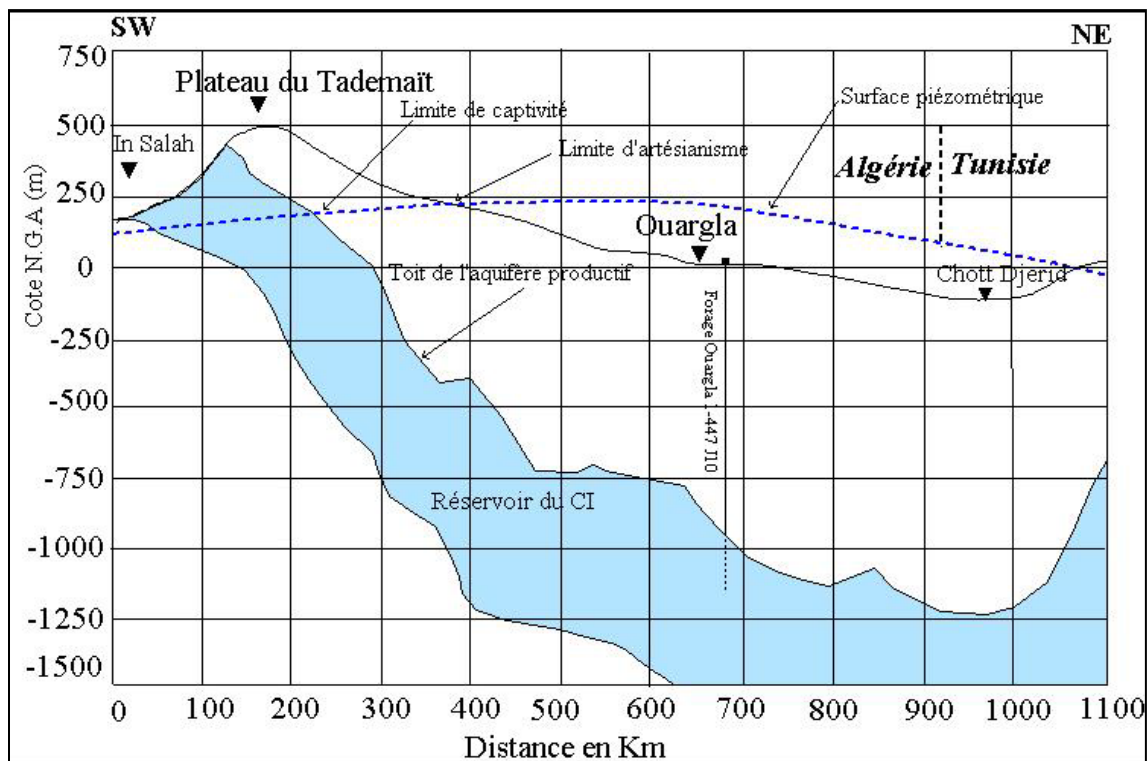


Fig. 1.3 Coupe hydrogéologique transversale du continental intercalaire (UNESCO, 1972).

2. Description de la région d'étude (In Salah)

2.1. Environnement géomorphologique

In Salah est l'une des plus anciennes communes du grand Sud Algérien, elle fait partie du territoire de la wilaya de Tamanrasset. In Salah figure parmi le rang des daïras de pays depuis 1958. Elle est située à environ 700 km au nord-ouest de la wilaya de Tamanrasset, à 400 km du sud-est de la wilaya d'Adrar et 1300 km de la capitale d'Algérie. Cette région est définie par latitude

27°11' N et longitude 2°28' E (fig. 1.4), s'étend sur une superficie de 43937,50 km² avec un pourcentage de 7,88% d'occupation des sols de la wilaya de Tamanrasset (Madi et al., 2016).

La région d'étude est représentée par une surface peu inclinée (1 à 2%) avec un pendage est vers le sud-ouest, recouverte de dépôts détritiques hétérométriques ; les altitudes dans ce domaine peuvent atteindre des valeurs allant de 275 et 450 m. Elle est caractérisée par deux traits morphologiques : soit le plateau (Reg) et les Sebkhass.

Le plateau (Reg), c'est une vaste plaine allongée sensiblement NE - SO, limitée au sud par les affleurements du primaire et au nord par les falaises des formations du crétacé supérieur.

Les sebkhass sont des successions de petites sebkhass qui marquent la limite sud du bassin occidental (zone Tidikelt) et constituant l'exutoire naturel des eaux de la nappe aquifère.

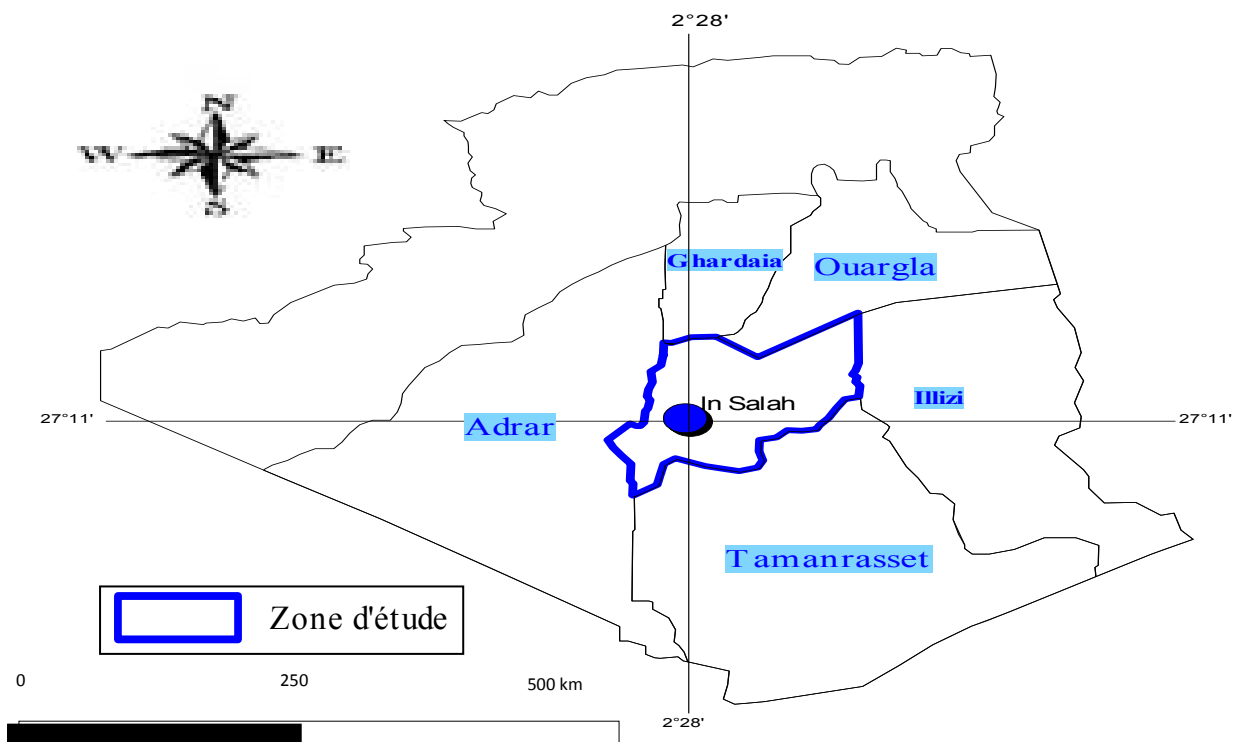


Fig. 1.4 Localisation géographique et astronomique de la région d'In Salah
(Madi et Bouderbala, 2010).

La formation paléozoïque représente le substratum qui assure la fermeture du système hydrologique à l'Est et des dunes sont représentées localement par l'Erg Mahabes Tiguendaft qui bute plus loin sur la prolongation septentrionale de plateau du Tademaït à l'Ouest.

Les principaux cours d'eau observés dans la région sont des ravinements ou des lits de fleuves asséchés et ensablés, qui ravinent les piémonts du Tademaït et qui se réunissent pour former des oueds plus importants tel que, Oued Souf, Oued el-Rokna et Oued Redjem. Ces oueds sont alimentés de façon intermittente par des pluies locales ou lointaines (BEREGH, 2008).

2. 2. Environnement climatologique

La faiblesse de la pluviosité est le caractère fondamental du climat saharien (Conrad, 1969). Le climat qui règne la région d'In Salah est de type aride à hyper-aride influencé par deux facteurs : géographiques et météorologiques.

Les facteurs géographiques représentent la situation géographique de la région, soit l'altitude, latitude et l'éloignement de la mer. En ce que concerne les facteurs météorologiques, la région est influencée par une masse d'air tropical continentale qui provient de la direction Sud et Sud -Est, ces masses d'air se caractérisent par la haute température et donne les plus sauvages des vents.

On note ainsi des précipitations annuelles très faibles dans la région d'étude est environ 19 mm (Madi et al., 2016). Les faibles valeurs du nombre des jours des pluies dans la région d'In Salah est du probablement à la forte température. Cette forte valeur en température peut atteindre la valeur 56° (Baba sy, 2005). Les fortes températures estivales et les rares précipitations hivernales indiquent l'absence de la couverture végétale dans la région.

En régions arides, l'évaporation et l'évapotranspiration sont les mécanismes majeurs de pertes en eau. Dans des bassins arides fermés, ils sont les seuls modes de perte en eau (Ullman, 1985). Dans la région d'In Salah, l'évaporation atteint la valeur 4120 mm/ans. Cette évaporation permet de sécher de grandes quantités d'eau de précipitation.

2. 3. Environnement géologique

La géologie est un moyen d'investigation très utile en hydrogéologie car elle permet d'identifier les différents niveaux stratigraphiques susceptibles d'être aquifère et de suivre leur évolution dans l'espace de terrain d'étude.

L'histoire géologique de l'Algérie s'inscrit dans une longue évolution géodynamique. Dans son état actuel, l'Afrique du Nord correspond à une zone ayant subi plusieurs phases de déformation et de sédimentation depuis le Précambrien. La géologie de la partie septentrionale

de l'Algérie est marquée par l'empreinte de l'orogénèse alpine (domaines tellien et atlasique). Le linéament majeur du pays correspond à la flexure sud-atlasique qui sépare l'Algérie alpine au Nord de la plate-forme saharienne au Sud, constituée pour l'essentiel de terrains du Précambrien et du Paléozoïque. Cette plateforme a peu évolué depuis la fin du Paléozoïque et correspond à un domaine carbonique relativement stable (Fabre, 1976 ; Ries, 2003).

De point de vue structural le secteur d'étude appartient à l'unité tectonique de la plateforme saharienne, qui constitue une partie du craton Nord-africain, cette dernière comprend un socle précambrien sur lequel repose en discordance une couverture sédimentaire structurée en paléozoïque en plusieurs bassins séparés par des zones hautes, Parmi ces bassins : Bassin de Tindouf et Reggane, bassin de Bechar, bassin de l'Ahnet – Timimoun et Synclise d'Illizi.

La région d'étude est intégrée dans l'ensemble de la plateforme saharienne. Cette dernière est relativement stable (la tectonique est moins prononcée) et caractérise par la présence de terrains primaires qui sont affectée par des plissements, ils sont surmontés par les séries du Continental Intercalaire (Crétacé Supérieure) se terminant par des formations du Tertiaire Continental.

La couverture de plateforme peut être divisée en trois ensembles géo-structuraux constitués par le Protérozoïque Supérieur ou l'Infracambrien, le Paléozoïque et le Mésozoïque, séparés par les discordances angulaires et stratigraphique.

La région est située au Nord du bassin de l'*Ahnet*, ce dernier s'est formé pendant le Silurien, mais son évolution s'est transformée en un élément tectonique indépendant, puis s'est poursuivie jusqu'à la fin du Paléozoïque où cette dépression a été bien structurée et individualisée. Il existe une importante érosion des séries Paléozoïque qui se trouvait dans une position haute. La discordance hercynienne matérialise cette surface d'érosion et sépare ainsi. Les séries Paléozoïques de séries Mésozoïques. Sur la majeure partie du bassin de l'*Ahnet*, la couverture sédimentaire est représentée par les séries Paléozoïques. La sédimentation essentiellement détritique est liée à des environnements très variés (continentale, glaciaire, marin et marin littoral). Au Mésozoïque, elle est surtout continentale et marine (Mézine, 1992).

La succession des formations stratigraphiques et lithologiques présentes dans la région a été définie, grâce aux données acquises à partir des documents existants, études, rapports techniques, logs de forage pétroliers et logs de forage hydraulique. L'analyse des données des logs des forages a permis de dresser une succession litho stratigraphique allant du crétacé

inférieur au paléozoïque cette dernière est représentée de la base au sommet par : Paléozoïque, Mésozoïque et Quaternaire.

Les sédiments du **Paléozoïque** sont largement développés dans le Sahara. Mais dans la région d'étude on remarque que le Paléozoïque est profond et moins affleurant par rapport à d'autres régions au sud de la zone d'étude et aux terrains du bassin de l'Ahnet et cela est dû à l'élargissement du Continental Intercalaire. Les sédiments du Paléozoïque sont représentés par : Dévonien et Carbonifère.

Dévonien est représenté par Dévonien inférieur, Dévonien moyen et Dévonien supérieur.

Dévonien inférieur est généralement constitué par des argiles gréseuses avec des passages de grès au sommet (zone de passage). La radioactivité à la base de ces argiles constitue un bon repère diagraphique, donc la succession de bas en haut des formations se présente comme suit : l'ensemble argilo-gréseux, il est par des argiles plus ou moins silteuses et micacées, des grès fins à très fins, essentiellement quartzique ou siliceux quartzique compacte et constituée à la base par des argiles silteuses et au sommet par un banc de grès propre, fins et moyens (réservoir hydrocarbure).

Dévonien moyen, moins épais que l'inférieur et dominé par les faciès marins, composé de bas en haut par : des argiles carbonatées et marnes avec des passages de calcaire et du grès, et calcaire compacte et passées d'argile.

Dévonien supérieur, formé par Frasnien, Famennien et Strunien. Il est caractérisé essentiellement par la présence d'argile schisteuse et argiles versicolores dans tous les niveaux. A la base, on trouve des argiles schisteuses riches en matière organique surmontées par des argiles gréseuses, quelque gravier et gypses. Au milieu, il y a un ensemble gréseux à stratification variée, avec un mélange de gravier ou d'argile et gypse.

Carbonifère, le Carbonifère correspond au cycle sédimentaire Paléozoïque final. On peut l'observer dans les domaines occidentaux et orientaux, séparés par le môle d'Amguid-El Biod Messaoud d'où les dépôts sont absents. Les faciès varient, de marin profond jusqu'à Continental. De même, les épaisseurs varient de 900 m à l'est pour atteindre 2800 m à l'ouest caractérisé par une importance de la présence du Viséen, en général les forages d'eau montrent que cet âge est constitué essentiellement par des formations imperméables argileuses avec intercalations des faciès gréseux. Donc : A la base ; on remarque les passages argilo-gréseux plus ou moins épais.

Au milieu, on observe quelques blocs de calcaires associés avec les argiles, graviers fins et gypses. Les sommets sont formés par des grès fins, sables fins, gyps, des poches continentales et argiles plastiques.

Le **Mésozoïque**, Discordant sur le Paléozoïque, il est représenté par les dépôts salifères du Trias et argilo-gréseux du Crétacé. Le Mésozoïque est développé dans les zones les plus déprimées des bassins sahariens, principalement dans le Sahara septentrional. Il est représentée par : Crétacé Inférieur (Continental Intercalaire) et Crétacé supérieure.

Le **Crétacé Inférieur** est partout transgressif et discordant sur la série du Paléozoïque. Il est épais de 1620 m de la base au sommet. Le Continental Intercalaire désigne les formations continentales qui sont déposées entre le cycle marine du Paléozoïque clôt par l'orogénèse hercynienne et la transgression marine du Cénomaniens (Kilian, 1931). Il couvre une large période du Trias à l'Albien.

Dans la région d'étude le Continental Intercalaire peu épais, affleure largement et repose en discordance sur la série Paléozoïque pénéplaine pendant le Permien, le Trias et le Jurassique. Le Crétacé Inférieur comprend, en partant des formations les plus anciennes : Le Néocomien, Le Barrémien, L'Aptien et L'Albien.

Le *Néocomien* est surmonté par une alternance de dolomies et d'argiles. Le *Barrémien* se présente sous forme de grès fins ou grossiers et d'argiles. L'*Aptien* est représenté de dolomies alternant avec des lits d'anhydrite, d'argiles et de lignite (sédimentation lagunaire). L'*Albien* regroupe la masse des sables et argiles comprise entre la barre aptienne et l'horizon argileux sous-jacent attribué au Cénomaniens.

Le **Crétacé supérieure** est représenté par Cénomaniens, Turonien et Sénonien.

Cénomaniens constitue la couverture sédimentaire du continental intercalaire. La zone d'étude constitue par la dolomie finement cristallisé et argile plastique brun et rouge.

Turonien est d'épaisseur variant de 70 à 120 m, il est formé d'alternance de calcaires dolomitiques et crayeux. La zone d'étude constitue par le Dolomie et craie dolomitique bariolée.

Sénonien, Epais de 465 m il s'agit d'une sédimentation marno-calcaire. La zone d'étude constitue par : Sénonien supérieur (Calcaire, calcaire à silex et argile) et Sénonien inférieur (Argile à gypse, calcaire à silex rubané et grès).

Le **Quaternaire** est le résultat de la destruction des roches par les phénomènes naturels (érosion – l'écoulement à cause de la température). Il est caractérisé essentiellement par Alluvion

argileux sableuse. Les dépôts du Quaternaire sont formés de couches de sables d'épaisseurs de 0 à 20 m.

2. 4. Environnement hydrogéologique

La région d'étude fait partie du sous bassin hydrogéologique occidental du Système Aquifère du Sahara Septentrional (SASS) dans les affleurements du Continental Intercalaire (CI) (fig.1.5), qui est séparé du bassin oriental suivant l'axe Ghardaïa – In Salah par le dorsale sub méridienne du Mزاب, (ligne de partage des eaux, confirmée par les études isotopiques).

Cet ensemble continental repose au Sud et à l'Est en discordance sur des formations marines du Carbonifère basal (Argile noire à silex du Viséen), vers le Nord et à l'Ouest le substratum devient plus ancien, il est constitué par des formations du Dévonien supérieur (Argile schisteuse noire à passer de grès et des trace de pyrite « série de khenig »).

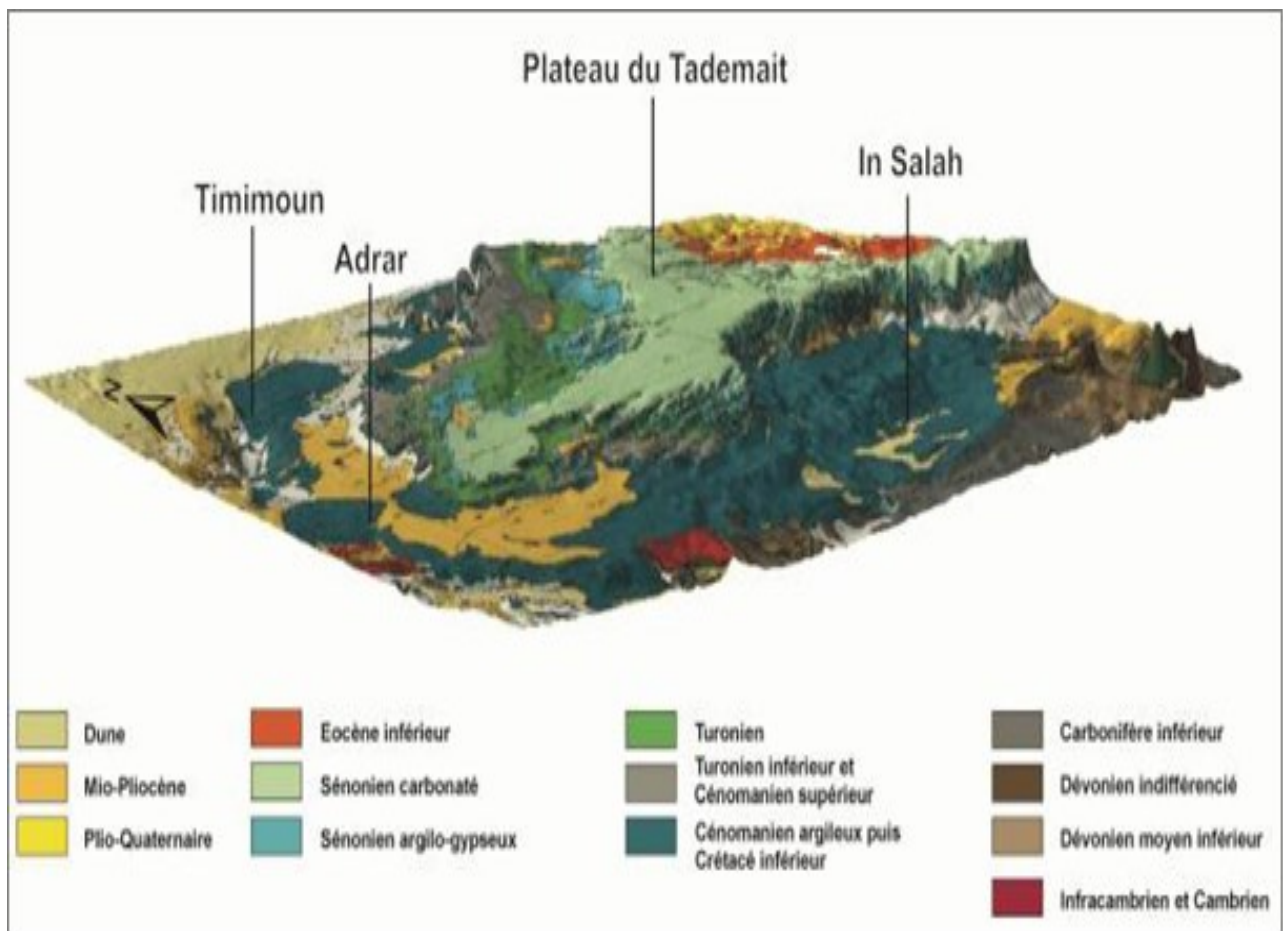


Fig.1.5 Relief de la région In Salah avec superposition de la géologie (Busson, 1970).

La formation du Continental Intercalaire est représentée par des dépôts continentaux sablo-gréseux et sablo-argileux du Crétacé Inférieur, qui vont du Barrémien à l'Albien.

L'ensemble géologique qui renferme la nappe d'eau dans la région d'in Salah est constitué par une alternance des formations détritiques continentale. Les coupes lithologiques des forages d'eaux et pétroliers réalisés dans le périmètre inventorié, montrent la répartition hétérogène dans l'espace et le temps de ces formations.

Au Nord de la commune d'In Salah (Forage Djoua 107 « *Miliana* ») les formations aquifères débutent par des matériaux grossiers (alluvion) du Quaternaire qui surmontent une épaisse couche constituée de grès argile, gravier et sable du crétacé inférieur. OÙ Centre (Forage FS11 « *Bordj IS101* ») on remarque un changement du faciès lithologique, ainsi qu'une réduction de l'épaisseur. La formation dominante est le gré tendre et l'argile rouge sableuse. Vers le Sud (Forage IS 90 vers Tamanrasset) le pourcentage des matériaux fins deviennent plus important et l'argile rouge sableuse constitue la formation la plus dominante.

L'épaisseur du CI est inconnue dans cette région. Il est possible qu'elle soit relativement faible à cause de la présence des failles et des affleurements du Primaire proche. Son extension est limitée au Sud par la fin des affleurements et à l'Est par les failles.

Le réservoir utile correspond aux formations détritiques du Crétacé Inférieur. A mur qui plonge du Sud vers Nord, et pendage du toit du substratum relativement accentué à l'Ouest et au Sud, la profondeur maximum du toit des formations primaire se localise au Nord-Ouest et à l'Ouest du région d'étude et qui atteint 700 à 800 m de profondeur, par contre les profondeurs minimums se localisent le long des affleurements de la formation Carbonifère et oscillent entre 50 à 100 m. Le toit du substratum dans la région d'étude est entre 300 et 400 m de profondeur.

A partir des logs litho stratigraphiques des forages de reconnaissance, quatre coupes géologiques qui couvrent la région d'étude ont été réalisées par l'Agence Nationale des Ressources Hydraulique (ANRH) (voir figure 1.6). Ces coupes nous ont permis de déterminer la puissance des formations du Continental Intercalaire.

La **coupe géologique A**, cette coupe d'orientation SE-NW, l'épaisseur de la formation du Continental Intercalaire varie entre 87 m (Forage *FZ104*) et 354 m (Forage *Oufrane*) (fig. 1.7).

La **coupe géologique B**, Cette coupe assez schématique de direction SE - NW, montre que l'épaisseur de la formation du Continental Intercalaire varie entre 87 m (Forage *FZ104*) au Sud et 550 m (Forage *REG RE1*) au Nord (fig. 1.8).

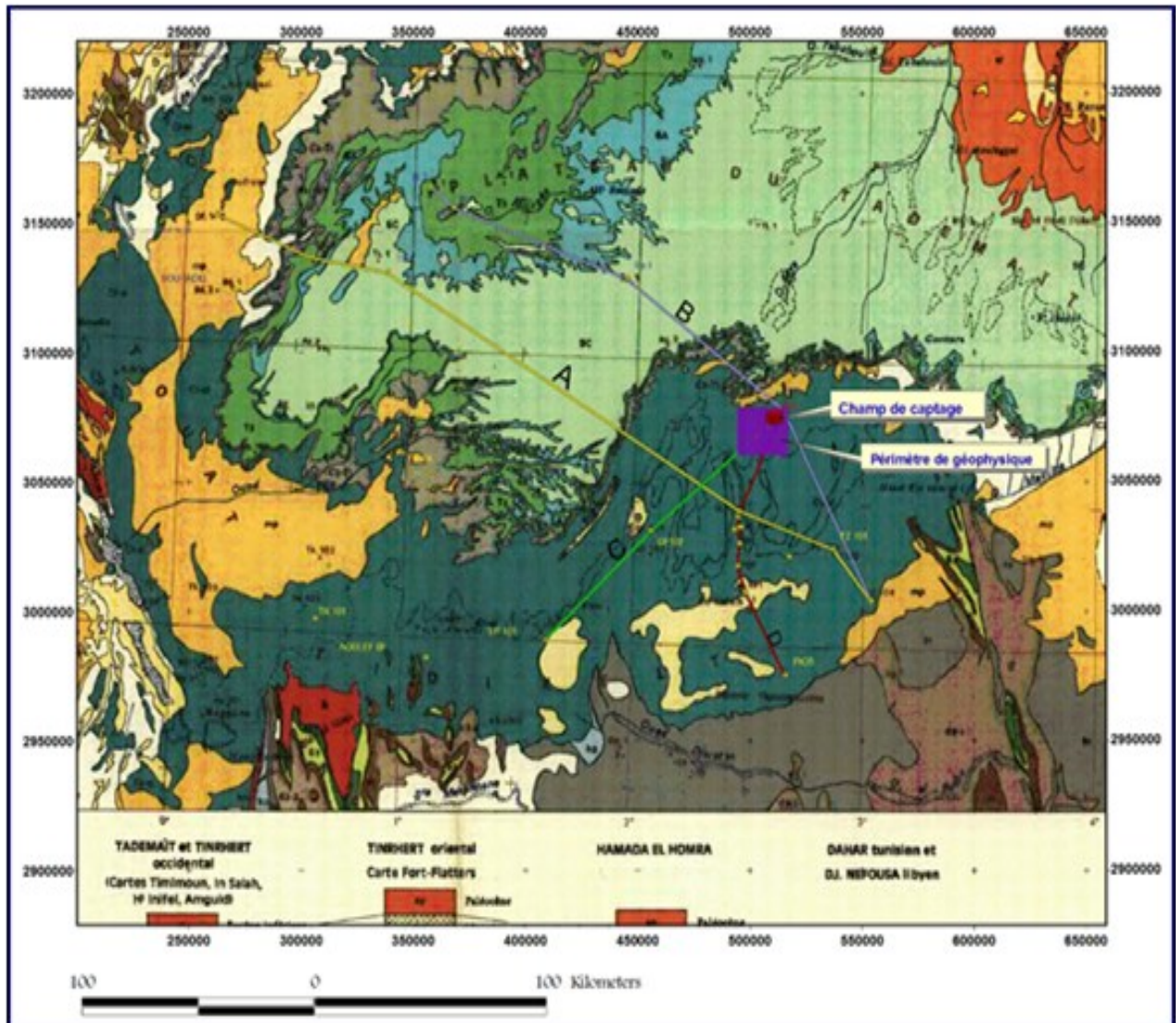


Fig. 1.6 Situation des coupes géologiques dans la région d'In Salah (ANRH, 2007).

La *coupe géologique C* avec une orientation SW-NE, montre que l'épaisseur de la formation du Continental Intercalaire varie entre 401 m (Forage *Tit 101*) et 235 m (Forage *GF102*) (fig. 1.9).

La *coupe géologique D* montre la variation de l'épaisseur de la formation du Continental Intercalaire de N au S, l'épaisseur varie entre 370 m (forage test *PK70*) et 74 m (Forage *PK35*) (fig. 1.10).

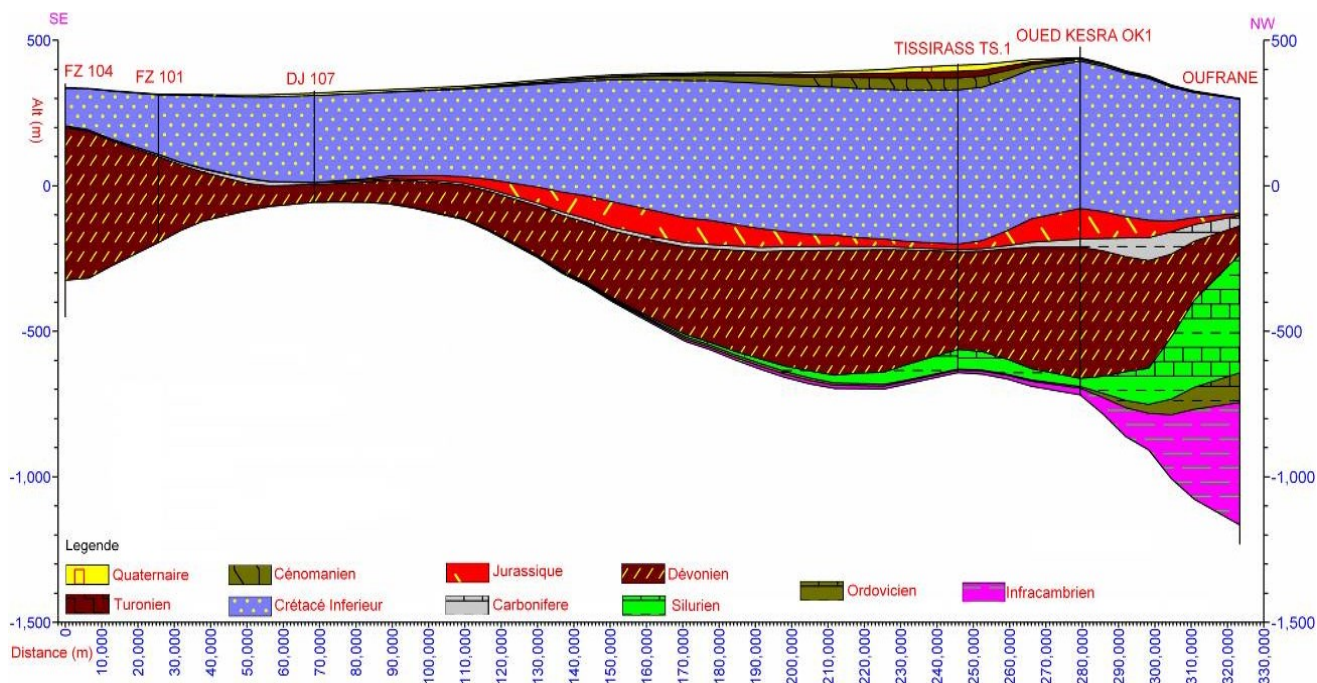


Fig. 1.7 Coupe géologique A au travers de la zone d'étude (ANRH, 2007).

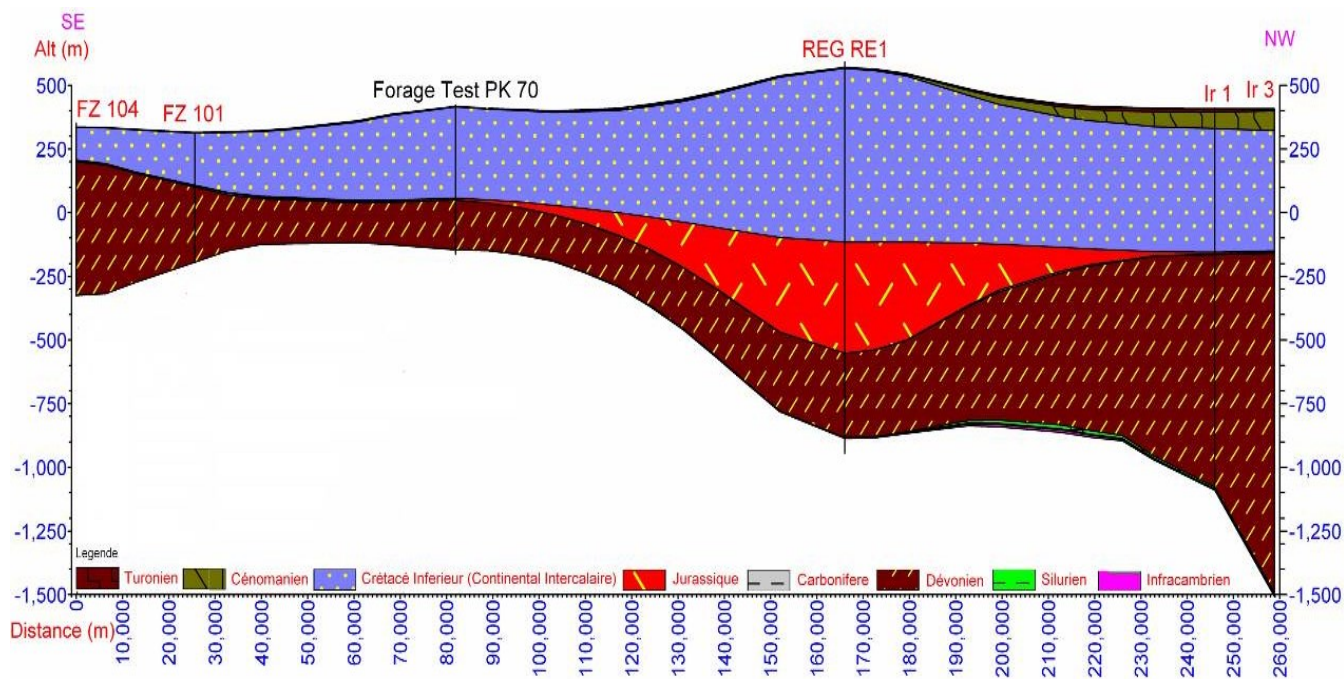


Fig. 1.8 Coupe géologique B au travers de la zone d'étude (ANRH, 2007).

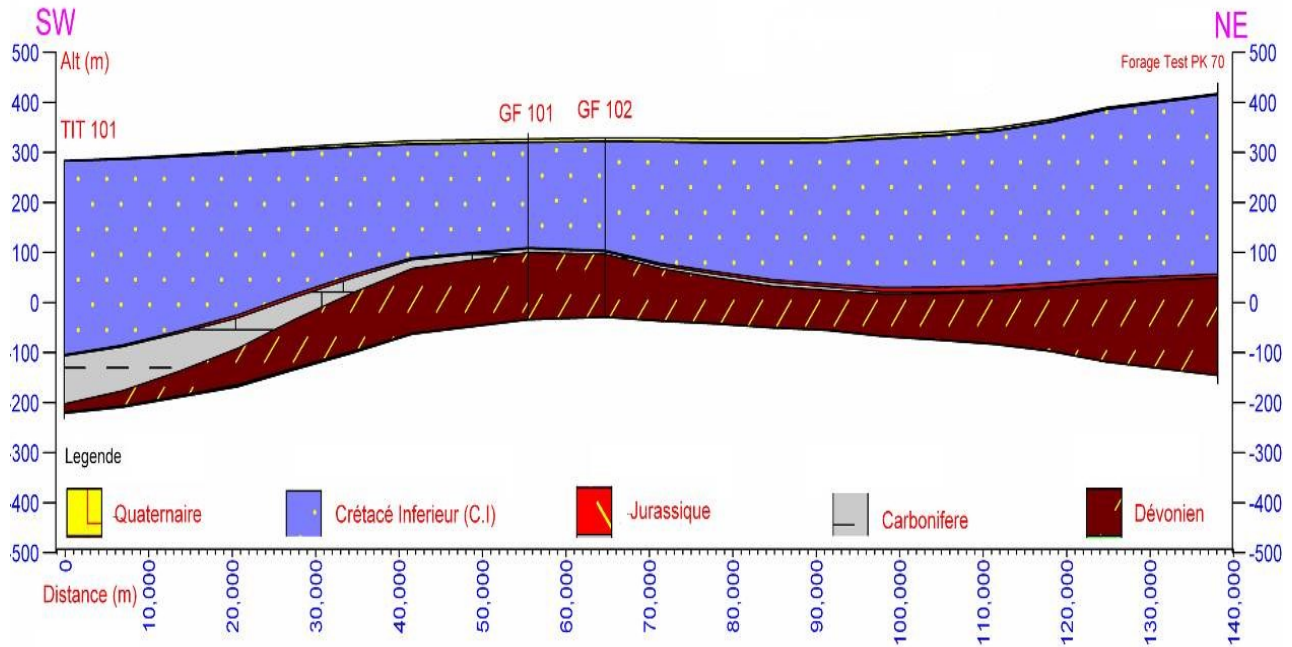


Fig. 1.9 Coupe géologique C au travers de la zone d'étude (ANRH, 2007).

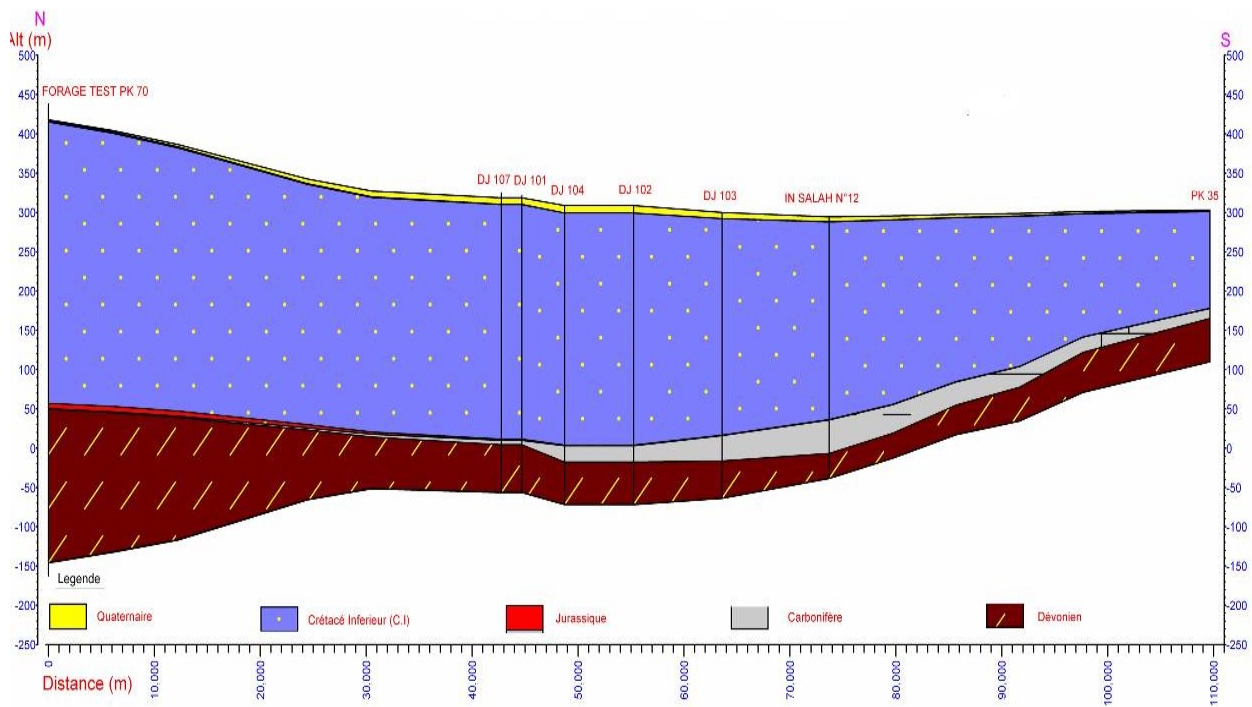


Fig. 1.10 Coupe géologique D au travers de la zone d'étude (ANRH, 2007).

La carte isopaque du Continental Intercalaire a été tracée par (ANRH, 2007), à partir de 27 logs de forage, montre la variation de l'épaisseur dans la région, l'épaisseur maximale se localise à l'Ouest d'In Salah et qui atteint 700 à 750 m. Au contraire, au Sud l'épaisseur devient moins important et ne dépasse guère les 50 m.

La carte isopaque a été élaborée dans le cadre du projet SASS (modélisation du système aquifère du bassin Occidental du Sahara Septentrional, 2005), confirme les résultats précédents que l'épaisseur du Continental Intercalaire dans la région d'étude varie entre 200 et 500 m.

L'aquifère affleure dans la région d'In Salah est faible alimentation environ 268 mm³/an, elle alimentée par deux manière : Premièrement, une manière directe par infiltration des eaux de pluies et de ruissellements qui se produisent sur les zones d'affleurement (Gourara, Touat et Tidikelt), ces affleurements dépassent 50000 km². En considérant une pluie moyenne de 20 mm/an et un coefficient d'infiltration de 10%, il évalue le volume infiltré annuellement à 100 millions de m³ (soit 3 m³/s environ). Deuxièmement, une manière indirecte dans le grand erg occidental à travers les dunes de sable et des terrains de terminaux continentaux (ERESS, 1972 ; BRL, 1998 ; et OSS, 2003). les directions d'écoulement des eaux souterraines sont généralement nord vers le sud (fig. 1.11), de l'Atlas Saharien piedmont au Grand Erg Occidental, Touat-Gourara et Tidikelt (UNESCO, 1972 ; Guendouz, 1985 ; Mamou, 1990 ; Edmunds et Gaye, 1997 ; Edmunds et al., 2003). La région d'In Salah c'est un exutoire naturel de la nappe Continental Intercalaire. Cet exutoire est formé par les frontières Ouest et Sud de Tademaït ou se trouvent les foggaras de Gourara, Touat et Tidikelt (OSS, 2003).

2. 5. Environnement géophysique

Le positionnement des relevés géophysiques se situent à 70 km au Nord de la ville d'In Salah et à proximité du piémont de plateau du Tademaït. La campagne géophysique a comporté l'exécution de 90 sondages électriques selon le dispositif Schlumberger sur une superficie 288 km². Les sondages électriques ont été réalisés suivant des profils espacés de 2 Km orientés d'Est vers Ouest. La longueur maximale de la ligne d'émission est de 4000 m. la prospection géophysique a été confiée au Bureau d'Etudes et Réalisation en Génie Civil et Hydraulique (BEREGH).

L'objectif de cette prospection géophysique était donc de déterminer : la nature et l'extension des niveaux appartenant au Continental Intercalaire, la profondeur et la nature du substratum, et la potentialité d'aquifère.

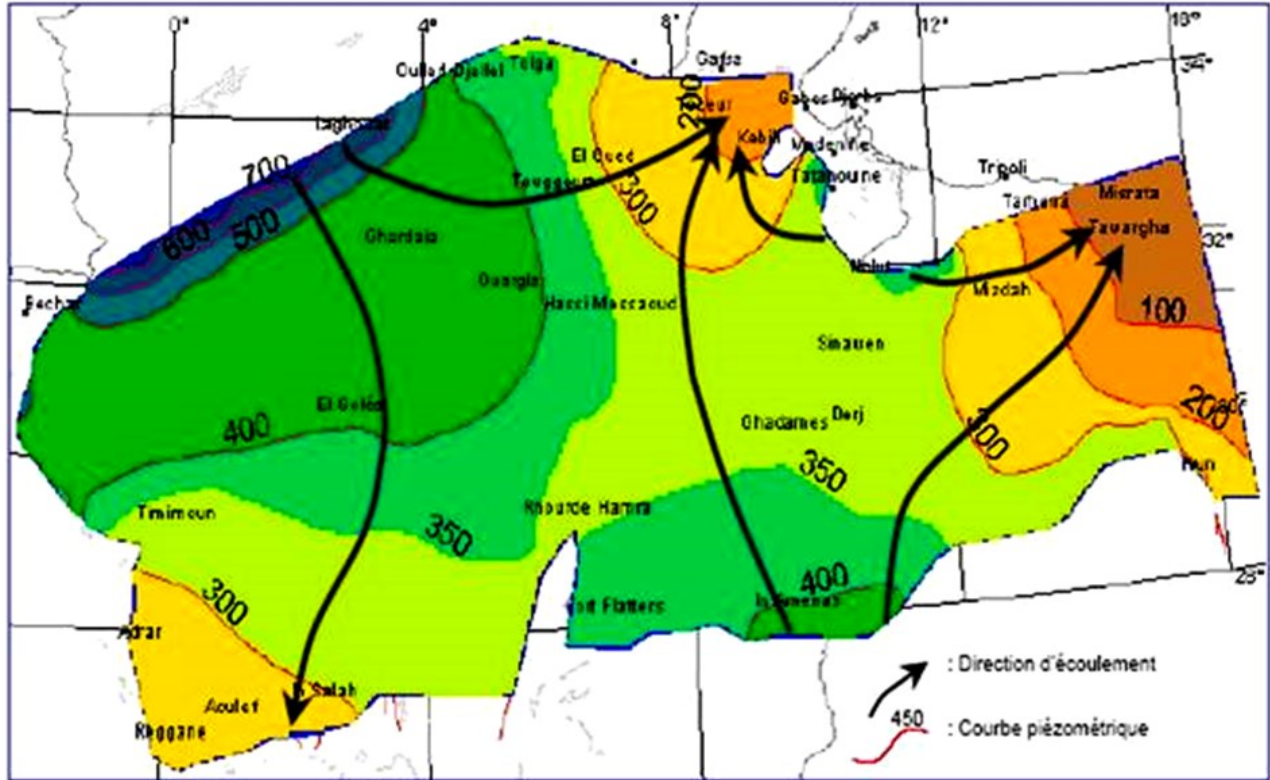


Fig. 1.11 carte piézométrique du Continental Intercalaire (OSS, 2003 a et b)

4. Conclusion

Le climat de la région d'In Salah est connu par son aridité marquée notamment par la faiblesse et l'irrégularité des précipitations d'une part, et par les amplitudes thermiques et les températures trop élevées d'autre part. Cette aridité ne se constate pas seulement en fonction du manque de pluies, mais aussi par une forte évaporation qui constitue l'un des facteurs climatiques majeurs actuels qui règnent dans la région.

La géologie de la région est très importante, Le Crétacés Inférieur qui est couvre la grande partie de la région d'étude, Le Crétacés Supérieur est couvre le Nord de la région, Sud de plateau Tademaït et le paléozoïque est couvre le Sud de la région et le Nord du Hoggar.

L'écoulement de la nappe du CI se produit du piedmont de l'Atlas vers les zones des Foggaras au Sud. La nappe du CI est libre sur les zones d'affleurement ou se trouve notre région d'étude (In Salah), captive sous le M'Zab, le Tademaït, le Grand Sud tunisien et la Hamada AI Hamra, et artésienne dans l'Oued Rhir-Souf-Djerid-Fedjej. L'affleurement perméable utile du CI est le résultat de l'intersection des zones à nappe libre du CI avec les affleurements aquifères du CI. Pour la nappe du CI, la limite de la nappe libre correspond à la limite des affleurements du CI.

CHAPITRE II

NOTIONS D'HYDROGEOLOGIE ET LA MODELISATION DES SYSTEMES

Ce chapitre est présenté à rappeler les notions fondamentales de l'hydrogéologie appliquée à l'estimation de l'aire d'alimentation des ouvrages de captage, et à la délimitation des zones de protection de l'eau souterraine. Ainsi que les équations nécessaires gouvernent tout processus de modélisation hydrogéologique d'un système aquifère. Ces équations appliquent des hypothèses propres à la physique des écoulements dans un milieu poreux.

1. Système aquifère : un milieu naturel

Un aquifère est une formation géologique partiellement, ou complètement saturée en eau ; constituée soit de roches poreuses d'origines sédimentaires (sable, gravier, grès, calcaires, dolomies, craie,...), soit de roches dures fissurées (granites, quartzites, micaschistes,...). De plus, cette formation géologique est un milieu suffisamment perméable pour permettre un écoulement significatif d'une nappe souterraine et le captage de quantités d'eau appréciables (Castany et Margat, 1977), offrant de bonnes capacités d'emménagement et pouvant transmettre des quantités d'eau suffisantes pour l'alimentation économique d'un puits ou d'une source (Freeze et Cherry, 1979 ; Keefer, 1995). Les ensembles géologiques considérés comme aquifères varient selon le contexte et la disponibilité de formations perméables dans une région donnée. Normalement les formations considérées comme des aquifères sont formées des matériaux dont la conductivité hydraulique excède 10^{-7} m/s (Lefebvre, 2010). Les aquifères permettent donc d'extraire de l'eau de façon économique. On appelle aquitard (par exemple : les argiles sableuses, les silts et les schistes, ...) une formation géologique à faible conductivité hydraulique dans lequel l'eau ne peut pas être exploitée de façon efficace par des puits, mais dans lesquelles un écoulement non négligeable peut se produire, amenant de l'eau par drainance aux aquifères adjacents (de Marsily, 1976). Ces formations géologiques ont une importante influence sur le système d'écoulement souterrain (Toth, 1995). Cette influence affecte aussi la distribution des charges hydrauliques dans les aquifères sous-jacents (Belitz et Bredhoeft, 1990). En plus, l'épaisseur et longueur de l'aquitard sont des propriétés primordiales dans l'étude des écoulements d'eau (Cherry, 1991 ; Macfarlane et al., 1994). Les aquitards peuvent constituer un important rempart contre la pollution et la contamination chimique et microbienne (Benabdallah, 2010) ; mais, dans le cas d'un aquitard suffisamment épais, il y aura une probabilité de risques de contamination des aquifères.

Le terme aquifère et aquitard s'appliquent au milieu géologique contenant l'eau souterraine. Un autre terme désigne l'eau elle-même : une nappe d'eau souterraine est l'ensemble des eaux comprises dans la zone saturée d'un aquifère. Une nappe phréatique est une nappe d'eau souterraine suffisamment importante pour être captée de façon utile par un puits. On distingue deux zones selon le degré de saturation en eau, soit la zone non saturée et la zone saturée. Dans la zone non saturée, les pores sont remplis à la fois d'air et d'eau ; on l'appelle aussi zone vadose parce que cette zone se situe souvent dans la partie superficielle des terrains et l'écoulement est triphasique. Dans la zone saturée, l'eau seule est présente dans les pores et l'écoulement est monophasique.

Deux propriétés essentielles caractérisent, du point de vue hydrogéologique, les roches et sols constituant les systèmes aquifères : la porosité et la perméabilité.

1.1. La porosité et la perméabilité

La porosité représente le rapport du volume des pores d'un matériel par rapport à son volume total et est exprimée sous forme de pourcentage (Freeze et Cherry, 1979 ; Landry et Mercier, 1986 ; Bear et Verruijt, 1987). C'est cette mesure qui permet de déterminer la quantité d'eau pouvant être contenue dans un volume de roche donné (Landry et Mercier, 1986). En hydrogéologie, deux types de porosité caractérisent les aquifères : La porosité *primaire* (de matrice), *secondaire* (de fracture) ou double (à la fois de matrice et de fracture). La porosité primaire correspond aux vides qui se trouvent entre les composantes de la matrice. La porosité secondaire correspond aux vides à l'intérieur des fractures ou karstiques d'un massif rocheux.

La perméabilité dépend de la porosité primaire du milieu et des liens entre les pores qui permettent la circulation de l'eau. La perméabilité, de son côté, dépend essentiellement de la connectivité et de la grosseur des pores. Cependant, les propriétés hydrogéologiques des roches se relient rarement à leur composition et aux structures géologiques de façon simple. La porosité est la propriété du réservoir à stocker ou libérer de l'eau (ou plus généralement un fluide) ; la perméabilité est son aptitude à conduire son écoulement (Castany, 1967). La circulation d'eau dans un aquifère ne dépendent pas seulement de sa perméabilité et du gradient de charge, mais aussi de son épaisseur.

1.2. Transmissivité

La transmissivité T (m^2/s) d'un aquifère représente la capacité d'un aquifère à permettre l'écoulement horizontal de l'eau sur toute son épaisseur. Dans le cas d'un aquifère supposé homogène et possédant une valeur unique de conductivité hydraulique, la transmissivité sera uniquement le produit de la conductivité hydraulique K par l'épaisseur b perpendiculaire au plancher de l'aquifère (Verruijt, 1982 ; Bear et Verruijt, 1987) :

$$T = K.b \quad (2.1)$$

Si l'aquifère est hétérogène, c'est-à-dire constitué de n couches multiples, la transmissivité totale T est la somme de la transmissivité T_i de chacune des n couches :

$$T = \sum_{i=1}^n T_i \quad (2.2)$$

La transmissivité permet de prévoir comment réagira le niveau piézométrique suite à un pompage puisque le débit spécifique (c'est-à-dire le débit par unité de rabattement) lui est directement proportionnel.

1.3. Capacité d'emménagement

Le coefficient d'emménagement S peut être défini comme la quantité d'eau pouvant être libéré ou emmagasiné par unité de surface d'aquifère, à la suite d'une variation unitaire du niveau de la charge hydraulique. C'est un coefficient sans dimension. Dans le cas d'un aquifère à nappe captive, l'eau libérée dépend entièrement de la compressibilité du matériau aquifère et de l'eau mobilisée. La valeur de ce coefficient est faible (de 10^{-3} à 10^{-6}). Dans le cas d'un aquifère à nappe libre, l'effet de la compressibilité du matériau aquifère et de l'eau étant généralement négligeable, le coefficient d'emménagement correspond pratiquement au volume d'eau gravitaire saturant la roche, et donc à la porosité efficace (Bonnet, 1982). Son ordre de grandeur est généralement compris entre 1.10^{-2} et 2.10^{-1} pour un matériau alluvionnaire.

Le quotient du coefficient d'emménagement par l'épaisseur d'aquifère représente le coefficient d'emménagement spécifique S_s ; ce paramètre ne peut être utilisé que pour un aquifère à nappe captive.

2. Volume élémentaire de référence

Le milieu poreux se compose d'un ensemble de grains solides séparés par des espaces vides, les pores pour lesquelles il n'est pas possible d'intégrer des notions comme la porosité et la perméabilité qu'à partir d'une échelle supérieure de plusieurs ordres de grandeur à l'échelle des pores. L'élément sur lequel est effectuée cette intégration est qualifié le *volume élémentaire de référence* (VER) du milieu poreux.

Un VER est un volume suffisamment petit pour représenter les variations des propriétés moyennes (comme la porosité, la perméabilité dans le cas d'un milieu poreux), mais aussi suffisamment grand pour décrire la structure global du milieu poreux. La conception de ce volume permet de décrire les propriétés moyennes du milieu, les variations du processus de mise en place d'aquifère et les événements affectés. Le VER est l'échelle d'homogénéité des hétérogénéités macroscopiques d'un milieu (Bear, 1972). En plus, il est permet de définir une échelle d'observation qui est choisie de manière théorique en fonction de la division du milieu (Ledoux, 2003).

La taille du VER reste donc assez arbitraire (de Marsily, 1981). Zhang et al. (2000) vérifient même expérimentalement que cette taille varie dans l'espace et en fonction de la propriété étudiée. En effet, pour représenter statistiquement les propriétés moyennes d'un matériau aquifère, il faudra quelques m^3 d'une roche poreuse marine, quelques dm^3 d'une roche poreuse continentale, quelques hm^3 d'une roche fissurée et quelque km^3 d'un massif karstique.

3. Classification du système aquifère

3.1. Classification liés à la formation géologique

Trois classes d'aquifère se distinguent selon le type de la formation géologique qu'ils contiennent : 1) un aquifère continu ; 2) un aquifère discontinu fissuré et 3) un aquifère discontinu karstique.

Un aquifère continu se forme par un milieu poreux homogène ou fissuré homogène et ayant un taille du bassin versant souterrain variable, pouvant atteindre plusieurs dizaines de km^2 .

Un aquifère discontinu fissuré se caractérise par un milieu hétérogène : présence de discontinuités délimitant des blocs avec réseaux de fractures, un bassin versant souterrain généralement de petite taille (quelques km^2).

Un aquifère discontinu karstique se caractérise par une structure karstique ; milieu très hétérogène : réseau de drainage souterrain. La taille du bassin versant souterrain est variable, pouvant atteindre plusieurs dizaines voire centaines de km^2 .

3.2. Classification selon le type de porosité

Les aquifères à porosité primaire correspondent principalement à des dépôts non consolidés. Les roches sédimentaires poreuses peuvent également appartenir à cette classe mais il faut considérer qu'elles peuvent également être fracturées et avoir deux types de porosité effective. La classe d'aquifère constitué de dépôts meubles se distingue par la dimension des pores entre les constituantes de la matrice et les liens entre ces pores qui favorisent l'écoulement de l'eau (Freeze et Cherry, 1979 ; Todd, 1980 ; Fetter, 1994 ; Banton et Bangoy, 1999).

Les aquifères dont le principal apport en eau provient du réseau de fractures sont considérés comme des aquifères fracturés. En milieu fracturé, les deux types de porosité (primaire et secondaire) sont présents, mais la porosité secondaire a généralement beaucoup plus d'influence sur l'écoulement souterrain (Sylvestre, 1981). Il en est de même pour les systèmes karstiques dont l'ouverture des fractures est généralement plus grande que celle des massifs rocheux fracturés à cause de l'élargissement des fractures par dissolution des carbonates (Trenhaile, 1998). Cette porosité secondaire dépendra donc des conditions aux limites de l'ensemble karstique considéré, et plus particulièrement de la direction et de l'importance du gradient hydraulique (Király et al., 1971, 2003). En plus de l'ouverture des fractures, trois autres facteurs importants influencent la porosité efficace de fracture dans l'aquifère : la densité des fractures, l'orientation des jeux des fractures et la longueur des fractures. Ces trois caractéristiques déterminent le degré de recoupement entre les fractures (Bradbury et Muldoon, 1994).

3.3. Classification selon le degré de confinement

Indépendamment du milieu géologique de l'aquifère, trois classes d'aquifère se distinguent selon le type de nappe qu'ils contiennent : 1) un aquifère non-confiné contient une nappe libre ; 2) un aquifère confiné contient une nappe captive et 3) un aquifère semi-confiné contient une nappe semi-captive.

Une nappe libre se caractérise par une couche à perméabilité élevée qui est située près et reliée directement à la surface du sol et s'étend jusqu'à la limite inférieure de l'aquifère, possède donc des zones saturée, non saturée et de fluctuation, puisque l'épaisseur saturée varie selon les saisons suite aux périodes de recharge, précipitations et/ou dégel sous certains climats. L'écoulement dans une nappe libre se fait en trois dimensions parce que les composantes d'écoulement verticales sont importantes en plus des composantes horizontales. Une nappe libre se recharge principalement par l'infiltration verticale des eaux de surface (Todd, 1980 ; Banton et Bangoy, 1999). Trois facteurs contrôlent la quantité d'eau contribuant à la recharge (Fetter, 1994) : 1) la quantité d'eau météorique disponible pour la recharge ; 2) la conductivité hydraulique verticale des dépôts de surface et des autres couches situées au-dessus du toit de la nappe et 3) la transmissivité et le gradient hydraulique utilisés pour déterminer la quantité d'eau provenant de l'infiltration. La capacité d'emmagasinement dans la nappe libre est reliée à la porosité de drainage ou porosité efficace. Une nappe libre est très vulnérable à la contamination à partir de sources situées à la surface du terrain, car elles ne sont pas protégées par des couches imperméables. Dans ce type d'aquifère, l'élévation du toit de la nappe phréatique varie dans l'espace et dans le temps.

Une nappe captive est constituée d'une couche aquifère se trouvant sous une couche de confinement (aquiclude) très imperméable. Cette nappe est complètement saturée en eau et caractérisée par le fait que l'eau qui s'y trouve est partout à une pression supérieure à la pression atmosphérique. La recharge s'effectue verticalement lorsque l'aquifère affleure. L'écoulement dans une nappe captive se fait horizontal en deux dimensions et parfois même linéaire lorsque la formation géologique constituant la nappe captive est confinée latéralement de deux côtés. L'épaisseur saturée d'une nappe captive demeure constante mais sa capacité d'emmagasinement est réduite et contrôlée par la compressibilité de l'eau et de la formation. L'élévation du toit de la nappe phréatique peut se trouver plus élevée que la limite supérieure de l'aquifère, alors la nappe est soumise à des conditions artésiennes. Ces conditions sont moins fréquemment rencontrées dans le climat aride et hyper aride où la quantité d'eau disponible à la recharge potentielle est moindre, de ce fait le niveau du toit de la nappe est moins élevé (Fetter, 1994). Une nappe captive est peu vulnérable à la contamination à partir de la surface grâce à la protection offerte par les unités imperméables sus-jacentes.

Une nappe semi-captive se caractérise par une couche de faible perméabilité constituant la limite supérieure ou inférieure d'un système d'écoulement. La recharge d'une nappe captive se fait par drainance à travers une unité confinante sus-jacente et aux affleurements de la formation en surface.

4. Cadre de la modélisation analytique

Dans cette section on s'intéresse à la modélisation du système aquifère ainsi que la représentation des processus d'écoulement et de transport de masse par les méthodes analytiques représentent la compréhension quantitative et qualitative de l'écoulement souterrain dans les milieux géologiques. Ainsi, les méthodes analytiques permettent de modéliser les équations d'écoulement dans le système aquifère. Les systèmes aquifères présentent généralement une grande variabilité, et ce, à plusieurs échelles. En effet, leurs propriétés hydrauliques peuvent varier de plusieurs ordres de grandeur sur de très courtes distances (Lesmes et Friedman, 2005). La complexité des systèmes hydrogéologiques et l'intervention de plusieurs paramètres et données font que la résolution des problèmes liés aux écoulements souterrains nécessite l'utilisation d'outils informatiques et mathématiques et de logiciels de modélisation numérique (Benabdallah, 2010).

Dans le but de présenter un modèle analytique simulant le phénomène d'écoulement en régime permanent ou non permanent. Des principes physiques et des relations exprimant les paramètres du système aquifère ont été utilisés. Toutefois, il est utile d'exposer les différentes équations de base sans trop altérer sa validité à l'égard du phénomène à simuler.

4.1. Equations de base

4.1.1. Forces motrices

L'écoulement des eaux souterraines est causé par les forces physiques agissant dans le milieu souterrain et par l'environnement géologique de ce milieu. Ces eaux s'infiltrent d'abord à la surface des terrains, s'écoulent dans les milieux géologiques sur des distances variables, puis elles retournent à la surface sous l'action de l'écoulement naturel, de la végétation ou de l'être humain. Les forces qui agissent sur l'eau souterraine incluent notamment la gravité et l'attraction moléculaire entre l'eau et le milieu solide. La gravité est souvent la principale force produisant l'écoulement et elle agit de deux façons ; l'un par la pression cumulée de l'atmosphère ; et de

l'eau située au-dessus d'un point et l'autre par l'élévation de ce point au-dessus d'un niveau de référence. L'eau circule donc dans les terrains en réponse aux différences de pression et d'élévation. La force motrice est communément mesurée en termes de charge hydraulique et cette dernière représente l'énergie par unité de masse requise pour déplacer un fluide entre deux points d'un système d'écoulement. C'est l'équation de Bernoulli (1738) qui permet de définir la charge :

$$h = z + \frac{p}{\rho g} + \frac{v^2}{2g} \quad (2.3)$$

Où h est la charge hydraulique (en m), z est l'élévation géodésique (en m), p est la pression du fluide (en $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$), ρ la densité du fluide (en kg m^{-3}), g l'accélération gravitationnelle (en m s^{-2}), v est la vitesse du fluide (en m s^{-1}).

Le terme incorporant la pression est souvent appelé la charge de pression h_p (m) :

$$h_p = \frac{p}{\rho g} \quad (2.4)$$

La pression et la charge de pression du fluide sont généralement exprimées par leur différence par rapport à la pression atmosphérique. De plus, la valeur du terme représentant la charge hydraulique causée par la vitesse de l'eau est minime dans la plupart des cas, si bien que la charge hydraulique est communément exprimée par :

$$h = z + h_p \quad (2.5)$$

L'eau souterraine s'écoule des endroits à charge hydraulique élevée vers les endroits où la charge hydraulique est plus faible.

4.1.2. Equation de continuité

Elle exprime le principe de conservation de la matière et s'applique en occurrence à tout corps en mouvement dans l'aquifère. La relation générale de continuité s'obtient comme étant la différence entre les débits entrants et les débits sortants et qui correspond à la variation du volume des pores (dn_e) d'un élément de référence durant un moment dt ; mathématiquement elle s'écrit sous la forme suivante :

$$\text{div}(\rho V) + \rho Q = -\frac{(\partial \rho n)}{\partial t} \quad (2.6)$$

Où V est la vitesse d'écoulement (en m/s), n est la porosité efficace d'aquifère (sans dimension), ρ est la masse volumique et Q le débit d'eau souterraine (en m³/s).

4.1.3. Loi de Darcy

Diverses équations mathématiques permettent l'analyse de l'écoulement souterrain. La loi de Darcy (1856) est un fondement essentiel des équations de l'écoulement en milieu poreux ; elle représente le débit d'écoulement d'un fluide à travers un environnement géologique du milieu est proportionnel au gradient hydraulique et coefficient de perméabilité k entre ces deux points à une température déterminée, inversement proportionnel au chemin parcouru. La loi peut donc s'écrire ainsi :

$$Q = -KA \frac{dh}{dl} \quad (2.7)$$

Avec : Q le débit d'eau souterraine (m³/s), A la section de superficie normale à la direction de l'écoulement (m²), K la conductivité hydraulique du milieu (m/s), l la distance entre deux points de référence (m) et dh/dl gradient hydraulique entre ces deux points.

Cette équation est valable pour un écoulement à une dimension. L'équation générale à trois dimensions (Ferrandon, 1948) s'écrit : $v = -K \cdot \text{grad}(h)$ ou v est la vectrice vitesse de Darcy, $\text{grad}(h)$ est le vecteur gradient hydraulique, et K est le tenseur de conductivité hydraulique.

La vitesse de Darcy peut donc se formule ainsi :

$$v = -\frac{K \cdot i}{n_e} = -\frac{K}{n_e} \cdot \frac{\partial h}{\partial l} \quad (2.8)$$

Comme le démontre la formule ci-dessus, la vitesse d'écoulement augmente quand la porosité effective du milieu diminue. Ce constat est important dans le cas, la porosité effective peut être différente de plusieurs ordres de grandeur (Domenico et Schwartz, 1997). La conductivité hydraulique K se définit comme l'aptitude d'un milieu à laisser circuler l'eau à travers lui. Elle dépend à la fois des propriétés de l'eau et de l'environnement qui le contient. Un autre paramètre, la perméabilité intrinsèque k , ne dépend que des caractéristiques du milieu ; la relation entre ces deux paramètres est :

$$K = \frac{k\rho g}{\mu} \quad (2.9)$$

Avec : k la perméabilité intrinsèque du milieu poreux (m^2), μ la viscosité dynamique du fluide ($kg\ m^{-1}\ s^{-1}$).

Cette loi de Darcy et ses diverses expressions représentent un concept macroscopique, décrivent des phénomènes hydrauliques dans un milieu poreux à l'échelle d'un volume élémentaire de référence beaucoup plus grand que la dimension des pores dans lesquels se produit réellement l'écoulement.

4.2. Écoulement souterrain sous l'influence d'un pompage

4.2.1. Modélisation analytique de l'écoulement

L'équation de l'écoulement souterrain est basée sur la combinaison : la loi de conservation de masse de l'eau en mouvement, la théorie de la consolidation de Terzaghi et la loi de Darcy décrite plus haut, laquelle incorpore les propriétés du milieu. On peut écrire pour chaque aquifère l'équation de diffusivité :

$$\operatorname{div}(K \operatorname{grad} h) + Q = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.10)$$

La solution recherchée dans un cas général est la détermination du potentiel hydraulique dans l'espace et dans le temps, elle décrit l'écoulement dans un milieu ayant un emmagasinement spécifique S_s .

Pour un écoulement non permanent, dans un milieu homogène et isotrope avec un apport extérieur Q , l'équation 2.10 s'écrit :

$$K \nabla^2 h + Q \equiv K \operatorname{div}(\operatorname{grad} h) + Q = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.11)$$

en coordonnées cartésiennes l'équation 2.11 s'écrit :

$$K \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right) + Q = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.12)$$

Pour un milieu isotrope non homogène l'équation (2.10) devient :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial h}{\partial z} \right) + Q = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.13)$$

Pour un milieu anisotrope non homogène l'équation (2.10) devient :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) + Q = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.14)$$

Pour un écoulement non permanent à deux dimensions, dans un milieu homogène anisotrope on aura l'équation suivante :

$$k_{xx} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + k_{yy} \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + Q = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.15)$$

4.2.2. Conditions initiales, conditions aux limites

Les écoulements seront modélisés en résolvant l'équation de diffusivité, assortie des conditions initiales et des conditions aux limites pertinentes ainsi qu'en identifiant les hétérogénéités du système l'aquifère. Les systèmes non linéaires sont très sensibles aux conditions initiales et aux conditions aux limites (Beven, 2001). Ces conditions sont dans la plupart du temps mal connues dans les modèles hydrogéologiques (Stephenson et Freeze, 1974). Une étude de sensibilité peut être effectuée pour étudier l'influence relative des paramètres du modèle (Dassargues, 1990). La définition d'une façon précise la géométrie et l'extension du domaine investigué c'est la première phase de la modélisation. Quand on modélise les écoulements dans le milieu souterrain, les échanges et les transferts d'eau entre l'aquifère, et son environnement.

L'état initial permet de définir le champ des variables dans l'ensemble du modèle. L'état initial d'un aquifère est difficile à caractériser car il nécessite de considérer des observations dans la zone non saturée et la zone saturée. Bien souvent, l'ensemble des conditions initiales d'un modèle ne sont pas connues, c'est l'une des sources d'incertitude de la modélisation (Liu et al., 2007). La condition initiale représente un état fixe dans le temps, mesuré, observé, et/ou estimé à un instant précis.

Pour résoudre l'équation de diffusivité, par rapport à la variable h , il faudra de connaître la distribution spatiale de h en tout point du domaine modélisé à l'instant initial. C'est-à-dire, on doit connaître le niveau de la surface libre de la nappe, mesuré avant un pompage ou avant une phase de recharge.

Les conditions aux limites concernent les règles d'échange des flux entre le domaine modélisé et le milieu extérieur (Ledoux, 2003). Ces échanges sont exprimés sous forme d'équation mathématique généralement simplifiées et censées représenter au mieux les différents processus d'échange.

Pour obtenir une unique solution à l'équation de diffusivité, il est nécessaire de préciser les conditions aux limites du domaine modélisé dans lequel les flux vont être simulés. Il est souvent judicieux de placer les conditions aux limites sur la limite physique du domaine modélisé ce qui rend plus simple la détermination des limites géométriques du modèle. Dans les méthodes de résolution des équations de diffusivité, on retrouve principalement quatre types de conditions aux limites :

Conditions de Dirichlet ou la charge est imposé

Ce type de condition utilisée lorsque les limites de la partie modélisé d'un aquifère ne coïncident pas avec les limites de bassin hydrogéologique de l'aquifère pris dans son ensemble. Cette condition est employée quand un niveau piézométrique doit être identique aux deux nœuds dédoublés de l'interface interne (Orban, 2008). Ici, on fixe la valeur de la hauteur piézométrique sur une partie de la frontière.

$$H(x,y,z,t) = H_D(x,y,z,t) \quad (2.16)$$

Où H_D est une fonction connue. Ce type de conditions est en général essentiel pour assurer l'unicité de la solution.

Conditions de Neumann ou le flux est imposé

Ce type de limite permet d'imposer une valeur du gradient de charge normal à la limite, ceci revient, selon la loi de Darcy, à imposer une valeur de flux (de Marsily, 1981). Ce type de condition revient à imposer la valeur du flux qui entre ou qui sort de la nappe à la limite. Ici, on fixe le flux normal sur une partie de la frontière. Cela s'exprime par l'équation :

$$-K \frac{\partial h}{\partial n} = q_N(x, y, z, t) \quad (2.17)$$

Où n est la normale unitaire à la frontière considérée et dirigée vers l'extérieur, et q_N une fonction connue. On distingue ; les limites à flux nul : $\frac{\partial h}{\partial n} = 0$ (par exemple, le contact d'une formation aquifère avec un imperméable), or les limites à flux imposé non nul (par exemple, un affleurement dans une zone où le taux d'infiltration de la pluie est inférieur aux possibilités de la nappe).

Condition de Cauchy ou conditions mixtes

Condition de Cauchy est également appelée condition mixte lorsque le flux est imposé en fonction de la charge avec un paramètre de transfert (coefficient de transfert, d'échange ou de

drainance). Cette condition limite revient à imposer un flux d'eau d'entrant ou sortant du module. Mathématiquement, la condition de Cauchy s'exprime comme suit :

$$-\underline{\underline{n}} \cdot \underline{\underline{K}} (\nabla h + \nabla z) = q_c(x_b, y_b, z_b) \quad (2.18)$$

On s'intéresse à un ouvrage captant (cercle de rayon r_0), qui dans une nappe libre d'extension infinie.

4.2.3. Solutions pour l'écoulement radial vers un ouvrage captant

De façon générale, il y a trois phases d'écoulement lors d'un pompage dans une nappe libre. Au début du pompage, à l'étape *A*, la pression autour d'ouvrage captant diminue et l'aquifère se comporte comme une nappe captive en fournissant l'eau emmagasinée par décompression de l'eau et de l'aquifère. À ce moment, une courbe de *Theis* pour un emmagasinement S borde la courbe observée de rabattement en fonction du temps. L'écoulement se fait alors de façon horizontale puisque toute l'épaisseur de l'aquifère participe à l'écoulement. Par la suite, à l'étape *B*, la surface libre commence à s'abaisser et l'eau provient du drainage par gravité de l'aquifère. L'écoulement se fait alors horizontalement et verticalement. La courbe de rabattement devient pratiquement horizontale puisque l'enlèvement d'eau par pompage est alors compensé par le drainage de l'eau autour d'ouvrage captant. Dans ces conditions, La relation du rabattement en fonction du temps dépend, du rapport K_h/K_v , de la distance r du piézomètre par rapport à l'ouvrage captant et de l'épaisseur saturée de l'aquifère. Durant la dernière phase d'écoulement, à l'étape *C*, le débit pompé n'est plus compensé par le drainage de l'eau et le rabattement se poursuit et l'apport de l'eau provenant de la région autour d'ouvrage diminue. L'écoulement redevient essentiellement horizontal et la courbe rejoint la courbe de *Theis* pour un emmagasinement S_y .

Les conditions générales pour les solutions des conditions d'écoulement suite au pompage dans les nappes libres sont les suivantes :

1. l'aquifère est non confiné ;
2. l'aquifère possède une aire de dimensions infinies ;
3. l'aquifère est homogène et d'épaisseur constante sur toute l'aire influencée par le pompage ;
4. à l'état naturel, la nappe libre est horizontale ;
5. le pompage se fait à débit constant ;

6. le puits pénètre complètement l'aquifère de sorte que l'eau provient de toute la zone saturée de l'aquifère.

Solution pour le régime permanent : Modèle de Dupuit

Le modèle de *Dupuit* (1863) est basé sur l'hypothèse que l'écoulement est horizontal et se dirige radialement vers l'ouvrage captant (fig. 2.1). De plus, les conditions suivantes sont nécessaires à l'élaboration du modèle :

- l'aquifère est isotrope ;
- l'écoulement est en régime permanent ;

Dans ces conditions, le débit d'un ouvrage captant dans un aquifère libre est donné par l'équation suivante :

$$Q = \pi K \frac{h_2^2 - h_1^2}{\ln(r_2 / r_1)} \quad (2.19)$$

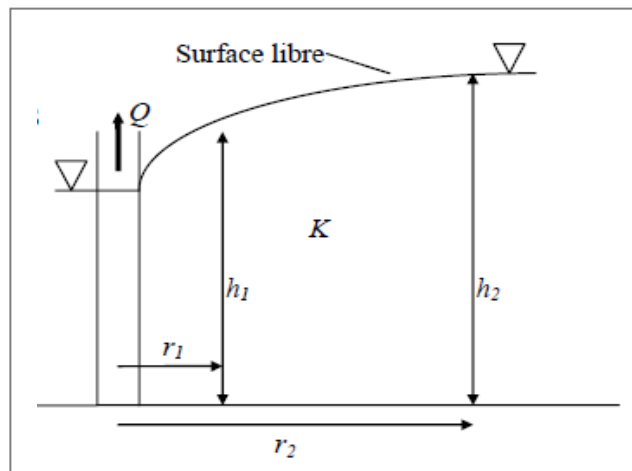


Fig. 2.1 l'écoulement radial vers un ouvrage captant dans une nappe libre (Lefebvre, 2010).

Il est bon de noter que des conditions telles que celles énumérées plus haut ne se retrouvent pas généralement sur le terrain mais que l'équation est utilisée tout de même comme approximation pratique. Pour le calcul du débit d'un ouvrage captant en régime permanent en nappe libre, on doit substituer le rayon d'ouvrage captant r_w , le rayon d'influence R , la charge hydraulique dans l'ouvrage h_w et la charge hydraulique initiale dans l'aquifère H dans l'équation (2.19), on obtient l'équation suivante :

$$Q = \pi K \frac{H^2 - h_w^2}{\ln(R/r_w)} \quad (2.20)$$

Bien que les rayons (r_w et R) soit connu, on doit aussi déterminer le rabattement de façon assez arbitraire puisque ces rayons correspondent rarement à une limite physique réelle sur le terrain.

Le régime permanent ne représente pas l'état du système mais il est utilisé comme état initial pour la modélisation en régime transitoire.

Solution pour le régime transitoire : Modèle de Neuman

Neuman (1974) a développé une série de courbes types composées de deux familles pour représenter l'écoulement autour d'un ouvrage captant dans une nappe libre en régime transitoire. Les courbes de type *A* représentent les données initiales et celles de type *B* les valeurs tardives de l'essai (fig. 2.2). Le rabattement de la nappe s'exprime :

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u_A, u_B, \Gamma) \quad (2.21)$$

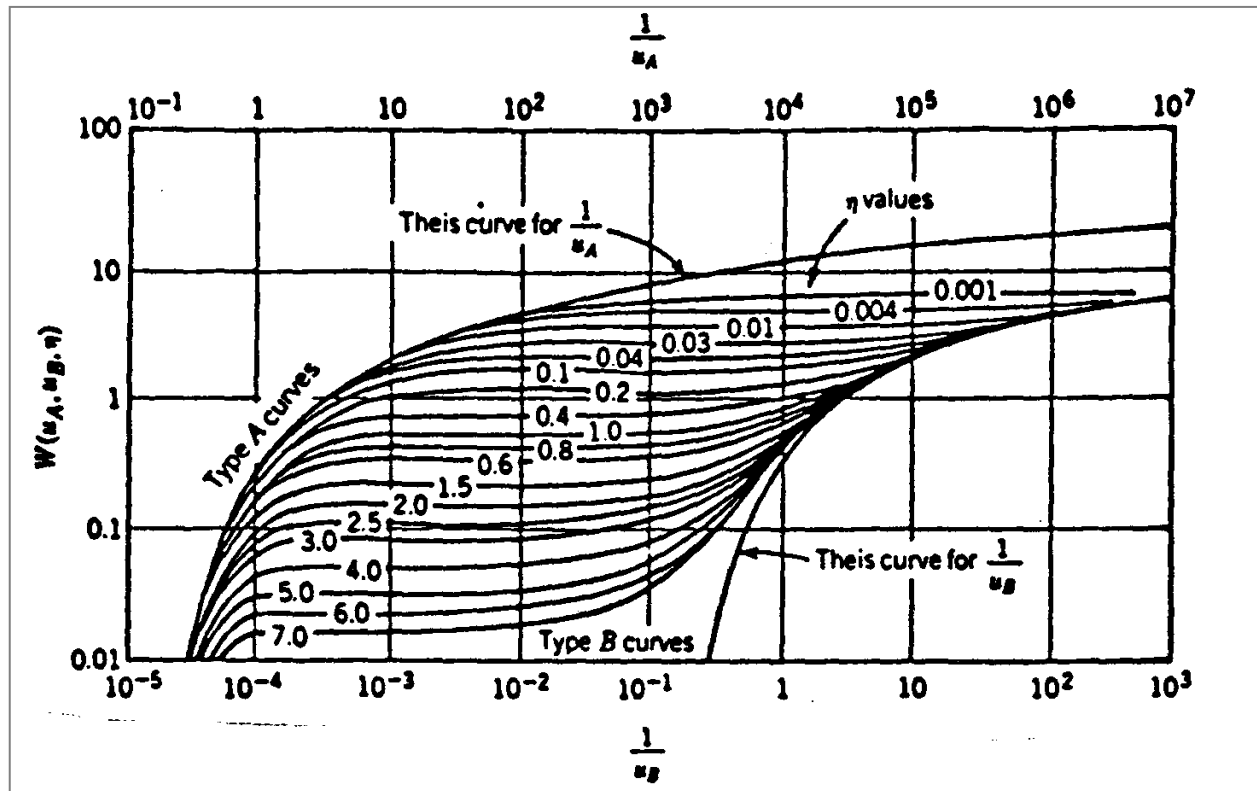


Fig. 2.2 Courbes types de Neuman.

$W(u_A, u_B, \Gamma)$ est la fonction de puits pour les nappes libres.

$$u_A = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad (2.22)$$

$$u_B = \frac{r^2 S_y}{4Tt} \quad (2.23)$$

$$\Gamma = \frac{r^2 K_v}{b^2 K_h} \quad (2.24)$$

Il est possible d'évaluer T , S_y et S en superposant la courbe de rabattement en fonction du temps sur les courbes types de Neuman.

$$T = \frac{Q}{4\pi s} W(u_B, \Gamma) \quad (2.25)$$

$$S_y = \frac{4u_B T t}{r^2} \quad (2.26)$$

$$S = \frac{4u_A T t}{r^2} \quad (2.27)$$

Conditions d'application pour la solution de *Neuman* :

- les conditions générales pour les nappes libres ;
- l'aquifère est isotrope ou anisotrope ;
- l'écoulement est en régime transitoire ;
- la zone non saturée est négligée ;
- $S_y/S_A > 10$;
- un ouvrage captant d'observation est crépiné sur toute l'épaisseur de l'aquifère ;
- les diamètres des ouvrages de captage et d'observation sont petits (l'effet d'emménagement est négligé).

Le développement est beaucoup plus récent pour l'analyse des essais de pompage dans les nappes libres que pour les nappes captives. L'analyse d'essais de pompage en nappe libre demeure un domaine de recherche très actif. Les méthodes d'analyse subissent des améliorations et des changements encore aujourd'hui.

4.2.4. Essais de pompage par paliers

La caractérisation d'un aquifère est réalisée à partir d'une étude géologique, d'un suivi piézométrique et de la réalisation d'essai pompage. Les essais de pompage, aussi appelés essais

d'aquifère (Genetier, 1984), sont réalisés par pompage à débit connu Q et en mesurant le rabattement dans le forage et dans des piézomètres ou forage d'observation situés à une certaine distance du forage de pompage. Ces essais ont pour but d'estimer les propriétés hydrauliques des aquifères, déterminer les propriétés hydrodynamiques équivalentes, la géométrie et le type d'écoulement d'un certain volume de l'aquifère que cet ouvrage captant permet d'exploiter, par le biais d'un essai d'aquifère (Kruseman et de Ridder, 1990). L'évaluation de ces propriétés hydrauliques se fait par l'interprétation soit des données de rabattement observées durant le pompage ou de la récupération du niveau d'eau après l'arrêt du pompage. Ces essais sont l'outil principal de caractérisation des propriétés des aquifères (transmissivité et emmagasinement) sur un volume de terrain important.

Un essai de pompage par paliers est aussi appelée essai de performance (Genetier, 1984), pour le raison d'évaluer les caractéristiques du complexe aquifère, est procédée de la façon suivante : l'ouvrage captant est pompé à un débit constant Q_1 durant la période $t_2 - t_1$ jusqu'à obtenir un rabattement stabilisé au ouvrage captant s_1 ; on augmente alors le débit pour passer à un nouveau débit constant Q_2 durant la période $t_3 - t_2$ pour lequel on obtient un rabattement stabilisé s_2 ; on poursuit avec des débits Q_3, Q_4, \dots, Q_n . Il faut au moins trois paliers de pompage pour faire une interprétation de l'efficacité d'ouvrage captant. Dans ces conditions, on peut appliquer la méthode de *Jacob* durant toute la période de pompage si l'on remplace le rabattement s par le rabattement spécifique $\frac{s}{Q}$, c'est à dire le rabattement crée par unité de débit (Cooper et Jacob, 1946). On admet généralement que le rabattement stabilisé à l'ouvrage captant s'écrit (Rorabaugh, 1953) :

$$s = BQ + CQ^n \quad (2.28)$$

Ou l'exposant n est compris entre 1,5 et 3,5. Jacob (1947) avait proposé $n = 2$.

L'essai de pompage par paliers permet d'évaluer les coefficients B et C de l'équation (2.28), qui contribuent aux deux pertes de charge : linéaire BQ et quadratique CQ^2 . La façon la plus simple de les déterminer et de tracer le graphique de $\frac{s}{Q}$ versus. Comme l'exposant n est généralement voisin de 2, les points expérimentaux fournissent une droite d'équation :

$$\frac{s}{Q} = B + CQ \quad (2.29)$$

dont la pente fournit C et qui couple l'axe $Q = 0$ au point d'ordonnée B (fig. 2.3).

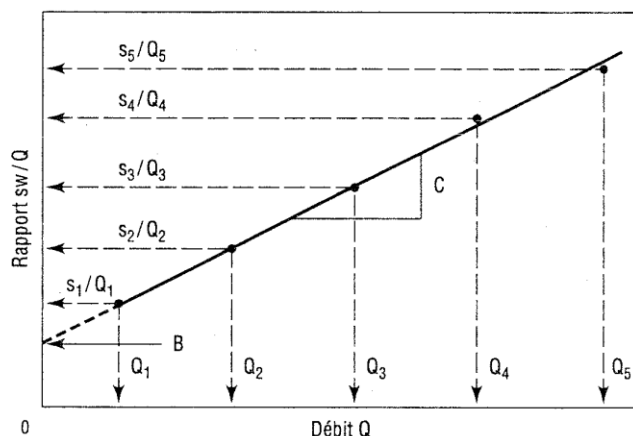


Fig. 2.3 Essai de pompage par paliers pour déterminer B et C .

La valeur du coefficient C , exprimée en min^2/m^5 , reflète la condition d'ouvrage captant (Todd, 1980) (Tableau 2.1).

Tableau 2.1. État d'ouvrage captant selon la valeur du coefficient C .

Valeur du coefficient C (min^2/m^5)	Condition d'ouvrage captant
$< 0,5$	Ouvrage captant correctement conçu et bien développé
$0,5 < C < 1$	Ouvrage captant soit assez mal conçu soit légèrement colmaté
$1 < C < 4$	Ouvrage captant soit très mal conçu soit sévèrement détérioré
$C > 4$	Ouvrage captant extrêmement mal conçu, irrécupérable

4.2.5. Évaluation du débit et du rayon d'exploitation

Une première approximation du débit de pompage est obtenue à partir de la formule de *Jacob*, pour n'importe quel type d'aquifère. L'équation de *Jacob* s'exprime :

$$s_{th} = \frac{0,183}{T} Q \log \frac{2,25Tt}{r_p^2 S} \quad (2.30)$$

Le rayon d'exploitation R est défini comme étant la distance radiale, depuis l'axe d'ouvrage captant, où l'on observe un rabattement de 0.02 m au bout d'une durée d'environ 30 h (108000 sec.). La conductivité hydraulique est estimée à partir des valeurs générales du tableau

de Castany (1982) qui tiennent compte de la granulométrie et du type de formation. Elle permet de donner une première estimation de la transmissivité T . Le coefficient d'emménagement est estimé de la façon suivante :

$$S = 3,3 \cdot 10^{-6} b \quad (2.31)$$

La formule de *Theis* est ensuite utilisée pour déterminer R . S'il s'agit d'un nouvel ouvrage captant, les caractéristiques géométriques à utiliser pour l'ouvrage peuvent être évaluées à l'aide de guide sur la conception d'ouvrage captant (Driscoll, 1986).

4.2.6. Gestion de l'écoulement par pompage dans un champ d'écoulement

L'ensemble des méthodes d'analyse d'essais de pompage prend pour acquis que la surface libre est horizontale à l'état initial. Dans les faits, la surface libre ou piézométrique est souvent en pente sous les gradients qui contrôlent l'écoulement régional. Lorsqu'un ouvrage captant dans une nappe où la surface libre est en pente uniforme, la conductivité hydraulique pour une nappe libre peut être évaluée à l'aide de la formule (Domenico et Schwartz, 1990) :

$$K = \frac{2Q}{\pi r (h_u + h_d)(i_u + i_d)} \quad (2.32)$$

La superposition d'ouvrage captant est souvent utilisée comme barrière physique (piège hydraulique) à la propagation de l'écoulement dans une formation. Il se forme, autour de chaque ouvrage captant, une zone d'appel représentée par une parabole définie par l'équation :

$$-\frac{y}{x} = \operatorname{tg} \left[\frac{2\pi K b i}{Q} y \right] \quad (2.33)$$

Toute l'eau circulant à l'intérieur de la parabole est captée par l'ouvrage captant. Cette zone est appelée zone d'appel (fig. 2.4). Au-delà du contour de la parabole, l'écoulement n'est pas capté par l'ouvrage captant et poursuit sa course.

La distance requise entre les ouvrages de captage afin de bloquer l'écoulement est calculée de la façon suivante :

$$y = \pm \frac{Q}{2Kbi} \quad (2.34)$$

Le sommet de la parabole qui définit le point de stagnation de l'écoulement est évalué à partir de l'équation :

$$x = -\frac{Q}{2\pi Kbi} \quad (2.35)$$

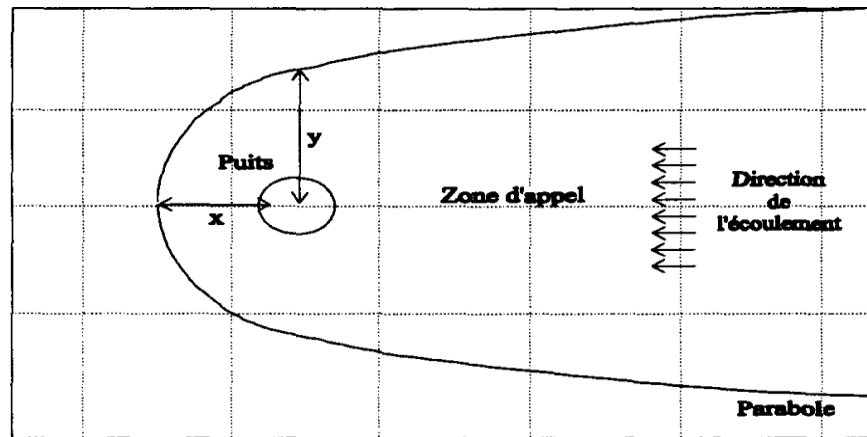


Fig. 2.4 Zone d'appel d'un puits dans un champ d'écoulement uniforme.

5. Conclusion

L'écoulement en milieux poreux est régi par une loi physique et peut être décrit par des équations différentielles aux dérivées partielles basées sur l'équation de Laplace. En effet, la loi de conservation de la masse établit que tout changement dans la masse qui s'écoule à travers un volume élémentaire de l'aquifère doit être compensé par un changement dans la masse contenue dans le volume.

Les essais de pompage ont pour but de caractériser les propriétés hydrauliques des aquifères. L'évaluation de ces propriétés hydrauliques se fait par l'interprétation des données de rabattement observées durant le pompage. L'interprétation des résultats d'un essai de pompage revient à ajuster un modèle conceptuel dont le comportement hydraulique est jugé similaire au système géologique aquifère sollicité, pour les environs de l'ouvrage de captage testé.

CHAPITRE III

ENVIRONNEMENT D'UN OUVRAGE DE CAPTAGE

L'étude de détermination des aires d'alimentation et l'environnement d'un ouvrage de captage d'eau souterraine peut s'inscrire dans l'ampleur et la précision de l'étude de la ressource, et celles de l'étude de détermination des aires sont alors fortement liées, en particulier par le nombre et la qualité des données de terrain. Cependant, pour quantifier la ressource, l'ampleur à donner à l'étude hydrogéologique se détermine principalement en fonction du débit d'exploitation, lequel constitue le principal générateur d'impacts aux autres usagers et à l'environnement ; par ailleurs, pour l'étude de détermination des aires, les facteurs prépondérants sont la vulnérabilité des eaux souterraines et la présence d'activités à risque.

Dans le cas d'études concomitantes, celles-ci devront cependant être réalisées avec le même degré de rigueur.

1. Bassin hydrogéologique d'un aquifère

Le bassin hydrogéologique d'un aquifère est la partie d'un aquifère, simple ou complexe, dans laquelle les eaux souterraines s'écoulent vers un même exutoire ou groupe d'exutoires ; il est délimité par une ligne de partage des eaux souterraines qui, à l'encontre de celle des bassins de surface peut être migrante ; c'est l'homologue souterrain d'un bassin versant pour les eaux de surface (Castany et Margat, 1977). Ce système correspond à la partie souterraine contenant de l'eau, d'une portion, de la totalité ou de plusieurs bassins hydrologiques (Gilli et al., 2008). A l'instar du bassin versant topographique, le bassin versant hydrogéologique correspond au domaine souterrain dans lequel les écoulements convergent vers un point bas appelé l'exutoire (Vernoux *et al.*, 2007).

A l'intérieur d'un bassin versant hydrogéologique, on peut définir une portion de la nappe d'eau souterraine alimentant le captage ; elle représente l'ensemble des particules d'eau situé en un endroit quelconque de la zone saturée qui termineront leur course dans le captage (Figure 3.1.a).

Le bassin d'alimentation d'un captage (*BAC*) est le lieu des points de la surface du sol qui contribuent à l'alimentation du captage par l'infiltration directe des eaux météoriques ou après un court ruissellement diffus (figure 3.1.b), il suit généralement la projection verticale de la portion de la nappe qui alimente le captage, mais il peut en différer par ajout ou retrait de zones en surface.

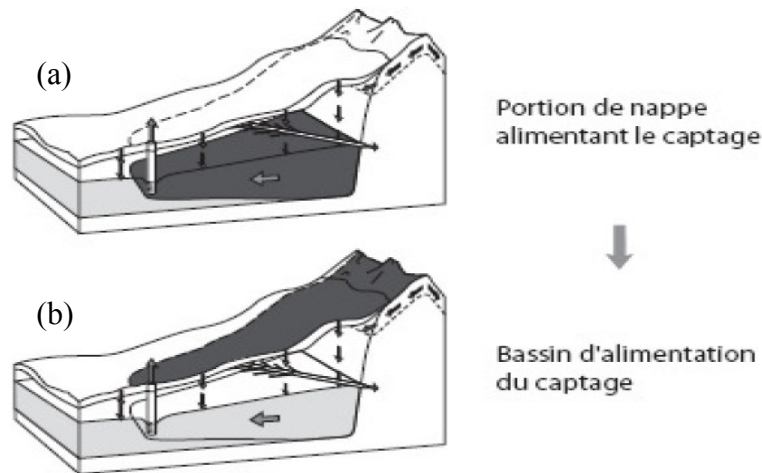


Fig. 3.1 Définition du bassin d'alimentation du captage (Bussard, 2005)

Dans les cas simple, le bassin d'alimentation concerne un seul aquifère et correspond à la projection en surface de la portion de nappe alimentant le captage. C'est ce que montre (figure 3.2), en considérant que la surface située entre la crête topographique et la crête piézométrique est infiltrant (figure 3.2.a). Si cette surface était imperméable, le bassin d'alimentation du captage serait plus réduit et à l'inverse le bassin d'alimentation de la source serait plus étendue (figure 3.2.b).

Dans des cas plus complexes le bassin hydrogéologique prend en compte plusieurs aquifères. Le bassin d'alimentation du captage est toujours compris à l'intérieur du bassin hydrogéologique de l'aquifère principal mais il peut alors s'étendre au-delà de l'extension structurale de l'aquifère principal. Sur l'ensemble du bassin versant hydrogéologique des champs captant considérés, l'aquifère alimentant ces ouvrages est captive : il existe de couverture imperméable et semi-perméable entre la surface topographique et la zone saturée de la nappe.

L'ensemble des points correspondant à la projection en surface du bassin versant hydrogéologique des forages ainsi à l'alimentation de la portion de nappe captée par ces ouvrages : le bassin d'alimentation d'un captage en nappe captive est alors la projection en surface de leur bassin versant hydrogéologique (Figure 3.3). Dans cette configuration, doit également prendre en compte les flux de drainance avec la nappe généralement libre située au-dessus ; ces flux (verticaux) peuvent être dans un sens ou dans l'autre.

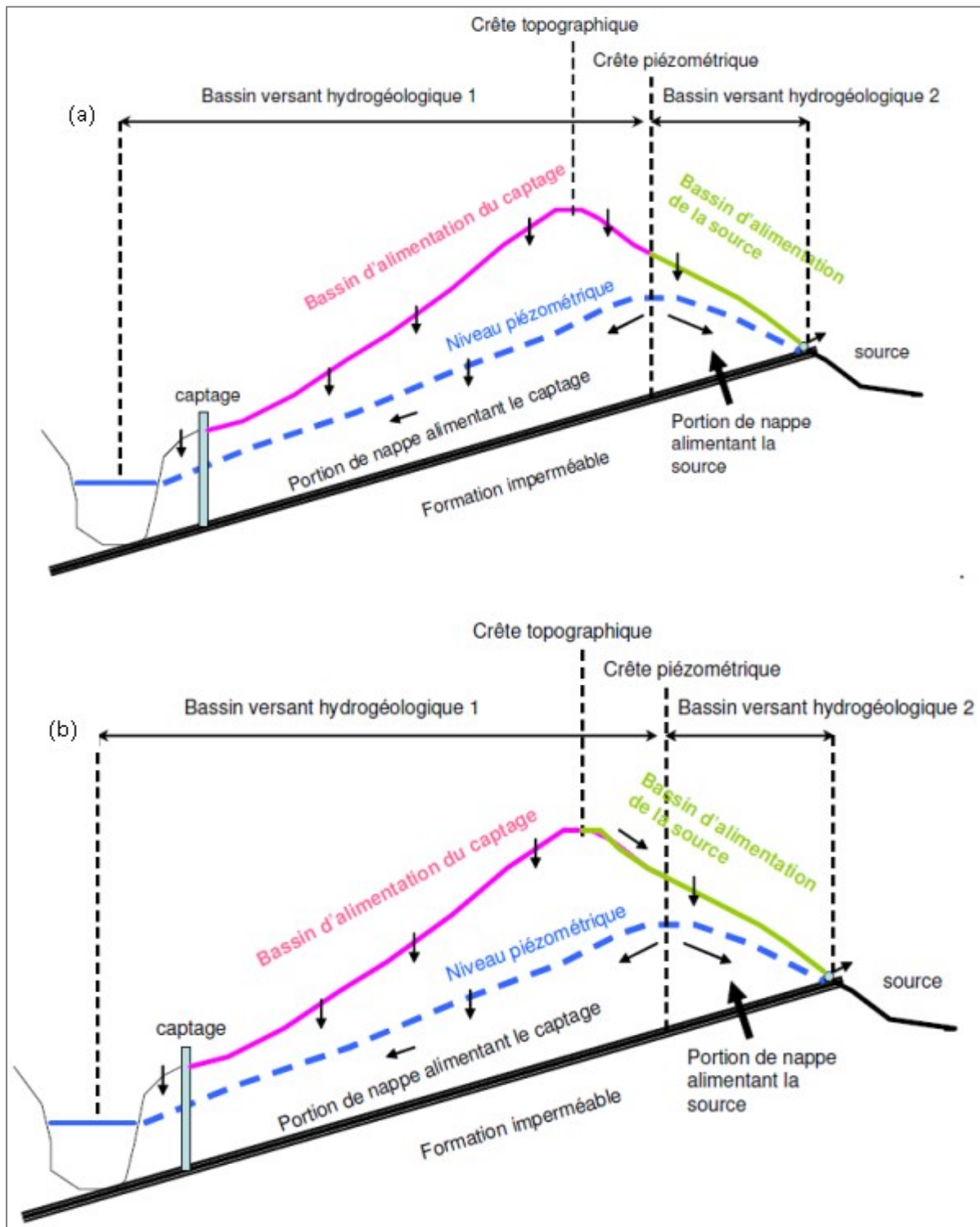


Fig. 3.2 Bassin hydrogéologique et bassin d'alimentation du captage pour une nappe libre (Vernoux *et al.*, 2007).

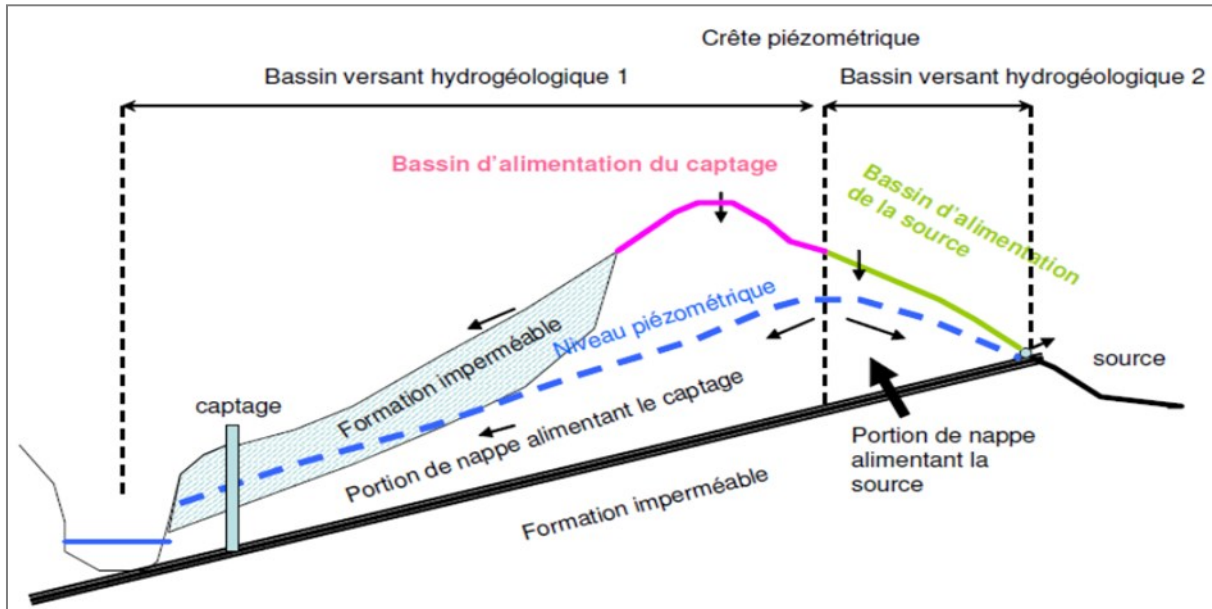


Fig. 3.3 Bassin hydrogéologique et bassin d'alimentation du captage pour une nappe captive (Vernoux *et al.*, 2007).

2. Portion de nappe alimentant le captage, aire d'alimentation, zone d'influence et zone d'appel.

La portion de nappe alimentant le captage peut être délimitée à partir des lignes de courant convergeant vers l'exutoire, dans le cas où le captage se situe à l'exutoire du bassin hydrogéologique ; Elle est peu dépendante du débit du captage. Dans les autres cas, elle correspond aux lignes de courant qui sont détournées vers le captage en fonction du débit. La portion de nappe alimentant le captage ne doit pas être confondu avec la zone d'influence ou la zone d'appel de captage (fig. 3.4).

La zone d'influence du captage correspond à la zone d'abaissement de la surface piézométrique lié au pompage.

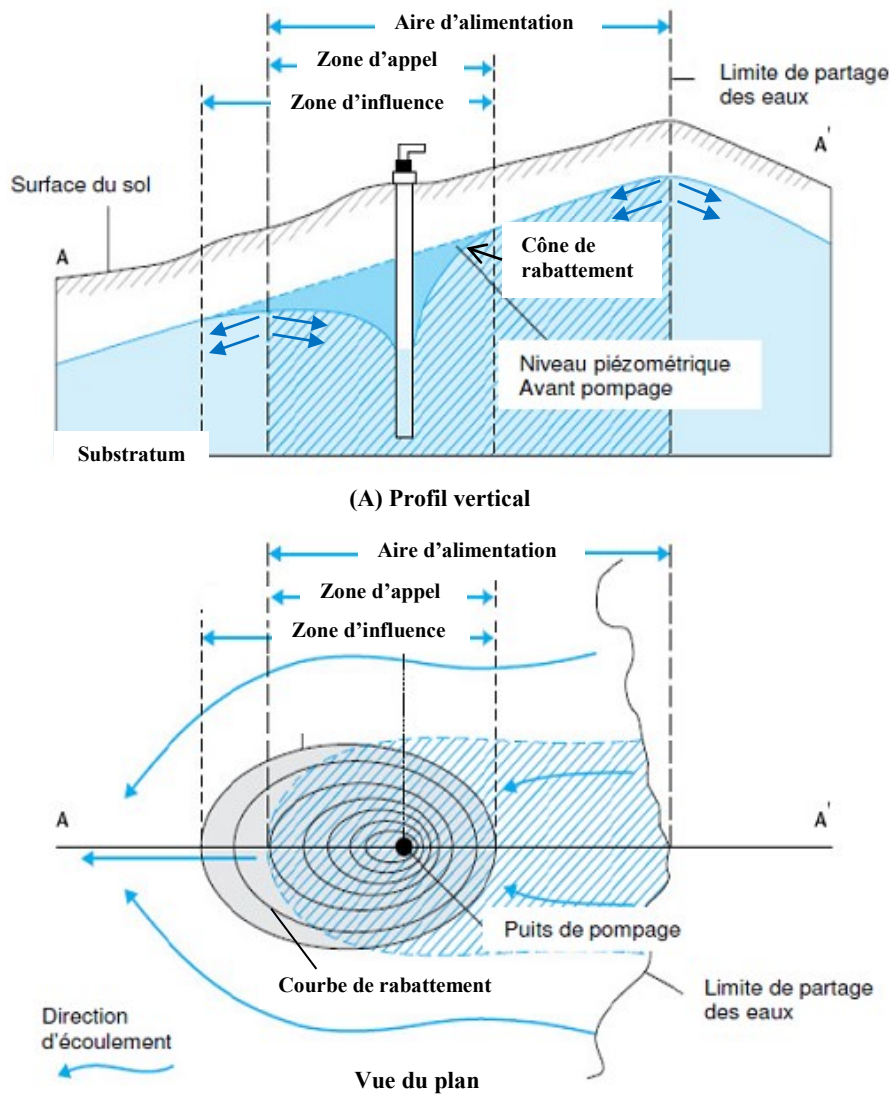


Fig. 3.4 Zone d'appel, zone d'influence et aire d'alimentation d'un captage (Vernoux *et al.*, 2007) (modifié).

La zone d'appel est la partie d'un aquifère où le mouvement normal de l'eau est soumis à l'influence d'un pompage (fig. 3.4 et 3.5). Elle est comprise dans l'aire d'alimentation du captage qui se prolonge en amont jusqu'à une limite du système (Lallemand-Barrès et Roux, 1999). Au sein de cette zone, les filets d'eau ont tendance à se rapprocher pour se diriger vers la partie captant du forage. La connaissance des limites de la zone d'appel est donc essentielle pour évaluer la vulnérabilité à la pollution d'un captage. A la différence de la zone d'appel, qui permet

d'évaluer la vulnérabilité spatiale du pompage, le calcul des temps de transfert permet d'évaluer la vulnérabilité temporelle du captage, c'est-à-dire d'estimer les vitesses de transferts d'éventuels polluants au sein de la zone d'appel.

Des nombreux paramètres sont susceptibles d'influencer les dimensions de la zone d'appel et les vitesses de transferts au sein de l'aquifère, notamment : la structure de l'aquifère (présence ou non d'une couverture protectrice, nappe captive ou libre) ; les vitesses de transfert dans la zone non saturée ; les conditions hydrogéologiques aux limites, et les caractéristiques hydrodynamiques de la nappe (transmissivité, coefficient d'emménagement).

En ce qui concerne les conditions aux limites, la limite amont de la portion de nappe alimentant le captage peut être une limite à potentiel imposé (plan d'eau alimentant la nappe), une limite à flux nul (contact de l'aquifère avec un imperméable) ou une ligne de partage des eaux (crête piézométrique).

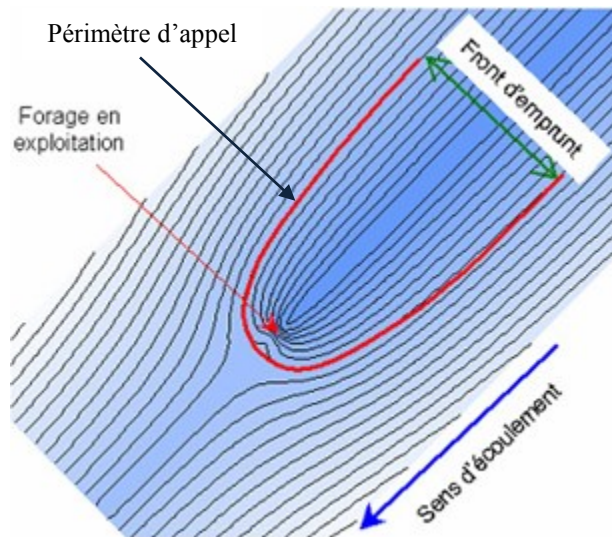


Fig. 3.5 Zone d'appel créée par un pompage (Vernoux et al., 2007) (modifié).

La notion « d'aire d'alimentation de captages » définit généralement à une notion topographique de surface en rapport avec l'alimentation d'un captage. L'aire d'alimentation du captage correspond à la projection en surface de la portion de nappe alimentant le captage (Lallemand-Barrés et Roux, 1999). Une autre définition proposée dans le dictionnaire d'hydrogéologie de Castany et Margat (1977), l'aire d'alimentation est le domaine dans lequel

ont lieu les apports d'eau, continus ou temporaires qui alimentent une nappe, un aquifère défini, notamment un aquifère en partie captif, non alimenté sur toute son étendue. Cette définition de l'aire d'alimentation de captages correspond à celle qui est donnée plus haut du « bassin d'alimentation d'un captage ». Enfin, Boussinesq (1905) propose le terme de bassin d'alimentation comme vieux synonyme d'aire d'alimentation.

Ainsi, pour ce qui concerne les eaux souterraines, il convient de considérer que les notions de « bassin d'alimentation de captages » et « d'aire d'alimentation de captages » sont équivalentes.

L'aire d'alimentation fait partie des mesures prises sur le plan de l'organisation du territoire pour protéger les eaux souterraines. Elle est utilisée de manière ciblée pour lutter contre les pollutions. Elle couvre la zone où se reforment environ 90% des eaux du sous-sol alimentant un captage. Lorsque la détermination de la zone exige un travail disproportionné, l'aire d'alimentation couvre tout le bassin d'alimentation du captage (OFEFP, 2004).

Pour un captage donné, l'étendue de son bassin d'alimentation peut varier en fonction de deux critères : la variation de la surface piézométrique entre les hautes eaux et les basses eaux, et le débit d'exploitation du captage qui va influencer l'extension de la zone d'appel.

3. Délimitation du bassin d'alimentation du captage

La délimitation du bassin d'alimentation se fait par l'extension en surface de la portion d'aquifère alimentant le captage. Elle est nécessaire en premier lieu l'identification des systèmes d'écoulement, puisque l'étape indispensable pour la délimitation du captage.

Les méthodes de délimitation de la portion de nappe qui alimentent le captage, il importe de distinguer la portion de nappe alimentant le captage (*PNAC*), du bassin d'alimentation du captage (*BAC*). Pour une nappe libre, la portion de nappe alimentant le captage correspond, s'il s'agit d'un forage, à ce qui est communément dénommé aire d'alimentation. Dans le cas d'un aquifère continu, cette aire d'alimentation peut être calculée par les méthodes analytiques qui prennent en compte le phénomène de convection pour calculer le temps de transfert et le rabattement ou les méthodes numériques basées sur les équations d'écoulement et de transport de masse qui prennent en compte les hétérogénéités de l'aquifère et l'interférence d'autres pompages. Plusieurs travaux ont été effectués sur la détermination de l'aire d'alimentation à l'aide de modèles numériques (Bradbury et Muldoon, 1994 ; Earle et Middleman, 1993 ; Scalzo, 1998 ;

Vieux et al., 1998). Les deux méthodes de calcul les plus utilisées sont la méthode par différence finie et celle par éléments finis. Elles sont toutes deux basées sur les équations différentielles de l'écoulement et sur des principes de conservation de masse. La méthode par éléments finis permet un maillage triangulaire qui simplifie la connexion entre les couches, tandis que la méthode par différence finie nécessite un maillage rectangulaire. Les simulations numériques dépendent en grande partie de la qualité du modèle conceptuel utilisé. Ce modèle doit contenir l'information nécessaire et posséder les simplifications requises. Aussi, la calibration doit être optimale afin de minimiser l'erreur d'estimation de l'aire d'alimentation. Les conditions aux limites imposées doivent être relativement loin du ou des ouvrages de captage afin de ne pas limiter l'influence de ceux-ci sur l'écoulement souterrain. La limite amont de la *PNAC* correspond à la limite de partage des eaux souterraines (crête piézométrique). Dans le cas d'un système discontinu, la délimitation se fait par des limites structurales qui consiste à délimiter le système aquifère à partir de l'étude géologique et hydrogéologique, la méthode hydrodynamique graphique basée sur un tracé de la surface piézométrique et des lignes de partage des eaux souterraine, ainsi les essais de traçage qui répondent à la détermination du temps de transfert de l'eau souterraine. Ces méthodes ne sont cependant pas exclusives et il est même recommandé de les mettre en œuvre simultanément.

Diverses méthodes existent pour estimer l'aire d'alimentation (Rasmussen et al., 2006) : Les équations analytiques, les équations d'écoulement et de transport de masse et les relations empiriques. Ces méthodes requièrent généralement peu d'informations et sont faciles à utiliser.

L'utilisation de ces équations nécessite de connaître l'épaisseur de l'aquifère, la perméabilité moyenne et le gradient hydraulique (figure 3.6). L'aire d'alimentation estimée à partir de ces équations correspond à sa plus simple expression. Elle est de forme parabolique et l'extrémité en amont est délimitée par la ligne de partage des eaux. Ces équations permettent de calculer les paramètres de l'aire d'alimentation (Bear et Jacobs, 1965). Pour un aquifère homogène et isotrope contenant une nappe libre, les données utilisées sont les suivantes : Débit de pompage Q (en m^3/s), épaisseur de l'aquifère b (en m), perméabilité K (en m/s) et gradient hydraulique régional i (sans dimension). Il est possible de déterminer de façon analytique l'enveloppe de l'aire d'alimentation ainsi que les courbes d'égal temps de transfert (isochrones) vers l'ouvrage de captage (figure 3.6). Les équations utilisent les paramètres sous une forme

adimensionnelle. La définition des paramètres adimensionnels diffère selon le type d'aquifère rencontré. Pour un aquifère libre, Grubb (1993) utilise les formulations suivantes :

$$x_d = \frac{2\pi K b i}{Q} x \quad (3.1)$$

$$y_d = \frac{2\pi K b i}{Q} y \quad (3.2)$$

$$t_d = \frac{2\pi b (K i)^2}{n_e Q} t \quad (3.3)$$

$$\theta = \arctan\left(\frac{y_d}{x_d}\right) \quad (3.4)$$

Tell que, l'épaisseur saturée $b = (h_1 + h_2)/2$, et le gradient hydraulique $i = (h_1 - h_2)/\Delta l$, où h_1 et h_2 sont les charges hydrauliques amont et aval à partir de la base de l'aquifère et le long d'une ligne de courant avant la mise en pompage ; Δl est la distance entre ces deux points. Cela donne comme paramètres adimensionnels :

$$x_d = \frac{\pi K (h_1^2 - h_2^2)}{Q \Delta l} x \quad (3.5)$$

$$y_d = \frac{\pi K (h_1^2 - h_2^2)}{Q \Delta l} y \quad (3.6)$$

$$t_d = \frac{\pi (h_1 + h_2) \left(K \frac{h_1 - h_2}{\Delta l} \right)^2}{n_e Q} t \quad (3.7)$$

$$\theta = \arctan\left(\frac{y_d}{x_d}\right) \quad (3.8)$$

L'axe des abscisses correspond à la direction du gradient hydraulique régional. Malheureusement, l'équation des isochrones ne se résout pas de façon directe. Il est cependant possible d'utiliser des logiciels mathématiques pour obtenir le tracé des courbes exactes, fonctions des paramètres du système étudié. Pour éviter cette étape, une méthode d'analyse simplifiée est proposée ci-après. Il est possible de se contenter de déterminer les distances suivantes (fig 3.6) :

Le rayon d'appel (A), correspondant à la distance entre la limite aval de la zone d'appel et l'ouvrage de captage, se calcule à l'aide de la formule suivante :

$$A = \frac{Q\Delta l}{\pi K(h_1^2 - h_2^2)} \quad (3.9)$$

La zone d'appel est déterminée par le calcul. (B) est largeur maximale de la zone de captage en amont par rapport à la direction d'écoulement des eaux, se calcule à l'aide de la formule suivante :

$$B = \frac{2Q\Delta l}{K(h_1^2 - h_2^2)} \quad (3.10)$$

En fin, la largeur du front d'appel à hauteur du captage (B'), correspondant à la largeur de la limite d'alimentation au droit du l'ouvrage de captage s'obtient par la formule suivante :

$$B' = \frac{B}{2} \quad (3.11)$$

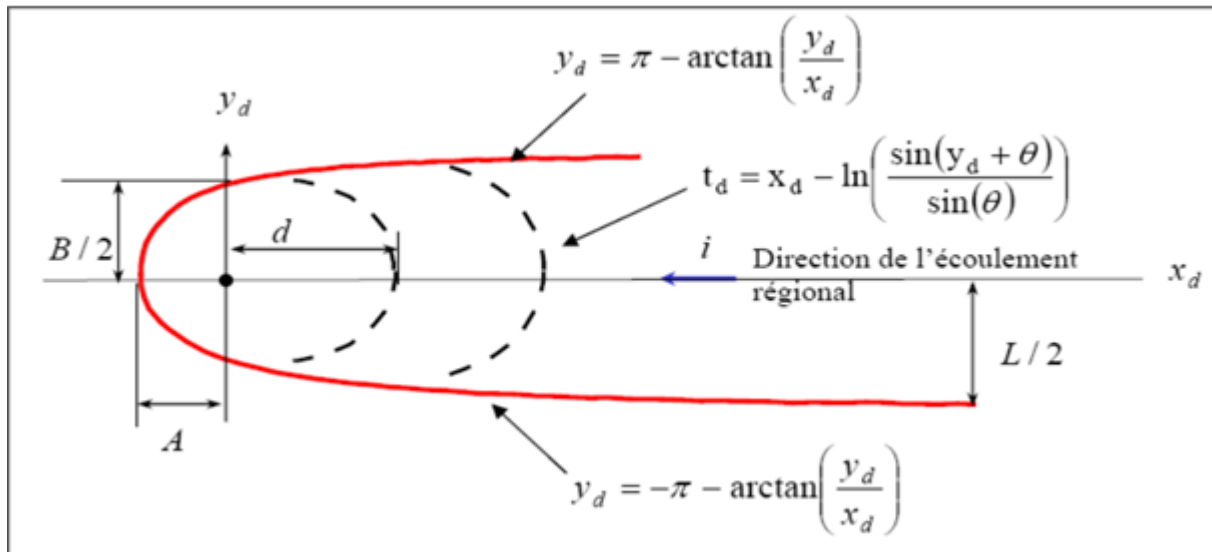


Fig. 3.6 Représentation de l'aire d'alimentation et des isochrones déterminées par solution analytique.

La forme de la zone de contribution est une parabole qui s'étend sur une distance A en aval du forage. À la hauteur du forage, le périmètre atteint une largeur B' . Vers l'amont, la parabole atteint une largeur maximale de B . Pour simplifier le tracé, on estime que la largeur maximale est atteinte à une distance amont égale à B . Au-delà de cette distance, la zone de captage se prolonge à une largeur constante jusqu'à la ligne de partage des eaux souterraines (Figure 3.6).

Généralement, ces solutions analytiques sont développées pour des milieux isotropes et homogènes, négligent l'infiltration verticale et supposent que l'ouvrage captant pénètre complètement l'aquifère pompé (Bear et Jacobs, 1965 ; Grubb, 1993). Banton (1998) a développé une approche pour considérer l'effet de l'infiltration verticale sur l'estimation de l'aire d'alimentation en nappe libre. Les relations mathématiques proposées par Banton (1998) supposent une composante verticale homogène de l'écoulement souterrain qui permet de déterminer une limite amont de l'aire d'alimentation.

Quant à l'extension du bassin d'alimentation, elle est basée sur l'élaboration d'un modèle conceptuel de l'hydrologie et de l'hydrogéologie régionale. Enfin il importe d'assurer la cohérence entre la délimitation du *BAC* et la délimitation des périmètres de protection. Ces derniers, y compris le périmètre de protection éloigné, doivent être inclus dans le *BAC*.

Un certain nombre des facteurs entraînent des écarts souvent importants entre le bassin d'alimentation réelle et le bassin estimé. Ces facteurs sont essentiellement liés à la structure des aquifères et à la méthode employée. Parmi les facteurs liés à la structure des aquifères, on peut citer : Un aquifère constituée d'un milieu poreux, anisotrope, hétérogène et à géométrie interne complexe ; un aquifère dont les limites sont irrégulières, tant latéralement qu'à son sommet et à sa base et un aquifère en relation avec les eaux de surface.

Le bassin d'alimentation d'un captage peut couvrir des superficies importantes (Vernoux et al., 2007). La protection de l'ensemble de cette superficie dépend le type d'occupation du sol. Une protection ciblée permet d'étudier et de quantifier le parcours de l'eau depuis la surface du bassin d'alimentation jusqu'au captage. En d'autre terme d'évaluer les zones plus vulnérable vis-à-vis des pollutions diffuses ou ponctuelles du bassin d'alimentation.

4. Evaluation de la vulnérabilité d'un aquifère

4.1. Définition de la vulnérabilité en termes d'évaluation du risque

La vulnérabilité des eaux souterraines à la contamination est un concept complexe qui peut être défini comme étant la sensibilité et la susceptibilité à la contamination, conditionnées par les caractéristiques naturelles qui influencent la pénétration et la propagation dans le milieu (Gauthier, 1991). Ce milieu peut agir comme un filtre naturel et purifier l'eau polluée, limitant ainsi le transfert de contaminants vers la nappe. La vulnérabilité des eaux souterraines est une notion relative, non mesurable et adimensionnelle (Zaporozec et Verba, 1994).

En 1968, Margat propose que la vulnérabilité d'une nappe soit définie comme le fait pour celle-ci d'être plus ou moins exposée, par la nature des terrains et par les conditions hydrogéologiques, à un risque d'être polluée. Pour Olmer et Rezac (1974), la vulnérabilité des eaux souterraines est le degré de dangerosité déterminé par les conditions naturelles et non pas par les sources actuelles de pollution.

La vulnérabilité de la ressource en eau souterraine à la pollution est leur sensibilité aux différents facteurs physiques déterminant la mesure où cette ressource est plus ou moins exposée à la pollution (Castany, 1982). En 1983, Villumsen et al. La définissent comme le risque qu'une substance chimique, utilisée ou entreposée sur le sol, puisse représenter pour la qualité des eaux souterraines. Ces auteurs recommandent par ailleurs l'utilisation de la composition chimique de l'eau souterraine comme indicateur de vulnérabilité et proposent que les analyses chimiques puissent vérifier les cartes de vulnérabilité. En effet, le degré de pollution est apprécié par la mesure de l'écart entre le bruit de fond et les caractéristiques physico-chimiques de l'eau souterraine (Mardhel, 2001).

Selon Villeneuve et al. (1987), la vulnérabilité peut se définir à trois niveaux. Au premier niveau, la vulnérabilité se définira comme l'aptitude d'un système d'eaux souterraines à être contaminé, ou l'inaptitude à être protégé d'une contamination. Ce phénomène est lié à la dynamique externe du système, soit aux différentes conditions influençant la pénétration du contaminant dans le système. Au deuxième niveau la vulnérabilité intégrera l'aptitude des eaux souterraines à propager et à conserver la contamination. C'est le domaine de la dynamique interne du système. Le troisième niveau sera la prise en considération des caractéristiques "polluantes" du contaminant principalement liées aux effets de nuisance et faisant appel aux concepts de normes, de seuils, et d'aptitude ou d'inaptitude à l'usage prévu. Dans notre travail, la vulnérabilité est définie au premier et au deuxième niveau. Une vulnérabilité définie au premier niveau n'autorise aucune pénétration de contaminant dans le système, mais celui qui permettra la conservation de la ressource pour toute utilisation future. Au contraire, une vulnérabilité définie au deuxième niveau utilisé pour la définition des périmètres de protection des captages qui est un cas particulier de protection des eaux souterraine.

En 1998, le Comité National Français des Sciences Hydrologiques (CNFSH), note que le concept de vulnérabilité « en général », indépendamment des types de polluant et des processus de pollution, est trop simple ; il doit non seulement faire l'objet d'une classification en différents

degrés, mais aussi d'une différenciation en fonction des principaux processus de pollution : Suivant l'origine (surface du sol, source de pollution ponctuelle ou diffuse, sous-sol, stockage souterrain, forage, eau de surface polluée) et suivant la durée (pollution accidentelle ou chronique).

Selon Schnebelen et al. (2002), on distingue deux types de vulnérabilité : la vulnérabilité intrinsèque et la vulnérabilité spécifique. La vulnérabilité intrinsèque fait référence aux particularités hydrogéologiques de l'aquifère, donc aux caractéristiques du milieu naturel qui déterminent la sensibilité des eaux souterraines à la pollution par des activités humaines. Autrement dit, la vulnérabilité intrinsèque est un excellent outil de plus en plus connu et utilisé par les chercheurs en hydrogéologie (Crivert, 2003). Par contre, la vulnérabilité spécifique se rapporte aux propriétés hydrogéologiques et à la nature des contaminants potentiels pouvant modifier la qualité de l'eau souterraine. Elle prend en compte les propriétés des polluants et leurs relations avec divers composants de la vulnérabilité intrinsèque (Cloutier et al., 2001).

Selon une étude de Gilli et al. (2004), la vulnérabilité évalue donc la faiblesse de cette protection naturelle. Entre autres, elle matérialise la facilité avec laquelle la protection peut être rendue caduque par une pollution. Toutefois, cette pollution peut être classée suivant son origine en pollution ponctuelle (par exemple, les décharges, les cimetières, les rejets d'eau usée brute ou industrielle, etc.) ou diffuse (par exemple, les engrais chimiques, les pesticides, les herbicides, l'épandage des eaux usées domestiques).

Ces définitions nous ont permis d'avancer que la vulnérabilité des ressources en eau souterraine est l'ensemble des différentes sensibilités de ces ressources vis-à-vis d'un certain nombre de facteurs.

Les facteurs influençant le potentiel de contamination des eaux souterraines ont nombreux et de diverses natures. Caractériser les agressions et les défenses nécessite de connaître les facteurs liés à celles-ci. Les différents facteurs intervenant et influençant la vulnérabilité des eaux souterraines à la contamination sont ceux liés aux phénomènes de pénétration et de propagation dans l'aquifère, ou différemment, à l'émission (sources et types de contamination) au transport (hydrogéologie), à la persistance et/ou rétention (contaminants, hydrochimie) et à l'utilisation de la ressource (captage, consommation). Les facteurs intervenant dans ces phénomènes, et leur influence sur la vulnérabilité, dépendent des niveaux de définition de la vulnérabilité.

4.2. Méthodes d'évaluation de la vulnérabilité

L'étude de vulnérabilité de l'eau souterraine à la pollution est un outil qui permet d'identifier les régions les plus susceptibles à la contamination dans un aquifère donné. Il existe trois grandes catégories de méthode pour évaluer la vulnérabilité des aquifères (Baalousha, 2006), soit les méthodes de cartographie à index, les modèles de simulation et les méthodes statistiques.

Les *méthodes de cartographie à index* ; ce sont des méthodes quantitatives et les plus utilisées dans le cadre de la vulnérabilité intrinsèque. Ces méthodes basées sur la combinaison de cartes diverses, telles que : sol, géologie, profondeur de la nappe, perméabilité verticale de la zone non saturé (Cloutier et al., 2001), qui donnent un index numérique à chaque critère et leur attribuent un poids. Ces méthodes nécessitent l'utilisation des systèmes d'information spatiale pour la production des cartes (Cloutier et al., 2001). Au sein des méthodes de cartographie à index, trois types d'approche peuvent être distingués (Zaporozec et Verba, 1994 ; Gogu et Dassargues, 1998 ; Bezelgues et al., 2002 ; Schnebelen et al., 2002), soit les méthodes à systèmes hiérarchisés, les méthodes à index et relations analogiques et les méthodes à systèmes paramétrés.

Les méthodes à systèmes hiérarchisés comparent les conditions de vulnérabilité d'une zone donnée avec les critères d'autres zones ; elles sont plutôt utilisées pour l'étude de la vulnérabilité de contextes hydrogéologiques variés à l'échelle régionale ou nationale et donnent des résultats relativement qualitatifs, ainsi les méthodes à index et relations analogiques sont basées sur la description mathématique des processus hydrogéologiques pour estimer surtout la vulnérabilité spécifique vis-à-vis de polluants, tandis que les méthodes à systèmes paramétrés nous permettent d'estimer la vulnérabilité, selon des valeurs numérique. D'après Zaporozec et Verba (1994) peuvent être distinguées trois types : Les méthodes à systèmes matriciels, Méthodes à systèmes indexés et Méthodes de pondération et d'indexation des paramètres. Les méthodes à systèmes matriciels utilisent au moins deux paramètres représentatifs de la zone étudiée (profondeur de la zone non saturé, ...) subdivisés en classes ; la combinaison des paramètres et de leur classe respective (X_n et Y_m , n et m déterminant les classes respectives des critères X et Y) calcule un degré de vulnérabilité, compris entre très faible et très fort par exemple (Zaporozec et Verba, 1994). Ces méthodes à peu de paramètres s'utilisent pour des études à petite échelle. Méthodes à systèmes indexés, avec des paramètres divisés en classe, additionnent

les différents index des paramètres pour aboutir à une valeur numérique traduisant la vulnérabilité. Cette dernière est également subdivisée en classes. Les méthodes suivantes sont dites « à index » : Pesticide Root Zone Model (EPA, 1983), GOD (Foster, 1987), AVI (Van Stempvoort et al., 1992), ISIS (Civita et De Regibus, 1995), GLA (Hölting et al., 1995), PI (Goldscheider et al., 2000), et Méthodes de pondération et d'indexation des paramètres utilisent la même approche que les méthodes à index mais rajoute un système de pondération pour les différents critères permettant, ainsi, de modifier le poids relatif de leur importance dans l'approche de la vulnérabilité : DRASTIC (Aller et al., 1987), SINTACS (Civita, 1994), EPIK (Doerfliger et al., 1999), RISKE (Pételet-Giraud et al., 2000), RISK (Dörfliger et al., 2004) et COP (Vias et al., 2006).

Les *modèles de simulation* utilisant des équations mathématiques afin de modéliser les processus qui régissent le transport des polluants ; ces méthodes sont plus ou moins complexes, selon le nombre de transports ou le nombre de dimensions que l'on prend en compte, ce qui donne une image de vulnérabilité spécifique de la nappe. Par exemple, de nombreux modèles ont été développés au Michigan, Etats-Unis (Holtschlag et Luukkonen, 1997 ; Magiera, 2000) pour l'évaluation des ressources en eau souterraine, quant à leur vulnérabilité aux contaminants. Ces modèles numériques ont été établis pour simuler le transport, dans la zone non saturée, de certaines substances, telles que le pesticide lixiviant et le lessivage de l'atrazine.

Les *méthodes statistiques* sont d'abord et avant tout utilisées pour calculer la vulnérabilité spécifique. Dans ce contexte, les méthodes statistiques sont basées sur une variable qui dépend de la concentration en contaminants ou d'une probabilité de contamination (Commission on Géosciences, Environment and Resources, 2000). Ces méthodes statistiques intègrent des données sur la distribution des contaminants dans la zone d'étude et fournissent des caractéristiques sur les probabilités de contamination pour évaluer la vulnérabilité spécifique des eaux souterraines à la pollution. Par exemple, un modèle a été appliqué sur une partie de la province de Trifilia, en Grèce, considérée comme une région typiquement méditerranéenne, grâce à des données hydrogéochimiques aisément accessibles (Panagopoulos et Lambrakis, 2006).

4.3. Approche géophysique appliquée à la vulnérabilité d'un aquifère

l'appréciation de la vulnérabilité environnementale d'un aquifère à la pollution en appliquant la méthode de conductivité électrique intégrée, *IEC* (Rottger et al., 2005) ou l'index

de protection basé sur la géophysique, *GPI* (Casas et al., 2008), par l'utilisation des données géo électriques. Cette méthode se base sur deux paramètres clés : L'épaisseur de chaque couche sédimentaire au-dessus de l'aquifère supérieur et la conductivité électrique (σ_i) ou la résistivité (ρ_i) de chacune de ces couches. La conception utilisée dans cette case est similaire à l'index de vulnérabilité d'aquifère, *AVI* (Van Stempvoort et al., 1992) et l'état d'enquête géologique, *SGD* (Hölting et al., 1995).

4.4. Origine de la vulnérabilité d'un aquifère

Le concept de vulnérabilité d'un aquifère basé sur un modèle « Origine – Ecoulements - Cible » apparaît bien adapté à notre problématique, à savoir la protection du captage, même si on se limite à la vulnérabilité intrinsèque ; il est décrit comme suit (COST 620 et Goldscheider, 2002) (figure 3.7).

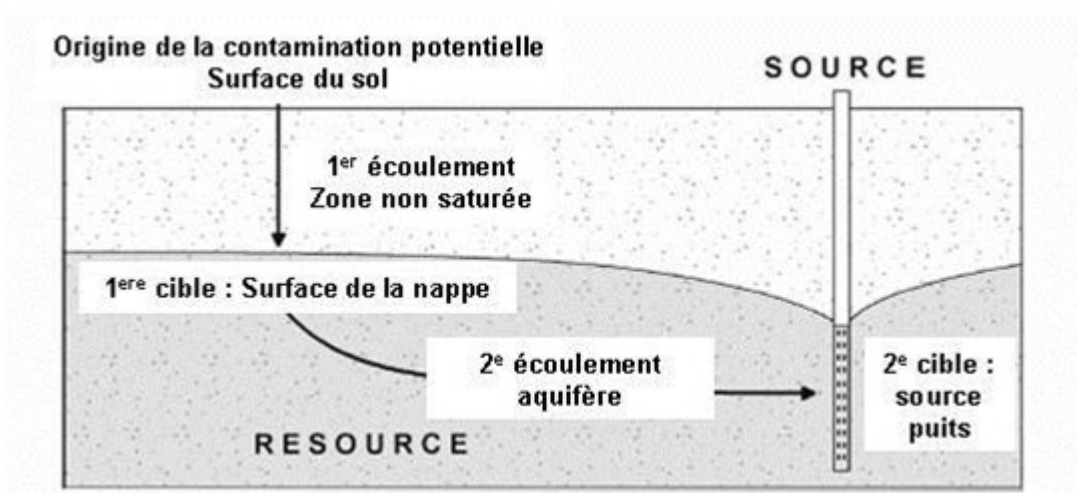


Fig. 3.7 Approche européenne de la cartographie de la vulnérabilité basée sur le modèle conceptuel « Origine-Ecoulements-Cible » (COST Action 620, 2004 in Cazaux, 2007).

L'*origine* ou la *source* de contamination correspond au lieu d'infiltration du contaminant. Dans le cadre de la cartographie de la vulnérabilité, on fait l'hypothèse que la contamination prend place au niveau de la surface du sol. Les pertes ou fuites de réseaux d'eaux usées ne sont pas considérées dans ce concept.

Le terme *écoulements* correspond au trajet du contaminant de son point d'origine à travers le système (zone non saturée et/ ou zone saturée jusqu'au ouvrage de captage) jusqu'à la

cible à protéger. Du point de vue de la protection d'ouvrage de captage, les écoulements concernés sont ceux qui se développent essentiellement au sein de la zone saturée de l'aquifère.

La *cible* est quant à elle l'eau souterraine qui fait l'objet d'une protection : pour la protection de la ressource, il s'agit de la surface des eaux souterraines (interface entre la zone non saturée et la zone saturée) et pour la protection d'une source d'approvisionnement, il s'agit du captage d'eau (forage, exutoire) (COST 620).

4.5. Inventaire des sources potentielles de contamination

Les sources potentielles de contamination résultant des utilisations actuelles du territoire sont généralement assez faciles à déterminer. La difficulté à cette étape est de découvrir les anciennes sources qui ne sont plus apparentes. On peut obtenir ce type d'information dans les archives municipales, sur d'anciennes photographies aériennes et auprès de personnes qui connaissent le secteur depuis longtemps. Les aquifères représentent une source importante pour le stockage d'eau et sont plus protégés contre toutes éventuelles sources de contamination, par rapport aux de surface (EPA, 1985). L'intrusion de ces polluants dans l'aquifère change la qualité de l'eau et réduit sa valeur au consommateur (Melloul et Collin, 1994). Trois principales sources potentielles de contamination des eaux souterraines peuvent être déterminées, soit la composition des formations aquifères, les eaux de surface et les activités anthropiques.

La *composition des formations aquifères* : L'eau souterraine se charge en substances dissoutes au contact des roches et des sédiments dans lesquels elle circule. Il arrive que certaines de ces substances soient indésirables et même toxiques, comme l'arsenic par exemple. Ce genre de contamination devrait normalement être découvert par des analyses géochimiques de potabilité lors d'une étude exploratoire pour l'eau. Les *eaux de surface* : Une autre source potentielle de contamination est l'interaction avec les eaux de surface, lesquelles sont généralement plus directement affectées que les eaux souterraines par certaines contaminations. Les *activités anthropiques* : Les principales sources potentielles de contamination des eaux souterraines sont les activités anthropiques. Parmi celles qui présentent le plus de risques pour les eaux souterraines, mentionnons les activités agricoles, les activités industrielles diverses, les activités sanitaires, les bancs d'emprunt et les gravières, les zones d'entreposage de produits pétroliers ou dangereux, etc.

L'inventaire des sources potentielles de contamination résulte de trois cas possibles (Rasmussen et al., 2006), soit il n'y a aucune source potentielle de contamination, il n'y a que quelques sources potentielles de contamination et il y a plusieurs sources potentielles de contamination.

Il est possible de classer l'étude selon trois classes en fonction de son contexte :

Classe 1 : l'étude sera simple et les aires seront surdimensionnées ;

Classe 2 : l'étude sera réalisée avec une précision raisonnable pour déterminer des aires sécuritaires sans exagérer leurs dimensions ;

Classe 3 : l'étude sera optimisée afin de choisir un scénario de gestion de territoire équilibrant les aspects de coûts de l'étude, de l'impact financier de l'application des aires et de limitation des risques.

5. Mesures de protection

La pollution constitue un risque permanent de limitation des ressources en eaux souterraines. L'urbanisation croissante et le développement économique contribuent à la dégradation quantitative et qualitative des nappes phréatiques. La protection et la préservation de ces ressources sont une nécessité de premier ordre particulièrement dans les zones arides et semi-arides où l'eau souterraine constitue la principale source hydrique. Il existe deux types de mesure de la protection : quantitative et qualitative.

La **protection quantitative** qui s'intéresse à une échelle globale (réservoir, aire d'alimentation). Les actions engagées dans ce sens visent la préservation à long terme du milieu aquatique et ont plutôt pour cible les pollutions diffuses susceptibles d'affecter la qualité de ces eaux ; non seulement il est essentiel de ne pas polluer l'eau, mais il faut aussi l'économiser.

La **protection qualitative** concerne la préservation de la qualité de l'eau exploitée sur les sites de prélèvement. Les mesures conservatoires sont d'ordre sanitaire, c'est à dire sans risque pour la santé humaine. La potabilité d'une eau est définie par des limites de qualité en fonction de certains paramètres, selon les normes de l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) et Algériennes relative aux eaux destinées à la consommation humaine (voir annexe n°01). Des périmètres de protection doivent être définis autour d'ouvrage de captage d'eau potable pour éviter sa pollution. Deux critères principaux sont pris en compte pour la mise en place des périmètres de protection : la vulnérabilité naturelle du milieu et la vulnérabilité induite. La

cartographie de la vulnérabilité environnementale présente un outil efficace pour limiter et contrôler les risques de dégradation de la qualité de ces eaux. La préservation qualitative des eaux souterraines consiste à élaborer des périmètres de protection afin de : supprimer et ne plus autoriser les rejets directs d'eaux usées (domestiques, agricoles, industrielles), ne plus tolérer le déplacement des rejets des substances polluants dans les zones d'alimentation, réglementer strictement le transport des produits toxiques pour éviter toute pollution ou dégradation accidentelle des eaux souterraines et diminuer les quantités de phosphates et nitrates rejetées par l'agriculture.

6. Conclusion

L'étude géologique et hydrogéologique du bassin versant souterrain permet de définir le type d'aquifère et sert de base à la délimitation du BAC et à la caractérisation des paramètres de vulnérabilité.

Le bassin d'alimentation d'un captage qui est le secteur en surface qui participe à l'alimentation du captage par l'infiltration directe des eaux ou par l'infiltration de cours d'eau, suit généralement la projection directe des eaux ou par l'infiltration de cours d'eau, mais il peut en différer par ajout ou retrait de zones en surface. Pour estimer l'aire d'alimentation d'un ouvrage captant, on utilise les méthodes suivantes : géométriques, analytiques, cartographie hydrogéologique et les modèles numériques.

CHAPITRE IV

METHODOLOGIE D'UNE PROTECTION ADEQUATE

Ce chapitre a pour but de présenter certaines méthodes d'analyse qui permettent de déterminer des aires de protection d'un ouvrage de captage à partir des données acquises sur le terrain.

1. Périmètre de protection de champs du captage

Le périmètre de protection d'un captage est défini après une étude hydrogéologique. Pour un captage ou un champ captant, trois zones concentriques sont définies pour éviter la dégradation de la ressource (Desbordes, 2001). Il définit un territoire comprenant la surface et le sous-sol autour d'un ouvrage à travers lequel les contaminants peuvent migrer et atteindre l'eau souterraine pompée par le captage (Karanta et al., 2001). En plus, délimite l'aire géographique à partir de laquelle toute particule d'eau atteint le captage endéans un temps de transfert spécifié (Rentier, 2002). La notion des périmètres de protection est largement traitée dans la littérature internationale (Lallemand-Barres et Roux, 1989 ; Paradis et al., 1998 ; Martel et al., 1999). Au niveau national, la nouvelle loi en Algérie du septembre 2005 (Journal Officiel n°60, Chap.3, Art.38-41) sur l'eau impose la mise en œuvre de trois périmètres de protection autour d'ouvrage de captage d'eau potable : un *périmètre de protection immédiate* (environnement proche) dont les terrains sont à acquérir en pleine propriété, un *périmètre de protection rapproché* à l'intérieur duquel peuvent être interdits ou réglementés toutes activités et tous dépôts ou installations de nature nuire directement ou indirectement à la qualité des eaux et le cas échéant, un *périmètre éloignée* à l'intérieur duquel peuvent être réglementés les activités, installations et dépôts ci-dessus mentionnée » (figure 4.1).

Le *périmètre de protection immédiate (PPI)*, contre une dégradation physique ou une introduction directe de polluants dans le captage (5 à 25 m depuis l'ouvrage de captage). Seules les interventions et activités en rapport avec le captage de l'eau sont autorisées dans cette zone. Toute interdiction vise à éviter des dégâts aux installations de captage ou une pollution directe de l'eau exploitée. La zone d'implantation du captage doit donc appartenir au service d'approvisionnement en eau et être clôturée. Le périmètre de protection immédiate est donc pour fonctions d'empêcher la détérioration des ouvrages de prélèvement et d'éviter que des déversements ou des infiltrations de substances polluantes se produisent à l'intérieur ou à proximité immédiate du captage. Compte tenu de l'accroissement général des risques de pollution, une grande surface offrira plus de garantie et permettra, en outre, une augmentation du

délai d'intervention face à une pollution venant de l'extérieur de la zone intégralement protégée. Un aménagement correct et un entretien efficace des ouvrages de captage complètent cette première mesure de protection.

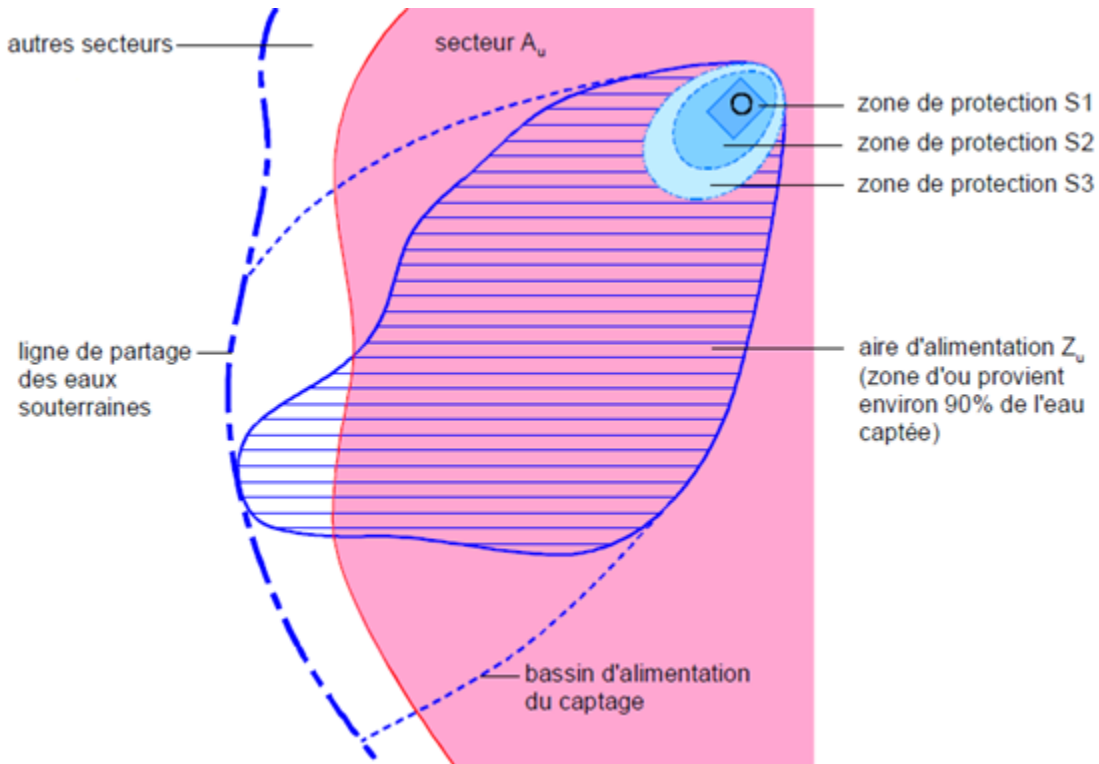


Fig. 4.1 Les trois types des périmètres de protection (OFEFP, 2004). Zone protection S1 (Périmètre immédiate), zone protection S2 (périmètre rapprochée) et zone protection S3 (périmètre éloignée).

Le *périmètre de protection rapprochée (PPR)*, contre une pollution bactériale ou virale (définie par un temps de transfert d'environ 50 jours pour aller jusqu'à l'ouvrage de captage, avec une distance d'au minimum 50 m depuis l'ouvrage). Il présente une zone intermédiaire, qui accepte des activités sans risques pour la ressource et le captage, ou des activités diminuant le risque de pollution. Sa surface varie selon la vulnérabilité du captage et de la ressource en eau, c'est-à-dire selon les caractéristiques de l'aquifère et le débit de pompage. La zone de protection rapprochée doit garantir qu'aucun microorganisme pathogène ne parvienne dans l'eau potable et que l'eau souterraine ne soit pas contaminée ou bloquée sur le dernier tronçon qu'elle parcourt avant le captage.

Le *périmètre de protection éloignée (PPE)*, contre les polluants persistants (généralement délimitée par la totalité du bassin d'alimentation). Il prolonge éventuellement le précédent pour renforcer la protection contre les pollutions permanentes ou diffuses. Ce périmètre se trouve entre la limite du périmètre de protection rapprochée et la limite de l'aire d'alimentation de la nappe aquifère. Il sera créé si l'on considère que l'application de la réglementation générale, même renforcée, n'est pas suffisante, en particulier s'il existe un risque potentiel de pollution que la nature des terrains traversés ne permet pas de réduire en toute sécurité, malgré l'éloignement du point de prélèvement. La zone de protection éloignée doit garantir que l'on dispose, en cas d'accident, de suffisamment de temps et d'espace pour écarter tout danger pour l'eau potable exploitée. Les entreprises qui représentent une menace pour les eaux souterraines (les stations d'essence par exemple) ne sont donc pas admises dans la zone de protection éloignée. Il est également interdit d'y laisser s'infiltrer les eaux usées et d'y extraire du gravier.

La délimitation de ces périmètres de protection est basée, d'une part, sur des critères hydrogéologiques qui permettent de justifier l'étendue de ces périmètres et, d'autre part, sur des critères environnementaux.

2. Critères de définition des périmètres de protection

(US EPA, 1987 ; Hadfield et Nicole, 2000 ; WHO, 2006 ; Carey et al., 2009) ; définit cinq critères de définition des périmètres de protection (*PDP*) : la distance, le rabattement, les limites d'écoulement, le temps de transfert et la capacité d'atténuation du sol. Les valeurs attribuées à ces critères représentent des limites minimales ou maximales pour lesquelles ils cessent de fournir un degré de protection adéquat. Ces critères peuvent être utilisés seuls ou de façon combinée.

La délimitation des *PDP* par le critère de distance repose sur la détermination d'un rayon ou d'une distance mesurée entre l'ouvrage de captage et un point donné de l'aquifère. Le critère de distance ne tient pas compte des processus d'écoulement et de transfert des contaminants. L'utilisation de la distance est basée sur l'expérience acquise dans des contextes hydrogéologiques similaires ou sur le jugement professionnel.

Il y a *rabattement* lorsque l'eau souterraine est retirée d'un aquifère par pompage. L'abaissement du niveau d'eau dans l'ouvrage de captage crée un gradient qui entraîne l'eau vers

le point de décharge. Ainsi, il se crée un cône de rabattement au voisinage d'ouvrage de captage (figure 4.2). La vitesse d'écoulement de l'eau souterraine (amplitude, direction) augmente à mesure que l'on s'approche de l'ouvrage de captage, ce qui a pour effet de diminuer le temps d'arrivée d'un contaminant au ouvrage de captage.

La *zone d'influence (ZI)* est la distance à partir d'ouvrage de captage où les changements du niveau de la nappe peuvent être attribués au pompage (figure 4.2). Dans un aquifère isotrope, homogène et sans gradient hydraulique appréciable, la zone d'influence est circulaire. Au contraire, dans un milieu hétérogène ou fracturé ainsi que dans un aquifère isotrope, homogène avec un gradient hydraulique, la zone d'influence est généralement elliptique ou irrégulière. La détermination des *PDP* basée sur ce critère consiste à utiliser les caractéristiques géomorphologiques, géologiques, hydrologiques et géochimiques de l'aquifère. Ce critère permet de définir la zone de contribution (*ZC*) ou aire d'alimentation d'un ouvrage de captage (figure 4.2). Le volume d'eau contenu à l'intérieur de la zone de contribution correspond à la quantité d'eau disponible pour l'ouvrage de captage. Il s'agit de la protection maximale attribuable à un captage.

Le *temps de transfert* est défini par le temps nécessaire à l'eau ou à un contaminant pour se déplacer d'un point d'entrée, à la surface du sol ou dans l'aquifère jusqu'à son arrivée à l'ouvrage de captage. À l'intérieur de la zone de contribution du captage, on définit des courbes de temps de transfert égaux appelées isochrones. Les aires formées par les différents isochrones sont appelées zones de transfert (*ZT*) (figure 4.2). Le temps de transfert peut tenir compte du transport en zone non-saturée et en zone saturée. Généralement, le temps de transfert en zone non-saturée est négligé et est utilisé comme coefficient de sécurité. Cependant, seul le temps de transfert advectif est considéré. Cependant, lorsque la dispersion d'un contaminant est importante, le temps de première arrivée devrait être utilisé.

La *capacité d'atténuation* des contaminants par le sol permet la réduction des *PDP* si la concentration du contaminant peut être réduite à un niveau acceptable avant d'atteindre l'ouvrage de captage. Les phénomènes permettant l'atténuation des contaminants sont la dilution, la dispersion, l'adsorption, la précipitation chimique et la dégradation biologique. Les aires de protection définies par ce critère sont appelées zones d'atténuation (*ZA*). S'il n'y a pas d'atténuation la forme que prend la zone d'atténuation est la même que la zone de transfert pour

un temps donné. S'il y a atténuation, la zone aura la même forme que la zone de transfert, mais sera plus petite en proportion de l'atténuation du contaminant (figure 4.2).

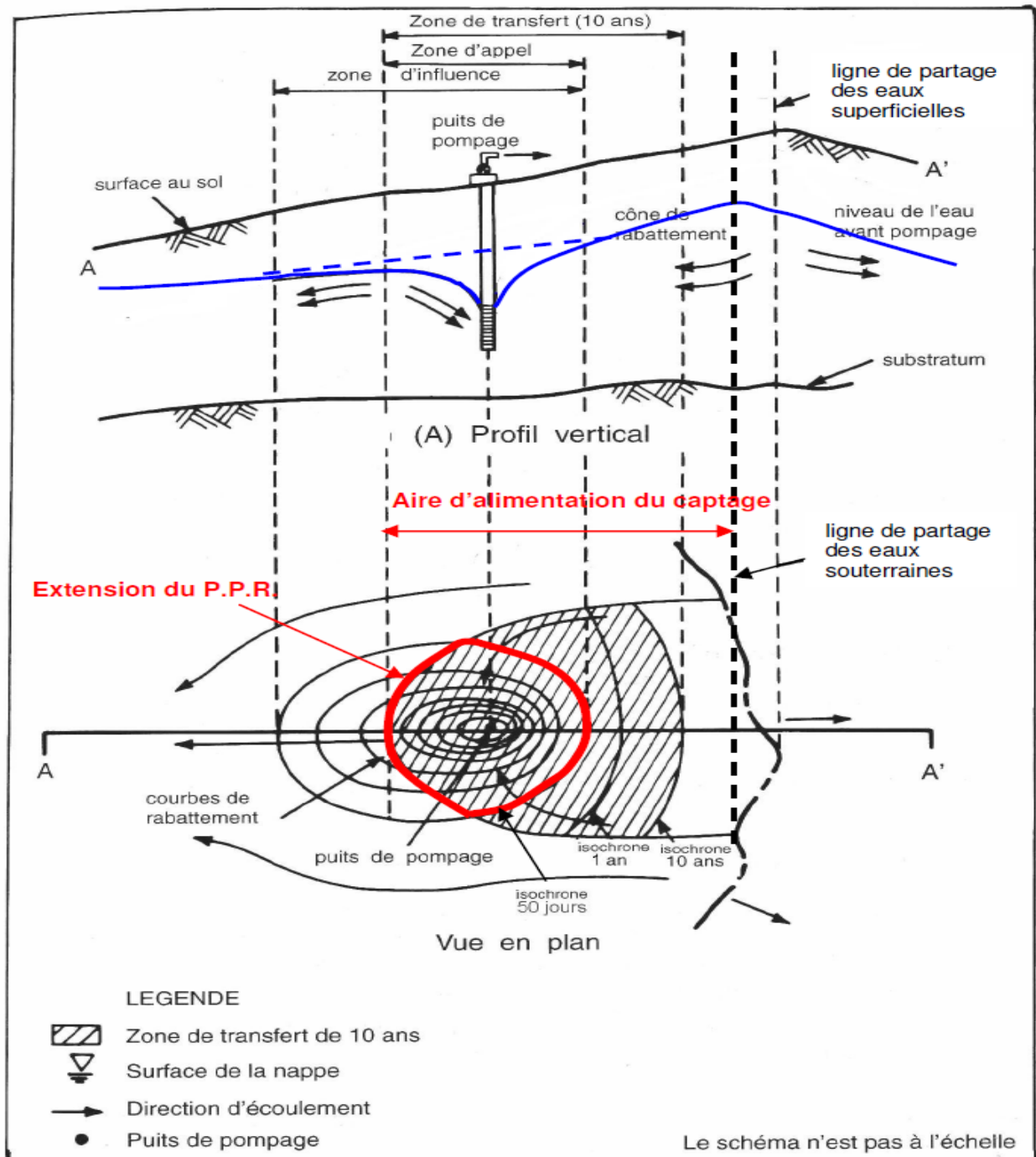


Fig. 4.2 Relation entre la zone d'influence, la zone de contribution ou aire d'alimentation, la zone de transfert et la zone d'atténuation d'après (US EPA, 1987).

3. Méthodes de délimitation des périmètres de protection

La délimitation d'un périmètre de protection autour d'un ouvrage de captage dépend des propriétés d'ouvrage de captage et des propriétés du système aquifère – conductivité hydraulique, porosité efficace, épaisseur saturée, conditions aux frontières, recharge, etc. Plusieurs méthodes ont déjà été mises en œuvre, pour délimiter les périmètres de protection autour d'un ouvrage de captage. Parmi celles-ci, on retrouve notamment les méthodes géométrique, méthodes analytique simple et modélisation numérique.

3. 1. Délimitation des périmètres de protection par méthodes géométrique

Le *Rayon arbitrairement fixée*, Cette méthode consiste à dessiner un cercle d'un rayon déterminé autour d'un ouvrage de captage protégée. Le rayon est soit fixé arbitrairement ou estimée à partir des hypothèses hydrogéologiques généralisées. Ce procédé présente certains avantages en ce qu'il est relativement économique et nécessite peu de connaissances techniques. Les inconvénients sont qu'il incarne un degré élevé d'incertitude, en particulier dans anisotrope, milieux hétérogènes, comme un aquifère karstique, et peut surestimer les zone des périmètres de protection. Il peut être approprié pour les menaces microbiennes ou physiques, ou peut-être comme une zone de périmètre de protection temporaire dans les étapes préliminaires de délimitation des périmètres de protection pour les problèmes de contamination chimique.

La *Formule de cylindre (Rayon Calculé)*, La méthode est basée sur une analyse en deux dimensions de l'équilibre de l'eau en supposant un écoulement régional (flux directionnel dans l'aquifère) négligeable (Figure 4.3). Si un flux est supposé radiale au ouvrage de captage dans une aquifère saturée d'épaisseur (b) constante, le cylindre qui correspond une isochrone de temps de transfert (t) présente un rayon déterminé (R) de telle sorte que toute particules dans ce cylindre, ou cela et au sein, prendre un maximum de t jours avant être pompé dans l'ouvrage de captage.

L'équilibre de l'eau pour la période t est (USEPA, 2000) :

$$R.\pi.r^2.t + n_e.\pi.r^2.b = Q.t \quad (4.1)$$

Où : R est la recharge de l'infiltration des précipitations (en m/jour), r est le rayon de périmètre de protection (en m), t est le temps de transfert (en jour), n_e est la porosité efficace de l'aquifère, b est l'épaisseur de l'aquifère saturé (en m) et Q est le débit d'exploitation (en m³/jour).

Le premier terme de cette équation représente l'infiltration de l'aquifère en raison de la recharge, et le deuxième terme représente l'eau contenue dans le cylindre.

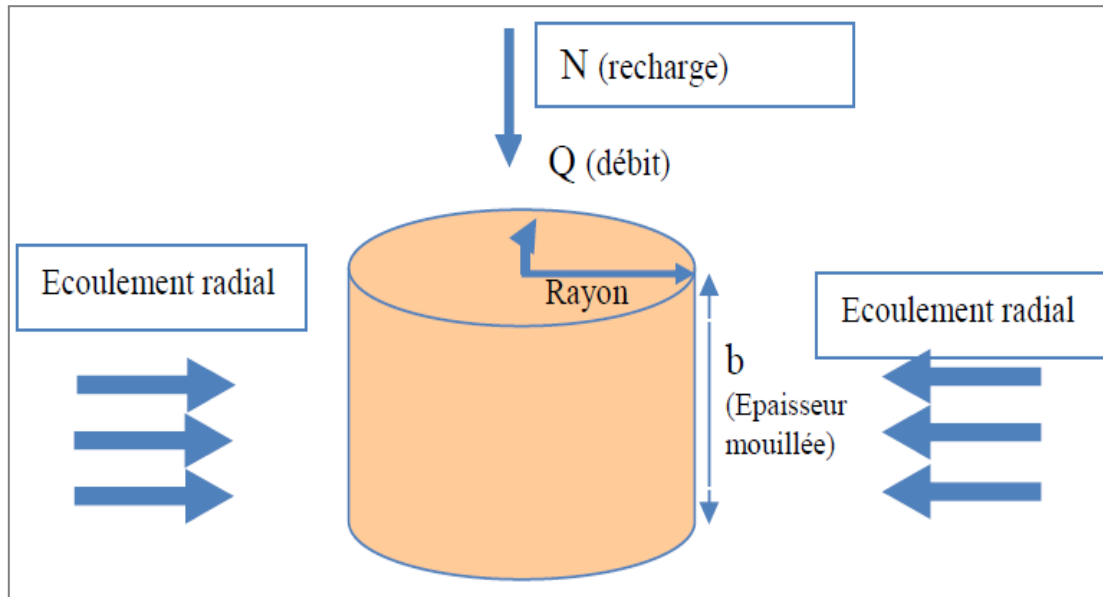


Fig. 4.3 Equilibre de l'eau pour un écoulement radial vers l'ouvrage dans une couche aquifère cylindrique limité par l'isochrone de temps de transfert t (Kraemer et al., 2000).

L'équation d'*infiltration* est un bilan de masse entre le volume d'eau extrait par l'ouvrage de captage et le volume d'eau rechargeant la partie de l'aquifère délimitée par la zone de contribution du captage. Cette équation assume un écoulement en régime permanent. Dans le cas d'un ouvrage captant, le volume d'eau extrait correspond au volume exploité (ou débit d'exploitation). La forme de la zone de contribution d'un ouvrage captant est un cercle de rayon défini par l'équation suivante :

$$r = \sqrt{\frac{Q}{\pi \cdot R}} \quad (4.2)$$

L'équation du *cylindre* est un bilan de masse entre le volume d'eau extrait par l'ouvrage de captage pour un temps donné et le volume d'eau contenu à l'intérieur d'un cylindre équivalent de l'aquifère entourant le captage. La forme de la zone de contribution d'un ouvrage est un cercle de rayon défini par l'équation suivante :

$$r = \sqrt{\frac{Q \cdot t}{\pi \cdot b \cdot n_e}} \quad (4.3)$$

3.2. Délimitation des périmètres de protection par méthodes analytique simple

Parmi les équations analytiques simples, l'équation d'écoulement uniforme (Todd, 1980), l'équation du temps de transfert avec la loi de Darcy (1856) et l'équation du temps de transfert de Bear et Jacobs (1965) ont été utilisées. Les équations d'écoulement uniforme et de temps de transfert de Bear et Jacobs sont deux solutions proposées par le *MENV* pour déterminer les périmètres de protection rapproché et éloigné (MEF, 1995). D'autres solutions analytiques simples existent pour représenter l'écoulement. Par exemple, Javandel et Tsang (1986) ont fait la superposition d'équations analytiques simples développées pour un seul ouvrage captant pour obtenir la zone de transfert d'un champ d'ouvrage captant à un temps infini. Grubb (1993) a généralisé les équations de Bear et Jacobs (1965) en termes de débit potentiel pour dériver des solutions analytiques simples dans des aquifères confinés, semi-captifs et de surface. Cette dernière solution permet de déterminer la zone de transfert d'un ouvrage de captage en régime permanent à un temps infini. Yang et al. (1995) ont adapté les travaux de Grubb (1993) pour déterminer la zone de transfert d'un ouvrage de captage à un temps fini, ainsi que la zone de transfert d'un champ d'ouvrage captant à un temps infini. Dans les équations de bilan de masse, l'équation d'infiltration et l'équation du cylindre ont été utilisées. Ces deux équations sont les équations de bilan de masse les plus couramment utilisées.

L'équation d'écoulement uniforme permet de calculer la zone de contribution d'un ouvrage de captage en régime permanent dans un champ d'écoulement uniforme (figure 4.4). Les hypothèses de base du modèle sont les suivantes :

1. l'aquifère est homogène, isotrope et infini latéralement ;
2. l'écoulement est en régime permanent ;
3. la couche formant la base de l'aquifère est parfaitement imperméable ;
4. l'aquifère ne reçoit aucune recharge verticale ;
5. la dispersion hydrodynamique est négligée ;
6. les gradients verticaux sont négligeables ;
7. l'ouvrage de captage pénètre complètement l'aquifère et est ouvert sur toute l'épaisseur saturée de l'aquifère ;
8. le débit de pompage est constant.

L'équation générale représentant la limite de la zone de contribution d'un ouvrage de captage est la suivante (Bear et Jacobs, 1965 ; Todd, 1980) :

$$-\frac{y}{x} = \tan\left(\frac{2.\pi.K.b.i}{Q}y\right) \quad (4.4)$$

Ou, y est la largeur de la zone d'alimentation (en m) à la distance x (m) du captage, x est la distance au captage (en m), K est le coefficient de perméabilité de la nappe (en m/s), b est l'épaisseur initiale de la nappe (en m), i est le gradient hydraulique naturel de la nappe au voisinage du captage, Q est débit prélevé dans l'ouvrage captant (en m³/s). Notez que la résolution analytique de l'équation (4.4) est difficile à obtenir, car elle contient deux inconnus (x et y). La solution est obtenue par des méthodes itératives.

À partir de l'équation (4.4) on obtient deux équations (USEPA, 1991) pour délimiter la zone de contribution à l'ouvrage de captage :

$$x_o = -\frac{Q}{2.\pi.K.b.i} \quad (4.5)$$

$$y_o = \pm \frac{Q}{2.K.b.i} \quad (4.6)$$

Pour un aquifère libre, l'épaisseur saturée $b = (h_1 + h_2)/2$, et le gradient hydraulique $i = (h_1 - h_2)/\Delta l$, où h_1 et h_2 sont les charges hydrauliques amont et aval à partir de la base de l'aquifère et le long d'une ligne de courant avant la mise en pompage ; Δl est la distance entre ces deux points.

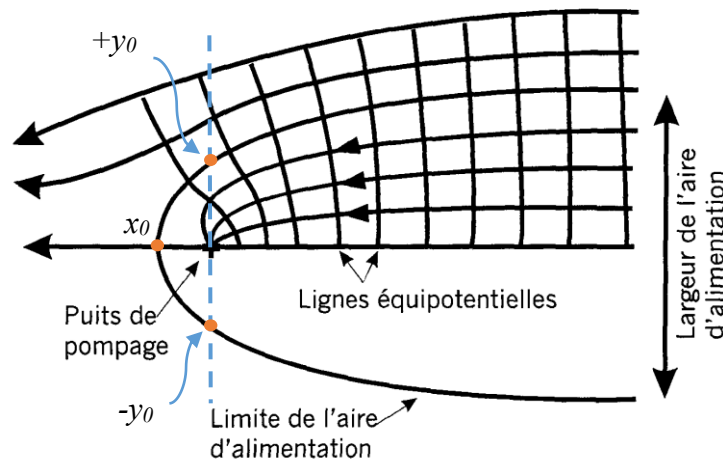


Fig. 4.4 Application de l'équation d'écoulement uniforme

La loi de Darcy (1856) décrivant la vitesse moyenne interstitielle peut être utilisée avec la relation temps-distance-vitesse pour calculer les zones de transfert à partir du temps de transfert :

$$v_{moy} = K.i / n \quad (4.7)$$

$$d = v_{moy}.t = t.K.i / n \quad (4.8)$$

La dernière équation est utilisée lorsqu'une carte piézométrique ou au moins trois points de mesure du niveau piézométrique disposés en triangles ont disponibles pour calculer le sens de l'écoulement et le gradient hydraulique.

Pour les mêmes hypothèses simplificatrices que l'équation d'écoulement uniforme, mais pour un temps fini, l'équation du temps de transfert de Bear et Jacobs (1965) est utilisée pour estimer les périmètres de protection rapprochés :

$$t = \frac{n_e d}{Ki} - \frac{Q n_e}{2\pi(Ki)^2 b} \ln \left(1 + d \frac{2\pi K b i}{Q} \right) \quad (4.9)$$

D'autre équation, développées afin d'estimer des valeurs de temps de parcours de l'eau souterraine, peuvent être utilisées pour déterminer les zones de transfert. Une équation analytique développée par Bear et Jacobs (Bear, 1979 à Lallemand-Barres et Roux, 1989). Les isochrones sont donnée en fonction des variables réduite par l'expression suivante :

$$t_R = \frac{X_R}{10} - \frac{1}{\pi} \ln \left(\cos \pi \frac{Y_R}{10} + \frac{X_R}{Y_R} \sin \pi \frac{Y_R}{10} \right) \quad (4.10)$$

Ou :

$$X_R = \frac{20.V.b}{Q} x \quad (4.11)$$

$$Y_R = \frac{20.V.b}{Q} y \quad (4.12)$$

$$t_R = \frac{2.T^2.i^2}{n_e.Q.b} t \quad (4.13)$$

V est la vitesse de Darcy (en m/h), Q est le débit de pompage continu fictive (en m³/h), n_e est la porosité efficace, b est l'épaisseur saturée de l'aquifère (en m), T est la transmissivité (en m²/h), i est le gradient hydraulique, t est le temps (en h) et Y_R , X_R , t_R sont des variables réduites.

Ces relations mathématiques considèrent uniquement l'écoulement horizontal ; elle néglige par exemple, le temps nécessaire à l'infiltration verticale. À cause de cette simplification, cette relation surestime nécessairement les dimensions du périmètre de protection rapprochée.

Le calcul des temps de transferts (isochrone) 1, 10, 50, 100, 200, 550 jours, permet d'estimer les vitesses de transferts au sein de la zone d'appel par les différentes méthodes. Ces méthodes consistent à calculer la distance correspondant à un temps de transfert, proposée comme étant la limite de périmètre de protection rapproché, Ce dernière vise à protéger le captage contre les sources de contamination bactérienne ou virale et correspond à une distance équivalente à un temps de transport de 200 jours (protection bactériologique) et 550 jours (protection virologique).

Le temps de transfert utilisé pour les calculs des aires de protection, dans la plupart des pays, est égale à 50 jours : c'est le temps minimal nécessaire à l'élimination d'une pollution bactériologique et permettant un délai d'intervention en cas de pollution chimique. Parmi ces méthodes, la méthode de Hofmann et Lillich, la méthode de Wyssling et La méthode d'EPA.

La Méthode de **Hofmann et Lillich (1973)**, C'est une méthode implique le calcul de l'isochrone de 50 jours en utilisant une méthode itérative et est particulièrement utile dans les cas où les données hydrologiques limitées sont disponibles. Strictement parlant, l'utilisation de cette méthode itérative est valable uniquement pour les aquifères ou des ouvrages de captage homogènes qui pénètrent complètement dans un aquifère. De plus, cette approche est basée sur le calcul numérique du gradient hydraulique dynamique à chaque point de la courbe de rabattement. La forme du retrait près d'un ouvrage de captage être approchée pour les aquifères libre (Todd, 1980), l'équation est donnée par :

$$(h - h_w)^2 = (h_0 - h_w)^2 \frac{\ln(r/r_w)}{\ln(r_0/r_w)} \quad (4.14)$$

Où h est la hauteur de la surface piézométrique abaissée au-dessus d'un plan de référence, en mètres, r est la distance entre le centre d'ouvrage de captage en mètres, h_w est la hauteur de la surface piézométrique dynamique dans l'ouvrage de captage à partir d'un plan de référence, en mètres, h_0 est la hauteur du (original) surface avant pompage piézométrique au-dessus d'un plan de référence, en mètres, r_0 est la distance horizontale entre le centre d'ouvrage de captage au début du rabattement, en mètres, et r_w est le rayon d'un ouvrage de captage en mètres.

En raison de la corrélation fonctionnelle entre la distance r d'un ouvrage de captage et la hauteur h de la courbe de rabattement, il est possible de calculer le gradient hydraulique dynamique moyen d'un point sur l'ouvrage de captage, en utilisant, l'équation (4.14). La distance à l'isochrone de 50 jours (E_{50}) est donnée par :

$$E_{50} = v_a \cdot 50.86400 \quad (4.15)$$

Par conséquent, E_{50} est directement proportionnelle à la vitesse d'écoulement de l'eau souterraine apparente, à son tour, est directement proportionnel au gradient hydraulique dynamique moyen. Il est par conséquent, l'objectif de trouver grâce à l'optimisation, la distance d'un ouvrage de captage, par laquelle le gradient hydraulique dynamique atteint seulement une certaine valeur, lorsqu'elle est utilisée pour calculer la vitesse d'écoulement de l'eau souterraine apparente, produit la même distance pour les isochrones de 50 jours.

La méthode de **Wyssling** (1979 à Lallemand-Barrès et Roux, 1989) est généralement appliquée pour la délimitation des périmètres de protection. À travers une formule mathématique, elle permet de calculer le temps de transfert (temps d'écoulement) d'une goutte d'eau souterraine située sur un point quelconque de l'aquifère jusqu'au captage et ainsi délimiter les isochrones nécessaires pour la définition des périmètres de protection en tenant compte du contexte hydrogéologique. Le seul phénomène pris en compte par cette méthode est l'absorption. Il a été conçu pour le dimensionnement des périmètres de protection dans les aquifères poreux est homogène mais présente un inconvénient de ne pas prendre en compte les hétérogénéités d'aquifère, il est donc moins précis pour les zones les plus reculées de l'absorption.

Pour résoudre la formule de Wyssling (1979) il faut d'abord connaître la valeur des paramètres hydrauliques suivants : gradient hydraulique i (sans dimension), débit d'exploitation Q (en m^3/s), conductivité hydraulique de l'aquifère K (en m/s), porosité efficace de l'aquifère n_e (sans dimension) et épaisseur de l'aquifère saturé b (en m).

Avec ces valeurs, il faut calculer les dimensions suivantes nécessaires pour la délimitation des zones de protection (Figure 4.5) :

Largeur du front d'appel en amont d'ouvrage captant pour un débit Q (en m) :

$$B = \frac{Q}{K \cdot b \cdot i} \quad (4.16)$$

Le rayon d'appel (X_0), correspondant à la distance en aval concernée par le pompage :

$$X_0 = \frac{B}{2\pi} \quad (4.17)$$

Largeur du front d'appel en aval d'ouvrage captant :

$$b = \frac{B}{2} \quad (4.18)$$

Pour calculer la valeur exacte de t :

$$t = \frac{X - X_0 \cdot \ln\left(1 + \frac{X}{X_0}\right)}{v_e} \quad (4.24)$$

Où t est le temps de transfert d'un point P_x sur l'axe d'écoulement de l'ouvrage de captage en jours et X est la distance d'un point P_x à l'ouvrage de pompage (X est une distance positive en amont et une distance négative en aval d'un ouvrage de captage) en mètres.

On développe l'équation (4.24), on obtient l'équation suivante :

$$t = \frac{1}{v_e} \left(X - X_0 \cdot \ln\left(1 + \frac{X}{X_0}\right) \right) \quad (4.25)$$

Quand on remplace les équations (4.17) et (4.19), on obtient l'équation suivante :

$$t = \frac{n_e}{Ki} \left(X - \frac{Q}{2\pi Kbi} \cdot \ln\left(1 + \frac{2\pi Kbi}{Q} X\right) \right) \quad (4.26)$$

L'équation précédente (4.26) a été utilisée aux USA par l'Environmental Protection Agency (EPA). La Méthode d'**EPA** (Environnement Protection Agency, 1990), C'est une méthode similaire à la méthode *Wyssling*, rapide et simple mais ne tiennent pas compte des hétérogénéités de l'aquifère. Elle consiste à déterminer la limite de la zone d'appel puis une limite en amont du captage correspondant à un temps de transfert souhaité.

L'écoulement vertical est considéré négligeable par cette méthode. Elle considère uniquement l'écoulement horizontal régional vers l'ouvrage de captage c'est-à-dire de la direction de l'écoulement (Bear et Jacobs, 1965). En tenant compte de l'écoulement régional naturel, il arrive qu'une partie de la zone d'influence du côté aval ne fasse pas partir de la zone d'appel. Ainsi, Garouni et Merzouk (2004) ont souligné que la zone à protéger en priorité contre une pollution due à une activité se situe en amont du captage. Le périmètre de protection rapprochée prend la forme d'une ellipse caractérisée par trois distances de protection (Verreault, 2003) (Figure 4.5) : la distance de protection dans la partie amont de l'ouvrage ou rayon amont (S_u), la distance de protection dans la partie aval de l'ouvrage ou rayon aval (S_o), et la distance de protection perpendiculaire à la direction de l'écoulement ou rayon perpendiculaire (D_p).

La distance de protection perpendiculaire à la direction de l'écoulement (D_p), c'est l'un tiers de la Largeur de l'ellipse qui représente l'isochrone calculé L_a .

3.4. Délimitation des périmètres de protection par modélisation

Logiciel WhAEM (Wellhead Analytic Element Model), Il s'agit d'un logiciel 2D, développé par l'EPA, basé sur la méthode des éléments analytiques (Haitjema, 1995). Ce modèle est en téléchargement libre sur le site de l'EPA (<http://www.epa.gov/athens/software/whaem/index.html>). (Version de 2005).

L'aquifère est supposé monocouche, homogène et isotrope. Le gradient régional est uniforme ainsi que la recharge. Des limites latérales peuvent être prises en compte. L'élévation de la base de l'aquifère est considérée constante. Le régime d'écoulement est supposé permanent.

Le logiciel permet de vérifier les résultats, en termes de charge hydraulique, à partir de données ponctuelles de terrain. Il est possible d'obtenir l'aire d'alimentation et les isochrones pour un temps de transfert donné à partir du tracé des lignes de courant. Il s'agit alors d'imposer pour la simulation un temps de transfert maximal égal à la valeur désirée.

WhAEM permet de tenir compte d'une recharge uniforme ainsi que de conditions aux limites d'alimentation ou imperméable. Cependant, l'aquifère doit toujours être considéré comme homogène et isotrope.

4. Conclusion

Les périmètres de protection visent à maintenir au captage une qualité d'eau compatible avec la production d'eau potable. Ils s'inscrivent dans l'objectif global de santé publique. Le but final est de délivrer au robinet du consommateur une eau répondant aux normes de potabilité que la législation impose.

L'élaboration des périmètres de protection du champ captant présente une tâche primordiale pour assurer la préservation de la qualité et la quantité de ces eaux destinées à l'alimentation en eau potable, hiérarchisés de la façon suivante :

Le périmètre de protection immédiate et le bon aménagement des captages préservent ceux-ci des risques d'introduction directe de polluants dans l'ouvrage de prélèvement ou à sa proximité, et le périmètre de protection rapprochée est destiné à préserver la qualité des eaux captées d'une dégradation de la qualité liée à une pollution ponctuelle et/ou accidentelle (et non pas diffuse).

CHAPITRE V

RESULTATS ET DISCUSSIONS

Nous avons investigué un champ captant contenant 24 ouvrages, situés à 70 km au Nord de la ville d'In Salah à proximité du Piémont du plateau de Tademaït. Il est limité à l'Est par l'oued Redjem et la route nationale N°01, à l'Ouest par l'oued Taïdjet, au Sud par la route nationale N°01, au Nord par le plateau du Tademaït.

1. Caractéristiques hydrodynamiques de la nappe

La carte piézométrique est la synthèse essentielle de l'étude hydrogéologique et hydrodynamique. Elle schématise la morphologie de la surface piézométrique de la nappe et permet d'obtenir des informations importantes sur le sens d'écoulement des eaux souterraines et le comportement hydrodynamique de l'aquifère. L'établissement de cette carte repose sur des mesures piézométriques à une période donnée.

Le traitement des données piézométriques d'ANRH de l'année 2007 en utilisant les logiciels Surfer nous a aidés à tracer la carte piézométrique du champ captant (figure 5.1). Cette dernière montre que la piézométrie présente une baisse de l'ordre de 15 m vers le Sud. De ce fait l'écoulement de Nord vers le Sud.

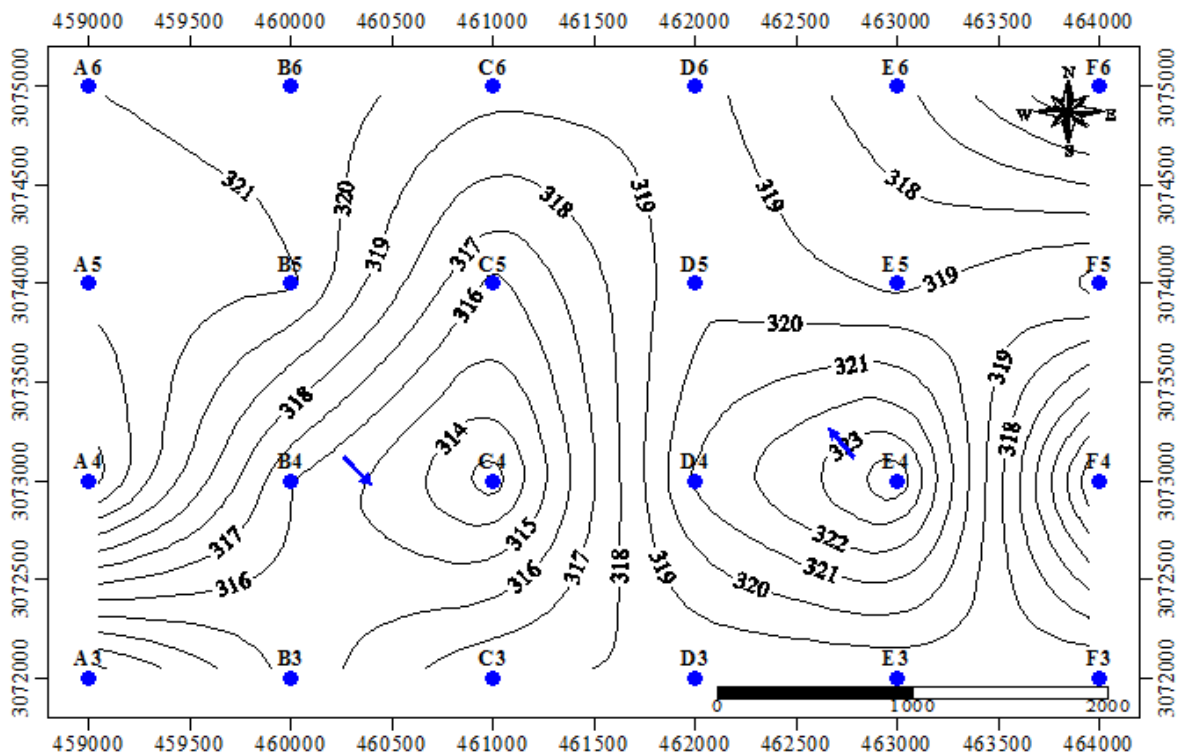


Fig. 5.1 La carte de la piézométrie du champ captant d'In Salah.

La carte piézométrique de référence élaborée au cours du projet du SASS (2003 a et b) montre que les 24 ouvrages du champ captant d'In Salah se trouvent entre les deux niveaux piézométriques 300 et 325 m.

Les caractéristiques hydrodynamiques des nappes sont généralement obtenues au moyen des tests portant sur les modifications du comportement hydrodynamiques dans le système Aquifère-Ouvrage captant, en réponse à une impulsion créée par un débit de pompage constant.

L'essai par pompage est l'un des moyens les plus utilisés pour connaître les caractéristiques du système Aquifère-Ouvrage captant, et déterminer les paramètres hydrodynamiques (perméabilité, transmissivité, coefficient d'emmagasinement) et les caractéristiques particulière de l'aquifère (structure, hétérogénéité, drainance...etc.).

L'épaisseur saturé de l'aquifère libre du Crétacé Inférieur peut être obtenue en superposant la carte en courbes isopieze et la carte d'égale valeurs du substratum. Tous les ouvrages dans le champ captant montrent une épaisseur saturée comprise entre 275 et 295 m. La valeur moyenne est de l'ordre de 285 m. La carte isopaque a été élaborée dans le cadre du projet SASS (2003b), confirme les résultats précédents que l'épaisseur du Continental Intercalaire dans la région d'étude varie entre 200 et 300 m.

D'une manière générale, la répartition statistique des transmissivité, montre une grande dispersion des valeurs. En effet, les valeurs maximales et minimales sont respectivement 0,0367 et 0,0112 avec une moyenne à 0,0254 m²/s environ. Les valeurs consignées dans le tableau (5.1). Ils augmentent du Sud au Nord, ceci revient probablement à l'influence de l'augmentation de l'épaisseur saturé de l'aquifère. La carte de transmissivité a été tracée au cours du projet du modèle du bassin occidental montre que les valeurs de la transmissivité dans la région d'étude oscillent entre 0,01 et 0,03 m²/s.

La perméabilité est donc définie comme étant le rapport entre la transmissivité et l'épaisseur saturée de l'aquifère. Elle représente l'aptitude d'un réservoir à se laisser traverser par l'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique (Castany, 1982), Le coefficient de perméabilité dépend à la fois des caractéristiques du réservoir (granulométrie, porosité efficace) et des caractéristique du fluide (viscosité, donc température, et masse volumique). Tous les ouvrages dans le champ captant montrent une perméabilité comprise entre $3,95 \cdot 10^{-5}$ et $1,35 \cdot 10^{-4}$ m/s avec une valeur moyenne est de l'ordre de $8,96 \cdot 10^{-5}$ m/s, les valeurs consignées dans le tableau (5.1). Ces faibles valeurs sont fortement influencées par les fortes proportions d'argile dans l'aquifère.

Tableau 5.1 Quelques valeurs des paramètres hydrodynamiques (T , b et K)

<i>Forages</i>	<i>X (m)</i>	<i>Y (m)</i>	<i>T (m²/s)</i>	<i>b (m)</i>	<i>K (m/s)</i>
A6	459000	3075000	0,0234	279,22	8,38E-05
B6	460000	3075000	0,0275	280,00	9,82E-05
C6	461000	3075000	0,0303	282,14	1,07E-04
D6	462000	3075000	0,0187	284,71	6,57E-05
E6	463000	3075000	0,0177	287,62	6,15E-05
F6	464000	3075000	0,0212	285,43	7,43E-05
A5	459000	3074000	0,0365	280,06	1,30E-04
B5	460000	3074000	0,0224	281,55	7,96E-05
C5	461000	3074000	0,0303	282,28	1,07E-04
D5	462000	3074000	0,0192	280,79	6,84E-05
E5	463000	3074000	0,0314	280,42	1,12E-04
F5	464000	3074000	0,0216	277,92	7,77E-05
A4	459000	3073000	0,0367	280,17	1,31E-04
B4	460000	3073000	0,0363	287,27	1,26E-04
C4	461000	3073000	0,0183	284,65	6,43E-05
D4	462000	3073000	0,0241	276,94	8,70E-05
E4	463000	3073000	0,0112	282,33	3,97E-05
F4	464000	3073000	0,0229	289,25	7,92E-05
A3	459000	3072000	0,0259	287,31	9,01E-05
B3	460000	3072000	0,0318	283,78	1,12E-04
C3	461000	3072000	0,0318	281,94	1,13E-04
D3	462000	3072000	0,0192	282,00	6,81E-05
E3	463000	3072000	0,0250	291,42	8,58E-05
F3	464000	3072000	0,0257	291,42	8,82E-05

La carte des coefficients d'emmagasinement du modèle SASS (OSS, 2003b) montre que le coefficient d'emmagasinement ou la nappe est libre est de l'ordre de 5 à 10 %, nous adopterons dans nos calculs la valeur moyenne de 7,5% comme valeur de la porosité efficace. OSS (2005), confirme cette valeur par l'extension des coefficients d'emmagasinement de la nappe libre est supérieur à 5%. Cette faible valeur de coefficients d'emmagasinement est due vraisemblablement au sous pression des formations argileuses.

2. Délimitation de la *PNAC* et du *BAC*

Comme indiqué dans le chapitre III (*Environnement d'un ouvrage de captage*), la délimitation du *BAC* nécessite préalablement de définir la *PNAC*. La *PNAC* correspond à l'ensemble des particules d'eau de la zone saturée qui atteignent le captage alors que le *BAC* est le lieu des points de la surface du sol contribuant à l'alimentation du captage.

L'aquifère alimentant le champ captant d'In Salah est formé de dépôts continentaux sablo-gréseux et sablo-argileux. Il constitue un aquifère continu contenant une nappe localement libre.

La portion de nappe alimentant le captage correspond à son bassin versant souterrain qui est la partie d'un aquifère simple ou complexe dans laquelle les eaux souterraines s'écoulent vers un même exutoire. Il est limité par une ligne de partage des eaux (crête piézométrique). Dans le cas présent d'un aquifère Crétacé Inférieur, la délimitation du *PNAC* est faite à partir d'une solution analytique simple permettant de déterminer la courbe enveloppe des lignes de courant atteignant l'ouvrage de captage (zone d'appel). Le calcul de la zone d'appel prend en compte, la transmissivité, le gradient hydraulique et le débit d'exploitation maximum de captage.

La coupe du schéma hydrogéologique présentée en figure 5.2 permet d'illustrer le fonctionnement hydrogéologique de la nappe captée qui est l'écoulement général de la nappe vers le Sud.

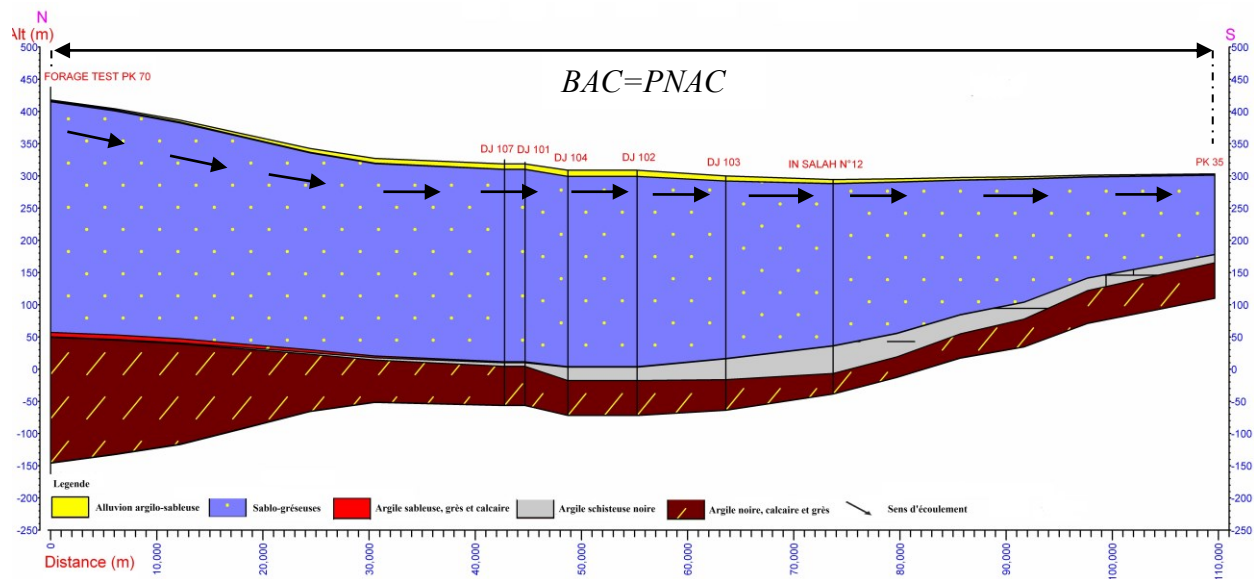


Fig. 5.2 Coupe hydrogéologique schématisée de N-S passant par le champ captant d'In Salah

Les limites de la *PNAC* sont donc établies à partir du calcul de la zone d'appel générée par les prélèvements AEP. La délimitation de la zone d'appel du captage peut être approchée avec l'utilisation des méthodes de Wyssling et Grubb. Cette méthode a été appliquée pour tous les ouvrages du champ captant et le tableau 5.2 représente les résultats du calcul pour déterminer

la limite de la *PNAC* pour chaque ouvrage captant. Un exemple (la figure 5.3 représente la *PNAC* qui alimente ouvrage captant numéro C4).

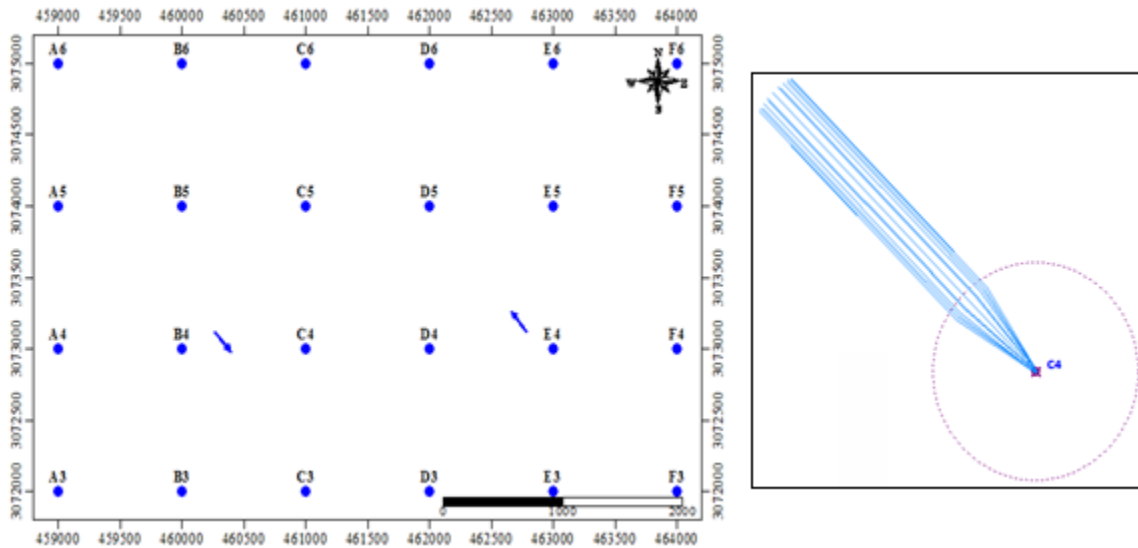


Fig. 5.3 Tracé la portion de nappe alimentant l'ouvrage captant *C4* avec *WhAEM2000* (Wellhead Analytic Element Model).

Le bassin d'alimentation d'un captage est le lieu des points de la surface du sol qui contribuent à l'alimentation du captage. Dans les cas simples, le bassin d'alimentation concerne un seul aquifère et correspond à la projection en surface. Les limites du BAC se superposent à la *PNAC* pour une nappe libre lorsqu'il n'y a pas d'apport extérieur (pertes cours d'eau, déversement terrasse) ou de sorties (drainages, pompages) susceptibles d'augmenter ou de réduire la surface de la *PNAC* (voir figure 5.2).

Tableau 5.2 Les résultats du calcul analytique par les méthodes de *Wyssling et Grubb*

Forages	b (m)	T (m^2/s)	K (m/s)	i	Q (m^3/s)	B (m)	B' (m)	A (m)
A6	279,22	0,0234	8,38E-05	0,005	0,0054	46,15	23,08	7,35
B6	280,00	0,0275	9,82E-05	0,005	0,0048	34,91	17,45	5,56
C6	282,14	0,0303	1,07E-04	0,005	0,0057	37,41	18,71	5,95
D6	284,71	0,0187	6,57E-05	0,005	0,0047	50,30	25,15	8,01
E6	287,62	0,0177	6,15E-05	0,005	0,0049	55,23	27,62	8,79
F6	285,43	0,0212	7,43E-05	0,005	0,0050	47,17	23,58	7,51
A5	280,06	0,0365	1,30E-04	0,005	0,0057	31,49	15,75	5,01
B5	281,55	0,0224	7,96E-05	0,005	0,0054	48,34	24,17	7,69

C5	282,28	0,0303	1,07E-04	0,005	0,0056	36,96	18,48	5,88
D5	280,79	0,0192	6,84E-05	0,005	0,0050	52,08	26,04	8,29
E5	280,42	0,0314	1,12E-04	0,005	0,0054	34,39	17,20	5,47
F5	277,92	0,0216	7,77E-05	0,005	0,0054	50,10	25,05	7,97
A4	280,17	0,0367	1,31E-04	0,005	0,0048	26,28	13,14	4,18
B4	287,27	0,0363	1,26E-04	0,005	0,0054	29,69	14,84	4,72
C4	284,65	0,0183	6,43E-05	0,005	0,0047	51,74	25,87	8,23
D4	276,94	0,0241	8,70E-05	0,005	0,0059	48,96	24,48	7,79
E4	282,33	0,0112	3,97E-05	0,005	0,0057	102,32	51,16	16,28
F4	289,25	0,0229	7,92E-05	0,005	0,0052	45,66	22,83	7,27
A3	287,31	0,0259	9,01E-05	0,005	0,0054	41,70	20,85	6,64
B3	283,78	0,0318	1,12E-04	0,005	0,0045	28,30	14,15	4,50
C3	281,94	0,0318	1,13E-04	0,005	0,0052	32,59	16,30	5,19
D3	282,00	0,0192	6,81E-05	0,005	0,0054	55,82	27,91	8,88
E3	291,42	0,0250	8,58E-05	0,005	0,0057	45,94	22,97	7,31
F3	291,42	0,0257	8,82E-05	0,005	0,0046	35,85	17,93	5,71

3. Evaluation de la vulnérabilité de l'aquifère

L'évaluation de la vulnérabilité est basée sur la méthode de conductivité électrique intégrée, *IEC* (Rottger et al., 2005), les paramètres pris en compte l'épaisseur de chaque couche sédimentaire au-dessus de l'aquifère supérieur et la conductivité électrique (σ_i) ou la résistivité (ρ_i) de chacune de ces couches. La méthode est bien détaillée dans mon travail qui a été publiée dans une revue internationale incluse dans le Science Citation Index, avec un *DOI* 10.1007/s12517-016-2489-4 (voir annexe n° 02).

4. Délimitation des périmètres de protection

D'une manière générale, le concept actuel des périmètres de protection des eaux souterraines est basé sur les paramètres suivants : temps de transfert (à cause des germes) et distance depuis l'ouvrage de captage. La protection la plus répandue à travers le monde contient le périmètre suivant :

Périmètre de Protection Immédiate (*PPI*), contre une dégradation physique ou une introduction directe de polluants dans le captage (5 à 25 m depuis l'ouvrage de captage). Périmètre de Protection Rapprochée (*PPR*), contre une pollution bactériale ou virale (définie par un temps de transfert d'environ 50 jours pour aller jusqu'à l'ouvrage de captage, avec une distance d'au minimum 50 m depuis l'ouvrage). Périmètre de Protection Eloignée (*PPE*), contre

les polluants persistants, généralement délimitée par la totalité du bassin d'alimentation (définie par une distance équivalente à un temps de transfert de 10 ans).

4.1. Choix des méthodes

La détermination de l'air d'alimentation et des aires de protection comporte toujours une part d'incertitude étant donné que la précision de l'information requise n'est jamais absolue et que le niveau des connaissances hydrogéologiques sur un système aquifère évolue avec le temps à mesure que des données supplémentaires deviennent disponibles.

Par ailleurs, le degré de précision varie d'une méthode à l'autre, pour cela, la combinaison de plusieurs méthodes doit être privilégiée. A la présence de logiciel adapté pour certaines méthodes, les méthodes retenues pour le calcul des périmètres de protection sont : Cylindre et Wyssling.

Méthode de cylindre :

Méthode du cylindre, est facile à utiliser et repose sur des principes hydrogéologiques simples qui nécessitent une technique d'expertise limitée. Cependant, cette méthode tend à surprotéger la zone en aval et à protéger la zone en amont parce qu'elle ne tient pas compte l'écoulement régional (Krijgsman et Ferreira, 2001).

Lorsqu'une étude de caractérisation de l'aquifère n'est pas en considération, la sensibilité intrinsèque à la contamination de l'aquifère qui aliment l'ouvrage captant doit être évaluée à au moins 500 mètres au-delà de la limite de périmètre de protection éloignée. La susceptibilité intrinsèque à la contamination doit être évaluée en considérant l'épaisseur et la perméabilité du matériau au-dessus de l'aquifère. L'épaisseur de la formation sus-jacente est importante, car tous les contaminants qui sont appliqués, déposés ou déversés sur ou près de la surface du sol seront moins atténués et atteindront un aquifère plus rapidement où les formations sont minces (OMOE, 2001).

Un exemple de calcul utilisé au ouvrage captant numéro C4, avec un débit $Q = 4090,18$ m³/j, porosité efficace $n_e = 0,075$ (7,5%) et l'épaisseur saturée $b = 284,65$ m, temps de transfert $T = 1$ jour, $T = 50$ jours, et $T = 10$ ans (3650 jours).

Le rayon pour $T=1$ jour ; $r_{1\text{jour}} = \sqrt{\frac{4090,18 \times 1}{3,1416 \times 284,65 \times 0,075}} = 7,81\text{m}$;

Le rayon pour T=50 jour ; $r_{50jours} = \sqrt{\frac{4090,18 \times 50}{3,1416 \times 284,65 \times 0,075}} = 55,22m$;

Le rayon pour T=10 ans ; $r_{10ans} = \sqrt{\frac{4090,18 \times 3650}{3,1416 \times 284,65 \times 0,075}} = 471,80m$

La limitation de cette méthode est qu'elle ne prend pas en compte le débit d'eau souterraine régional, provoquant un gradient hydraulique. Il ne peut donc être appliqué que dans les situations où une nappe phréatique horizontale initiale (avant pompage) est présente. Le cône de dépression dû au pompage sera alors un cercle autour d'ouvrage captant (Krijgsman et Ferreira, 2001).

Cette méthode a été appliquée pour tous les ouvrages du champ captant et le tableau 5.3 représente les résultats de la méthode de cylindre pour déterminer la limite du périmètre de protection à 1 jour, 50 jours et 10 ans pour chaque ouvrage captant. La moyenne du rayon du périmètre de protection à 1 jour est d'environ 8,33 m, pour 50 jours est d'environ 58,16 m et pour 10 ans est d'environ 496,95 m. A partir de ces résultats, il peut être recommandé que, en utilisant la méthode de cylindre, toute les installations industrielle et les périmètres d'irrigation sont interdite à une distance inférieure à 500 m d'ouvrage captant. Quand on prend un coup œil sur La figure 5.4, on observe une intersection entre la route nationale N°01 et la délimitation du périmètre de protection éloignée pour les ouvrages captant F3, 4, 5. Cette intersection mettre les ouvrages captant dans une situation grave et dangereuse, en cas où il y a un accident routier.

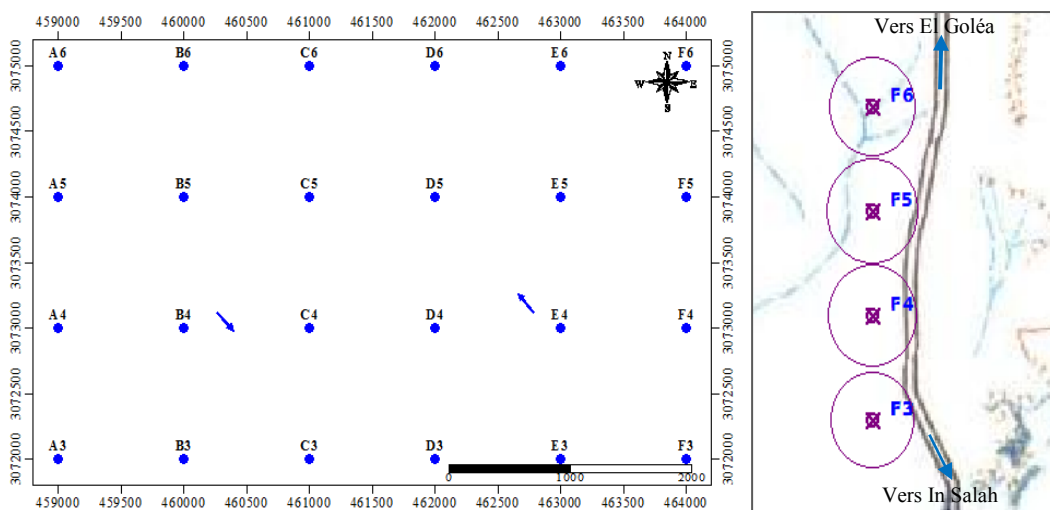


Fig. 5.4 L'intersection entre la route et le périmètre de protection éloignée

Tableau 5.3 Rayons du périmètre de protection (méthode du cylindre)

Forages	Q (m3/j)	b (m)	ne	PPI (r _{1jour})	PPR (r _{50jours})	PPE (r _{10ans})
A6	4665,60	279,22	0,075	8,42	59,55	508,77
B6	4147,20	280,00	0,075	7,93	56,06	479,01
C6	4897,15	282,14	0,075	8,58	60,69	518,54
D6	4063,39	284,71	0,075	7,78	55,03	470,20
E6	4223,23	287,62	0,075	7,89	55,82	476,93
F6	4320,00	285,43	0,075	8,01	56,67	484,21
A5	4965,41	280,06	0,075	8,67	61,34	524,07
B5	4677,70	281,55	0,075	8,40	59,38	507,32
C5	4838,40	282,28	0,075	8,53	60,31	515,29
D5	4320,00	280,79	0,075	8,08	57,14	488,20
E5	4665,60	280,42	0,075	8,40	59,42	507,68
F5	4675,10	277,92	0,075	8,45	59,75	510,48
A4	4167,07	280,17	0,075	7,95	56,18	480,01
B4	4655,23	287,27	0,075	8,29	58,64	501,03
C4	4090,18	284,65	0,075	7,81	55,22	471,80
D4	5097,60	276,94	0,075	8,84	62,50	533,99
E4	4950,72	282,33	0,075	8,63	61,00	521,19
F4	4516,99	289,25	0,075	8,14	57,57	491,85
A3	4665,60	287,31	0,075	8,30	58,70	501,56
B3	3888,00	283,78	0,075	7,63	53,92	460,69
C3	4477,25	281,94	0,075	8,21	58,05	495,99
D3	4630,18	282,00	0,075	8,35	59,03	504,33
E3	4961,95	291,42	0,075	8,50	60,11	513,58
F3	3980,45	291,42	0,075	7,61	53,84	459,99

Nous pouvons, aussi exprimée une relation entre les rayons du cercle correspondant au *PPR*, *PPE* et le rayon du cercle correspondant au *PPI* d'une manière très simple.

Le rayon du cercle correspondant au *PPI* est alors exprimé par l'équation suivante :

$$r_{1jour} = \frac{2\sqrt{2}}{5} \sqrt{\frac{Q}{n_e \times b}} \quad (5.1)$$

Le rayon du cercle correspondant au *PPR* est alors exprimé par l'équation suivante :

$$r_{50jours} = \frac{10}{\sqrt{2}} r_{1jour} \quad (5.2)$$

Le rayon du cercle correspondant au *PPE* est alors exprimé par l'équation suivante :

$$r_{3650jours} = \frac{85}{\sqrt{2}} r_{1jour} \quad (5.3)$$

Les *PPI*, *PPR* et *PPE* équivalents sont alors déterminés à partir des équations suivantes :

$$PPI = 2\pi \times r_{1jour} = \frac{4\pi\sqrt{2}}{5} \sqrt{\frac{Q}{n_e \times b}} \quad (5.4)$$

$$PPR = 2\pi \times r_{50jour} = \frac{20\pi}{\sqrt{2}} r_{1jour} \quad (5.5)$$

$$PPE = 2\pi \times r_{3650jour} = \frac{170\pi}{\sqrt{2}} r_{1jour} \quad (5.6)$$

Le tableau 5.4 représente les résultats des périmètres de protection immédiate, rapprochée et éloignée pour chaque ouvrage captant.

Tableau 5.4 Périmètres de protection immédiate, rapprochée et éloignée pour chaque ouvrage captant.

<i>Forages</i>	<i>Q (m3/j)</i>	<i>b (m)</i>	<i>ne</i>	<i>r_{1jour}</i>	<i>PPI (m)</i>	<i>PPR (m)</i>	<i>PPE (m)</i>
A6	4665,60	279,22	0,075	8,42	52,91	374,15	3196,73
B6	4147,20	280,00	0,075	7,93	49,82	352,26	3009,70
C6	4897,15	282,14	0,075	8,58	53,93	381,33	3258,10
D6	4063,39	284,71	0,075	7,78	48,90	345,79	2954,39
E6	4223,23	287,62	0,075	7,89	49,60	350,73	2996,64
F6	4320,00	285,43	0,075	8,01	50,36	356,08	3042,38
A5	4965,41	280,06	0,075	8,67	54,50	385,40	3292,86
B5	4677,70	281,55	0,075	8,40	52,76	373,08	3187,57
C5	4838,40	282,28	0,075	8,53	53,59	378,94	3237,69
D5	4320,00	280,79	0,075	8,08	50,77	359,02	3067,44
E5	4665,60	280,42	0,075	8,40	52,80	373,35	3189,88
F5	4675,10	277,92	0,075	8,45	53,09	375,40	3207,43
A4	4167,07	280,17	0,075	7,95	49,92	352,99	3015,99
B4	4655,23	287,27	0,075	8,29	52,11	368,46	3148,09
C4	4090,18	284,65	0,075	7,81	49,07	346,96	2964,42
D4	5097,60	276,94	0,075	8,84	55,54	392,69	3355,18
E4	4950,72	282,33	0,075	8,63	54,20	383,28	3274,74
F4	4516,99	289,25	0,075	8,14	51,15	361,70	3090,39
A3	4665,60	287,31	0,075	8,30	52,16	368,84	3151,37
B3	3888,00	283,78	0,075	7,63	47,91	338,79	2894,63
C3	4477,25	281,94	0,075	8,21	51,58	364,75	3116,39
D3	4630,18	282,00	0,075	8,35	52,45	370,88	3168,83
E3	4961,95	291,42	0,075	8,50	53,41	377,69	3226,95
F3	3980,45	291,42	0,075	7,61	47,84	338,27	2890,22

Les aires d'alimentation (*A*) des ouvrages captant à protéger sont estimées d'une manière suivante :

$$A_{PPI} = \pi \times r_{1\text{jour}}^2 = \frac{8\pi}{5} \frac{Q}{n_e \times b} \quad (5.7)$$

$$A_{PPR} = \pi \times r_{50\text{jour}}^2 = 80\pi \frac{Q}{n_e \times b} \quad (5.8)$$

$$A_{PPE} = \pi \times r_{3650\text{jour}}^2 = 11560\pi \frac{Q}{n_e \times b} \quad (5.9)$$

Le tableau 5.5 représente les résultats de l'aire d'alimentation pour protéger la limite du périmètre de protection à 1 jour, 50 jours et 10 ans pour chaque ouvrage captant.

Tableau 5.5 Aire d'alimentation (A_a) des forages à protéger

Forages	T= 1 jour		T= 50 jours		T= 3650 jours	
	r	A_a	r	A_a	r	A_a
A6	8,42	222,80	59,55	11139,80	508,77	944805328,19
B6	7,93	197,49	56,06	9874,46	479,01	837487398,65
C6	8,58	231,43	60,69	11571,65	518,54	981431958,38
D6	7,78	190,30	55,03	9514,86	470,20	806988236,75
E6	7,89	195,78	55,82	9788,92	476,93	830231935,88
F6	8,01	201,80	56,67	10090,04	484,21	855771278,52
A5	8,67	236,40	61,34	11819,87	524,07	1002483959,70
B5	8,40	221,52	59,38	11076,06	507,32	939398883,11
C5	8,53	228,54	60,31	11427,15	515,29	969176624,04
D5	8,08	205,14	57,14	10256,96	488,20	869928222,76
E5	8,40	221,84	59,42	11092,13	507,68	940762155,05
F5	8,45	224,29	59,75	11214,51	510,48	951141327,94
A4	7,95	198,32	56,18	9915,76	480,01	840989749,07
B4	8,29	216,07	58,64	10803,38	501,03	916272457,96
C4	7,81	191,59	55,22	9579,60	471,80	812478755,22
D4	8,84	245,43	62,50	12271,47	533,99	1040786102,56
E4	8,63	233,80	61,00	11690,15	521,19	991482181,30
F4	8,14	208,22	57,57	10410,99	491,85	882992547,93
A3	8,30	216,52	58,70	10825,94	501,56	918185304,06
B3	7,63	182,68	53,92	9133,84	460,69	774672339,22
C3	8,21	211,74	58,05	10586,95	495,99	897916050,87
D3	8,35	218,92	59,03	10946,24	504,33	928388321,72
E3	8,50	227,03	60,11	11351,40	513,58	962751565,70
F3	7,61	182,12	53,84	9106,02	459,99	772313505,69

Le changement de l'épaisseur b a un impact important sur le rayon calculé. La figure 5.5 montre qu'une diminution de l'épaisseur plus que le rayon est augment. Une telle influence au sein d'un véritable système aquifère est invraisemblable.

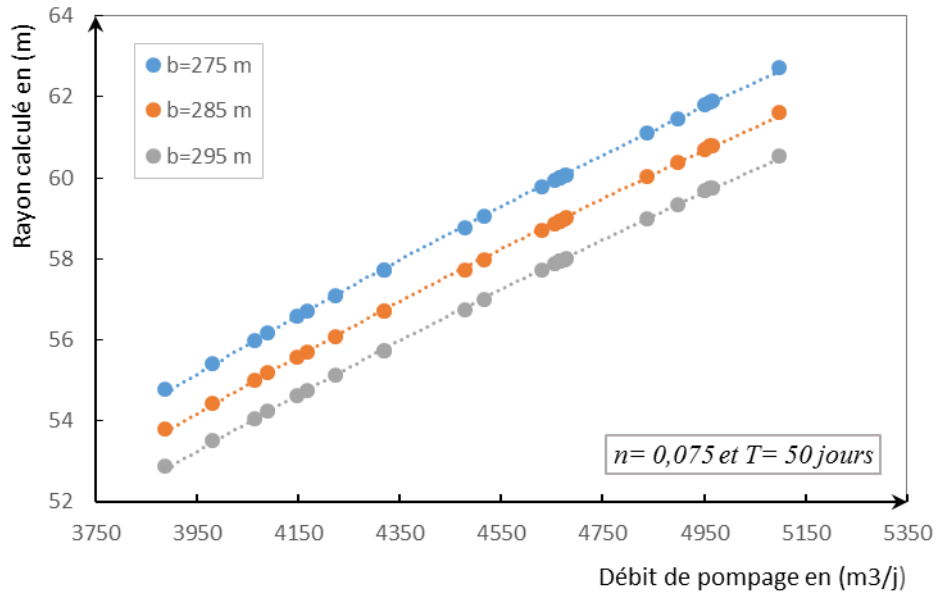


Fig. 5.5 Effet de l'augmentation de l'épaisseur d'ouvrage captant sur le rayon calculé

Méthode de Wyssling

Elle consiste à calculer à la fois la zone d'appel et le temps de transfert en tenant compte du contexte hydrogéologique ou intervenant les caractéristiques transmissivité T , perméabilité K , porosité efficace (ou le coefficient d'emménagement S assimilé à la porosité efficace).

Un exemple de calcul utilisé au ouvrage captant numéro C4, avec un débit $Q = 0,0047$ m³/s, porosité effective $n_e = 0,075$ (7,5%), gradient hydraulique $i = 0,005$ et l'épaisseur saturée $b = 284,65$ m, temps de transfert $T = 50$ jours.

La largeur du front d'appel en amont d'ouvrage captant

$$B = \frac{0,0047}{284,65 \times 6,43 \cdot 10^{-5} \times 0,005} = 51,74m ;$$

La largeur du front d'appel en aval d'ouvrage captant

$$b = \frac{51,74}{2} = 25,87m ;$$

Le rayon d'appel (X_o)

$$X_o = \frac{51,74}{2 \times 3,1416} = 8,23m ;$$

La vitesse effective d'écoulement v_e

$$v_e = \frac{6,43 \cdot 10^{-5} \times 0,005}{0,075} = 4,29 \cdot 10^{-6} m/s ;$$

La distance en amont sur l'axe d'écoulement (S_o)

$$S_o = \frac{18,52 + \sqrt{18,52(18,52 + 8 \times 8,23)}}{2} = 29,02m ;$$

La distance en aval sur l'axe d'écoulement (S_u)

$$S_u = \frac{-18,52 + \sqrt{18,52(18,52 + 8 \times 8,23)}}{2} = 10,51m ;$$

La distance perpendiculaire à la direction de l'écoulement (D_p)

$$D_p = \sqrt{(19,76)^2 - (19,76 - 10,51)^2} = 17,46m$$

La méthode analytique de Wyssling a été appliquée pour tous les ouvrages dans le champ captant. Les tableaux (5.6 et 5.7) représentent les résultats pour caractériser la zone d'alimentation et déterminer la limite du périmètre de protection rapprochée pour chaque ouvrage captant.

La moyenne des distances elliptiques du périmètre de protection rapprochée S_o , S_u et D_p est d'environ 35,54 m, 9,73 m, 18,60 m respectivement, pendant les distances elliptiques du périmètre de protection éloignée sont d'environ 1898,13 m, 14,03 m et 157,15 m respectivement (voir annexe n° 03). A partir de ces résultats, on peut recommander que, en utilisant la méthode analytique de Wyssling, toute les installations industrielle, les infrastructures, et les périmètres d'irrigation sont interdite dans les distances elliptiques S_o , S_u et D_p inférieurs à 2000 m, 15 m et 160 m respectivement autour d'ouvrage captant.

Tableau 5.6 Les résultats du calcul analytique par la méthode de *Wyssling* pour caractériser la zone d'alimentation.

<i>Forages</i>	$Q(m^3/s)$	<i>i</i>	$T(m^2/s)$	<i>b(m)</i>	<i>ne</i>	<i>B(m)</i>	<i>B'(m)</i>	$X_o(m)$
A6	0,0054	0,005	0,0234	279,22	0,075	46,15	23,08	7,35
B6	0,0048	0,005	0,0275	280,00	0,075	34,91	17,45	5,56
C6	0,0057	0,005	0,0303	282,14	0,075	37,41	18,71	5,95
D6	0,0047	0,005	0,0187	284,71	0,075	50,30	25,15	8,01

E6	0,0049	0,005	0,0177	287,62	0,075	55,23	27,62	8,79
F6	0,0050	0,005	0,0212	285,43	0,075	47,17	23,58	7,51
A5	0,0057	0,005	0,0365	280,06	0,075	31,49	15,75	5,01
B5	0,0054	0,005	0,0224	281,55	0,075	48,34	24,17	7,69
C5	0,0056	0,005	0,0303	282,28	0,075	36,96	18,48	5,88
D5	0,0050	0,005	0,0192	280,79	0,075	52,08	26,04	8,29
E5	0,0054	0,005	0,0314	280,42	0,075	34,39	17,20	5,47
F5	0,0054	0,005	0,0216	277,92	0,075	50,10	25,05	7,97
A4	0,0048	0,005	0,0367	280,17	0,075	26,28	13,14	4,18
B4	0,0054	0,005	0,0363	287,27	0,075	29,69	14,84	4,72
C4	0,0047	0,005	0,0183	284,65	0,075	51,74	25,87	8,23
D4	0,0059	0,005	0,0241	276,94	0,075	48,96	24,48	7,79
E4	0,0057	0,005	0,0112	282,33	0,075	102,32	51,16	16,28
F4	0,0052	0,005	0,0229	289,25	0,075	45,66	22,83	7,27
A3	0,0054	0,005	0,0259	287,31	0,075	41,70	20,85	6,64
B3	0,0045	0,005	0,0318	283,78	0,075	28,30	14,15	4,50
C3	0,0052	0,005	0,0318	281,94	0,075	32,59	16,30	5,19
D3	0,0054	0,005	0,0192	282,00	0,075	55,82	27,91	8,88
E3	0,0057	0,005	0,0250	291,42	0,075	45,94	22,97	7,31
F3	0,0046	0,005	0,0257	291,42	0,075	35,85	17,93	5,71

Tableau 5.7 Les résultats du calcul analytique par la méthode de *Wyssling* pour déterminer la limite du périmètre de protection rapprochée.

<i>Forages</i>	Q (m^3/s)	V_e (m/s)	$T_{50\text{ jours}}$ (s)	l (m)	S_o (m)	S_u (m)	r_p (m)
A6	0,0054	5,59E-06	4320000	24,14	34,43	10,30	18,83
B6	0,0048	6,55E-06	4320000	28,29	36,82	8,54	17,73
C6	0,0057	7,16E-06	4320000	30,93	40,11	9,18	19,19
D6	0,0047	4,38E-06	4320000	18,92	29,27	10,35	17,40
E6	0,0049	4,10E-06	4320000	17,72	28,61	10,89	17,65
F6	0,0050	4,95E-06	4320000	21,39	31,57	10,17	17,92
A5	0,0057	8,69E-06	4320000	37,53	45,76	8,22	19,40
B5	0,0054	5,30E-06	4320000	22,91	33,45	10,54	18,78
C5	0,0056	7,16E-06	4320000	30,91	40,01	9,09	19,07
D5	0,0050	4,56E-06	4320000	19,69	30,42	10,73	18,07
E5	0,0054	7,47E-06	4320000	32,25	40,89	8,64	18,79
F5	0,0054	5,18E-06	4320000	22,38	33,15	10,77	18,89
A4	0,0048	8,73E-06	4320000	37,73	44,78	7,05	17,77
B4	0,0054	8,42E-06	4320000	36,39	44,18	7,78	18,54
C4	0,0047	4,29E-06	4320000	18,52	29,02	10,51	17,46
D4	0,0059	5,80E-06	4320000	25,06	35,93	10,87	19,76
E4	0,0057	2,64E-06	4320000	11,42	25,83	14,41	19,29
F4	0,0052	5,28E-06	4320000	22,80	32,88	10,08	18,20
A3	0,0054	6,01E-06	4320000	25,96	35,63	9,67	18,56
B3	0,0045	7,47E-06	4320000	32,27	39,61	7,34	17,05

C3	0,0052	7,52E-06	4320000	32,48	40,75	8,27	18,36
D3	0,0054	4,54E-06	4320000	19,61	30,89	11,28	18,67
E3	0,0057	5,72E-06	4320000	24,71	35,02	10,32	19,01
F3	0,0046	5,88E-06	4320000	25,40	33,94	8,54	17,03

L'avantage de cette méthode analytique est qu'elle permet d'intégrer mieux les données hydrogéologiques locales et le comportement hydraulique que la méthode à rayon fixe. Un inconvénient de ce procédé est que des paramètres hydrauliques fixe (tels que la conductivité et le gradient hydraulique) doivent être appliqués uniformément au voisinage d'ouvrage captant lorsque ces paramètres peuvent en fait varier dans la région. Un autre inconvénient est l'incapacité à incorporer les effets des ouvrages de pompage à proximité. Comparativement à la méthode à rayon fixe, l'application d'une méthode analytique est techniquement plus impliquée (Richards et al., 1997).

Généralement, l'analyse de sensibilité est utilisée pour tester le degré de sensibilité des variables d'un système ou d'un modèle en appliquant des changements progressifs. Le «système» peut être physique et représenter l'ensemble du projet ou élément majeur. L'analyse détermine quelles variables sont les plus significatives ayant le plus d'impact sur les résultats et aide ainsi à choisir les paramètres optimaux ou la meilleure solution.

L'équation de la distance de protection en amont S_o a été testée pour déterminer si des anomalies apparaissent avec des combinaisons spéciales de paramètres. Pour chaque paramètre, une plage de valeurs entre les extrêmes supérieures et inférieures sont remplies, après quoi on voit, si la valeur calculée de S_o suit une tendance probable.

En outre, pour la distance de protection en aval, on a effectué une recherche S_u sur les limites possibles des plages d'un des paramètres d'entrée, en remplissant certaines valeurs extrêmes de chaque paramètre, car il pourrait être possible que des anomalies pour des valeurs élevées d'un des paramètres d'entrée. L'équation a été testée pour les anomalies avec chaque paramètre en remplissant les valeurs extrêmes et en voyant si la valeur calculée de S_u suit toujours la tendance attendue. A chaque paramètre, certaines variantes des autres paramètres ont été étudiées, car certaines combinaisons peuvent entraîner des anomalies, tandis qu'avec d'autres combinaisons des erreurs peuvent ne pas apparaître.

En dehors de la distance de protection en amont S_o et en aval S_u , il y a aussi la largeur de l'ellipse, qui est la distance de protection perpendiculaire (D_p) à la direction d'écoulement. Cette distance sera comprise entre les valeurs de S_o et S_u .

Pour le débit de pompage Q varie entre $0,0045 - 0,0059 \text{ m}^3/\text{s}$, Le reste des données est maintenu constant. Un ajustement linéaire a été établi entre le débit de pompage et les distances de protection en amont, en aval, et perpendiculaire. La figure. (5.6) représente les droites de régression des ajustements et montre que une relation convenable entre le débit de pompage Q et les distances de protection en amont S_o , en aval S_u et perpendiculaire D_p . quand on augment débit de pompage, les distances de protection automatiquement augment. Cet ajustement linéaire est apparaitre en différents équations :

$$S_o = 1443,8 \times Q + 27,82 \quad (5.10)$$

$$D_p = 1766,9 \times Q + 9,14 \quad (5.11)$$

$$S_u = 1443,8 \times Q + 2,01 \quad (5.12)$$

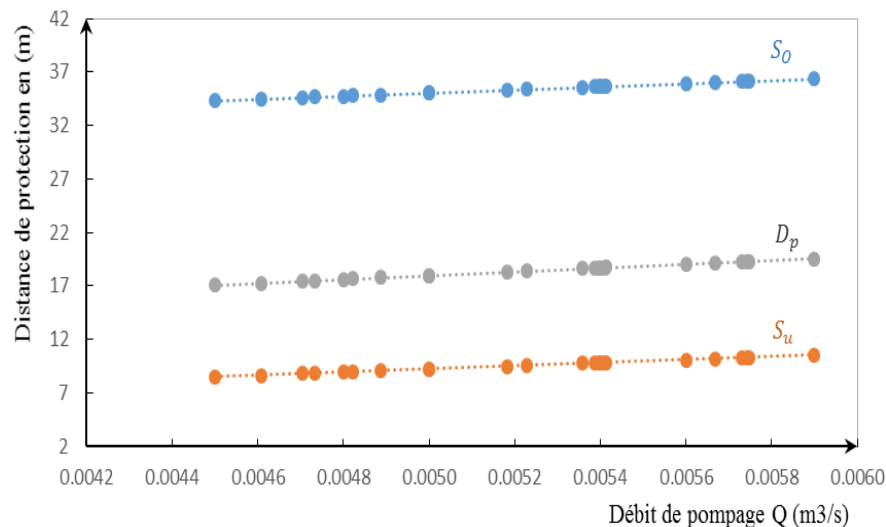


Fig. 5.6 La relation entre le débit de pompage (Q) et les distances de protection en amont S_o , en aval S_u et perpendiculaire D_p .

Pour la conductivité hydraulique varie entre 4.10^{-5} et $1,5.10^{-4} \text{ m/s}$, le reste des données est maintenu constant. Un ajustement linéaire a été établi entre la conductivité hydraulique et les rayons amont S_o , aval S_u et perpendiculaire D_p . La figure. (5.7) représente les droites de régression des ajustements et montre que une relation entre la conductivité hydraulique et rayons

amont S_o , aval S_u et perpendiculaire D_p . Le rayon amont augmente avec l'augmentation de la conductivité hydraulique, le rayon aval diminue avec l'augmentation de la conductivité hydraulique, et Le rayon perpendiculaire n'est pas affecté par la conductivité hydraulique. Cet ajustement linéaire est apparaitre en différents équations :

$$S_o = 225774 \times K + 15,31 \tag{5.13}$$

$$D_p = C^{te} = 18,40m \tag{5.14}$$

$$S_u = -62226 \times K + 15,31 \tag{5.15}$$

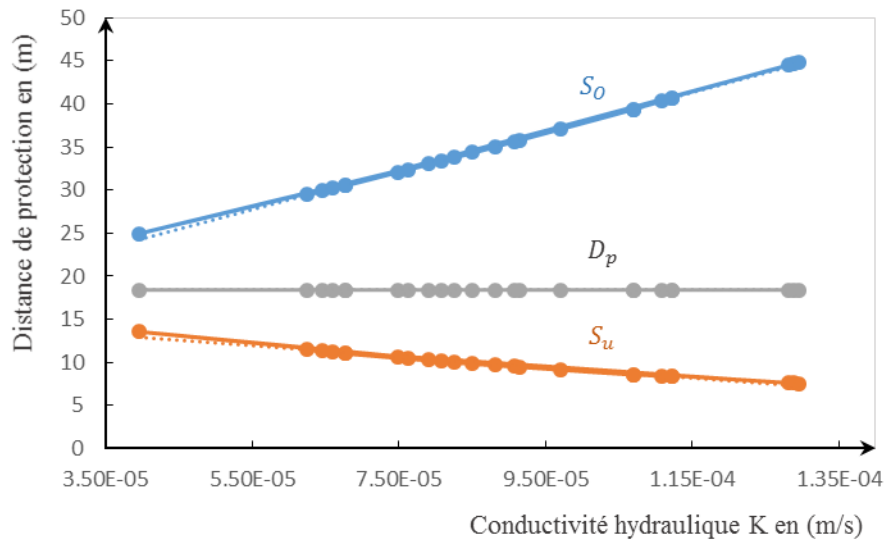


Fig. 5.7 La relation entre la conductivité hydraulique (K) et les distances de protection en amont S_o , en aval S_u et perpendiculaire D_p .

Pour l'épaisseur de l'aquifère (b) varie entre 275 - 295 m, Le reste des données est maintenu constant. Un ajustement linéaire a été établi entre l'épaisseur de l'aquifère et les rayons amont S_o , aval S_u et perpendiculaire D_p . La figure. (5.8) représente les droites de régression des ajustements et montre que une relation entre l'épaisseur de l'aquifère et rayons amont S_o , aval S_u et perpendiculaire D_p . ces dernières diminuent avec l'augmentation de l'épaisseur de l'aquifère. Cet ajustement linéaire est apparaitre en différents équations :

$$S_o = -0,0264 \times b + 42,87 \tag{5.16}$$

$$D_p = -0,0323 \times b + 27,56 \tag{5.17}$$

$$S_u = -0,0264 \times b + 17,06 \tag{5.18}$$

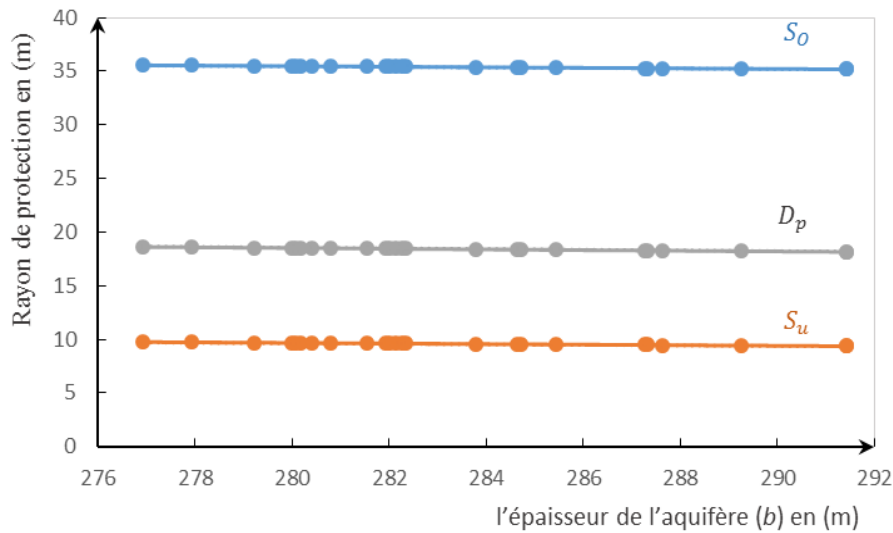


Fig. 5.8 La relation entre l'épaisseur de l'aquifère (b) et les rayons de protection en amont S_o , en aval S_u et perpendiculaire D_p .

En ce qui concerne les résultats de l'analyse sensible pour la méthode analytique de *Wyssling* a montré qu'il n'y a aucune limite supérieure ou inférieure sur les valeurs du débit de pompage, la conductivité hydraulique, et l'épaisseur de l'aquifère.

4.2. Simulations prévisionnelle de la nappe

La nappe de la région d'In Salah est actuellement exploitée d'une façon tolérable. D'après ces caractéristiques hydrodynamiques et son extension, elle présente des fortes potentialités. Par conséquent, trois champs captant été créé dans le cadre de l'alimentation en eau potable de la ville de Tamanrasset, pour assurer la couverture des besoins en eau, estimée à quelque 100 000 m³/j, de l'agglomération de Tamanrasset. Ces besoins correspondent à une population de 340 000 habitants et une dotation unitaire de 265 l/j/hab.

Afin de simuler l'effet d'exploitation de champ captant N°01, nous avons lancé des simulations prévisionnelles. Une simulation prévisionnelle de l'état de champ captant après 1 jour, 50 jours, et 10 ans d'exploitation. L'état de la nappe calculé au moyen du modèle (fig. 5.9, 5.10 et 5.11) montre un rabattement général de la nappe avec un rabattement moyen de l'ordre 10,8 ; 10,7 et 10,6 m pour les périodes de 1 jour, 50 jours et 10 ans respectivement et un rabattement maximum de l'ordre 17,1 m. l'étude a été élaborée par (ANRH, 2007), mentionné

que le rabattement à 25 km du champ captant probablement de l'ordre de 17,2 m, un autre étude a été faite par (OSS, 2003), mention que le rabattement à 25 km du champ est de l'ordre de 2,3 m.

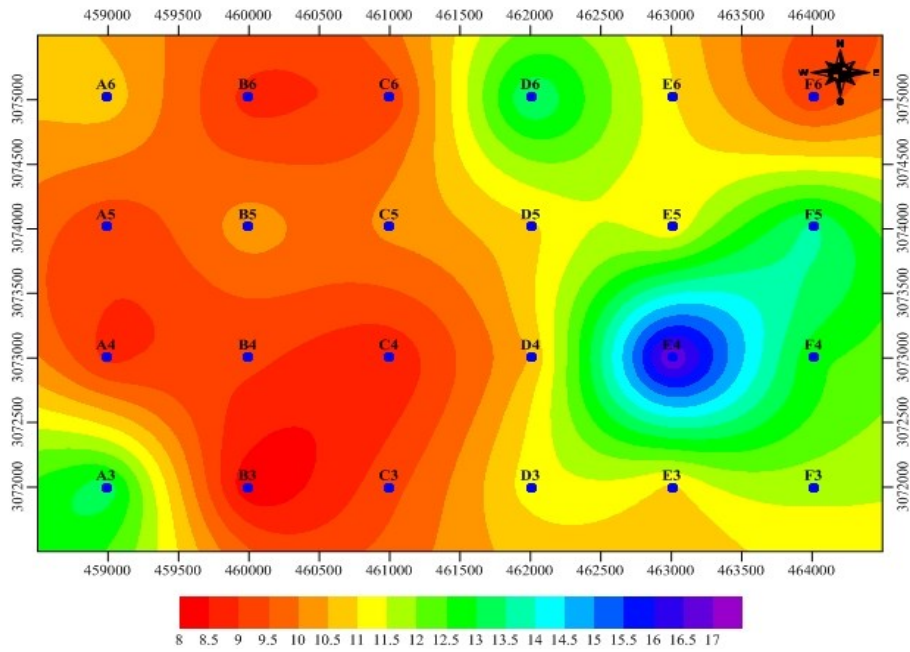


Fig. 5.9 Rabattements calculés après 1 jour d'exploitation du champ captant.

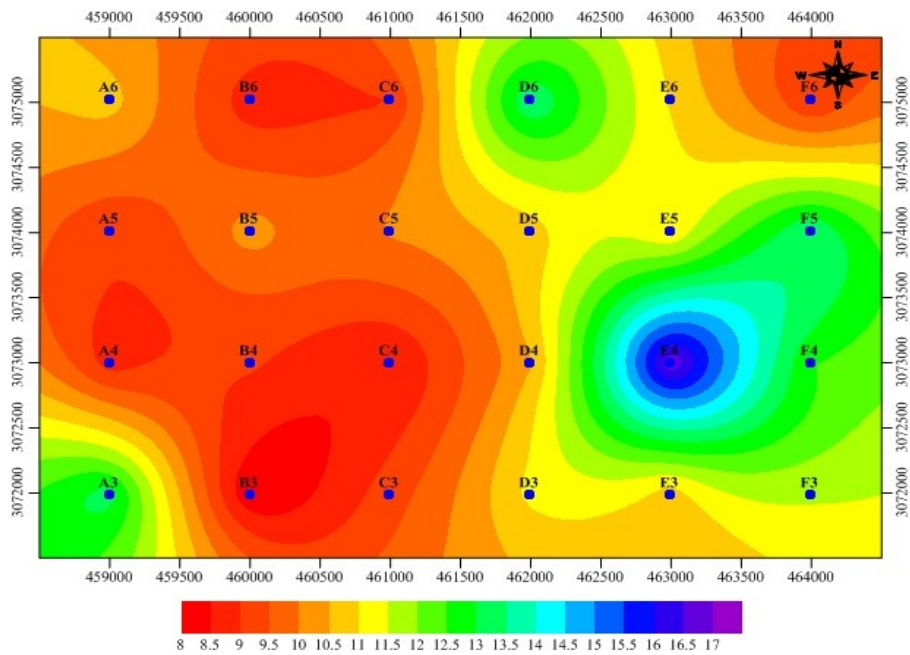


Fig. 5.10 Rabattements calculés après 50 jours d'exploitation du champ captant.

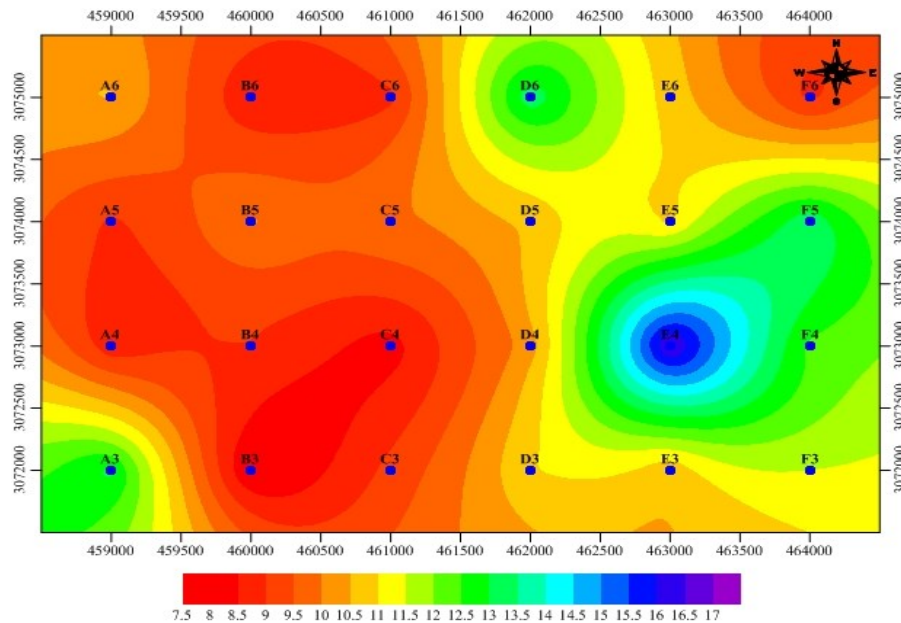


Fig. 5.11 Rabattements calculés après 10 ans d'exploitation du champ captant.

5. Conclusion

Identification et localisation du champ captant, avec leur potentialité quantitative, au niveau de 24 ouvrages, montrent que tous ces ouvrages à des faibles valeurs de perméabilité et de coefficients d'emmagasinement. Ces faibles valeurs sont fortement influencées par les fortes proportions d'argile dans l'aquifère.

Les limites du *BAC* se superposent à la *PNAC* pour une nappe libre lorsqu'il n'y a pas d'apport extérieur (pertes cours d'eau, déversement terrasse) ou de sorties (drainages, pompages) susceptibles d'augmenter ou de réduire la surface de la *PNAC*.

Une méthode analytique est qu'elle permet d'intégrer mieux les données hydrogéologiques locales et le comportement hydraulique qu'une méthode géométrique.

La nappe de dépôts continentaux sablo-gréseux et sablo-argileux d'une capacité assez grande a montré un effet dynamique plus faible en matière de rabattement. La création de champs captant et l'exploitation à long terme a montré un rabattement tolérable de l'ordre de 17 m après 10 années d'exploitation.

CONCLUSION GÉNÉRALE ET RECOMMANDATIONS

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le climat de la région d'In Salah est connu par son aridité marquée notamment par la faiblesse et l'irrégularité des précipitations d'une part, et par les amplitudes thermiques et les températures trop élevées d'autre part. Cette aridité ne se constate pas seulement en fonction du manque de pluies, mais aussi par une forte évaporation qui constitue l'un des facteurs climatiques majeurs actuels qui règnent dans la région.

La géologie de la région est très importante, Le Crétacés Inférieur qui est couvre la grande partie de la région d'étude, Le Crétacés Supérieur est couvre le Nord de la région, Sud de plateau Tademaït et le paléozoïque est couvre le Sud de la région et le Nord du Hoggar.

Continental Intercalaire, c'est un réservoir contenu dans les formations continentales grésos-argileuses du Crétacé inférieur. L'essentiel des réserves de cet énorme réservoir correspond à de l'eau infiltrée au cours des périodes pluvieuses du Quaternaire. Cette réserve d'eau doit être gérée comme une ressource minière épuisable.

L'écoulement de la nappe du CI se produit du piedmont de l'Atlas vers les zones des Foggaras au Sud. La nappe du CI est libre sur les zones d'affleurement ou se trouve notre région d'étude (In Salah), captive sous le M'Zab, le Tademaït, le Grand Sud tunisien et la Hamada AI Hamra, et artésienne dans l'Oued Rhir-Souf-Djerid-Fedjej. L'affleurement perméable utile du CI est le résultat de l'intersection des zones à nappe libre du CI avec les affleurements aquifères du CI. Pour la nappe du CI, la limite de la nappe libre correspond à la limite des affleurements du CI.

L'écoulement en milieux poreux est régi par une loi physique et peut être décrit par des équations différentielles aux dérivées partielles basées sur l'équation de Laplace. En effet, la loi de conservation de la masse établit que tout changement dans la masse qui s'écoule à travers un volume élémentaire de l'aquifère doit être compensé par un changement dans la masse contenue dans le volume.

Les essais de pompage ont pour but de caractériser les propriétés hydrauliques des aquifères. L'évaluation de ces propriétés hydrauliques se fait par l'interprétation des données de rabattement observées durant le pompage. L'interprétation des résultats d'un essai de pompage revient à ajuster un modèle conceptuel dont le comportement hydraulique est jugé similaire au système géologique aquifère sollicité, pour les environs de l'ouvrage de captage testé.

Identification et localisation du champ captant, avec leur potentialité quantitative, au niveau de 24 ouvrages situés à 70 km au Nord de la ville d'In Salah à proximité du Piémont du plateau de Tademaït, montrent que tous ces ouvrages à des faibles valeurs de perméabilité et de coefficients d'emmagasinement. Ces faibles valeurs sont fortement influencées par les fortes proportions d'argile dans l'aquifère.

La géophysique a permis de définir les formations résistantes et conductrices, et leur rôle dans l'évaluation de la vulnérabilité des aquifères à la pollution. La méthode a été adoptée pour l'évaluation de la vulnérabilité à la pollution de l'aquifère continentaux sablo-gréseux, elles tiennent compte de plusieurs facteurs, tels que le niveau d'eau, l'épaisseur, la conductivité hydraulique verticale, et la lithologie de la zone non saturé. L'analyse de carte obtenue a permis de distinguer trois zones de degré de vulnérabilité différent (faible, moyenne, et forte).

L'étude hydrogéologique du bassin versant souterrain a permis de définir le type d'aquifère et sert de base à la délimitation du *BAC*. Le bassin d'alimentation d'un captage qui est le secteur en surface qui participe à l'alimentation du captage par l'infiltration directe des eaux ou par l'infiltration de cours d'eau, suit généralement la projection directe des eaux ou par l'infiltration de cours d'eau, suit généralement la projection verticale de la portion de la nappe qui alimente le captage, mais il peut en différer par ajout ou retrait de zones en surface. Plusieurs méthodes permettent d'estimer l'aire d'alimentation d'un ouvrage captant. Parmi celles-ci, on retrouve les relations analytiques qui s'appliquent pour des milieux isotropes, homogènes, d'épaisseur constante, et d'une étendue latérale infinie, la cartographie piézométrique dont la qualité de l'estimation dépend de l'emplacement des piézomètres, la cartographie hydrogéologique et la modélisation numérique qui nécessite une bonne connaissance de la géométrie de l'aquifère.

Les limites du *BAC* se superposent à la *PNAC* pour une nappe libre lorsqu'il n'y a pas d'apport extérieur (pertes cours d'eau, déversement terrasse) ou de sorties (drainages, pompages) susceptibles d'augmenter ou de réduire la surface de la *PNAC*.

Les périmètres de protection visent à maintenir au captage une qualité d'eau compatible avec la production d'eau potable. Ils s'inscrivent dans l'objectif global de santé publique. Le but final est de délivrer au robinet du consommateur une eau répondant aux normes de potabilité que la législation impose.

L'élaboration des périmètres de protection du champ captant présente une tâche primordiale pour assurer la préservation de la qualité et la quantité de ces eaux destinées à l'alimentation en eau potable, hiérarchisés de la façon suivante :

Le périmètre de protection immédiate et le bon aménagement des captages préservent ceux-ci des risques d'introduction directe de polluants dans l'ouvrage de prélèvement ou à sa proximité, et le périmètre de protection rapprochée est destiné à préserver la qualité des eaux captées d'une dégradation de la qualité liée à une pollution ponctuelle et/ou accidentelle (et non pas diffuse).

La délimitation des périmètres de protection des captages d'eau souterraine destinés à l'alimentation en eau potable, constitue l'unique moyen pour la sauvegarde de la qualité naturelle de l'eau produite. Les dimensions des périmètres de protection immédiates, rapprochées et éloignées des ouvrages de captages ont été déterminés par la combinaison de plusieurs méthodes, dont celle de Wyssling. Cette méthode nécessite la connaissance de l'épaisseur de l'aquifère et de la perméabilité, du gradient, de la porosité efficace et du débit d'exploitation de l'ouvrage. Elle suppose l'existence d'un milieu homogène et infini avec un ouvrage captant unique. On commence généralement par calculer la largeur du front d'appel. Citée mais non utilisée, la formule de Hoffman et Lillich nécessite de disposer de mesures sur un piézomètre à proximité d'un forage lors d'un essai de pompage. Cette méthode itérative nécessite la connaissance du rayon d'influence et du rayon du forage, de la distance entre le forage et le piézomètre et de mesures piézométriques effectuées sur le forage et le piézomètre durant l'essai de pompage.

Enfin, quelle que soit la méthode utilisée, les périmètres de protection fournissent une aide à la décision (concernant les activités permises ou non dans les zones de protection).

La mise en œuvre d'un modèle nécessite la connaissance et donc le cas échéant l'acquisition de nombreuses données. Celles-ci sont bien entendu destinées à la réalisation du modèle mais, avant cela, elles doivent permettre de comprendre le fonctionnement du système (sous forme d'hypothèses à valider a posteriori par le modèle). La phase de conceptualisation est essentielle, notamment pour la définition des conditions aux limites.

La gestion du périmètre immédiat et celle du périmètre éloigné sont relativement faciles, mais la gestion du périmètre rapproché est la plus délicate, en raison des contraintes qui sont imposées aux occupants de l'espace.

Un certain nombre de recommandations peut être proposé, afin de stopper la dégradation de la qualité des eaux souterraines et de mettre en place un dispositif de surveillance, ainsi :

- réaliser d'autres essais de pompages, sur toute la nappe, afin d'enrichir les données de base, pour perfectionner le modèle hydrodynamique ;
- Eviter l'installation des zones industrielles sur des sites à forte vulnérabilité et de s'orienter plus vers les zones à faible vulnérabilité ;
- Réaliser un traitement préalable des rejets avant qu'ils n'atteignent les oueds et surveiller en permanence la qualité des eaux au niveau de l'oued ;
- Pour le stockage des produits industriels, il est conseillé de les mettre sur des sites imperméables (terrains argileux), ou d'installer un système des couches isolantes entre les produits et la nappe ;
- Eviter l'implantation des ouvrages d'AEP au niveau des berges des oueds, car cela produirait un abaissement du niveau piézométrique dans l'ouvrage et un écoulement des eaux de l'oued vers la nappe, ce qui amènerait une modification de la qualité des eaux de la nappe ;
- Eviter l'implantation des ouvrages d'AEP au niveau de la route ;
- La mise en place de périmètres de protection n'est pas suffisante pour assurer une protection efficace, elle doit être complétée par la construction de stations de traitement des effluents dans les zones à forte activité industrielle ;
- Un projet d'exploitation d'eau souterraine devrait exiger une étude socio-économique préalable pour définir les conditions de rentabilité non seulement économique mais sociale pour l'AEP, et impacts environnementale du projet par rapport à la solution de ne rien faire ou à d'autres alternatives possibles ;
- A la lumière de cette étude et d'un point de vue économique, on propose des solutions pour économiser l'eau, parmi les stratégies envisagées on peut citer : Utilisation des techniques modernes (Barrage inféro-flux et retenue collinaire) dans la région de Tamanrasset pour récupérer l'eau stocké et réutilisée en consommation humaine, l'irrigation et l'industrie.

En conclusion, la prévention reste le seul moyen efficace pour lutter contre la pollution des eaux et pour la protection des ressources en eau.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BIBLIOGRAPHIE

1. **Aller L, Bennet T, Lehr JH, Petty RJ, Hackett G (1987)** DRASTIC: A standard system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeologic settings. EPA/600/2-85/018. US Environmental Protection Agency, Ada, Oklahoma 455pp.
2. **ANRH (Agence nationale des ressources hydrauliques) (2007)** Champ de captage In Salah, Direction régionale Sud-Ouest Adrar, Rapport technique 63p.
3. **Baalousha H (2006)** Vulnerability assessment for the Gaza Strip, Palestine using DRASTIC. *Environ Geol* 50:405-414.
4. **Baba Sy M (2005)** Recharge et paléorecharge du système aquifère du Sahara septentrional, région Algérie, Tunisie et la Lybie. Thèse de doctorat d'état. Université El Manar, Tunisie 261p.
5. **Baba Sy M, Besbes M (2006)** Holocene recharge and present recharge of the Saharan Aquifers. A study by numerical modeling. Colloque international - Gestion des grands aquifères -30 mai-1^{er} juin 2006, Dijon, France.
6. **Banton O, Bangoy ML (1999)** Hydrogéologie : multiscience environnementale des eaux souterraines. Presses de l'Université du Québec, 460 p.
7. **Banton O (1998)** PARAPOL : Logiciel analytique pour la détermination de l'aire d'alimentation. INRS-EAU.
8. **Bear J, Jacobs M (1965)** On the movement of the water bodies injected into aquifers. *Journal of Hydrology*, 3, pp. 37-57.
9. **Bear J (1972)** Dynamic of Fluids in the Porous Media. American Elsevier, New York, NY, 764p.
10. **Bear J (1979)** Hydraulics of groundwater. Mc Graw- Hill, New York.
11. **Bear J, Verruijt A (1987)** Mathematical and Numerical Modelling of Groundwater Flow and Pollution. Book published by Reidel Book Co., Netherlands, 414 pp.
12. **Belitz K, Bredehoeft JD (1990)** Role of Confining Layers in Controlling Large-Scale Regional Groundwater Flow, pp. 7-17, H. Heise, Hannover, Germany.
13. **Benabdallah EM (2010)** Mouvement des eaux souterraines et des ions majeurs dans une argile Champlain depuis sa formation. Ph. D., École Polytechnique de Montréal, Montréal, Canada.

- 14. BERE GH (Bureau d'étude et réalisation en génie civil et hydraulique) (2008)** Etude géophysique par prospection électrique de la zone N°1 Oued Souf dans la région d'In Salah, rapport 29p.
- 15. Bernoulli D (1738)** Hydrodynamica. Sumptibus Johannis Reinholdi Dulsecker.
- 16. Beven K (2001)** How far can we go in distributed hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences* 5(1), 1-12.
- 17. Bezelgues S, Des Garets E, Mardhel V, Dörfliger N (2002)** Cartographie de la vulnérabilité des nappes de Grande-Terre et de Marie-Galante - Guadeloupe Phase 1. RP-51783-FR.
- 18. Bonnet M (1982)** Méthodologie des modèles de simulation en hydrogéologie, thèse de doctorat d'état en science, INP de lorraine Nancy (France).
- 19. Boussinesq J (1904)** Recherches théorique sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. *J. Math. Pure Appl.* 10 (5): 5-78.
- 20. Bradbury KR, Muldoon MA (1994)** Effects of fracture density and anisotropy on delineation of wellhead protection areas in fractured-rock aquifers. *Applied Hydrogeology*, 3, pp. 17-23.
- 21. BRL ingénierie (1998)** Etude du Plan directeur général de développement des régions sahariennes - Connaissances d'Ensemble. Rapport, ANRH, Alger, Algérie.
- 22. Burdon DJ (1977)** Flow of fossil groundwater. *Q. J. Eng. Géol.* Vol.10. 97-124, 11 fig. 6 tabl.
- 23. Bussard T (2005)** Méthodologie de dimensionnement des zones de protection des captages d'eaux souterraines contre les polluants chimiques persistants, thèse de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 162 p.
- 24. Busson G (1970)** Le Mésozoïque saharien. 2ème partie : Essai de synthèse des données des sondages Algéro-tunisiens. Edit., Paris, « Centre Rech. Zones Arides », Géol., 11, 811p. Ed. C.N.R.S.
- 25. Carey M, Hayes P, Renner A (2009)** groundwater source protection zones- Review of Methods. Environment Agency Science Report: SC070004/SR1, UK Environment Agency, 101p.

- 26. Casas A, Himi M, Diaz Y, Pinto V, Font X, Tapias JC (2008)** Assessing aquifer vulnerability to pollutants by electrical resistivity tomography (ERT) at a nitrate vulnerable zone in NE Spain. *Environ Geol* 54:515-520.
- 27. Castany G (1967)** *Traité pratique des eaux souterraines*. 2^e édition, Dunod 661 p.
- 28. Castany G, Margat J (1977)** *Dictionnaire français hydrogéologie*. Edit. BRGM, 249p.
- 29. Castany G (1982)** *Principes et méthodes en hydrogéologie*. Dunod édit. Paris. pp.173 - 187.
- 30. Civita M (1994)** *La carte della vulnerability degli acquiferi all' inquinamento*. Teoria and Practica. Pitagora, Bologna, p. 325.
- 31. Civita M, De Regibus C (1995)** *Sperimentazione di alcune metodologie per la valutazione della vulnerabilità degli acquiferi [Development of a methodology for the assessment of aquifer vulnerabilità]*. *Q Geol Appl Pitagora* 3:63-71.
- 32. Cloutier V, Lefebvre R, Savard M, Thérien T (2001)** *Analyse statistique multi variable de l'Hydrogéochimie régionale des Aquifères Fractures du Sud-ouest du Québec : 54th Canadian Geotechnical Conference, Calgary, 2001 (p. 1068-1076)*. Calgary CGC.
- 33. CNFSH (Comité National Français des Sciences Hydrologiques) (1998)** *travaux et documents de la commission de terminologie N°5, contributions au dictionnaire des sciences hydrologiques et Miscellanées*. 72p.
- 34. Commission on Geosciences, Environment, and Resources (2000)** *Natural attenuation to groundwater remediation*. Washington: National Academy Press, U.S.A.
- 35. Conrad G (1969)** *L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien (Saoura, erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Mouydir)*. Centre de recherche sur les zones arides. Série géologie n°10, CNRS, Paris, 527 p.
- 36. Cooper HH, Jacob CE (1946)** *A generalized graphic al method for evaluating formation constants and summarizing well field history*, *Am. Geophys. Union Trans.*, vol.27, pp.526-534.
- 37. Cornet A (1961)** *Initiation à l'hydrogéologie saharienne*. *Hydraulique et équipement rural*. Service des études scientifiques. Rapport, Alger, Algérie. 108 p.
- 38. Cornet A (1964)** *Introduction à l'hydrogéologie saharienne*. *Rev Géogr Phys Géol Dyn* 6:5-72
- 39. Crivert (2003)** *La cartographie régionale de la vulnérabilité des eaux souterraines : un outil pertinent d' aide à la prise de décision en matière d'aménagement du territoire*. Synthèse

réalisée pour la Commission environnementale de stratégie Saint-Laurent par le groupe écologique CRIVER, 1-28. www.rocler.qc.ca/ziphsl/index.htm.

40. Darcy H (1856) Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Paris, V. Dalmont, 674 p.

41. Dassargues A (1990) Modèles mathématiques en hydrogéologie et paramétrisation, Annales de la Société Géologique de Belgique, 113(2), pp. 217-229.

42. De Marsily G (1976) Cours d'hydrogéologie. Ressources en eaux souterraines. Prospection, utilisation, gestion, protection. Ecole des mines. Centre d'informatique géologique ; FONTAINEBLEAU (FRA).

43. De Marsily G (1981) Hydrogéologie quantitative. Ed. Masson Paris, pp.37-123.

44. Desbordes A (2001) Qualité, dépollution et traitement des eaux de nappes. Mém. D.E.S.S. « Qualité et Gestion de l'Eau », Fac. Sci., Amiens, 65 p. + annexes, 2001.

45. Doerfliger N, Jeannin PY, Zwahlen F (1999) Water vulnerability assessment in karst environments: A new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tools (EPIK method). Environ Geol 39(2):165–176.

46. Domenico PA, Schwartz FW (1990) Physical and chemical hydrogeology, Willey and sons.

47. Domenico PA, Schwartz FW (1997) Physical and Chemical Hydrogeology (2^e éd.). John Wiley & Sons, Inc.

48. Dörfliger N, Jauffert D, Loubier S, Petit V (2004) Cartographie de la vulnérabilité des aquifères karstiques en Franche-Comté. Rapport final. BRGM/RP-53576-FR.

49. Driscoll FG (1986) Groundwater and wells, 2nd ed. Johnson, St-Paul, Minn., 1108 p.

50. Dubief J (1953) Essai sur l'hydrologie superficielle au Sahara. Ed. Service des études scientifiques, Alger, Tome VIII, pp.123-163.

51. Dupuits J (1863) Études théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables. 2^{ème} édition, Paris, Dunod, 30p.

52. Earle R, Middleman B (1993) Modeling horizontal and vertical capture zones in the Brunswick shale: An application to porous flow theory to a fractured aquifer. *Ground Water Management Book* 16, pp. 797-807.

53. Edmunds WM, Gaye CB (1997) High nitrate baseline concentrations in groundwaters from the Sahel. J Environ Qual 26:1231-1239.

- 54. Edmunds WM, Guendouz A, Mamou A, Moulla AS, Shand P, Zouari K (2003)** Groundwater evolution in the Continental Intercalaire aquifer of southern Algeria and Tunisia: trace element and isotopic indicators. *Appl Geochem* 18:805-822.
- 55. ERESS (Etude des Ressources en Eau de Sahara Septentrional) (1972)** Study of water resources of the Septentrional Sahara. UNESCO, Paris. (7 Vols. and Annexes).
- 56. Fabre J (1976)** Introduction à la géologie du Sahara algérien. 422p ; SNED, Alger. Algérie
- 57. Ferrandon J (1948)** Les lois de L'écoulement de Filtration, *Genie Civ.* 125(2), 24-28.
- 58. Fetter CW (1994)** Applied Hydrogeology, third edition. Prentice Hall, 691 p.
- 59. Foster SSD (1987)** Fundamental concepts in aquifer vulnerability pollution risk and protection strategy. In: van Duijvenboodend W, van Waegeningh HG (eds) Vulnerability of soil and groundwater to pollution: Proceedings and information. TNO Committee on Hydrological Research, The Hague, pp. 69-86.
- 60. Freeze RA, Cherry JA (1979)** Groundwater. Prentice-Hall Inc., New Jersey, Etats-Unis, 604 p.
- 61. Garouni EA, Merzouk A (2004)** Approche géomatique pour la délimitation des périmètres de protection des ressources en eau souterraines (champ captant). Laboratoire des Ressources Naturelles et Environnement, Faculté des Sciences et Techniques, Fès, Maroc et le Laboratoire des Sciences du Sol, Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan, p.10.
- 62. Gauthier E (1991)** l'utilisation de la modélisation mathématique et des systèmes d'information géographique dans la gestion du risque de contamination des eaux souterraines par les pesticides. M. Sc. Université du Québec : INRS-EAU, 166p.
- 63. Genetier B (1984)** La pratique des pompages d'essai en hydrogéologie. Bureau de recherches géologiques et minières, Éditions du BRGM, Orléan, 135p.
- 64. GEOMATH (1994)** Western Jamahirya System ; Hydrogeological Modelling of aquifers & well fields ; Final Report ; Text & pl. General Water Authority, ref. : AW-MI-579. Tripoli, Libya.
- 65. Gilli E, Mangan CH, Mudry J (2004)** Hydrogéologie. Objets, méthodes, applications. Dunod, Paris, 303 p.
- 66. Gilli E, Mangan CH, Mudry J (2008)** Hydrogéologie : objet, méthodes, applications. 2^{ème} édition. Sciences Sup. Dunod.

- 67. Gogu RC, Dassargues A (1998)** Sensitivity analysis for the EPIK vulnerability assessment in a local karstic aquifer. Workshop : Vulnérabilité et protection des eaux karstiques. Neuchâtel (Suisse).
- 68. Goldscheider N, Klute M, Sturm S, Hötzl H (2000)** The PI method - a GIS-based approach to mapping groundwater vulnerability with special consideration of karst aquifers. -Z. angew. Geol., 46 (2000) 3: 157-166; Hannover.
- 69. Goldscheider N (2002)** Hydrogeology and vulnerability of karst systems – examples from the Northern Alps and Swabian Alb.- Dissertation Universität Karlsruhe, Fakultät für Bio- und Geowissenschaften, 236 S.; <http://www.ubka.uni-karlsruhe.de/vvv/2002/biogeo/3/3.pdf>
- 70. Grubb S (1993)** Analytical model for estimation of steady state capture zones of pumping wells in confined and unconfined aquifers. *Ground Water*, 31, pp. 27-32.
- 71. Guendouz A (1985)** Contribution à l'étude hydrochimique et isotopique des nappes profondes du Sahara Nord-est Septentrional, Algérie. Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Univ. Paris XI, p. 243.
- 72. Hadfield J, Nicole D (2000)** Community Groundwater Supply Source Protection. Environment Waikato Technical Report 2000/10, document: 687657, 44p.
- 73. Haitjema HM, (1995)** Analytic Element Modeling of Groundwater Flow. Academic Press, Inc.,
- 74. Hofmann W, Lillich W (1973)** Problematik der Bemessung der Engeren Zone für Lockergesteinsaquifere. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 124: 567-573.
- 75. Hölting B, Härtlé T, Hohberger K-H, Nachtigall KH, Villinger E, Weinzierl W, Wrobel J-P (1995)** Konzept zur Ermittlung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung [Conception for the evaluation of the protective function of the unsaturated stratum above the groundwater table]. Geol Jahrb C63:5-24.
- 76. Holtschlag DJ, Luukkonen CL (1997)** Vulnerability of ground water to atrazine leaching in Kent County. Michigan. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 96-4198. 49p.
- 77. Jacob CE (1947)** Drawdown test to determine effective radius of artesian well. Transactions ASCE. v. 112, pp.1047-1070.
- 78. Javandel I, Tsang CF (1986)** Capture zone type curves: a tool for aquifer cleanup. Groundwater. Vol. 24, no. 5. Pp. 616-625.

- 79. Karanta G, Martel R, Nastev M, Therrien R, Lefebvre R, Paradis D (2001)** Etude comparative de méthodes de détermination de périmètres de protection autour des ouvrages de captage dans les aquifères de roc fractures. INRS-Géoressources, Centre géoscientifique de Québec, Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique et le Département de géologie et génie géologique, Université Laval, Ste-Foy, Québec, Canada.
- 80. Keefer DA (1995)** Potential for Agricultural Chemical Contamination of aquifers in Illinois: 1995 Revision. *Environmental geology*, 148.
- 81. Kilian C (1931)** Les principaux complexes continentaux du Sahara. C.R. Soc. Géol. Fr. Paris, p.
- 82. Kilian C (1932)** Sur des conglomérats précambriens du Sahara Central : le Pharusien et le Suggarien. - C.R. Somm. Soc. Géol, Fr. Paris 7:87-88.
- 83. Király L, Matthey B, Tripet JP (1971)** Fissuration et orientation des cavités souterraines. Région de la Grotte Milandre. *Bull. Soc. Neuchât. Sci. Nat.* 94, 99-114.
- 84. Kraemer SR, Haitjema HM, Kelson VA (2000)** Capture zone delineation for a City wellfield in a valley fill glacial outwash aquifer supporting wellhead protection. Working with WhAEM2000. Office of research and development U.S. Environmental Protection Agency, Washington, DC 20460, p. 50.
- 85. Krijgsman B, Lobo-Ferreira JP (2001)** A methodology for delineating wellhead protection areas. Vrije universiteit, Amsterdam and LNEC, Lisboa, Laboratorio Nacional de Engenharia Civil. *Informação de hidraulica INCH7*, p. 81.
- 86. Kruseman GP, De Ridder NA (1990)** Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. Second Edition. International Institute for Land Reclamation and Improvement/ILRI, Wageningen, The Netherlands, 376 pages.
- 87. Lallemand-Barrès A, Roux JC (1989)** Guide méthodologique d'établissement des périmètres de protection des captages d'eau souterraine destinée à la consommation humaine - Manuels et méthodes n°19, Editions du BRGM, 224 p.
- 88. Lallemand-Barrès A, Roux JC (1999)** Périmètres de protection des captages d'eau souterraine destinée à la consommation humaine : guide méthodologique et réglementaire. Éditions du BRGM, Orléans, France. 334p.
- 89. Landry B, Mercier M (1986)** Notions de géologie. Deuxième édition. Modulo éditeur, 437p

- 90. Ledoux E (2003)** Cours sur les modèles mathématiques en hydrogéologie. Centre d'Informatique Géologique Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. 133p.
- 91. Lefebvre R (2010)** Écoulement multi phase en milieux poreux. Université Laval / INRS, Centre - Eau Terre Environnement, GEO-9602 / GLG-65146. Notes de cours, septième édition, 369p.
- 92. Lesmes DP, Friedman SP (2005)** “Relationships between electrical and hydrogeological properties of rocks and soils”, in Hydrogeophysics, Water Science and Technology Library 50, Springer, 87 -128.
- 93. Liu YZ, Shi JZ, Perrie W (2007)** A theoretical formulation for modeling 3D wave and current interactions in estuaries. *Adv. Water Resour.* 30(8):1737-1745.
- 94. Madi M, Bouderbala A (2010)** Contribution des méthodes de vulnérabilité DRASTIC, SI et GOD à l'étude de la pollution de la nappe Continentale Intercalaire dans la région d'In Salah (Sud-Est de l'Algérie). Proceedings de 1^{er} Colloque International sur La Géologie du Sahara Algérien : Ressources minérales, en hydrocarbures et en eau, Université Kasdi Merbah – Ouargla, 4p.
- 95. Madi M, Meddi M, Boutoutaou D, Pulido-Bosch A (2016)** Assessment of aquifer vulnerability using a geophysical approach in hyper-arid zones. A case study (In Salah region, Algeria). *Arab J Geosci* 9 (6): 460-472. DOI 10.1007/s12517-016-2489-4.
- 96. Magiera Ph (2000)** Comparing groundwater vulnerability assessment methods [in German]. *Groundwater* in press.
- 97. Mamou A (1990)** Caractéristiques, évaluation et gestion des ressources en eaux du Sud tunisien. Thèse de Doctorat d'Etat. Sc. Nat. Univ. Paris-Sud, p. 542.
- 98. Mardhel V (2001)** Evaluation et cartographie de la vulnérabilité des grands aquifères de l'île de la Réunion - Etude de l'aquifère de la plaine des Galets (rive droite de la rivière des Galets). Rapport BRGM/RP-50590-FR - O0 SGRREU 40, 98 p., 62 fig., 4 tabl., 1 annexe.
- 99. Margat J (1968)** Vulnérabilité des nappes d'eau souterraine à la pollution - Bases de la cartographie, Rapport BRGM SGR Aquitaine Rb 0197.
- 100. Margat G, Saad KF (1982)** L'utilisation des ressources en eau souterraines non renouvelables pour le développement. 4^{ème} conférence internationale sur la planification et la gestion des eaux, Marseille.

- 101. Margat G, Saad KF (1984)** Les nappes souterraines profondes : des mines d'eau sous les déserts, Unesco ; Nature et Ressources Vol. XX, n°2, avril-juin.
- 102. Margat G (1990)** Les gisements d'eau souterraine. La recherche n°221. Mai, 1990.
- 103. Martel R, Paradis D, Murat V, et al (1999)** Protection des aquifères : vulnérabilité et périmètres de protection autour des puits. 3^e conférence biennale, Americana, Montréal, 24-26 mars: 375-6.
- 104. MEF (Ministère de l'Environnement et de la Faune) (1995)** Guide pour la détermination de périmètres de protection autour de captage d'eau souterraine ; Québec, 54 p.
- 105. Melloul AJ, Collin M (1994)** The Hydrological Malaise of the Gaza Strip. *Isr. J. Earth Sci.* 43(2), 105-116.
- 106. Neuman SP (1974)** Effect of partial penetration on flow in unconfined aquifers considering delayed gravity response, *Water Resources Research*, vol. 10, no.2, pp.303-312.
- 107. OFEFP (Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage) (2004)** Instructions pratiques pour la protection des eaux souterraines, Berne. 141p.
- 108. Olmer M, Rezac B (1974)** Principles of maps for maps for groundwater protection in Bohemia and Moravia 1:200 000. In: *Mém. Ass. Int. Hydrogeol., X, Congr.* Montpellier.
- 109. OMOE (Ontario Ministry of the Environment) (2001)** Protocol for Delineation of Wellhead Protection Areas for Municipal Groundwater Supply Wells under Direct Influence of Surface Water, Canada.
- 110. Orban P (2008)** Solute transport modeling at the groundwater body scale: nitrates trends assessment in the Geer basin (Belgium). Thèse. Université de Liège, 207p.
- 111. OSS (Observatoire du Sahara et du Sahel) (2002)** Système Aquifère du Sahara Septentrional : De la concertation à la gestion commune d'un bassin aquifère transfrontière. Projet SASS. Rapport interne. Tunis, Tunisie. 58p.
- 112. OSS (Observatoire du Sahara et du Sahel) (2003)** Système Aquifère du Sahara Septentrional. Volume 1: Modèle Mathématique. Projet SASS; Rapport interne. Annexes. p 229.
- 113. OSS (Observatoire du Sahara et du Sahel) (2003a)** Système Aquifère du Sahara Septentrional. Volume 2 : Hydrogéologie. Projet SASS. Rapport interne. Coupes. Planches. Annexes. Tunis, Tunisie. 275p.

- 114. OSS (Observatoire du Sahara et du Sahel) (2003b)** Système Aquifère du Sahara Septentrional. Volume 4 : Modèle Mathématique. Projet SASS ; Rapport interne. Annexes. Tunis, Tunisie. 229p.
- 115. OSS (Observatoire du Sahara et du Sahel) (2005)** Modélisation du système aquifère du bassin occidental du Sahara septentrional Rapport Final de Première phase.
- 116. Panagopoulos G, Lambrakis N (2006)** The contribution of time series analysis to the study of the hydrodynamic characteristics of the karst systems: Application on two typical karst aquifers of Greece (Trifilia, Almyros Crete). Elsevier Science, 329, 368- 376.
- 117. Paradis D, Martel R, Lefebvre R, Michaud Y (1998)** Comparaison des méthodes de détermination des périmètres de protection autour d'ouvrages de captage d'eau souterraine dans le piémont Laurentien. Abstract Volume, Joint meeting GAC, MAC, APGGQ, IAH, CGU, May 18-20, Quebec: A-141.
- 118. Pételet Giraud E, Dörfliger N, Crochet P (2000)** RISKE : Méthode d'évaluation multicritère de la cartographie de la vulnérabilité des aquifères karstiques. Applications aux systèmes des Fontanilles et Cent-Fonts (Hérault), Hydrogéologie, Vol. 4 – pp. 71-88.
- 119. Pizzi G, Sartori L (1984)** Interconnected groundwater systems simulation (IGROSS) - Description of the system and a case history application. J. Hydrol., pp.75; 255-285.
- 120. Rasmussen H, Rouleau A, Chevalier S (éditeurs scientifiques) (2006)** Outils de détermination d'aires d'alimentation et de protection de captages d'eau souterraine. 311 pages. Document diffusé par le ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec, <http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/alim-protec/index.htm>.
- 121. Rentier C (2002)** Méthode stochastique de délimitation des zones de protection autour des puits de captage. Conditionnement par des mesures de conductivité hydraulique, de hauteur piézométrique et de résistivité électrique. Thèse de doctorat. Université de Liège, 215p.
- 122. Richards C, Pratt T, Milla K (1997)** Wellhead Protection Area Delineation in Southern Escambia Country, Florida.
- 123. Ries (2003)** Géologie Du Sahara Occidental Et central, vol 8 édition Terouren Africain. Géosciences collection Belgique.
- 124. Rorabaugh MJ (1953)** Graphical and theoretical analysis of step-drawdown test of artesian aquifer. ASCE Proceeding, Vol. 79, Separate N°.362, 23p

- 125. Rottger B, Kirsch R, Scheer W, Thomsen S, Friberg R, Voss W (2005)** Multifrequency airborne EM surveys - a tool for aquifer vulnerability mapping. In: Butler DK (ed) Near Surface Geophysics, Investigations in Geophysics, no, vol 13. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp. 643-651
- 126. Scalzo C (1998)** Estimation de l'incertitude des périmètres de protection par l'analyse du transport dispersif. Mémoire de maîtrise, Ecole polytechnique de Montréal, 161p.
- 127. Schnebelen N, Platel JP, Le Nindre YM, Baudry D, avec la collaboration de Hoarau A, 128. Dufour P, Benhammouda S (2002)** Gestion des eaux souterraines en Aquitaine Année 5. Operation sectorielle. Protection de la nappe de l'Oligocène en région bordelaise – Rapport BRGM/RP-51178-FR.
- 129. Stephenson R, Freeze RA (1974)** Mathematical Simulation of Subsurface Flow Contributions to Snowmelt Runoff, Reynolds Creek, Idaho. Water Resources Research 10, 284-298.
- 130. Sylvestre M (1981)** Perméabilité dans les milieux fracturés. Service des eaux souterraines, Ministère de l'environnement du Québec, rapport H.G.-14, 89 p.
- 131. Todd DK (1980)** Groundwater Hydrology. John Wiley and sons, New York, 535 p.
- 132. Tòth J (1995)** hydraulic continuity in large sedimentary basins. Hydrogeology journal, 3(4): 4-16.
- 133. Trenhaile AS (1998)** Geomorphology: A Canadian Perspective. Oxford University Press, Canada, 340 p.
- 134. Ullman WJ (1985)** Evaporation rate from a salt pan: Estimate from chemical profiles in near-surface groundwater. J. Hydrol, Vol. 79: 365-373.
- 135. UNESCO (1972)** Etude des ressources en eau du Sahara Septentrional, Rapport sur les résultats du Projet REG-100. Paris 116p.
- U S Environmental Protection Agency (EPA) 1983 Surface Impoundment Assessment National Report EPA 570/9-84/002 (NTIS DE84901182) [SIA].
- 136. USEPA (United States Environmental Protection Agency) (1983)** Surface Impoundment Assessment National Report EPA 570/9-84/002 (NTIS DE84901182) [SIA].
- 137. USEPA (United States Environmental Protection Agency) (1985)** Protection of Public Water Supplies from Ground- Water Contamination. EPA/625/4-851016, 181 pp.

- 138. USEPA (United States Environmental Protection Agency) (1987)** Guidelines for delineation of wellhead protection areas. Technical Report EPA-440/5-93-001. Environmental Protection Agency, Office of Water, Washington, DC.
- 139. USEPA (United States Environmental Protection Agency) (1990)** Risk Assessment, Management and Communication of Drinking Water Contamination. EPA/625/4-89/024.
- 140. USEPA (United States Environmental Protection Agency) (1991)** Delineation of wellhead protection areas in fractured rocks. Technical Report EPA-570/9-91-009. Environmental Protection Agency, Office of Water. Washington, DC, 144p.
- 141. USEPA (United States Environmental Protection Agency) (2000)** Working with WhAEM 2000. Source Water Assessment for a Glacial Outwash Wellfield, Vincennes, Indiana. Technical Report EPA-600/R-00/022. Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, Washington, DC.
- 142. Van Stempvoort D, Ewert L, Wassenaar L (1992)** Aquifer vulnerability index: a GIS compatible method for groundwater vulnerability mapping. *Canadian Water Resources Journal* 18:25–37.
- 143. Vernoux JF, Wuilleumier A, Seguin JJ, Dörfliger N, Martin A (2007)** Méthodologie de délimitation des bassins d'alimentation des captages et de leur vulnérabilité vis-à-vis des pollutions diffuses. Rapport intermédiaire – Synthèse bibliographique et analyse des études réalisées sur le bassin Seine-Normandie, Rapport BRGM/RP-55332-FR, 293p.
- 144. Verreault M (2003)** Étude méthodologique pour l'estimation de l'aire d'alimentation de captage d'eau souterraine en milieu complexe. Mémoire, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 131 p.
- 145. Verruijt A (1982)** theory of groundwater flow. E. M. WILSON.
- 146. Vias JM, Andreo B, Perles MJ, Carrasco F, Vadillo I, Jiménez P (2006)** Proposed method for groundwater vulnerability mapping in carbonate (karstic) aquifers: the COP method. Application in two pilot sites in Southern Spain. *Hydrogeol J* 14:912-925.
- 147. Vieux BE, Mubarak MA, Brown D (1998)** Wellhead protection area delineation using a coupled GIS and groundwater model. *Journal of Environmental Management* 54 no.3, p.205.
- 148. Villeneuve JP, Banton O, Lafrance P (1987)** Développement d'un outil simple et adaptable pour l'évaluation de la vulnérabilité des eaux souterraines à la contamination par les pesticides, rapport scientifique No.232, INRS-EAU.

- 149. Villumsen A, Jacobsen OS, Sondershov C (1983)** Mapping the vulnerability of groundwater reservoirs with regards to surface pollution, Geological Survey of Denmark, Yearbook 1982, Copenhagen, pp 17-38.
- 150. WhAEM2000 (Wellhead Analytic Element Model (2005))** Environmental Protection Agency, USA. (Online) (<http://www.epa.gov/athens/software/whaem/index.html>). (Version de 2005).
- 151. WHO (2006)** protecting groundwater for health: managing the quality of drinking-water sources. Edited by Schmoll O, Howard G, Chilton J, Chorus I. ISBN: 1843390795. Published by IWA Publishing, London, UK.
- 152. Wyssling L (1979)** Eine neue Formel zur Berechnung der Zuströmungsdauer (Laufzeit) des Grundwassers zueinem Grundwasserpumpwerk. *Ecologiae geol. Helv.* 72: 401-406.
- 153. Yang YJ, Spencer RD, Gates TM (1995)** Analytical solutions for Determination of non-steady-state and steady state capture zones. *Ground Water Monitoring and Remediation*, winter. pp. 101-105.
- 154. Zaporozec A, Vrba J (1994)** Classification and review of groundwater and vulnerability maps. In: J. Vrba and A. Zaporozec (Editors), *Guidebook on mapping Groundwater vulnerability*. IAH, Verlag Heinz Heise, Hannover, pp. 21-19.
- 155. Zhang D, Zhang R, Chen S, Soll WE (2000)** Pore scale study of flow in porous media: Scale dependency, REV, and statistical REV. *Geophysical Research Letters*, Vol. 27 (8), p. 1195-1198.

ANNEXES

1. Normes de l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) et Algériennes sur l'eau potable.

Paramètres	Unités	Normes de l'OMS	Normes Algériennes
pH	/	6,5-8,5	6,5-8,5
Conductivité (20°C)	μS/cm	1250	2800
Température	°F	20	50
Calcium Ca ⁺²	mg/l	200	200
Magnésium Mg ⁺²		150	150
Sodium Na ⁺		-	200
Potassium K ⁺		12	20
Aluminium Al ⁺³		0,2	0,5
Sulfates SO ₄ ⁻²		500	400
Chlorures Cl ⁻		250	500
Nitrates NO ⁻³		44	50
Nitrites NO ₂ ⁻		-	0,1
Ammonium NH ₄ ⁺		-	0,5
Brome Br ⁺²		-	0,1
Chrome Cr ⁺²		0,05	0,05
Cuivre Cu ⁺²		2	1,5
Fluorure F ⁻		1,5	1,5
Fer Fe ⁺²		0,1	0,3
Mercure Hg ⁺²		0,006	0,001
Phosphatase PO ₄ ⁻³		-	0,5
Plomb Pb ⁺²		0,01	0,05
Zinc Zn ⁺²		3	5
Manganèse Mn ⁺²		0,4	0,5
Cadmium Cd ⁺²	0,003	0,01	

Assessment of aquifer vulnerability using a geophysical approach in hyper-arid zones. A case study (In Salah region, Algeria)

Mohammed Madi¹ · Mohamed Meddi² · Djamel Boutoutaou³ · Antonio Pulido-Bosch⁴

Received: 30 November 2015 / Accepted: 22 April 2016
© Saudi Society for Geosciences 2016

Abstract Assessment of aquifer vulnerability to contamination is an effective tool for the delineation of groundwater protection zones. Geophysical approach was used to determine vulnerability zones in a study area located at 70 km north part of In Salah region, Southern limits of hydrogeological occidental basin in the outcrops Continental Intercalaire terrains. Ninety vertical electrical soundings (VES) were conducted in the study area. The results from the electrical survey data were used to assess the potential risk of groundwater pollution and define the protective properties of geologic layers as well as identifying suitable areas with poor, moderate, and high aquifer protective capacity rating. The inverted resistivity values and thickness of the layers above the groundwater table were used in order to estimate the integrated electrical conductivity (IEC) that can be also used for the quantification of aquifer vulnerability.

Keywords Aquifer vulnerability · Groundwater protection · Thickness of the layers · Apparent resistivity · Integrated electrical conductivity

Introduction

Groundwater is an essential commodity for the well-being of human societies to live in arid and hyper-arid areas. The quality of groundwater plays an important role in the water scarcity regions, especially for drinking water supply (Al Hallaq 2002). During the recent decades, the groundwater exploitation has dramatically increased and hence the agricultural use of water has grown rapidly, while the increasing concentration of populations in urban areas has meant that large-scale well fields have been developed for urban water supply. These situations make the groundwater more easily vulnerable to pollution. Furthermore, vulnerability is the degree to which human or environmental systems are likely to experience harm due to perturbation or stress and can be identified for a specified system, hazard, or group of hazards (Popescu et al. 2008). In hydrogeology, vulnerability assessments typically describe the susceptibility of the water table, a particular aquifer, or water well to contaminants that can degradate the groundwater quality (e.g., nitrates, industrial chemicals, and hydrocarbons). The contaminants may originate from a natural source (e.g., rock containing arsenic) or be introduced by human activity (e.g., agriculture:fertilizers; industry:chemical storage and spills) (Liggett and Talwar 2009). Vulnerability assessments are also powerful educational tools for raising public awareness of groundwater protection issues, which is an on-going need (Nowlan 2005). The intensive utilization of aquifers has changed the groundwater chemical quality. According to Foster et al. (2002), contamination of groundwater occurs when the load of contaminants on the ground or leachates generated by urban, industrial, agricultural, or mining activities is not adequately controlled, and certain components exceed the natural attenuation capacity of subsoil and cover layers. The study of these changes requires the design of monitoring networks. One of the most successful tools for

✉ Mohammed Madi
madi.medsa@yahoo.fr

¹ Kasdi Merbah University, PB 511, 30000 Ouargla, Algeria

² GEE Laboratory, Higher National School of Hydraulic, PB 31, 09000 Blida, Algeria

³ Laboratory of Natural Resources Valorization in Arid Zones, Kasdi Merbah University, PB 511, 30000 Ouargla, Algeria

⁴ Hydrogeology, University of Almería, Almería, Spain

further investigation, protection, and monitoring system has been the use of vulnerability maps. Vulnerability maps have become an ever more essential tool for groundwater protection and environmental management (Vias et al. 2005). The studies on vulnerability are mostly based on the development of vulnerability maps using index (and overlay) methods, because they are easy to implement, inexpensive to produce, use readily available data, and often produce categorical results (Focazio et al. 2002). Among the methods used to evaluate the aquifer vulnerability, DRASTIC (Aller et al. 1987), GOD (Foster 1987), AVI (Van Stempvoort et al. 1992), SINTACS (Civita 1994), ISIS (Civita and De Regibus 1995), GLA (Hölting et al. 1995), DAC (Celico 1996), HYDROmed (Ketelaere et al. 1997), U.K. vulnerability system (Palmer and Lewis 1998), EPIK (Doerfliger et al. 1999), IRISH (Daly and Drew 1999), PI (Goldscheider et al. 2000), VURAAS (Cichocki and Zojer 2007), and COP (Vias et al. 2006) are purely analytical hydrogeologic assessments.

However, several studies have used the resistivity methods for the quantification of aquifer vulnerability, as Kalinski et al. (1993a, b); Rottger et al. (2005); Lenkey et al. (2005), Casas et al. (2008), Abiola et al. (2009); Atakpo and Ayolabi (2009), and Omosuyi (2010). A simple method for assessment and quantification of aquifer vulnerability based on the electrical conductivity has been proposed. Christensen et al. (2002) successfully tested the method for the Flensburg area (Danish-German border region). This method is called Integrated Electrical Conductivity, IEC (Rottger et al. 2005).

In the present study, a sector of the Continental Aquifer system has been chosen in order to test and apply the electrical conductivity in the assessment of groundwater vulnerability. Thus, the main objectives of the study are to carry out detailed geological and hydrogeological mapping of the study area and to conduct geophysical approach to assess the aquifer vulnerability.

The study area

The study area is located in the north part of In Salah region (Southeast of Algeria; Fig. 1). This region is defined by latitude 27° 11' N and longitude 2° 28' E covering an area of 43,937.50 km². It occupies about 7.88 % from Tamanrasset Province, which extends over a Reg, represented by a small slope ranges from 1 to 2 %. The heterometric deposits covered at elevations that vary from 350 to 450 m. Its natural boundaries are the Tademaït plateau to the north, the sand dunes, locally represented by Mahabes Tiguendaft Erg, which butts farther on the northern prolongation of Tademaït plateau to the West. The straightening Paleozoic bedrock ensures the closure of hydrological system to the east, and finally depression closed by endorheic character, which encompasses sebkha and palm trees to the South.

In Salah region has a hyper-arid to arid climate with low and scarce rainfall. Average annual rainfall is about 19 mm. In addition, the temperature is moderately high throughout the year, with an annual range from 20.5 to 45 °C and a potential evaporation rate of 4120 mm/year, with the hottest period of the year during the dry season. These conditions assuring the persistence a steppe vegetation type. The hydrographic system is constituted by ephemeral rivers; the most important are Souf, Rokna, and Redjem. The latter are supplied in an intermittent way by local rainfall. Increases of the industrial, domestic effluents and intensive pumping have largely contributed to the contamination of groundwater.

The geological setting of In Salah region is the southern limits of Occidental basin of the North Sahara Aquifer System (NSAS) in the outcrops Continental Intercalaire (CI) (Fig. 2). According to Kilian (1932), the term “Continental Intercalary” means a continental episode located between the two marine sedimentation cycles: the Paleozoic cycle, which completes the Hercynian orogenesis at the bottom, and the upper Cretaceous cycle, from the Cenomanian transgression at the summit. The Continental Intercalaire formation is represented by sandy-sandstone and sandy clay of the Lower Cretaceous continental deposits (Cornet 1964), unconformably overlain a clastic formation ranging from Cambro-Ordovician to Carboniferous essentially comprising sand, sandstone (conglomerate on the bottom of Cambrian) with intercalations of marl, clay and some limestone beds (Busson 1967).

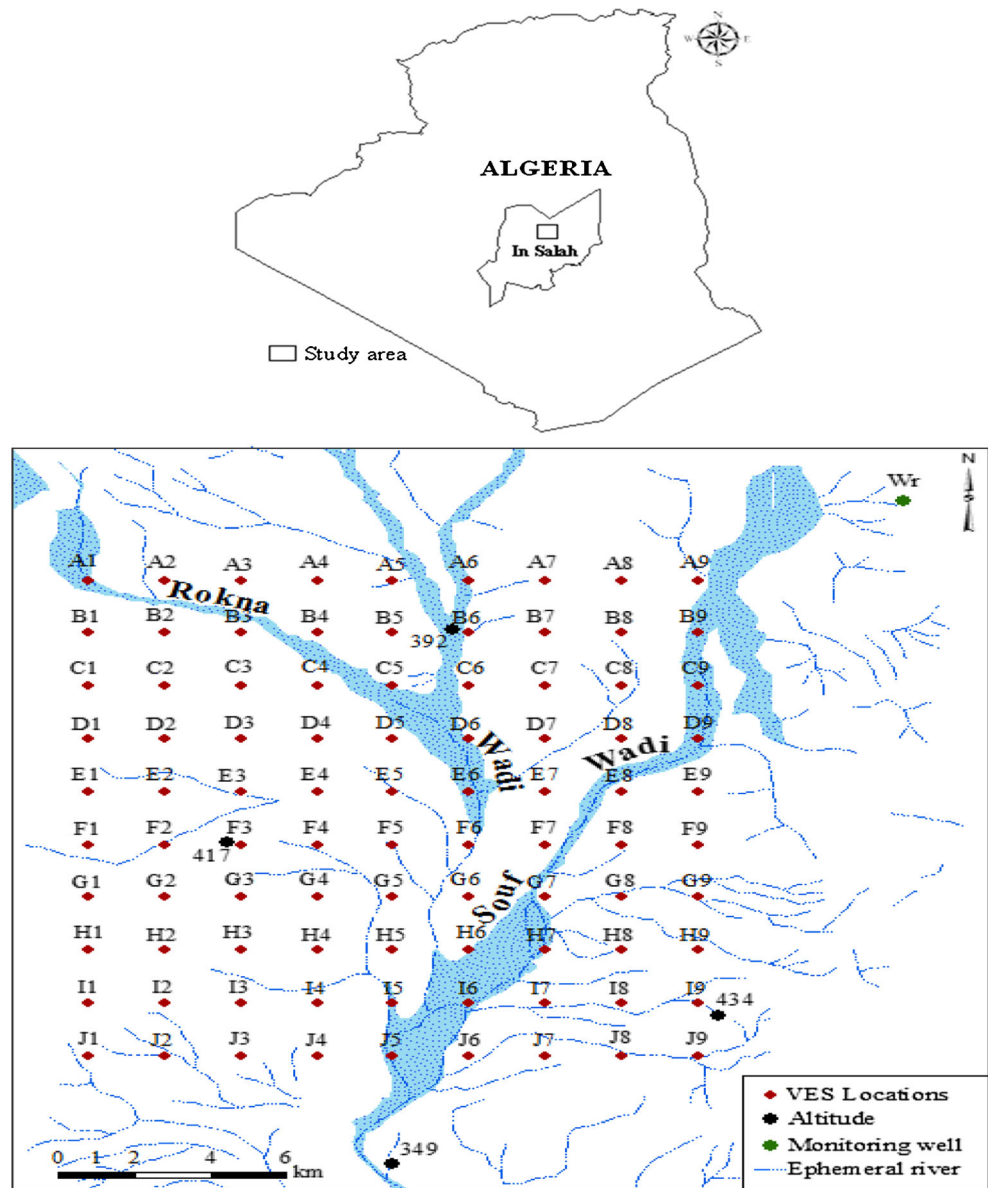
The hydrogeological cross-section along the region is presented in Fig. 3. It shows the presence of a horizontal structure composed by the coarse gravel siliceous sand fine to medium, red sandstone tender crossing sandy red clay of Lower Cretaceous age; its total thickness is of 300 to 400 m (UNESCO 1972). This latter is limited to the bottom by red clay compact and sandstone, representing the aquifer basement. On the top, heterogeneous coarse materials represented essentially by Quaternary (alluvium).

The aquifer is recharged by two different ways. First, is a direct infiltration of rainfall and runoff, which are occurred on outcrop areas on the West (Touat-Gourara) and on the South (Tidikelt) of Tademaït Plateau; secondly, is an indirectly in Grand Erg Occidental across dune sands and Continental Terminal Terrains (ERESS 1972; BRL 1998; and OSS 2003).

The groundwater flow directions are generally north towards the south, from the Saharan Atlas piedmont to the Grand Erg Occidental, Touat-Gourara and Tidikelt (UNESCO 1972; Guendouz 1985; Mamou 1990; Edmunds and Gaye 1997; Edmunds et al. 2003); natural outlet is formed by borders West and South of Tademaït where are located the *foggaras* of Gourara, Touat and Tidikelt (OSS 2003).

Finally, this region is characterized by the oases formerly supplied via *foggaras* and artesian wells, since the early twentieth century, but this artesianism has been decreasing during the current years, due to over-exploitation of water resources.

Fig. 1 Location map of study area and VES positions



The exploitation, during the period of 1902–2012, is marked by an important increase in time. The quantity of water resources exploited increased from 0.25 m³/h in 1902 to 60 m³/h in 2012, according to the data of National Hydraulic Resources Agency (ANRH, its French acronym). This situation is reflected also by the increasing drawdown and degradation of water quality in some areas that are more vulnerable to salinization.

Material and Methods

Electrical resistivity method

Vertical electrical sounding (VES) survey was carried out at 90 points using Schlumberger four-electrode configuration.

These sounding points were measured by the engineering office BEREGH (2008, Etude géophysique par prospection électrique de la zone N°1 Oued Souf dans la région d’In Salah, unpublished) and used to identify the nature and the extension of the aquifer within the study area. The VES points are located on a level with Souf Wadi (Fig. 1), numbered A–J, and marked as A1–J9 were established covering an area of 288 km². The sounding points spacing was 2 km while the maximum value of emission line AB chosen was 4000 m, which allowed a vertical investigation reaching up to 600 m in depth. The electrode spread of AB/2 was varied from one to a maximum of 2000 m. The expected depth of investigation was ranging between $L/5$ and $L/3$, where $L = AB/2$ and AB the current electrode. The apparent resistivity values of the layers were measured using the resistivity meter in association with the generator system reaches up to 6000 m in depth.

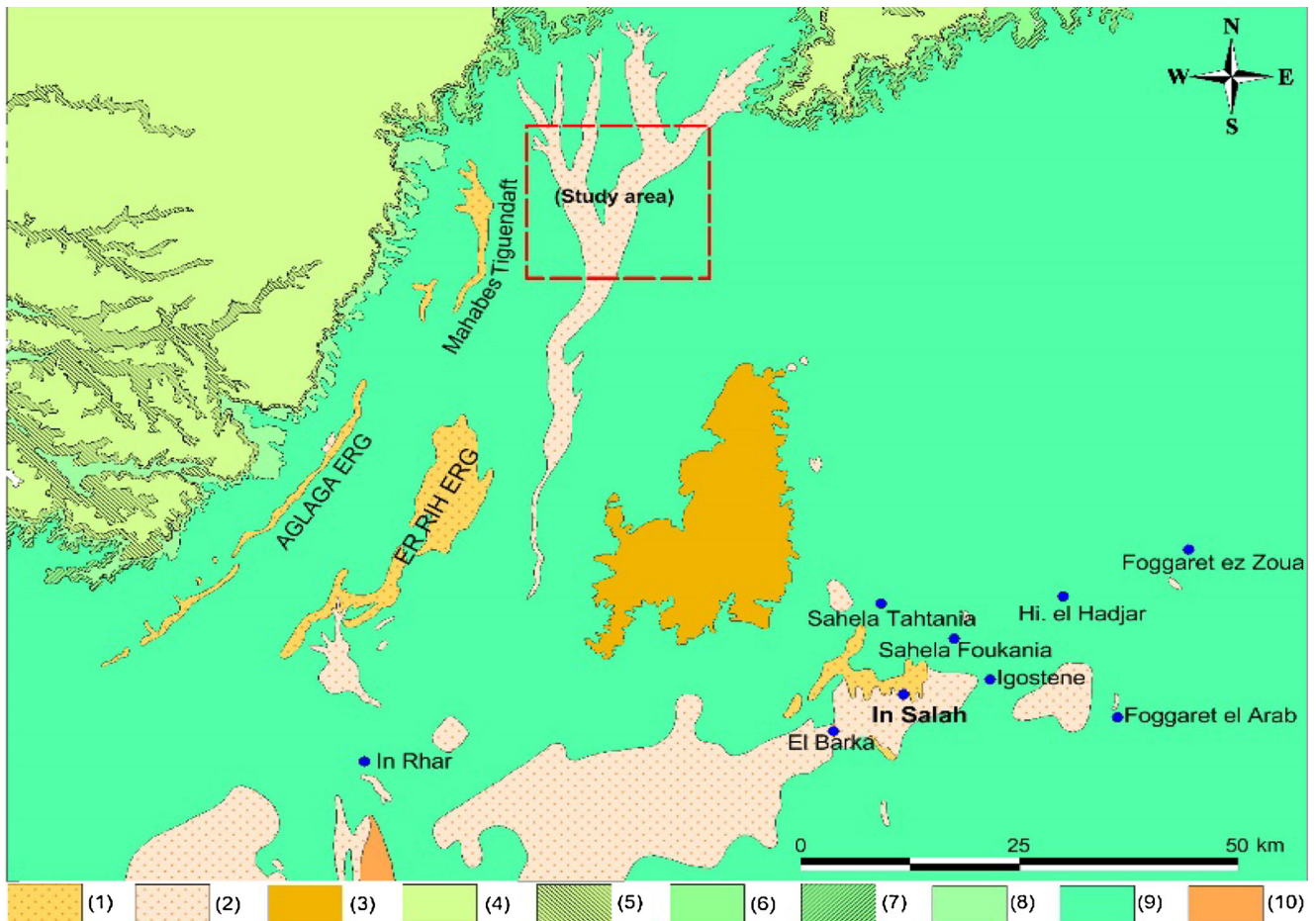


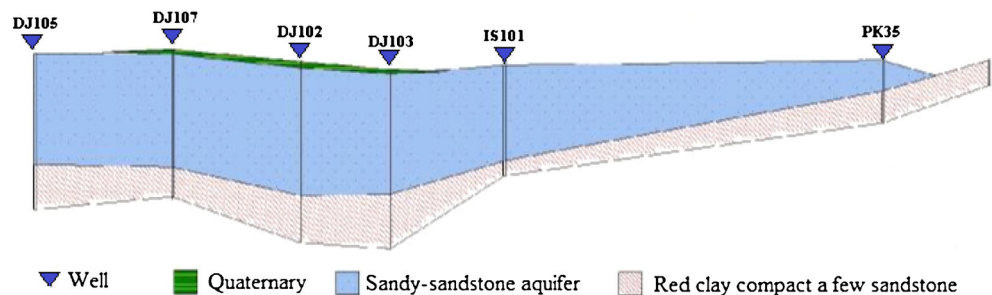
Fig. 2 Geologic map of In Salah showing the study area. (1) Dunes, (2) recent quaternary: clayey sand alluvium, (3) tertiary continental: clay and sandstone, (4) upper Senonian: limestone, (5) lower Senonian: clay

gypsum, (6) Turonian: dolomite and chalk, (7) Cenomanian: dolomite, (8) Cenomanian and Turonian: dolomite and clay, (9) Lower Cretaceous: clay, sandstone, gravel, and sand, (10) Lower Viséan Carboniferous: clay

Field resistivity structures of sounding data were interpreted quantitatively by computer iteration with the aid of the software *IPI2Win* (version 2.1) developed by the Geophysics Group Moscow State University for inverse interpretation to obtain the true resistivity and thickness of the layers. The software was further used for both computer iteration and modeling. Computer iteration was carried out to reduce errors to a desired limit and to improve the goodness of fit. The fit between model response and the field data for the VES points were generally lower than 8 %.

Geoelectrical methods are used to obtain the following physical parameters of geological formation (Komatina 1994) and determine the flow of electric current in the formation (Sundararajan et al. 2012). Resistivity varies with the texture of the rock, nature of mineralization, and conductivity of electrolyte contained within the rock (Parkhomenko 1967). Resistivity not only changes from formation to formation but also changes within a particular formation (Sharma 1997). Resistivity increases with grain size and tends to maximum when the grains are coarse (Sharma and Rao 1962), also when

Fig. 3 Hydrogeological cross-section of study area (modified from ANRH-DRSO 2004)



the rock is fine grained and compact such as dolerite dyke (Sankaran et al. 2010).

The spatial distribution of electrical parameters of the subsurface can provide valuable information for characterizing the heterogeneity of the groundwater and the soil zone. The geoelectrical method is an effective tool for ascertaining the subsurface geological framework of an area (Griffith and King 1965; Keller and Frischknecht 1966; Zohdy et al. 1974; Griffith 1976; Kelly 1977; Zohdy 1989). However, it becomes an increasingly important tool in subsurface hydrogeological applications (Kirsch 2006). Geoelectrical measurements can contribute to the determination of catchment areas and aquifer characteristics, such as hydraulic conductivity, sorption capacity, dominant flow regime (Worthington 1975; Alessandrello and Lemoine 1983; Mazac et al. 1990; Boerner et al. 1996; Kemna 2000; Soupios et al. 2007; Sinha et al. 2009; Tizro et al. 2010; Massoud et al. 2010; Weihnacht and Boerner 2005), the monitoring of water content, water movement and water quality (Daily et al. 1992; Gruhne 1999; Berger et al. 2001; Berthold et al. 2004; Liu and Yeh 2004; Mhamdi et al. 2006; Boughriba et al. 2006; Al-ahmadi and El-Fiky 2009), evaluation the protection of groundwater resources (Henriet 1975; Douma et al. 1990; Robert et al. 1993; Braga et al. 2006) and mineral alteration connected with active remedial measures on contaminated sites as well as with natural attenuation processes (Grissemann et al. 2000; Atekwana et al. 2004), the assessment of aquifer vulnerability and depth to water table (Kalinski et al. 1993a; Kirsch 2000). Geoelectrical methods are used extensively in groundwater mapping for the investigation of the vulnerability of aquifers and shallow aquifers themselves (Kirsch et al. 2006). The clay content of the formation defines the electrical formation resistivity with clayish less permeable formations showing low resistivities and sandy permeable formations showing high resistivity values. The geoelectrical method is capable of mapping both low and high resistive formations and therefore a valuable tool for vulnerability studies (Christensen and Sorensen 1998; Sorensen Kurt et al. 2005).

The main relationship between the electrical conductivity and vulnerability of aquifer based on the key principal called the clay content of the material. The clay content related to hydraulic conductivities of soils (Scheffer and Schachtschabel 1984) and influences on the electrical resistivity or conductivity. High clay content generally corresponds with low resistivities and low hydraulic conductivities, increasing clay content leads to decreasing electrical resistivity or to increasing electrical conductivity (Sen et al. 1988). Of special interest for vulnerability assessment is the groundwater covering layers above the water table, the unsaturated zone.

Assessment of aquifer vulnerability

The key expression for a quantification of aquifer protection is vulnerability. Vulnerability of an aquifer is defined as the sensitivity of groundwater quality to an imposed contaminant

load, which is determined by the intrinsic characteristics of the aquifer (Lobo-Ferreira 1999). It is defined by the characteristics of the covering layers, which are called protective layers (Kirsch 2006). Younger (2007) define aquifer vulnerability as the readiness with which a given aquifer is likely to become polluted. The vulnerability of a certain area can be described by the degree of susceptibility of that area to groundwater pollution (Baalousha 2006). In 1968, the French Margat was the first who used the term vulnerability in hydrogeology; thereafter, the concept was adopted worldwide (Albinet and Margat 1970; Haertle 1983; Aller et al. 1987; Foster and Hirata 1988; Adams and Foster 1992; Drew and Hötzl 1999; Zwahlen 2003). Recently, several propositions have been given by scientists to define the groundwater vulnerability, many are quite similar; however, there is not any recognized and accepted common definition that has been developed yet. The concept of vulnerability assessment used in this case is similar to concepts of the Aquifer Vulnerability Index (AVI) and is a widely used method to assess the aquifer vulnerability to surface contaminants (Van Stempvoort et al. 1992). This method quantifies groundwater vulnerability by hydraulic resistance to vertical flow of wastewater through the unsaturated layers. The hydraulic resistance (C) can be obtained using the formula:

$$C = \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{k_i} \quad (1)$$

where k_i and h_i are, respectively, the hydraulic conductivity and the thickness of the layers above the aquifer zone. Alternatively, the state geological surveys (SGD) a vulnerability quantification system based on the cation exchange capacity (CEC) of the protective layers (Hörling et al. 1995). Vulnerability is quantified by a protection function S_G (Schutzfunktion) calculated by:

$$C = \sum_{i=1}^n d_i \cdot G_{Li} \quad (2)$$

where d_i and G_{Li} are thickness and cation exchange capacity code (Punktzahl) of each covering layer: as the electrical conductivity is related linear to the cation exchange capacity (G_{Li}) and the hydraulic conductivity (k_i) can be replaced by the electrical conductivity (σ_i) or the resistivity (ρ_i) to calculate the hydraulic resistance (C) which is called Integrated Electrical Conductivity, IEC (Rottger et al. 2005) or a Geophysical Based Protection Index, GPI (Casas et al. 2008). The IEC can be used to assess the aquifer vulnerability by:

$$IEC = \sum_{i=1}^n h_i \cdot \frac{1}{\rho_i} \quad (3)$$

Then, function (3) can be rewritten as:

$$IEC = \sum_{i=1}^n h_i \cdot \sigma_i \quad (4)$$

Where

$$\sigma_i = \frac{1}{\rho_i} \tag{5}$$

The resistivity (ρ_i) and thickness (h_i) of each layer above the aquifer are obtained from the inversion of resistivity sounding. The estimated IEC unit is ohm^{-1} (Ω^{-1}) or Siemens (S). In our studied area, vulnerability index or integrated conductivity is calculated for all layers above the groundwater table. Depth to water is one of the most important natural factors because it determines the thickness of material through which infiltrating water must travel before reaching the saturated zone. Rottger et al. (2005) suggested two options to set the depth level: a fixed distance in relation to ground surface or a fixed depth related to sea level. In this case, a fixed distance to the ground surface is recommended to show the protection of deep aquifer. Thus, the aquifer potential protection increases with depth to water. In other words, the water table is the first occurrence of groundwater. Above the water table is the unsaturated zone, usually regarded as key factor determining the vulnerability of an aquifer system (Thomas and Leah 2001) and the first line of defense against pollution, which describe conditions of the unsaturated zone that is often found to be the most important single parameter (McLay et al. 2001; Herbst et al. 2005).

The unsaturated zone is very important in protecting the underlying groundwater, especially where soils are thin and/or poorly developed. An aquifer can be classified as well protected if the percolation time through the unsaturated covering layers exceeds 10 years (Höltling et al. 1995). The character of the unsaturated zone and its potential attenuation capacity then determine the degree of groundwater vulnerability (Migdad 2011).

Although in the literature vulnerability assessment is mainly restricted to the unsaturated layers above the first groundwater horizon, for deeper aquifers like Continental Intercalaire aquifer the entire sequence of covering layers should be taken into account, if detailed underground information are available. The main unsaturated zone properties that are important in vulnerability assessment are the thickness, lithology variations which determine the inaccessibility of the underlying aquifer units (Wilson 1983) and vertical hydraulic

conductivity of the materials. The thickness depends on the depth to the water table, which can vary significantly due to local topography and fluctuates seasonally, and both these have to be taken into account when determining thickness. Lithology of the vadose zone controls infiltrability and other various physicochemical processes (Robins et al. 2007; Zhou et al. 2010). Besides, the vertical hydraulic conductivity of unsaturated zone and its structure are directly influence the transfer time of a contaminant until reaches the water table.

Results and discussions

The quantitative treatment of the VES provided geoelectrical information characterized by the values of resistivity and thickness (layer parameters) of the various geoelectrical layers. The layer parameters derived from the graphical curves obtained are shown in Fig. 4 (VES A7 and J3). The curves of electrical soundings allowed us to distinguish the succession of layers informing about the heterogeneity of the terrain.

In order to correlate the geophysical surveys with the geology of the study area, geological data were collected from the surface and subsurface, and electric surveys of calibration were developed close to the monitoring well (Fig. 5). The geoelectrical model was determined as a function of the calibration with the data from well and the resistivity contrast between high and low values.

Typical forms of these curves are KHK, QHK, HAK, HKQ, AKQ, and KQQ types. Most of sounding curves obtained were of the KHK-type ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4 > \rho_5$), i.e., a flattened appearance, highlighting a succession of area relatively conductive and resistant to very resistant. Calibration of electrical survey supported by a detailed analysis of the results on the study area correlated with lithologic description logs we can set the following resistivity scale presented in Table 1. Examination of this scale can be defined the following sequence of layers with contrasted resistivities: A layer of resistivity different they have the same age of formation: sandy clay (30–90 Ωm) and (15–50 Ωm), clayey sand (100–380 Ωm) and (50–120 Ωm) of Lower Cretaceous, clay sandstone (5–52 Ωm) of Paleozoic. In addition, the resistivity of the

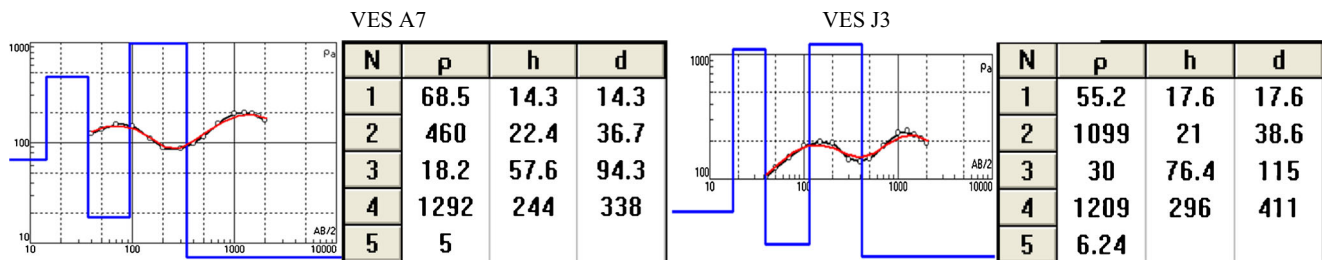
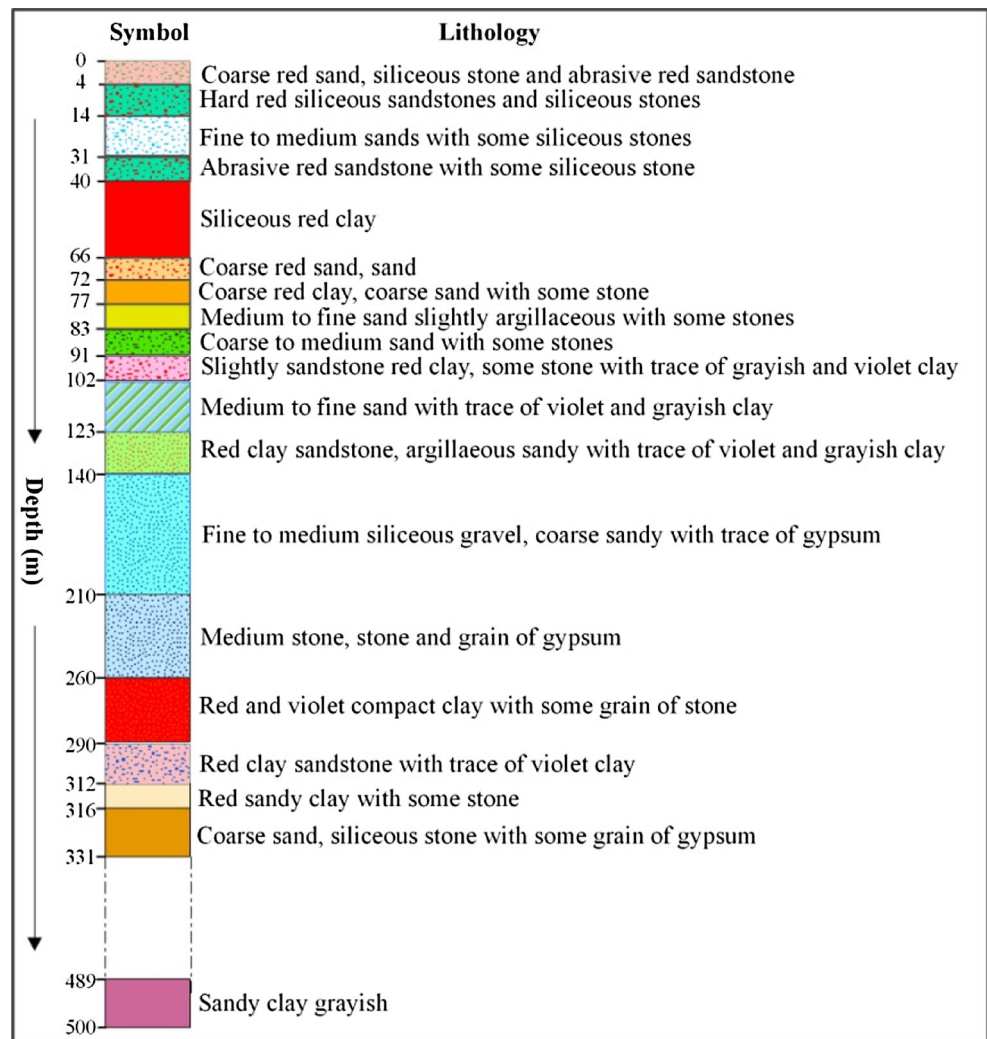


Fig. 4 Typical VES curve and model description. ρ_i in Ωm , h and d in m

Fig. 5 Lithology of monitoring well



sandstone formation has a very broad range of variation (270–2400 Ωm) and (410–4800 Ωm), due to variations of the particle size of material, state of water saturation, degree of consolidation, nature of the cement (siliceous or carbonate), and chemistry of the water imbibitions.

Depth to water table is a significant parameter of the IEC controlling the ability of contaminants to reach the

groundwater or aquifer. The groundwater table is clearly defined by resistivity values ranging from 15 to 120 Ωm. Covered with sandstone formation, the resistivity contrast is 270–2400 Ωm/15–120 Ωm. The electrical conductivity values in the saturated zone are much higher than the values in the unsaturated zone (Rottger et al. 2005). Unsaturated zone can be defined as that zone above the water table, which is discontinuously saturated, lying between soil layer and water table (Kabera and Zhaohui 2008). The vadose zone influences aquifer potential contamination; it is essentially similar to that of

Table 1 Scale of local resistivity

Formation	Lithology	Resistivity (Ωm)
Lower Cretaceous	Sandy clay, sandstone and clayey sand	30–90
	Sandstone, slightly clayey sand	100–380
	hard sandstone, sandstone and partially saturated sand	270–2400
	Hard sandstone, siliceous sandstone	410–4800
	Sandstone and clayey sand	50–120
Paleozoic	Clay, Sandy clay	15–50
	Clay and clay sandstone	5–50

Table 2 Criteria of assessment the vulnerability with IEC method

Degree of vulnerability	Vulnerability index (mS)
Extremely High	<500
High	500–1000
Moderate	1000–2000
Low	2000–4000
Extremely low	>4000

Table 3 Summary statistics of IEC index

	Minimum	Maximum	Average	Standard deviation
IEC Index (mS)	222.42	5906.58	1737.33	985.98

aquifer media, depending on its permeability and on the attenuation characteristics of the media (Added and Hamza 2000). If vadose zone is highly permeable, then this leads to a high vulnerable (Corwin et al. 1997). The vadose zone has been identified from available geological map and hydrogeological cross-sections of the study area. The vadose zone is composed of heterogeneous coarse materials presented essentially by alluvium.

The concept of vulnerability assessment with IEC method is similar to concepts of AVI method (Van Stempvoort et al. 1992) or SGD method (Höiting et al. 1995): as the electrical conductivity is related linear to the cation exchange capacity, the cation exchange capacity is replaced by the electrical conductivity to form an integrated electrical conductivity IEC (Kirsch et al. 2003). Therefore, the close relation of IEC and SGD method attempts to use the criteria of vulnerability assessment by the SGD method to assess the vulnerability by IEC method (Table 2).

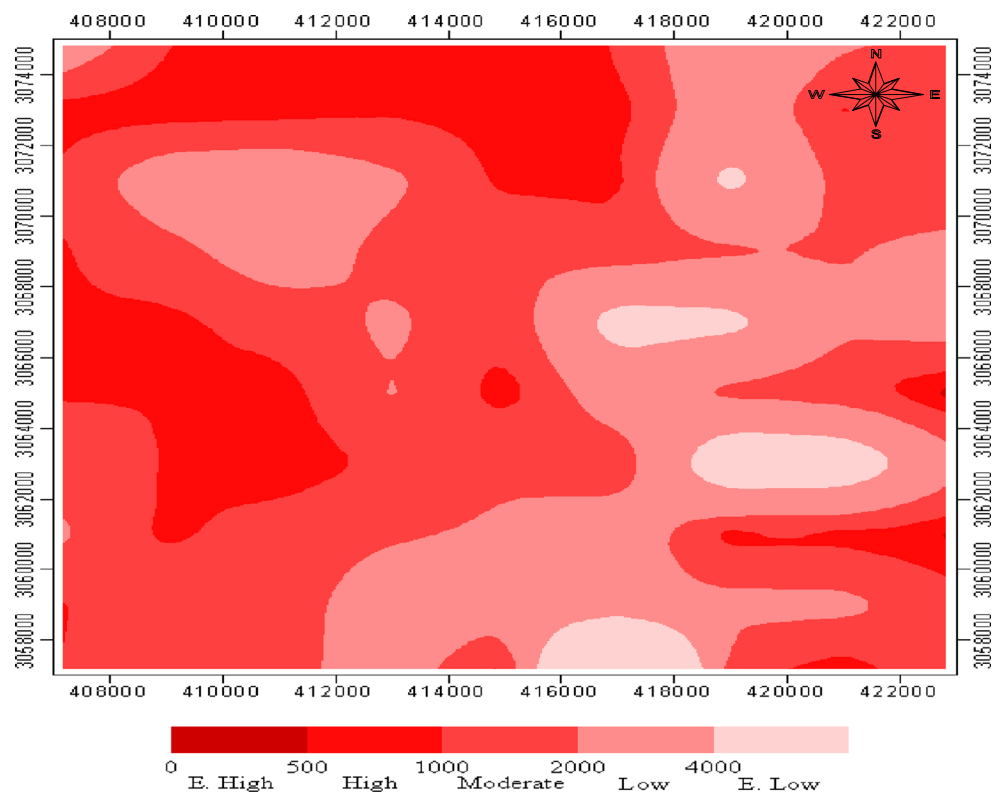
According to the IEC index, the aquifer vulnerability ranges from 220 to 6000 mS (Table 3), the values were categorized into five classes. They are extremely low (>4000), low

Table 4 Criteria of quantification the percolation time with vulnerability index

Vulnerability index (mS)	percolation time
<500	Several months
500–1000	Several months—3 years
1000–2000	3–10 years
2000–4000	10–25 years
>4000	>25 years

(2000–4000), moderate (1000–2000), high (500–1000), and extremely high (<500) groundwater vulnerability.

A vulnerability map is shown (Fig. 6) in which the electrical conductivity index is calculated down to a depth of 102 m below the surface. As the groundwater level is high, the concept of the electrical conductivity index for the saturated zone was extended. The electrical conductivity values in the saturated zone are much higher than the values in the unsaturated zone. As the conductivity of the saturated zone is high, the influence on the electrical conductivity index is also low. If one assumes an earth model consisting of 14 m of sandstone and clayey sands ($54 \Omega\text{m} = 18.52 \text{ mS/m}$), 14 m of unsaturated sandstone and clayey sands ($76 \Omega\text{m} = 13.16 \text{ mS/m}$), the electrical conductivity index is calculated of 259.26 mS compared to an electrical conductivity index of 184.21 mS for the case of 14 m of unsaturated sandstone and clayey sands.

Fig. 6 Vulnerability map based on integrated electrical conductivity

Here, the class of extremely high vulnerability does not exist in our study area. In general, the vulnerability map would show not only the reflection of geological conditions but also the influence of topography in the study area. The obtained IEC value will have a maximum value when the thickness low resistivity above the aquifer is increased. The extremely low degree of vulnerability can be observed mainly at the central and the south parts, where the connection between the land-surface and the water table is consisted by clay sandstone. The low degree of vulnerability can be noticed at the central part, which is protected by sandstone, siliceous sandstones, and sandy clays. The moderate degree of vulnerability can be observed almost the study area, where the frequent lithology of unsaturated zone is mainly sandstones. The high degree of vulnerability is dominant at the west, northern, and southern parts of the study area, which the unsaturated zone is constituted by sandy clay, sandstone, and sand partially saturated. A vulnerability map is presented based on geophysical results. To quantify the vulnerability of the aquifer, the geoelectrical measurements can give an overview of the groundwater protection of the area (Kirsch 2009). Instance, Hölting et al. (1995) used the results of the airborne EM survey, for the calculation of protection index a depth of 30 m below the surface. More recently, Christensen et al. (2002) used the same principle in the area near to the city of Flensburg, for the calculation of the integrated conductivity. Moraine areas with high IEC and good aquifer protection can clearly be discriminated from sandy outwash plains with low IEC and poor aquifer protection. However, the realization of the vulnerability map by the IEC-method necessitates the use of two parameters which reliability depends on the quality of data used. One of difficulties of applying method of IEC is also the class limits, which are therefore not absolute values, but rather relative values. These limits can then vary from study to another study and from one region to another. As noted before, the extension of the electrical conductivity index for the saturated zone can also be controlled by percolation time of surface water.

For example, vulnerability maps for The Netherlands show the lateral distribution of depth to groundwater table, clay content, cation exchange capacity, and percolation time of surface water (RIVM 1987). Kalinski et al. (1993a) used the electrical conductivity to estimate the time of travel for percolating surface water. It must also be noted that the vertical travel time of surface water in the upper unsaturated layers can be related to the resistivity properties, which are based on the geological materials and thickness of protective layers. Kalinski et al. (1993a) and Rottger et al. (2005) have discussed this issue in detail. Kirsch (2009) suggested using vulnerability index to quantify percolation time (Table 4).

The moderate degree of vulnerability is dominant in this area, it can be seen that the range of percolation time is between 3 and 10 years (see Table 4). Hölting et al. (1995)

classified an aquifer as well protected if the percolation time through the unsaturated covering layers exceeds 10 years.

Conclusions

Vulnerability assessment based on hydraulic conductivity can be backed by measured electrical conductivities. In a first approach, the vulnerability map based on the electrical conductivity have to make some assumptions about the distribution of different degree of vulnerability. While the most dominant class is the moderate class, then the electrical calibration curves identified resistivity intervals true characteristics for each type of surficial encountered. The sandy inclusions in clayey environment increased the aquifer vulnerability.

The concept of vulnerability is originally restricted to the unsaturated zone covering the first groundwater layer. However, as our main interest is to the deeper groundwater layers actually in use for water supply, the concept of vulnerability is extended to the saturated zone. The top of the groundwater layer used for water supply then gives the reference depth for the calculation of the electrical conductivity index.

A correction applied to the electrical conductivities of the unsaturated zone to make it comparable to the electrical conductivities of the saturated zone is necessary, because the low conductivities of the unsaturated zone have major influence on the calculated electrical conductivity index.

The vulnerability mapping and vulnerability indices based on resistivity data provide a good tool to assess and quantify the protection of the groundwater resources.

Acknowledgments The authors wish to express their gratitude to National Hydraulic Resources Agency (ANRH) and Engineering Office BERECH for their helpful technical support.

References

- Abiola O, Enikanselu PA, Oladapo MI (2009) Groundwater potential and aquifer protective capacity of overburden units in Ado-Ekiti, southwestern Nigeria. *Int J Phys Sci* 4(3):120–132
- Adams B, Foster SSD (1992) Land-surface zoning for groundwater protection. *J Inst Water Environ Manag* 6(3):312–320 London, ROYAUME-UNI
- Added A, Hamza MH (2000) Evaluation of the vulnerability to pollution in Metline aquifer. (North-East of Tunisia), Université de Tunis II; Département de Géologie Faculté des Sciences de Tunis; Campus Universitaire, 1060, Tunis, Tunisie
- Al Hallaq AH (2002) Unpublished Ph.D. dissertation. In: Groundwater Resources Depletion in Gaza Strip: Causes and Effects. Ain Shams University, Cairo (In Arabic)
- Al-ahmadi ME, El-Fiky ,AA (2009) Hydrogeochemical evaluation of shallow alluvial aquifer of Wadi Marwani, western Saudi Arabia. *J King Saud Univ (Sci)* 21:179–190. doi:10.1016/j.jksus.2009.10.005
- Albinet M, Margat J (1970) Groundwater pollution vulnerability mapping, 2nd series. *Bull BRGM* 3(4):13–22 In French

- Aller L, Bennet T, Lehr JH, Petty RJ, Hackett G (1987) DRASTIC: A standard system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeologic settings. EPA/600/2-85/018. US Environmental Protection Agency, Ada, Oklahoma 455pp
- Allessandro E, Lemoine Y (1983) Détermination de la perméabilité des alluvions à partir de la prospection électrique. *Bull Int Assoc Eng Geol* 26:357–360 (In French)
- Atakpo EA, Ayolabi EA (2009) Evaluation of aquifer vulnerability and the protective capacity in some oil producing communities of western Niger Delta. *Environmentalist* 29:310–317
- Atekwana EA, Werkema DD, Duris JW, Roszbach S, Atekwana EA, Sauck WA, Cassidy DP (2004) In-situ apparent conductivity measurements and microbial population distribution at a hydrocarbon contaminated site. *Geophysics* 69:56–63
- Baalousha H (2006) Vulnerability assessment for the Gaza Strip, Palestine using DRASTIC. *Environ Geol* 50:405–414
- Berger W, Bömer F, Petzold H (2001) Consecutive geoelectric measurements reveal the downward movement of an oxidation zone. *Waste Manag* 21:117–125
- Berthold S, Bentley LR, Hayashi M (2004) Integrated hydrogeological and geophysical study of depression-focused groundwater recharge in the Canadian prairies. *Water Resour Res* 40:1029–1039
- Boerner FD, Schopper W, Weller A (1996) Evaluation of Transport and storage properties in the soil and groundwater zone from induced polarization measurements. *Geophys Prospect* 44:583–601
- Boughriba M, Melloul A, Zarhloule Y, Ouardi A (2006) Extension spatiale de la salinisation des ressources en eau et modèle conceptuel des sources salées dans la plaine des Triffa (Maroc nord-oriental). *C R Geoscience* 338:768–774. doi:10.1016/j.crte.2006.07.007
- Braga ACO, Filho WM, Dourado JC (2006) Resistivity (DC) method applied to aquifer protection studies. *Revista Brasileira de Geofísica* 24(4):573–581
- BRL ingénierie (1998) Etude du Plan directeur général de développement des régions sahariennes – Connaissances d'Ensemble. Rapport, ANRH, Alger, Algérie.
- Busson G (1967) Carte géologique du bassin Mésozoïque du Sahara Algéro-Tunisien et de ses abords, planche 2. CNRS, Paris
- Casas A, Himi M, Diaz Y, Pinto V, Font X, Tapias JC (2008) Assessing aquifer vulnerability to pollutants by electrical resistivity tomography (ERT) at a nitrate vulnerable zone in NE Spain. *Environ Geol* 54:515–520.
- Celico F (1996) Vulnerabilità all'Inquinamento degli Acquiferi e delle Risorse Idriche Sotterranee in Realta Idrogeologica Complesse: i Metodi DAC e VIR. *Quaderni di Geologia Applicata* 1:93–116
- Christensen NB, Sorensen KI (1998) Surface and borehole electric and electromagnetic methods for hydrogeophysical investigations. *Eur J Environ Eng Geophys* 3(1):75–90
- Christensen P-F, Christensen S, Friberg R, Kirsch R, Rabbel W, Röttger B, Scheer W, Thomsen S, Voss W (2002) A geological model of the Danish-German Border Region. *Meyniana* 54:73–88
- Cichocki G, Zojer HT (2007) International conference, Groundwater vulnerability assessment and mapping. IAH selected papers; 11:191–198. In: VURAAS – vulnerability and risk assessment for Alpine aquifer systems. Taylor & Francis Group, London, UK
- Civita M (1994) La carte della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento. Teoria and Practica. Pitagora, Bologna, p. 325
- Civita M, De Regibus C (1995) Sperimentazione di alcune metodologie per la valutazione della vulnerabilità degli acquiferi [Development of a methodology for the assessment of aquifer vulnerability]. *Q Geol Appl Pitagora* 3:63–71
- Cornet A (1964) Introduction à l'hydrogéologie saharienne. *Rev Géogr Phys Géol Dyn* 6:5–72
- Corwin DL, Vaughan PL, Loague K (1997) Modeling nonpoint source pollutants in the vadose zone with GIS. *Environ Sci Technol* 31:2157–2175
- Daily WD, Ramirez AL, LaBrecque DJ, Nitao J (1992) Electrical resistivity tomography of vadose water movement. *Water Resources Research* 28:1429–1442
- Daly D, Drew D (1999) Irish methodologies for karst aquifer protection. In: Beek B (ed) *Hydrogeology and engineering geology of sinkholes and karst*. Balkema, Rotterdam, pp. 267–327
- Doerfliger N, Jeannin PY, Zwahlen F (1999) Water vulnerability assessment in karst environments: A new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tools (EPIK method). *Environ Geol* 39(2):165–176
- Douma J, Helbig K, Schocking F, Tempels J (1990) Shear-wave splitting in shallow clays observed in a multi-offset and walk-around VSP. *Geol Mijnb* 69:417–428
- Drew D, Hötzl H (1999) The management of karst environments. Chapter 8. In: Drew, D and Hötzl (Eds.). *Karst Hydrogeology and Human Activities Impacts, consequences and implications*, A.A. Balkema, Rotterdam, pp 259–273
- Edmunds WM, Gaye CB (1997) High nitrate baseline concentrations in groundwaters from the Sahel. *J Environ Qual* 26:1231–1239
- Edmunds WM, Guendouz A, Mamou A, Moulla AS, Shand P, Zouari K (2003) Groundwater evolution in the Continental Intercalaire aquifer of southern Algeria and Tunisia: trace element and isotopic indicators. *Appl Geochem* 18:805–822
- ERESS (1972) Etude des Ressources en Eau de Sahara Septentrional [Study of water resources of the Septentrional Sahara]. UNESCO, Paris. (7 Vols. and Annexes).
- Focazio MJ, Reilly TE, Rupert MG, Helsel DR (2002) Assessing groundwater vulnerability to contamination: Providing scientifically defensible information for decision makers US Department of Interior and US Geological Survey, Reston, VA US Geological Survey Circular No:1224
- Foster SSD (1987) Fundamental concepts in aquifer vulnerability pollution risk and protection strategy. In: van Duijvenboodend W, van Waegeningh HG (eds) *Vulnerability of soil and groundwater to pollution: Proceedings and information*. TNO Committee on Hydrological Research, The Hague, pp. 69–86
- Foster SSD, Hirata R (1988) Groundwater pollution risk assessment: A methodology using available data. WHO-PAHO/HPE-CEPIS Technical Manual, Lima, p. 81
- Foster S, Hirata R, Gomes D, D'Elia M, Paris M (2002) Groundwater Quality Protection A guide for water utilities, municipal authorities and environment agencies. The World Bank, p. 103
- Goldscheider N, Klute M, Sturm S, Hötzl H (2000) The PI method: a GIS based approach to mapping groundwater vulnerability with special consideration of karst aquifers. *Z Angew Geol* 463:157–166
- Griffith DH (1976) Application of electrical resistivity measurements for the determination of porosity and permeability in sandstones. *Geoexploration* 14(3/4):207–213
- Griffith DH, King (1965) *Applied Geophysics for Engineers and Geologists*. Paragon Press, London, p. 223
- Grissemann C, Rammlmair D, Siegwart C, Foullet N (2000) In: Rammlmair, al. e (eds) *Spectral induced polarization linked to image analyses: a new approach*. Applied mineralogy, Balkema, Rotterdam, pp. 561–564
- Gruhne M (1999) Überwachung von Untergrundkontaminationen mit Messungen der komplexen elektrischen Leitfähigkeit. *Proceedings des DGFZ* 16, Dresden
- Guendouz A (1985) Contribution à l'étude hydrochimique et isotopique des nappes profondes du Sahara Nord-est Septentrional, Algérie. Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Univ. Paris XI, p. 243
- Haertle T (1983) Groundwater in water resources planning. In: *Method of working and employment of EDP during the preparation of groundwater vulnerability maps*. UNESCO. INTER. SYMP. Proc, Koblenz, Germany UNESCO/IAH/IAHS. II:1073–1085
- Henriet JP (1975) Direct applications of the Dar Zarrouk parameters in ground water surveys. *Geophys Prospect* 24:344–353

- Herbst M, Hardelauf H, Harms R, Vanderborcht J, Vereecken H (2005) Pesticide fate at regional scale: development of an integrated model approach and application. *Physics and Chem Earth* 30(8–10):542–549
- Hörling B, Härtlé T, Hohberger K-H, Nachtigall KH, Villinger E, Weinzierl W, Wrobel J-P (1995) Konzept zur Ermittlung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung [Conception for the evaluation of the protective function of the unsaturated stratum above the groundwater table]. *Geol Jahrb C63*:5–24
- IPI2Win (2001) software Moscow State University, Version 2.1.
- Kabera T, Zhaohui L (2008) A GIS DRASTIC model for assessing groundwater in shallow aquifer in Yunchenge Basin, Shanxi, China. *J Appl Sci* 3(3):195–205
- Kalinski RJ, Kelly WE, Bogardi I (1993a) Combined use of geoelectric sounding and profiling to quantify aquifer protection properties. *Ground Water* 31(4):538–544
- Kalinski RJ, Kelly WE, Bogardi I, Pesti G (1993b) Electrical resistivity measurements to estimate travel time through unsaturated groundwater protective layers. *J Appl Geophys* 30:161–173
- Keller GV, Frischknecht FC (1966) *Electrical Method in Geophysical Prospecting*. Pergamon Press, Oxford, p. 517
- Kelly WE (1977) Geoelectric sounding for estimation aquifer hydraulic conductivity. *Groundwater* 15(6):420–425
- Kemna A (2000) Tomographic inversion of complex resistivity. PhD-Thesis. Berichte des Inst. Geophysik der Ruhr-Universität Bochum, Reihe A, p 56
- Ketelaere D, Cremona M, Cremonini M, Pedone R, Bernat M, Page A, Fernex F, Added A, Mammou AB, Marzoughi Y (1997) A computerized methodology for aquifer vulnerability mapping: Mean Sea Level aquifer, Malta and Manouba aquifer, Tunisia. *Karst Hydrology, IAHS Publ* 247:81–94
- Kilian C (1932) Sur des conglomérats précambriens du Sahara Central: le Pharusien et le Suggarien. - C.R. Somm. Soc. géol, Fr. Paris 7:87–88
- Kirsch R (2006) *Groundwater Geophysics-A Tool for Hydrogeology*. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 459–471
- Kirsch R (2009) *Groundwater Geophysics-A Tool for Hydrogeology*, 2nd edn. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 518–521
- Kirsch R, Sengpiel K-P, Voss W (2003) The use of electrical conductivity mapping in the definition of an aquifer vulnerability index. *Near Surface Geophysics* 1:3–20
- Kirsch R, Rumpel H-M, Scheer W, Wiederhold H (2006) *Groundwater Resources in Buried Valleys-A Challenge for Geosciences*. Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA-Institut) Stilleweg 2, 30655 Hannover-Germany, pp. 77–88
- Komatina SM (1994) Geophysical methods application in groundwater natural protection against pollution. *Environ Geol* 23:53–59
- Lenkey L, Hamori Z, Mihalfy P (2005) Investigating the hydrogeology of a water-supply area using direct-current electrical sounding. *Geophy* 70(4):H1–H19
- Liggett JE, Talwar S (2009) Groundwater vulnerability assessments and integrated water resource management. *Watershed Management Bulletin* 13(1):18–29
- Liu S, Yeh T-CJ (2004) An integrative Approach for monitoring water Movement in the vadose zone. *Vadose Zone J* 3:681–692
- Lobo-Ferreira JP (1999) The European Union experience on groundwater vulnerability assessment and mapping. *COASTIN A Coast Policy Res Newsl* 1:8–10
- Mamou A (1990) Caractéristiques, évaluation et gestion des ressources en eaux du Sud tunisien. Thèse de Doctorat d'Etat. Sc. Nat. Univ. Paris-Sud, p. 542
- Massoud U, Santos F, Khalil MA, Taha A, Abbas AM (2010) Estimation of aquifer hydraulic parameters from surface geophysical measurements: a case study of the Upper Cretaceous aquifer, central Sinai. *Egypt Hydrogeol J* 18:699–710
- Mazac O, Cislerova M, Kelly WE, Landa I, Venhodova D (1990) Determination of hydraulic conductivities by surface geoelectrical methods. In: Ward SH (ed) *Geotechnical and environmental geophysics 2: environmental and groundwater*. Soc Explor Geophys, pp 125–131
- McLay CDA, Dragten R, Sparling G, Selvarajah N (2001) Predicting groundwater nitrate concentrations in a region of mixed agricultural land use: a comparison of three approaches. *Environ Pollut* 115: 191–204
- Mhamdi A, Gouasmia M, Gasmi M, Bouri S, Ben Dhia H (2006) Évaluation de la qualité de l'eau par application de la méthode géoélectrique: exemple de la plaine d'El Mida-Gabes nord (Sud tunisien). *C. R. Geosci* 338:1228–1239. doi:10.1016/j.crte.2006.09.005
- Migdad ESM (2011) Groundwater Vulnerability Assessment Using GIS-Based DRASTIC Model: ID #201004500. CRP 514: Introduction to GIS, King Fahd University of Petroleum and Minerals, p 23
- Nowlan L (2005) *Buried treasure: Groundwater permitting and pricing in Canada*. Walter and Duncan Gordon Foundation, with case studies by Geological Survey of Canada, West Coast Environmental Law, and Sierra Legal Defence Fund. p 118
- Omosuyi GO (2010) Geoelectric assessment of groundwater prospect and vulnerability of overburden aquifers at Idanre, southwestern Nigeria. *Ozean J Appl Sci* 3(1):19–28
- OSS (Observatoire du Sahara et du Sahel) (2003): *Système Aquifère du Sahara Septentrional*. Volume 1: *Modèle Mathématique*. Projet SASS; Rapport interne. Annexes. p 229
- Palmer RC, Lewis MA (1998) Assessment of groundwater vulnerability in England and Wales. In: Robins, N.S. (Ed.), *Groundwater Pollution, Aquifer Recharge and Vulnerability*. Geol Soc Spec 130:191–198
- Parkhomenko EI (1967) *Electrical properties of rocks*. In: Keller GV (ed) Plenum Press, New York, p 314 (translated from Russian)
- Popescu IC, Gardin N, Brouyère S, Dassargues A (2008) In ModelCARE 2007 Proceedings, Calibration and Reliability in Groundwater Modelling. In: Refsgaard JC, Kovar K, Haarder E, Nygaard E (eds) *Groundwater vulnerability assessment using physically-based modelling: From challenges to pragmatic solutions*. IAHS, Denmark Publication No. 320
- RIVM (1987) *Kwetsbaarheid van het Grondwater*. Rijksinstituut voor Volksgezondheid en Milieu hygiene, Staatsuitgeverij, 's-Gravehage.
- Robert J, Kalinski RJ, William E, Kelly WE, Bogardi I (1993) Combined use of geoelectric sounding and profiling to quantify aquifer protection properties. *Ground Water* 4(31):538–544
- Robins NS, Chilton PJ, Cobbing JE (2007) Adapting existing experience with aquifer vulnerability and groundwater protection for Africa. *J Afr Earth Sci* 47:30–38
- Rottger B, Kirsch R, Scheer W, Thomsen S, Friborg R, Voss W (2005) Multifrequency airborne EM surveys - a tool for aquifer vulnerability mapping. In: Butler DK (ed) *Near Surface Geophysics, Investigations in Geophysics*, no, vol 13. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp. 643–651
- Sankaran S, Rangarajan R, Krishnakumar K, Saheb Rao S, Smitha V (2010) Geophysical and tracer studies to detect subsurface chromium contamination and suitable site for waste disposal in Ranipet, Vellore district, Tamil Nadu, India. *Environ Earth Sci* 60:757–764. doi:10.1007/s12665-009-0213-3
- Scheffer F, Schachtschabel P (1984) *Lehrbuch der Bodenkunde*. Enke Verlag, Stuttgart
- Sen PN, Goode PA, Sibbit A (1988) Electrical conduction in clay bearing sandstones at low and high salinities. *J Appl Phys* 63:4832–4840
- Sharma PV (1997) *Environmental and engineering geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 475
- Sharma VVJ, Rao B (1962) Variation of electrical resistivity of river sands, Calcite and Quartz powders with water content. *Geophysics* 17(4):470–479

- Sinha R, Israil M, Singhal DC (2009) A hydrogeophysical model of the relationship between geoelectric and hydraulic parameters of anisotropic aquifers. *Hydrogeol J* 17:495–503
- Sorensen Kurt I, Auker E, Christensen N, Pellerin L (2005) An integrated approach for hydrogeophysical investigations: new technologies and a case history. In: Bulter DK (ed) *Bulter. Near-surface Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp. 585–597
- Soupios PM, Kouli M, Vallianatos F, Vafidis A, Stavroulakis G (2007) Estimation of aquifer hydraulic parameters from surficial geophysical methods: a case study of Keritis basin in Chania (Crete-Greece). *J Hydrol* 338:122–131
- Sundararajan N, Sankaran S, Al-Hosni TK (2012) Vertical electrical sounding (VES) and multi-electrode resistivity in environmental impact assessment studies over some selected lakes: a case study. *Environ Earth Sci* 65:881–895. doi:10.1007/s12665-011-1132-7
- Thomas H, Leah GW (2001) *Assessing Vulnerability of Groundwater*. California Department of Health Services, Davis, p 13
- Tizro TA, Voudouris KS, Salehzade M, Mashayekhi H (2010) Hydrogeological framework and estimation of aquifer hydraulic parameters using geoelectrical data: a case study from West Iran. *Hydrogeol J* 18:917–929
- UNESCO (1972) *Etude des ressources en eau du Sahara Septentrional, Rapport sur les résultats du Projet REG-100*. Paris p 116
- Van Stempvoort D, Ewert L, Wassenaar L (1992) Aquifer vulnerability index: a GIS compatible method for groundwater vulnerability mapping. *Canadian Water Resources Journal* 18:25–37
- Vias JM, Andreo B, Perles MJ, Carrasco F (2005) A comparative study of four schemes for groundwater vulnerability mapping in a diffuse flow carbonate aquifer under Mediterranean climatic condition. *Environ Geol* 47(4):586–595
- Vias JM, Andreo B, Perles MJ, Carrasco F, Vadillo I, Jiménez P (2006) Proposed method for groundwater vulnerability mapping in carbonate (karstic) aquifers: the COP method. Application in two pilot sites in Southern Spain. *Hydrogeol J* 14:912–925
- Weihnacht B, Boerner F (2005) Ermittlung geohydraulischer Parameter aus kombinierten geophysikalischen Messungen im Technikumsmaßstab. Proc. 65. JT der DGG, Graz, p. 39
- Wilson LG (1983) Monitoring in the vadose zone: Part 3. *Groundw Monit Rev* 3(1):155–166
- Worthington PF (1975) Quantitative geophysical investigations of granular aquifers. *Geophys Surv* 3:313–366
- Younger PL (2007) *Groundwater in the Environment: An Introduction*. Blackwell publishing, Oxford OX4 2DQ, UK. Chapter 9
- Zhou J, Li G, Liu F, Wang Y, Guo X (2010) DRAV model and its application in assessing groundwater vulnerability in arid area: a case study of pore phreatic water in Tarim Basin, Xinjiang, Northwest China. *Environ Earth Sci* 60:1055–1063
- Zohdy AAR (1989) A new method for automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. *Geophysics* 5(2):245–252
- Zohdy AAR, Eaton GP, Mabey DR (1974) Application of surface Geophysics to groundwater investigations. *US Geol Surv Techn Water-Res Investig, Book 2:116* (Chapter D1)
- Zwahlen F (2003) Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers, final report (COSTaction 620). European Commission, Brussels, p. 297

2. Résultats du calcul analytique par la méthode de *Wysling* pour déterminer la limite du périmètre de protection éloignée.

<i>Forages</i>	<i>Q (m³/s)</i>	<i>V_e (m/s)</i>	<i>T_{3650 jours} (s)</i>	<i>l (m)</i>	<i>S_o (m)</i>	<i>S_u (m)</i>	<i>r_p (m)</i>
A6	0,0054	5,59E-06	315360000	1761,95	1776,52	14,57	160,89
B6	0,0048	6,55E-06	315360000	2064,89	2075,95	11,05	151,48
C6	0,0057	7,16E-06	315360000	2257,88	2269,73	11,85	163,98
D6	0,0047	4,38E-06	315360000	1380,90	1396,73	15,83	148,69
E6	0,0049	4,10E-06	315360000	1293,81	1311,16	17,35	150,82
F6	0,0050	4,95E-06	315360000	1561,53	1576,41	14,87	153,12
A5	0,0057	8,69E-06	315360000	2740,04	2750,03	9,99	165,73
B5	0,0054	5,30E-06	315360000	1672,66	1687,91	15,25	160,43
C5	0,0056	7,16E-06	315360000	2256,76	2268,47	11,71	162,95
D5	0,0050	4,56E-06	315360000	1437,62	1454,01	16,39	154,38
E5	0,0054	7,47E-06	315360000	2354,20	2365,10	10,90	160,54
F5	0,0054	5,18E-06	315360000	1633,99	1649,78	15,80	161,43
A4	0,0048	8,73E-06	315360000	2754,02	2762,36	8,34	151,79
B4	0,0054	8,42E-06	315360000	2656,63	2666,05	9,42	158,44
C4	0,0047	4,29E-06	315360000	1351,65	1367,92	16,27	149,20
D4	0,0059	5,80E-06	315360000	1829,59	1845,05	15,45	168,86
E4	0,0057	2,64E-06	315360000	834,02	865,41	31,39	164,81
F4	0,0052	5,28E-06	315360000	1664,50	1678,91	14,41	155,54
A3	0,0054	6,01E-06	315360000	1895,24	1908,42	13,18	158,61
B3	0,0045	7,47E-06	315360000	2355,92	2364,90	8,97	145,68
C3	0,0052	7,52E-06	315360000	2371,34	2381,67	10,33	156,85
D3	0,0054	4,54E-06	315360000	1431,45	1449,00	17,55	159,48
E3	0,0057	5,72E-06	315360000	1803,61	1818,12	14,51	162,41
F3	0,0046	5,88E-06	315360000	1854,11	1865,46	11,34	145,46

3- Production scientifiques: (2010 - 2016)

1. Revues Internationales

Madi M, Meddi M, Boutoutaou D et Pulido-Bosch A (2016) Assessment of aquifer vulnerability using a geophysical approach in hyper-arid zones. A case study (In Salah region, Algeria). Arab J Geosci 9 (6): 460-472. DOI 10.1007/s12517-016-2489-4

2. Colloques Internationaux

2. Madi M, Meddi M, Boutoutaou D (2011) Appréciations de la vulnérabilité d'eau à la pollution en support à la cartographie dans la zone hyper-aride, ville d'In Salah, Algérie. 09p. l'Atelier International « Utilisation et valorisation des ressources en eau pour le développement durable des écosystèmes arides » ; CRSTRA du 13 au 14 Novembre 2011. Centre de recherche scientifique et technique sur les régions arides- Biskra. (Communication orale).

1. Madi M, Bouderbala A (2010) Contribution des méthodes de vulnérabilité *DRASTIC*, *SI* et *GOD* à l'étude de la pollution de la nappe Continentale Intercalaire dans la région d'In Salah (Sud-Est de l'Algérie), 13p. 1^{ère} Colloque International sur la géologie du Sahara Algérien : ressources minérales, en hydrocarbures et en eau ; Ouargla, du 05 au 07 décembre 2010. (Communication orale).

Assessment of aquifer vulnerability using a geophysical approach in hyper-arid zones. A case study (In Salah region, Algeria)

**Mohammed Madi, Mohamed Meddi,
Djamel Boutoutaou & Antonio Pulido-
Bosch**

Arabian Journal of Geosciences

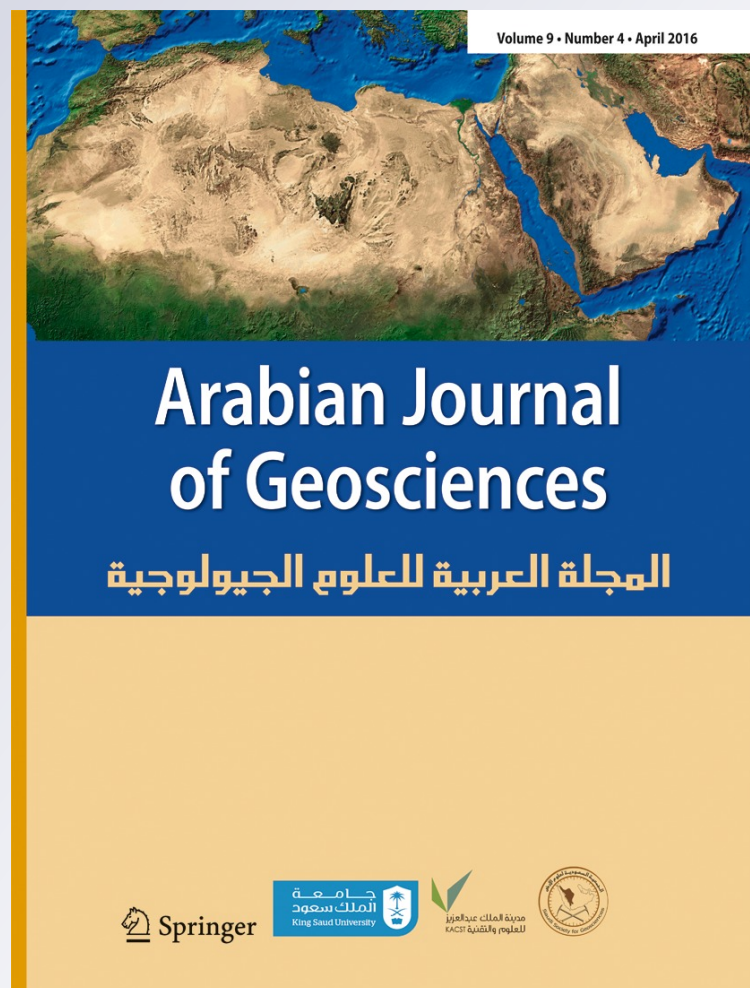
ISSN 1866-7511

Volume 9

Number 6

Arab J Geosci (2016) 9:1-12

DOI 10.1007/s12517-016-2489-4



Omar El Bernaoui

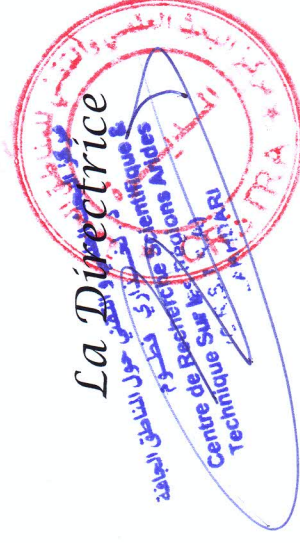
Attestation de Participation

Je soussignée **LAKHDARI Fattoum** Directrice du Centre de Recherche Scientifique
et Technique sur les Régions Arides atteste que :

MADI Mohamed

a participé à l'atelier international « *Utilisation et Valorisation des Ressources en Eau pour le Développement Durable des Ecosystèmes Arides* » qui s'est déroulé les 13 et 14 Novembre 2011, au CRSTRA et a présenté une communication Orale :
« *Appréciations de la vulnérabilité d'eau à la pollution en support à la cartographie dans la zone hyper-aride, ville d'In Salah, Algérie.* »

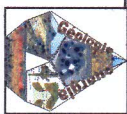
Co-auteur(s): **MEDDI M., BOUTOUTAOU D.**





Université Kasdi Merbah
Ouargla, Algérie

Université Kasdi Merbah
Ouargla, Algérie



Attestation de participation

Le comité d'organisation atteste que Mr/Mme : **MOHAMED MADI**

a participé au 1^{er} colloque international sur la géologie du Sahara algérien :
ressources minérales, en hydrocarbures et en eau, du 05 au 07 Décembre 2010.

par une présentation intitulée :

**" CONTRIBUTION DES METHODES DE VULNERABILITE DRASTIC,
SI ET GOD A L'ETUDE DE LA POLLUTION DE LA NAPPE CONTINENTAL
INTERCALAIRE DANS LA REGION D'IN SALAH (SUD-EST DE L'ALGERIE) "**

Auteurs : Mohamed MADI et Abdelkader BOUDERBALA

Dr. IMED-EDDINE NEZLI
CHEF DE DEPARTEMENT DES SCIENCES
DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS



Dr. MESSAOUD HACINI
PRESIDENT, DU 1^{ER} COLLOQUE INTERNATIONAL
SUR LA GEOLOGIE DU SAHARA ALGERIEN