



République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche
Scientifique



Université Echahid Larbi Tébessi – Tébessa
Faculté des Sciences Exactes et des Sciences de la Nature et de la vie
Département de Sciences de la Terre et de l'Univers

MEMOIRE DE MASTER

Domaine : Sciences de la Terre et de l'Univers.

Filière : Géologie

Spécialité : Géologie de l'ingénieur et géotechnique

Thème :

**Évaluation du potentiel d'infiltration des sols de la plaine de
Tébessa: étude géotechnique préalable à l'implantation et le
dimensionnement de dispositifs de recharge artificielle**

Présenté par :

NOUSRA ASMA

Devant le jury :

Président	BOUBAYA DJAMEL	Professeur	Echahid Larbi Tébessi -Tébessa
Rapporteur	FEHDI CHEMSEDDINE	Professeur	Echahid Larbi Tébessi -Tébessa
Co-Rapporteur	DJABRI MOHAMED	MCA	Echahid Larbi Tébessi -Tébessa
Examineur	BAALI FETHI	Professeur	Echahid Larbi Tébessi -Tébessa

Année universitaire : 2025/2026





Remerciements



Louange à Allah, le Tout-Puissant, donateur du savoir et guide du chemin, pour la réussite, la patience et la détermination qu'Il m'a accordées, et qui m'ont permis d'achever ce modeste travail.

Avec tout le respect et la plus profonde estime, j'exprime ma sincère gratitude à tous ceux qui ont joué un rôle significatif dans mon parcours académique. Leur soutien constant et leurs conseils avisés ont eu un impact précieux dans l'accomplissement de cette étape et dans la réussite de ce travail.

À le **Professeur Boubaya Djamal**, le Président du Jury de Soutenance, je rends hommage pour l'honneur qu'il a fait à cette étude en la lisant et en l'évaluant, ainsi que pour ses orientations pertinentes et enrichissantes.

À mon directeur de recherche, le **Professeur Chamseddine Fahdi**, je présente mes remerciements les plus incères pour son soutien constant, ses conseils éclairés et la confiance qu'il m'a accordée, qui ont nourri ma réflexion et renforcé mon parcours scientifique, permettant ainsi la réalisation de cette recherche.

À l'examineur **Professeur Baali Fethi**, pour le temps et l'énergie consacrés à l'évaluation de cette étude et pour sa contribution précieuse à l'enrichissement du débat scientifique.

À **Monsieur Mohamed DJabri**, pour son soutien scientifique constant et son encouragement sincère.

À l'ingénieur du laboratoire des sciences de la Terre et de l'Univers, **Monsieur Hemaidia.hacen**, pour son aide précieuse et son appui scientifique enrichissant.

À tous mes professeurs de l'Université Cheikh El Arabi Tebessi, Département des Sciences de la Terre et de l'Univers, pour leur savoir, leur expérience et leur encadrement tout au long de mon parcours, qui ont fait de mon apprentissage une véritable source d'inspiration.

À mes chers parents, mes bien-aimés, qui ont été la lumière de ma vie et mon soutien constant, qui ont porté mes difficultés avec patience et amour inconditionnel, et dont les prières ont toujours été mon appui et ma motivation. Ce travail vous est dédié, en reconnaissance de vos sacrifices et de votre affection constante.

À mes chers frères, qui ont partagé ma joie et m'ont soutenu par leur présence constante, ainsi qu'aux collègues et amis qui ont contribué, par leur encouragement et leur accompagnement, à enrichir mon expérience scientifique, j'adresse mes plus sincères remerciements. Chacun de vous a eu un rôle précieux dans l'enrichissement de mon parcours, que ce soit de manière directe ou indirecte.



Dédicaces :

« Au nom d'Allah, le Tout Miséricordieux, le Très Miséricordieux.

Et leur ultime invocation est : Louange à Allah, Seigneur des mondes.

Louange à Allah par la grâce duquel s'accomplissent les bonnes œuvres.

Louange à Allah qui m'a accordé la réussite et m'a soutenue jusqu'à atteindre ce jour tant attendu, pour lequel j'ai tant œuvré. »

Je dédie le fruit de ma réussite et le résultat de mes efforts et de ma persévérance à ceux qui ont été la lumière de mon chemin :

*À mon cher père **Nousra Abd El Baki** , qui a été mon soutien et mon appui à chaque étape. Qu'Allah le protège et le préserve.*

*À ma chère mère **Nousra Mayoufa** , source d'amour et de générosité. Je prie Allah de lui accorder une longue vie, la santé et le bien-être.*

*À mes chers frères **Boubakre ,Faysal , Yassine , Nassire**, compagnons de route et soutien indéfectible. Qu'Allah vous bénisse et vous protège.*

À mes chères sœurs, je demande à Allah d'accorder à chacune d'entre vous bonheur et réussite dans sa vie.

Aux épouses de mes frères, qu'Allah vous accorde bonheur et sérénité.

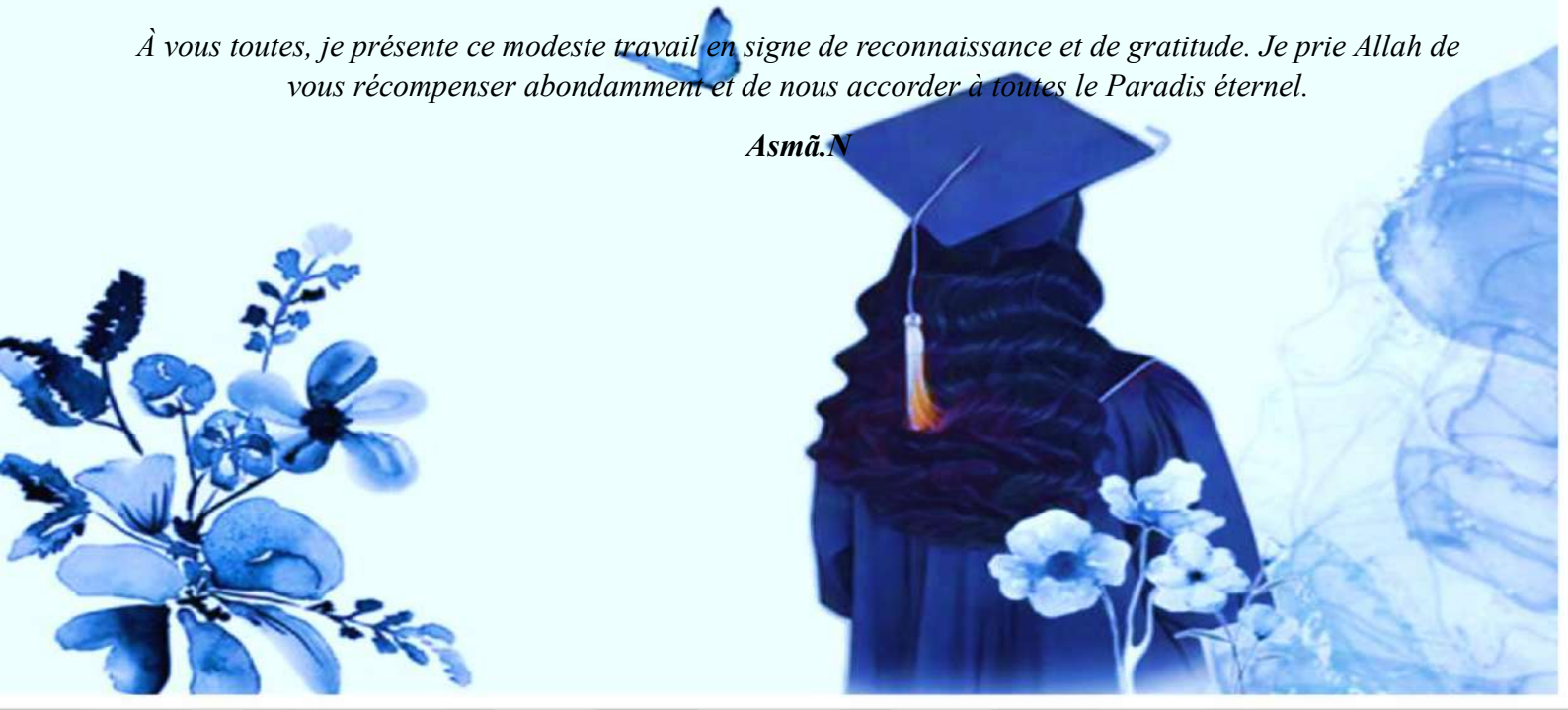
"À tous les enfants de mes frères et sœurs, filles et garçons, qui remplissent ma vie de joie et de bonheur; vous êtes l'éclat de mes jours et le secret de mon bonheur."

*À ma chère amie et compagne de route, source de mon soutien et de mon inspiration, **Kholoud**, qui a été à mes côtés à chaque étape, partageant avec moi les joies et les difficultés. Qu'Allah comble sa vie de bonheur et de réussite.*

*À mes chères amie **Manar ,Zyneb ,Radja ,Aya, Radhia, Ibtissam, Souad** , qui ont été une source constante d'encouragement et de soutien tout au long de ce parcours. Qu'Allah nous réunisse toujours dans le bien et la bénédiction.*

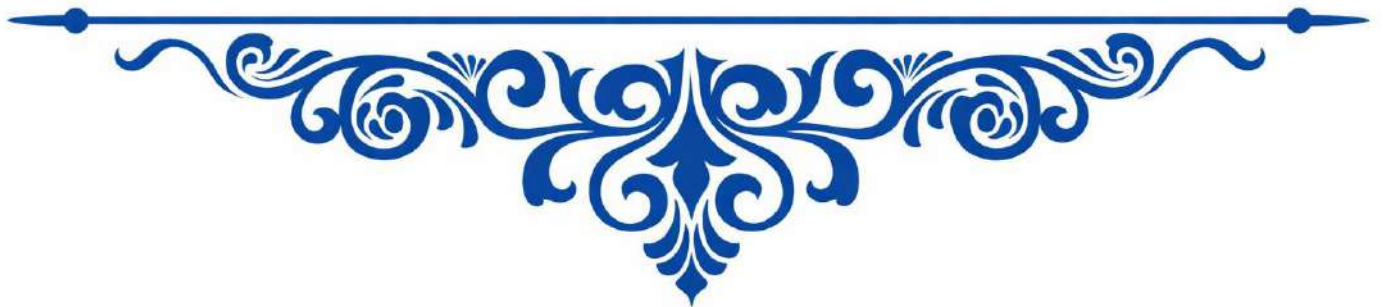
À vous toutes, je présente ce modeste travail en signe de reconnaissance et de gratitude. Je prie Allah de vous récompenser abondamment et de nous accorder à toutes le Paradis éternel.

Asmā.N





Résumé



الملخص

تُعد إشكالية التسيير المستدام للموارد المائية الجوفية من أبرز التحديات في المناطق شبه الجافة، خاصة مع ضعف التغذية الطبيعية وتزايد الضغط على المياه. تهدف هذه الدراسة إلى تقييم قابلية تسرب التربة في سهل تبسة لتحديد الظروف الملائمة للتغذية الاصطناعية للخران الجوفي.

اعتمدت الدراسة على تحليل المعطيات الجيولوجية والهيدروجيولوجية والمناخية، حيث أظهرت النتائج وجود تكوينات منفذة ملائمة لتخزين وانتقال المياه الجوفية، كما بينت الدراسة البيزومترية أن اتجاه الجريان الجوفي يتم من الشرق نحو الغرب. وأبرزت الدراسة المناخية طابع المنطقة شبه الجاف، الذي يتميز بضعف التساقطات وارتفاع التبخر، مما يحد من التغذية الطبيعية للخران الجوفي.

تم إنجاز نموذج هيدروجيولوجي باستعمال برنامج Visual MODFLOW Flex لمحاكاة عدة سيناريوهات للاستغلال والتغذية الاصطناعية. وأظهرت النتائج أن الاستغلال المفرط يؤدي إلى انخفاض المستوى البيزومتري، في حين تسمح التغذية الاصطناعية بواسطة بحيرة بتحسين وضعية الخزان الجوفي، حيث تبين أن مساحة 0.5 كم² تمثل حلاً مناسباً من حيث الكفاءة الهيدروليكية وتكاليف الإنجاز.

الكلمات المفتاحية: سهل تبسة، التغذية الاصطناعية، المياه الجوفية، الهيدروجيولوجيا، النمذجة الرقمية.

Résumé

La gestion durable des ressources en eaux souterraines constitue l'un des principaux défis dans les régions semi-arides, en raison de la faiblesse de la recharge naturelle et de la pression croissante sur les ressources en eau. Cette étude vise à évaluer le potentiel d'infiltration des sols de la plaine de Tébessa afin de déterminer les conditions favorables à la recharge artificielle des nappes souterraines.

L'étude s'appuie sur l'analyse des données géologiques, hydrogéologiques et climatiques. Les résultats montrent l'existence de formations perméables favorables au stockage et à la circulation des eaux souterraines. L'étude piézométrique a également mis en évidence un écoulement général des eaux souterraines de l'est vers l'ouest. Le contexte climatique semi-aride, caractérisé par une faible pluviométrie et une forte évaporation, limite la recharge naturelle de l'aquifère.

Une modélisation hydrogéologique réalisée à l'aide du logiciel Visual MODFLOW Flex a permis de simuler différents scénarios d'exploitation et de recharge artificielle. Les résultats montrent que la surexploitation entraîne une baisse du niveau piézométrique, tandis que la recharge artificielle par lac améliore l'état de la nappe. La superficie de 0,5 km² apparaît comme la solution la plus adaptée en termes d'efficacité hydraulique et de coût.

Mots-clés : Plaine de Tébessa, recharge artificielle, eaux souterraines, hydrogéologie, modélisation numérique.

Abstract

Sustainable groundwater resource management is one of the main challenges in semi-arid regions due to weak natural recharge and increasing pressure on water resources. This study aims to evaluate the soil infiltration potential in the Tébessa plain in order to identify suitable conditions for artificial groundwater recharge.

The study is based on the analysis of geological, hydrogeological, and climatic data. The results revealed the presence of permeable formations favorable for groundwater storage and circulation. The piezometric study also showed that the general groundwater flow direction is from east to west. The semi-arid climate, characterized by low rainfall and high evaporation, limits the natural recharge of the aquifer.

A hydrogeological model was developed using Visual MODFLOW Flex to simulate different exploitation and artificial recharge scenarios. The results indicate that overexploitation causes a decline in piezometric levels, while artificial recharge through a recharge lake improves aquifer conditions. The 0.5 km² surface area was found to be the most suitable solution in terms of hydraulic efficiency and implementation cost.

Keywords: Tébessa plain, artificial recharge, groundwater, hydrogeology, numerical modeling.



TABLE DES MATIERES



Contents

Introduction Générale :	11
Partie 1	13
CHAPITRE 01 :	14
I. Etude du milieu naturel :	15
I.1. Situation géographique :	15
I.2. Réseau hydrographique :	17
I.3. Couvert végétal :	17
I.4. Le relief :	18
II. Caractéristiques géologiques de la région d'étude :	19
II.1. Introduction :	19
II.2. Stratigraphie :	21
II.2.1. Trias :	21
II.2.2. Crétacé :	21
II.2.3. Paléocène :	22
II.2.4. Éocène :	23
II.2.5. Miocène :	23
II.2.6. Pliocène :	23
II.2.7. Quaternaire :	24
II.3. Les formations diapiriques :	26
II.4. Tectonique de la région :	26
II.4.1. Phases de l'orogénèse :	26
II.4.2. Formation du fossé d'effondrement de Tébessa :	28
II.5. géomorphologique :	30
III. Conclusion :	31
CHAPITRE 02 :	33

TABLE DES MATIERES

I.	Introduction :	34
II.	Echelle Des Résistivités :	35
II.1.	Interprétation des résultats :	37
II.1.1.	Coupes géo-électriques :	37
II.1.2.	Carte des résistances transversales :	42
II.1.3.	Carte du toit du substratum :	43
III.	Conclusion :	45
CHAPITRE 03 :		47
I.	Introductio:	48
II.	Structure du système :	48
II.1.	La nappe alluviale et le milieu poreux :	49
II.2.	La nappe des calcaires et le milieu fissuré :	50
II.2.1.	L'aquifère des calcaires Maestrichtiens :	51
II.2.2.	L'aquifère des calcaires Turoniens :	51
III.	Potentialité de l'aquifère :	52
III.1.	Les forages étatiques :	53
III.2.	Les puits et forages non étatiques :	53
IV.	L'étude de la piézométrie :	53
IV.1.	Inventaire des points d'eau :	54
IV.2.	Le suivi piézométrique :	55
IV.3.	Les conditions aux limites de la nappe :	57
1.	Apports par infiltration des eaux météoriques :	58
2.	Apports des eaux de surface :	58
3.	Alimentation du milieu fissuré :	59
4.	Apports des calcaires fissurés vers la nappe alluviale :	59
V.	Conclusion :	59
CHAPITRE 04 :		61
A.	HYDROLOGIE	62
I.	Introduction :	62

TABLE DES MATIERES

II.	Délimitation des sous bassins versants :	62
III.	Etude du bassin versant :	63
III.1.	Caractéristiques géomorphologiques du bassin versants :	63
III.1.1.	Caractéristiques de forme :	63
III.1.2.	La forme du bassin :	63
III.1.3.	Les dimensions du rectangle équivalent :	64
III.1.4.	Paramètres du relief :	65
III.1.5.	Les pentes :	70
III.1.6.	Hydrographie :	74
IV.	Conclusion :	80
B.	Climatologie :	81
I.	Introduction :	81
II.	Choix et description des stations météorologiques :	81
III.	Facteurs météorologiques déterminants :	83
III.1.	Le régime des vents :	84
III.2.	L'humidité relative de l'air :	85
III.3.	La neige :	85
III.4.	La pluviométrie :	86
III.4.1.	Les précipitations :	86
III.4.2.	Les températures :	90
IV.	Les indices climatiques :	93
IV.1.	L'indice d'aridité de E. DE MARTONE :	93
V.	Le bilan hydrique :	94
V.1.	Étude de l'évapotranspiration :	95
V.1.1.	Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) :	96
V.1.2.	Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR) :	97
V.1.3.	Estimation des réserves facilement utilisables (RFU) :	99
V.1.4.	Estimation de ruissellement (R) :	100
V.1.5.	L'infiltration (I) :	101

TABLE DES MATIERES

V.1.6. Bilan hydrique de Thornthwaite :	103
V.1.7. Interprétation du bilan hydrologique :	104
VI. Conclusion :	106
Partie 2	107
CHAPITRE 05 :	108
I. Introduction :	109
II. Définition de la recharge artificielle :	109
III. Les objectifs de la recharge artificielle :	112
IV. Les méthodes de recharge artificielle :	113
IV.1. La recharge par Bassin d'infiltration :	113
IV.2. La recharge par injection directe :	114
IV.3 La recharge indirecte (ou induite) :	114
V. Intérêts et applications de la recharge artificielle des nappes :	115
V.1. Intérêts économiques et institutionnels :	115
V.2 Intérêts techniques et environnementaux :	116
V.3 Applications de la recharge artificielle :	116
VI. Conditions préalables à la réalisation de la RAN :	116
VI.1 Conditions hydrologiques :	116
VI.2. Conditions hydrogéologiques :	117
VI.3. Conditions géochimiques et biologiques :	117
VII. Critères de sélection des sites de recharge artificielle :	117
VII.1. Critères géologiques et hydrogéologiques :	117
VII.2. Critères hydrologiques :	118
VII.3. Critères physiques (topographiques) :	118
VII.4. Critères de qualité de l'eau :	118
VII.5. Considérations environnementales et économiques :	118
VII.6. Critères administratifs et juridiques :	118
VIII. Les facteurs influençant l'efficacité de la recharge artificielle :	119
IX. Exemples d'application de la recharge artificielle en Algérie :	119

X. Recharge artificielle en milieu alluvionnaire :	122
XI. Sites proposés pour la faisabilité d'un dispositif de recharge artificielle :	124
♦ Site 01 : Oued Bouakous	124
♦ Site 02 : Oued Chabro	124
CHAPITRE 06:	126
I. Introduction :	127
II. Définitions de la modélisation :	130
III. Typologie des modèles :	131
III.1. Modèles d'échelle physique :	132
III.2. Modèles mathématiques de simulation :	132
III.3. Modèles globaux ou semi-globaux :	134
IV. Notions de systèmes et de simulation :	136
IV.1. Notions de systèmes :	136
IV.2. Notions de simulation :	138
V. Étapes de la modélisation :	139
V.1. Modèle conceptuel :	139
V.2. Modèle mathématique :	139
V.3. Modèle numérique :	140
VI. Formulations mathématiques :	141
VI.1. Loi De Darcy :	141
VI.2. Équation de conservation de la masse :	142
VI.3. Équations d'état :	143
VI.4. Équation de diffusivité :	144
VI.5. Résolution par les différences finies :	145
VI.5.1. Résolution par les différences finies :	145
VI.5.2. Paramètres définis sur chaque maille :	145
VI.5.3. Principe de continuité des flux :	146
VI.5.4. Expression des flux par la loi de Darcy :	146
VI.5.5. Débit emmagasiné dans la maille :	147

TABLE DES MATIERES

VI.5.6. Équation finale aux différences finies :	147
VI.5.7. Écriture matricielle du système :	147
VII. Conditions initiales et conditions aux limites :	148
VII.1. Conditions initiales :	148
VII.2. Conditions aux limites :	148
VII.2.1. Limite à potentiel imposé (condition de Dirichlet) :	149
VII.2.2. Limite à flux imposé (condition de Neumann) :	149
VII.2.3. Condition de Fourier (ou condition mixte)	150
VII.2.4. Conditions de surface libre (Surface de suintement) :	150
VIII. Les étapes de l'élaboration du modèle :	151
VIII.1. Introduction des données :	151
VIII.2. Calage du modèle :	151
VIII.3. Exploitation du modèle :	151
IX. Élaboration du modèle numérique de l'aquifère de la plaine de Tébessa :	151
IX.1. Introduction :	151
IX.2. Logiciel de modélisation :	152
IX.2.1. Fonctionnalités principales :	153
IX.2.2. Utilisation de MODFLOW dans notre étude :	154
IX.2.3. Méthodologie :	154
IX.2.4. Limitations et considérations :	154
IX.3. Discrétisation du domaine :	154
IX.3.1. Données prises en compte :	156
IX.3.2. Calage du modèle :	160
XII. Résultats et discussion :	166
XIII. Application sur terrain d'essais d'infiltration :	168
XIII.1. Introduction :	168
XIII.2. Définition des essais d'infiltration :	168
XIII.3. Objectifs des essais d'infiltration	168
XIII.4. Types des essais d'infiltration :	169

TABLE DES MATIERES

XIII.5. Méthodologie du test utilisé :	170
XIII.5.1. Méthode du monocylindre :	170
XIII.5.2. Matériel utilisé :	170
XIII.5.3. Procédure expérimentale :	170
XIII.5.4. Interprétation des résultats :	171
XIII.6. Applications sur terrain dans la zone d'étude :	171
XIII.7. Résultats des essais d'infiltration :	172
XIII.8. Interprétation des résultats des essais d'infiltration :	176
XIV. Conclusion :	177
CONCLUSION GÉNÉRALE.....	178
BIBLIOGRAPHIE	178

Liste de figure

FIGURE 1: SITUATION GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE (IN DJEBAASSI TOUFIK 2021).	16
FIGURE 2: LIMITES NATURELLES DE LA ZONE D'ETUDE (IN DJEBAASSI TOUFIK 2021).....	16
FIGURE 3: RESEAU HYDROGRAPHIQUE (IN BOUCHAGOURA LOUIZA)	17
FIGURE 4 : : CARTE DES ALTITUDES DANS LE BASSIN DE TEBESSA (IN DJEBAASSI TOUFIK 2021).	19
FIGURE 5: CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE TEBESSA (IN MODIFIE PAR , SID'EL MOUSTAPH CHEIKHNE CHEIKH EL MEHDI 2024).	20
FIGURE 6: RESUME SCHEMATIQUE DE LA STRATIGRAPHIE DE LA PLAINE DE TEBESSA. (D'APRES : DUBOURDIEU 1956, 1959; DAVID 1956; MADRE 1969; FLEURY 1969; THIBIEROZ ET MADRE 1976; CHIKHI 1980; OTMANINE 1987; BOUZENOUNE 1993 ET VILA ET AL., 2000, IN SAMI, 2004).	25
FIGURE 7: SCHEMA STRUCTURAL DE LA ZONE D'ETUDE D'APRES KOWALSKI W.M (1997).....	30
FIGURE 8: CROQUIS GEOMORPHOLOGIQUE DE LA REGION DE TEBESSA (IN DJABRI, 1987).	31
FIGURE 9: CARTE DE POSITION DES SONDAGES ELECTRIQUES VERTICAUX (SEV) (CGG 1970)	37
FIGURE 10: CARTE GEOLOGIQUE ET GEO-ELECTRIQUE DE LA PLAINE DE TEBESSA MONTRANT LES PROFILS DES QUATRE ZONES ETUDIEES (BEKKARIA, TEBESSA, AÏN CHABRO ET MORSOTT). (CGG 1970). (MODIFIEE PAR TAREK DERIAS. 2013)	38
FIGURE 11: COUPE GEO ELECTRIQUE (U.V.X) DE LA ZONE DE BAKKARIA (CGG 1975).....	39
FIGURE 12 : COUPE GEO ELECTRIQUE (Q.O.L) DE LA ZONE DE TEBESSA (CGG 1975).	40
FIGURE 13 : COUPE GEO ELECTRIQUE (F.G.J) DE LA ZONE D'AÏN CHABRO (CGG 1975).	41
FIGURE 14 : COUPE GEO ELECTRIQUE (MO) DE LA ZONE DE MORSOTT (CGG 1975).	42
FIGURE15 :CARTE DE RESISTANCES TRANSVERSALES BRUTE DE LA PLAINE DE TEBESSA-MORSOTT (CGG1975)	43
FIGURE 16 : CARTE DU TOIT DU SUBSTRATUM DE LA PLAINE TEBESSA-MORSOTT (CGG1975)	44
FIGURE 17 : COUPE HYDROGEOLOGIQUE A TRAVERS LA PLAINE DE AÏN CHABRO.(IN ROUABHIA ET AL. 2009) 50	
FIGURE 18 : CARTE D'INVENTAIRES DES PUIITS. PLAINE DE TEBESSA.(DJEBAASSI TOUFIK 2021)	54
FIGURE 19 : CARTE D'INVENTAIRES DES FORAGES. PLAINE DE TEBESSA.(DJEBAASSI TOUFIK 2021)	55
FIGURE 20 : CARTE PIEZOMETRIQUE. MAI 2009. PLAINE DE TEBESSA. .(TAREK DERIAS. 2013)	56
FIGURE 21 : CARTE GEOLOGIQUE ET DES CONDITIONS AUX LIMITES. GEOLOGIE D'APRES CGG 1970	57
FIGURE 22: CARTE DES CONDITIONS AUX LIMITES DU SYSTEME AQUIFERE DU BASSIN DE TEBESSA. – ANRH 1975 MODIFIEE - .(DJEBAASSI TOUFIK 2021)	58
FIGURE 23 : CARTE DES CONDITIONS AUX LIMITES DE LA PLAINE DE TEBESSA.....	62
FIGURE 24 :REPARTTION DES SURFACES EN FONCTION DES ALTITUDES. TEBESSA .(IN DJEBAASSI TOUFIK 2021)	66
FIGURE 25 : COURBE HYPOMETRIQUE ET DIAGRAMME DES FREQUENCES ALTIMETRIQUES A TRAVERS LE BASSIN DE TEBESSA. .(INDJEBAASSI TOUFIK 2021)	67
FIGURE 26 : CARTE DE REPARTITION DES ALTITUDES DANS LE BASSIN DE TEBESSA. .(DJEBAASSI TOUFIK 2021) 69	
FIGURE 27 : CARTE DE REPARTITION DES PENTES DANS LE BASSIN DE TEBESSA. .(DJEBAASSI TOUFIK 2021) ...	71
FIGURE 28 : CARTE DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE DU BASSIN DE TEBESSA. (DJEBAASSI TOUFIK 2021)	75
FIGURE 29: PROFIL EN LONG DU TALWEG PRINCIPAL DU BASSIN DE TEBESSA. (DJEBAASSI TOUFIK 2021).....	78
FIGURE 30: STATIONS PLUVIOMETRIQUES ET LEURS CODES – BASSIN DE TEBESSA. .(DJEBAASSI TOUFIK 2021)	83
FIGURE 31: VARIATIONS INTERANNUELLES DES VITESSES MAXIMALES DU VENT A TEBESSA (INFOCLIMA.FR 2009 – 2025).....	84
FIGURE 32 : VARIATION DES PRECIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES DE TEBESSA SUR LA PERIODE 2009 - 2025.....	87
FIGURE 33 : REPARTITION SAISONNIERE DES PRECIPITATIONS DE TEBESSA SUR LA PERIODE DE (2009-2025) . (INFOCLIMA FR).....	88
FIGURE 34 : VARIATIONS INTERANNUELLES DES PRECIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES DE TEBESSA SUR LA PERIODE 2009 -2025. (INFOCLIMA.FR)	89

FIGURE 35: VARIATION DES TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES DE TEBESSA SUR LA PERIODE 2009 -2025. (INFOCLIMA.FR)	91
FIGURE 36: COURBE OMBROTHERMIQUE DE TEBESSA SUR LA PERIODE 2009 -2025. (INFOCLIMA.FR).....	93
FIGURE 37 : ABAQUE DE L'INDICE D'ARIDITE ANNUEL DE DE MARTONE, 1923.....	94
FIGURE 38: BILAN HYDRIQUE SIMPLIFIE DE LA STATION DE TEBESSA DURANT LA PERIODE 2009–2025.	102
FIGURE 39: REPRESENTATION GRAPHIQUE DU BILAN HYDRIQUE SELON LA METHODE DE C.W. THORNTHWAIT (2009 – 2025)	104
FIGURE 40: REPRESENTATION GRAPHIQUE DU BILAN HYDRIQUE SELON LA METHODE DE C.W. THORNTHWAIT (2009 – 2025).	105
FIGURE 41 : LE CONCEPT DE LA RECHARGE ARTIFICIELLE (DILLON, WWW.CSIRO.COM).	110
FIGURE 42 : SCHEMA COMPARATIF DE LA RECHARGE NATURELLE ET ARTIFICIELLE DES NAPPES PHREATIQUES (BRGM – SIGES SEINE-NORMANDIE, 2013)	112
FIGURE 43: SCHEMA SIMPLIFIE DE LA TECHNIQUE DE RECHARGE PAR BASSIN D'INFILTRATION(D'APRES PETTENATI, 2007, EUSSEUFF ET LANSEY, 2004).	113
FIGURE 44 : SCHEMA SIMPLIFIE D'UN DISPOSITIF DE RECHARGE ARTIFICIELLE INDIRECTE (PYNE, 1995)	114
FIGURE 45: SITUATION GEOGRAPHIQUE DES DIFFERENTES EXPERIENCES DE RECHARGE AU NIVEAU DE LA MITIDJA. (DJERAD HASSIBA.2015).....	120
FIGURE 46: BASSIN INFILTRATION (PHOTO GOOGLE EARTH). (DJERAD HASSIBA.2015).....	120
FIGURE 47 : AMENEE D'EAU ET BASSIN DE DECANTATION. (DJERAD HASSIBA.2015).....	121
FIGURE 48: BASSIN D'INFILTRATION. (DJERAD HASSIBA.2015)	122
FIGURE 49: SCHEMA CONCEPTUEL DE LA RECHARGE ARTIFICIELLE EN MILIEU ALLUVIONNAIRE (IMAGE GENERE PAR AI)	123
FIGURE 50:LOCALISATION DES SITES PROPOSES POUR LA RECHARGE ARTIFICIELLE (OUED BOUAKOUS ET OUED CHABRO) OCCUPANT UNE SURFACE DE 0.5 KM ²	125
FIGURE 51: PROCESSUS DE CONSTRUCTION D'UN MODELE (WELS, 2012).	129
FIGURE 52: UTILISATION ET ROLE DES MODELES DANS LA RESOLUTION DES PROBLEMES HYDROGEOLOGIQUES (KONIKOW 1996)	131
FIGURE 53: CYCLE DE MOD'ELISATION, DEPUIS L'OBSERVATION DU PH'ENOM'ENE AUX SIMULATIONS (TRANOUEZ, 2005)	133
FIGURE 54: EXEMPLE D'UN A) SYST'EME AQUIF'ERE R'EEL, B) UN SYSTEME MODELISE DEFINI PAR SA FORME, SES CONDITIONS AUX LIMITES ET SES PARAMETRES HYDRAULIQUES ET C) UNE GRILLE DE MAILLES RECTANGULAIRES AUXQUELLES DES PERMEABILITES ONT ETE ATTRIBUEES (FREEZE, 1968).....	135
FIGURE 55: SYSTEME DE LA GST ET NOTIONS DE SYSTEMES OUVERTS ET SYSTEMES FERMES (TRANOUEZ, 2005, INSPIRE DE DE ROSNAY, 1975).....	136
FIGURE 56: ELEMENTS DE LA TERMINOLOGIE DE LA MODELISATION (SCHLESINGER ET AL., 1979).....	141
FIGURE 57: BILAN DES FLUX SUR UNE MAILLE. (MOUNA DJELLALI 2024).	146
FIGURE 58: DIFFERENTES CONDITIONS AUX LIMITES D'UNE NAPPE AQUIFERE (DE MARSILE, 2004)	149
FIGURE 59: PROCESSUS CIRCULAIRE DE MODELISATION. ON COMMENCE PAR DEVELOPPER UN MODELE CONCEPTUEL ET COMPILER LES DONNEES EXISTANTES RELATIVES A L'AQUIFERE. ENSUITE, DES DONNEES SUPPLEMENTAIRES SONT COLLECTEES OU INTEGREES SI NECESSAIRE POUR LE PROBLEME ETUDIE. UNE APPROCHE DE MODELISATION ET UNE STRATEGIE DE CALIBRATION SONT ALORS DEFINIES, SUIVIES DU TEST DES HYPOTHESES. SI LE MODELE EST JUGE ADEQUAT OU CONFIRME LU VALIDITE DU MODELE CONCEPTUEL), AUCUNE ETUDE SUPPIERNENTAIRE NEST REQUISE. DANS LE CAS CONTRAIRE, ET SI DES MOYENS SONT DISPONIBLES, LE MODELE CONCEPTUEL EST REVISE, DE NOUVELLES DONNEES SONT COLLECTEES ET INTEGREES DANS UN MODELE PLUS COMPLEXE, PUIS RECALIBRE AFIN DE TESTER DE NOUVELLES HYPOTHESES. (D'APRES KUNIANSKY ET AL, 2022). (MODIFIE PAR ASMA. N 2026).....	153
FIGURE 60: DISCRETISATION TRIDIMENSIONNELLE (3D) DU DOMAINE D'ETUDE.....	155
FIGURE 61: REPRESENTATION 3D DE LA SURFACE TOPOGRAPHIQUE (LE TOIT) ET ZONE D'INFILTRATION.	155
FIGURE 62: REPRESENTATION 3D DU SOMMET DE LA COUCHE IMPERMEABLE (MUR).	156

TABLE DES MATIERES

FIGURE 63: PARAMETRAGE DES PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES ET DES CONDITIONS INITIALES DANS LE MODELE MODFLOW.	157
FIGURE 64: CONDITION AUX LIMITES DU MODELE. (IN DRIAS.T ,2013 ET MODIFIE PAR ASMA. N 2026).....	159
FIGURE 65: CARTE KRIGEE DE LA PERMEABILITE (10-4 m/s). NAPPE ALLUVIALE DE TEBESSA-MORISOT .(DRIAS.T ,2013).....	160
FIGURE 66 : RECONSTITUTION DE L'ETAT PIEZOMETRIQUE D'APRES LE MODELE EN REGIME PERMANENT.	161
FIGURE 67 : CALAGE DU MODELE.	162
FIGURE 68 : SIMULATION DU SCENARIO 1 DE SUREXPLOITATION DE L'AQUIFERE (2021–2031) AVEC AUGMENTATION DU POMPAGE ET ABSENCE DE RECHARGE	163
FIGURE 69 : SIMULATION DU SCENARIO 2, EVOLUTION DU NIVEAU PIEZOMETRIQUE EN ABSENCE DE POMPAGE (2021–2031).....	164
FIGURE 70 : EFFET DE LA RECHARGE ARTIFICIELLE SELON TROIS SCENARIOS DE SUPERFICIE DU LAC DE RECHARGE DANS LES DEUX SITES PROPOSES : (A) 0,5 KM ² , (B) 1 KM ² ET (C) 2 KM ²	165
FIGURE 71 : MATERIEL UTILISE POUR L'ESSAI D'INFILTRATION (METHODE DU MONOCYLINDRE)	170
FIGURE 72 : LOCALISATION DES TROIS POINTS D'ESSAIS D'INFILTRATION DANS OUED BOUAKOUS	172
FIGURE 73 : LOCALISATION DES TROIS POINTS D'ESSAI SUR LE SITE D'ETUDE (OUED BOUAKOUS).....	173
FIGURE 74: ÉVOLUTION DE L'INFILTRATION AU POINT 01	175
FIGURE 75: ÉVOLUTION DE L'INFILTRATION AU POINT 02	175
FIGURE 76 : ÉVOLUTION DE L'INFILTRATION AU POINT 03	176

Liste de tableaux

TABEAU 1: ECHELLE DES RESISTIVITES DES DIFFERENTES FORMATIONS GEOLOGIQUES.....	36
TABEAU 2 : : RESULTATS DES ESSAIS DE POMPAGE DE LA STATION D'ETUDE (HYDRAULIQUE DE TEBESSA) (DEBZ, 2019).(MODIFIEE PAR ASMA.N, 2026)	52
TABEAU 3: REPARTITION DES SURFACES EN FONCTION DES TRANCHES D'ALTITUDES – BASSIN DE TEBESSA (DJEBAASSI TOUFIK 2021).....	66
TABEAU 4: INDICE DE PENTE DE ROCHE. BASSIN DE TEBESSA. (DJEBAASSI TOUFIK 2021).....	73
TABEAU 5: RECAPITULATION DES PARAMETRES MORPHOMETRIQUES. BASSIN DE TEBESSA.(DJEBAASSI TOUFIK 2021)	79
TABEAU 6 : REFERENCES DES STATIONS PLUVIOMETRIQUES. SOURCE ANRH.	82
TABEAU 7: LES COORDONNEES LAMBERT DE LA STATION DE MESURE DE TEBESSA (METEO DE TEBESSA).	82
TABEAU 8: PRECIPITATIONS MOYENNE MENSUELLES EN (MM) DE TEBESSA SUR LA PERIODE DE 16 ANS (2009- 2025) . (INFOCLIMA.FR 2009 – 2025).....	87
TABEAU 9: REPARTITION SAISONNIERE DES PRECIPITATIONS DE TEBESSA SUR LA PERIODE DE (2009-2025) . (INFOCLIMA.FR).	88
TABEAU 10 VARIATIONS INTERANNUELLES DES PRECIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES DE TEBESSA SUR LA PERIODE 2009 -2025. (INFOCLIMA.FR)	90
TABEAU 11: DONNEES DU DIAGRAMME OMBRO-THERMIQUE STATION DE TEBESSA SUR UNE PERIODE DE 16ANS.(INFOCLIMA.FR 2009 – 2025).....	92
TABEAU 12: L'INDICE D'ARIDITE ANNUELLE D. MARTONNE.	94
TABEAU 13 : RESULTATS DE CALCUL DE L'ETP SELON LA METHODE DE C. W. THORNTHWAITE.	97
TABEAU 14: ESTIMATION DE L'ETR SELON LA METHODE DE THORNTHWAITE	99
TABEAU 15: VALEURS L'ETR ET L'ETP METHODES D'ESTIMATION.....	99
TABEAU 16: ESTIMATION DU RUISSELLEMENT SELON LA METHODE DE TIXERONT-BERKALOFF.....	101
TABEAU 17: ESTIMATION D' EXCEDENT DANS LE BASSIN DE TEBESSA. (INFOCLIMA.FR)......	102
TABEAU 18: BILAN HYDROLOGIQUE MOYEN (2009-2025) DE TEBESSA, PAR LA METHODE DE THORNTHWAITE	103
TABEAU 19: DIFFERENCES ENTRE LA RECHARGE NATURELLE ET LA RECHARGE ARTIFICIELLE DES EAUX SOUTERRAINES :	111
TABEAU 20: SYNTHESE DES AVANTAGES ET LIMITES DES PRINCIPALES TECHNIQUES DE RECHARGE ARTIFICIELLE.....	115
TABEAU 21: L'APPROCHE ANALYTIQUE ET L'APPROCHE SYSTEMIQUE (TRANOUZ, 2005).....	138
TABEAU 22: PARAMETRES HYDRAULIQUES DE LA COUCHE AQUIFERE (IN DERIA T 2009).....	157
TABEAU 23 DIFFERENTES DONNEES UTILISEES POUR L'ELABORATION DU MODELE	158
TABEAU 25: PRINCIPAUX TYPES DES ESSAIS D'INFILTRATION ET LEURS CARACTERISTIQUES	169

<i>TABLEAU 26: : RESULTATS DES ESSAIS D'INFILTRATION REALISES SUR TROIS POINTS D'OUED BOUAKOUS.....</i>	<i>174</i>
---	------------



INTRODUCTION GÉNÉRALE



Introduction Générale :

Dans les régions arides et semi-arides, les ressources en eau souterraine représentent une réserve stratégique essentielle pour répondre aux besoins domestiques, agricoles et industriels. En Algérie, et particulièrement dans la région de Tébessa, l'augmentation de la demande en eau, associée à l'irrégularité des précipitations et aux épisodes de sécheresse répétés, exerce une pression croissante sur les ressources hydriques souterraines. Cette situation entraîne une diminution progressive des réserves aquifères ainsi qu'une dégradation des conditions d'exploitation des nappes.

Face à cette problématique, la recharge artificielle des nappes phréatiques apparaît comme une solution durable permettant de renforcer les réserves en eau souterraine et d'améliorer la gestion des ressources hydriques. Toutefois, l'efficacité des dispositifs de recharge artificielle dépend étroitement des caractéristiques géologiques, hydrogéologiques et géotechniques des terrains, notamment leur capacité d'infiltration, leur perméabilité ainsi que leur aptitude au stockage des eaux infiltrées.

La plaine de Tébessa constitue un secteur particulièrement favorable à ce type d'aménagement grâce à la présence d'importants dépôts alluvionnaires présentant des caractéristiques hydrodynamiques susceptibles de faciliter l'infiltration et la circulation des eaux souterraines. L'évaluation du potentiel d'infiltration des sols représente ainsi une étape fondamentale préalable à l'implantation et au dimensionnement des dispositifs de recharge artificielle.

Le présent travail porte sur l'évaluation du potentiel d'infiltration des sols de la plaine de Tébessa à travers une approche multidisciplinaire intégrant les données géologiques, géophysiques, hydro-climatologiques, géotechniques et hydrogéologiques. L'objectif principal consiste à identifier les zones les plus favorables à la recharge artificielle des nappes et à proposer des solutions adaptées aux conditions naturelles du milieu étudié.

Afin d'atteindre ces objectifs, plusieurs méthodes d'investigation ont été mobilisées, notamment l'analyse des données climatiques et hydrologiques, l'étude géophysique des formations souterraines, l'évaluation des paramètres géotechniques des sols ainsi que la modélisation hydrogéologique numérique. Cette dernière a été réalisée à l'aide du logiciel MODFLOW Flex, permettant de simuler les écoulements souterrains, d'analyser le comportement de la nappe et d'évaluer l'impact des scénarios de recharge artificielle proposés.

Le mémoire est structuré en six chapitres :

- **Chapitre 01** : présente le cadre géologique ainsi que la situation géographique de la région d'étude, en mettant en évidence les principales caractéristiques géologiques, structurales et géomorphologiques de la plaine de Tébessa.

- **Chapitre 02** : est consacré à l'étude géophysique de la région d'étude, à travers l'interprétation des données géophysiques permettant de mieux caractériser la structure du sous-sol et la géométrie des formations aquifères.

- **Chapitre 03** : est consacré à l'étude des caractéristiques hydrogéologiques de la plaine de Tébessa, notamment la nature des aquifères, les conditions d'écoulement des eaux souterraines, les paramètres hydrodynamiques ainsi que les facteurs contrôlant la recharge de la nappe.

- **Chapitre 04** : est consacré à l'étude hydro-climatologique de la région d'étude, basée sur l'analyse des précipitations, des températures, du type de climat et du bilan hydrologique afin d'évaluer les conditions naturelles de recharge des nappes souterraines.

- **Chapitre 05** : est consacré aux techniques de recharge artificielle des nappes souterraines. Une attention particulière est portée au choix de la méthode la plus appropriée aux caractéristiques de la plaine de Tébessa, ainsi qu'à l'identification des sites potentiellement favorables à la mise en œuvre d'un projet futur de recharge artificielle.

- **Chapitre 06** : traite de la modélisation hydrogéologique de la plaine de Tébessa à travers l'exploitation des données hydrogéologiques disponibles, notamment les puits de pompage, les puits d'observation, les données piézométriques, les précipitations ainsi que les paramètres de recharge. Ces données ont été intégrées et analysées à l'aide du logiciel MODFLOW Flex afin d'élaborer un modèle numérique tridimensionnel des écoulements souterrains. Ce modèle a permis de simuler le comportement hydrodynamique de l'aquifère et de prédire l'évolution des niveaux piézométriques durant la période 2009–2031.

En définitive, cette étude ambitionne de contribuer au développement de solutions durables pour la gestion des ressources en eau souterraine dans la plaine de Tébessa, à travers l'évaluation du potentiel d'infiltration des sols et l'identification des conditions favorables à la mise en œuvre de projets de recharge artificielle adaptés aux caractéristiques naturelles de la région.



Partie 1

Synthés bibliographique

Chapitre 01 : Cadre géologique et situations géographiques de la région d'étude

Chapitre 02 : Géophysique de la région d'étude

Chapitre03 : Caractéristiques hydrogéologiques

Chapitre 04 : Hydro-Climatologie





CHAPITRE 01 :

Cadre géologique et situation géographique de la
région d'étude



I. Etude du milieu naturel :

I.1. Situation géographique :

Située à l'extrême Est de l'Algérie, la plaine de Tébessa occupe une position stratégique à proximité immédiate de la frontière tunisienne. Elle se trouve à environ 230 km au sud-est de la ville côtière d'Annaba et représente une zone charnière entre les Hautes Plaines orientales et les premières zones de transition vers le Sahara.

Sur le plan hydrographique, elle relève du bassin versant de l'oued Ksob, intégré au grand bassin de la Medjerda. L'altitude moyenne y varie entre 820 et 900 mètres, avec une orientation générale Nord-Ouest / Sud-Est, traduisant une structure allongée caractéristique des plaines inters montagneux.

Cette plaine est ceinturée par plusieurs reliefs marquants (Fig.1) :

- Au nord, elle est limitée par la Daïra de Morsott ;
- Au nord-est, par les Daïras de Rass El Ayoun et El Kouif ;
- À l'ouest, par la commune de Gourigour ;
- Au sud-ouest, par la Daïra de BirMokadem ;
- Au sud-est, par la Daïra d'El Ma El Abiod et El Houdjbet ;
- À l'est, par les frontières tunisiennes.

Sur le plan socio-économique, la région de Tébessa se distingue par une vocation agropastorale traditionnelle, soutenue par un élevage ovin réputé, ainsi que par la présence de ressources minières importantes, notamment le fer et les phosphates, qui contribuent à l'activité économique locale et nationale.

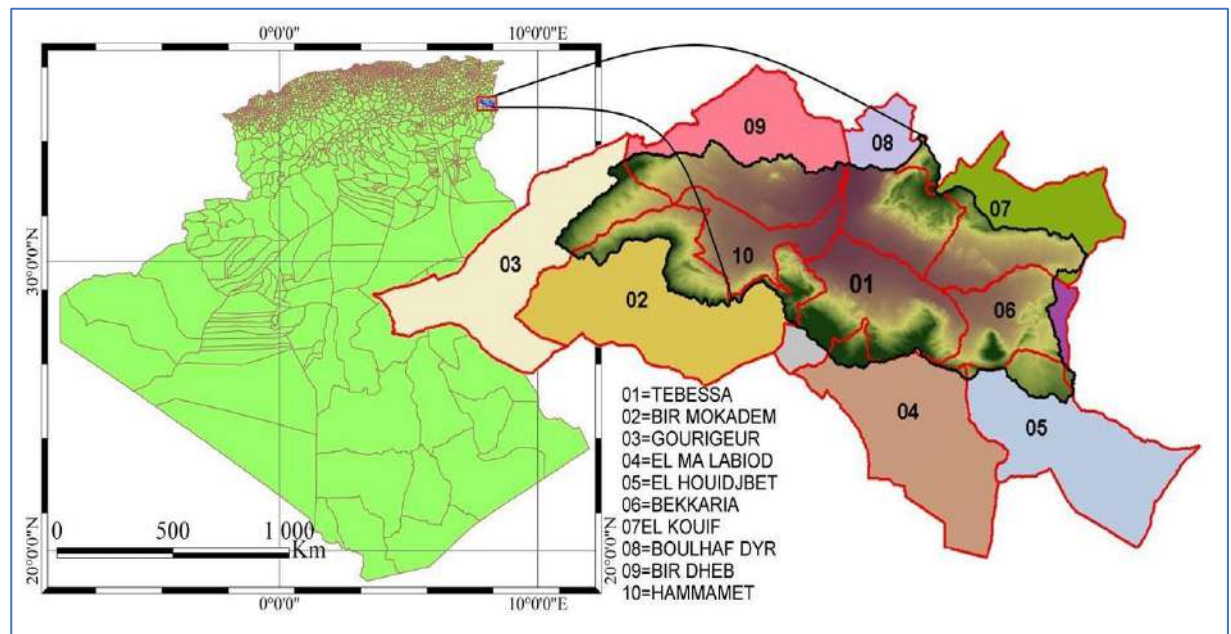


Figure 1: Situation Géographique de la zone d'étude (in Djebaassi Toufik 2021).

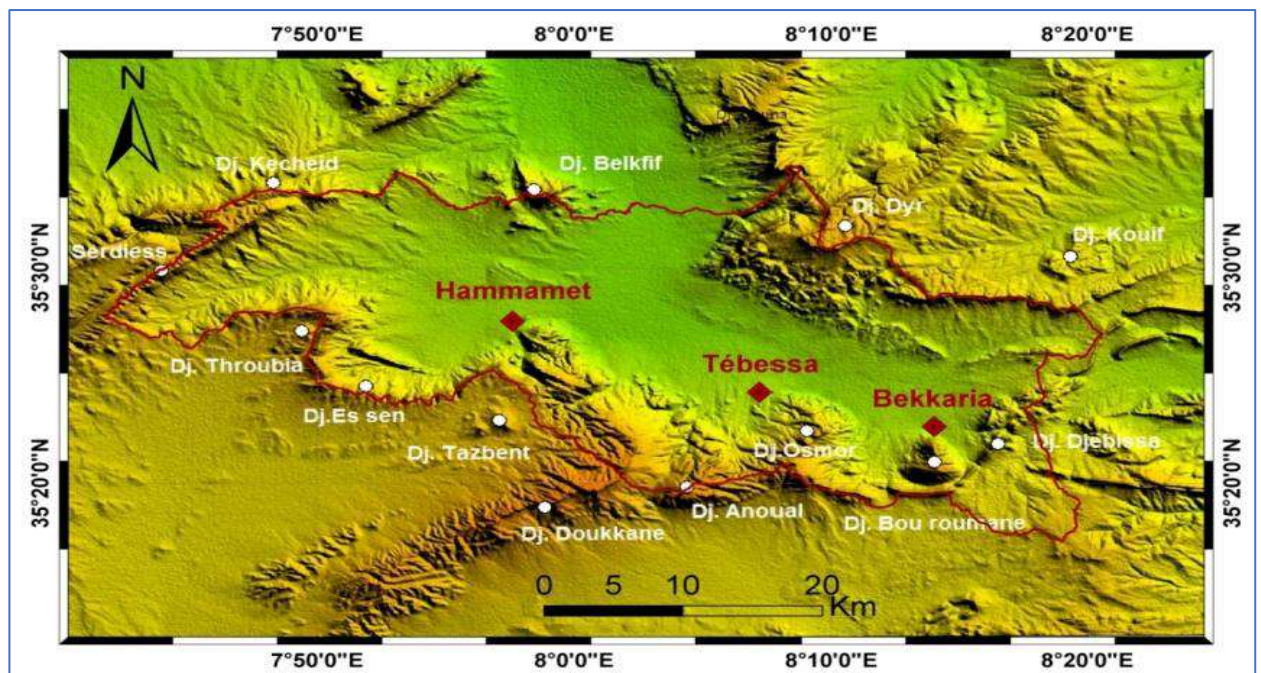


Figure 2: Limites naturelles de la zone d'étude (in Djebaassi Toufik 2021)

I.2. Réseau hydrographique :

La région de Tébessa présente un réseau hydrographique relativement dense, estimé à environ 4 km/km², et caractérisé par une organisation hiérarchisée des cours d'eau. Les eaux de ruissellement issues des versants montagneux entourant la plaine - notamment au nord, au sud et à l'est - convergent principalement vers les oueds El Kebir et Chabro, qui assurent le drainage général en direction de l'Oued Ksob. (Fig.3)

La configuration topographique de la plaine, associée à la forte pente des reliefs périphériques, rend cette zone particulièrement vulnérable aux crues et inondations périodiques. L'un des épisodes les plus marquants reste celui survenu en août 2002, ayant provoqué d'importants dégâts matériels dans la ville de Tébessa.

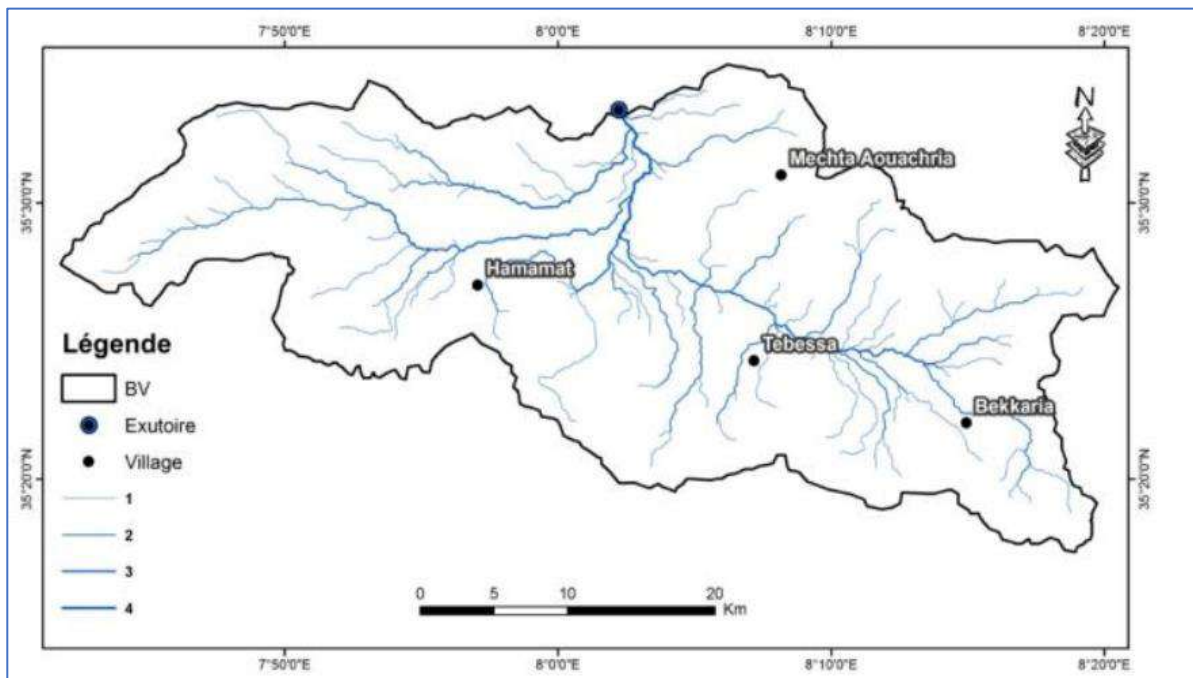


Figure 3: Réseau hydrographique (in BOUCHAGOURA Louiza) .

I.3. Couvert végétal :

Le couvert végétal de la plaine de Tébessa est peu dense et limité, en raison du climat semi-aride et de la nature calcaire des sols. On y trouve surtout le *Pinus halepensis* et le *Juniperus phoenicea* sur les terrains calcaires, ainsi que quelques peuplements de *Quercus ilex* localisés.

L'*Stipa tenacissima* (alfa) pousse principalement sur les marnes et les grès, où elle est exploitée localement. Les sols alluviaux permettent quelques cultures céréalières, mais de manière irrégulière selon les précipitations.

I.4. Le relief :

La plaine de Tébessa, située dans l'extrême Est algérien, se caractérise par une altitude moyenne avoisinant 750 à 800 m. Elle constitue une vaste dépression relativement plane, encadrée par des ensembles montagneux qui lui confèrent un relief contrasté (Fig.4).

Au Nord, la plaine est limitée par les massifs du Djebel Dyr, Djebel Belkif et Djebel El Kouif, qui forment une barrière naturelle marquant la transition vers les Hautes Plaines orientales.

À l'Est, elle est bordée par le Djebel Djebissa, tandis qu'au Sud, les reliefs du Djebel Doukkane, Djebel Anoual, Djebel Bouroumane et Djebel Es Sen dominant la plaine avec des altitudes dépassant localement 1500 m.

Cet encadrement montagneux joue un rôle essentiel dans l'organisation morphologique de la plaine, en influençant la dynamique hydrologique, la sédimentation et les conditions climatiques locales.

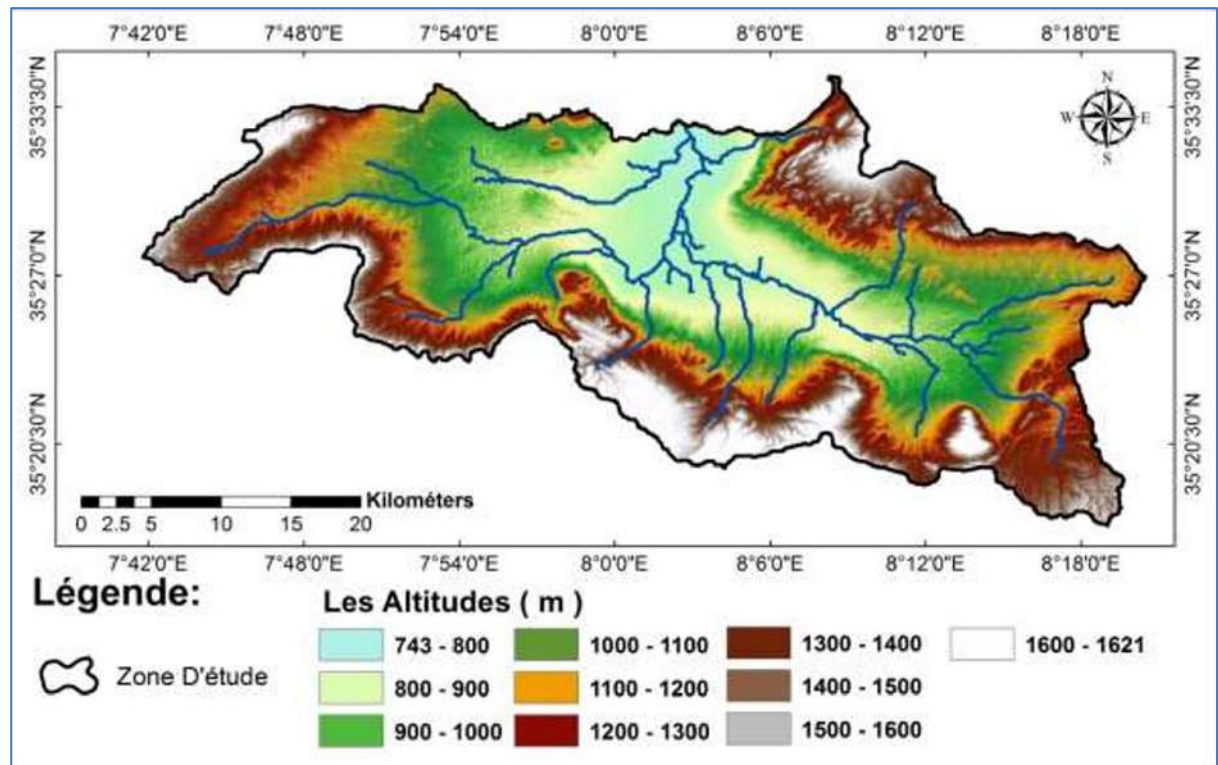


Figure 4 : : Carte des altitudes dans le bassin de Tébessa (in Djebaassi Toufik 2021).

II. Caractéristiques géologiques de la région d'étude :

II.1. Introduction :

La géologie occupe une place essentielle dans la compréhension de la lithologie et du fonctionnement hydrogéologique de la région. Les caractéristiques des affleurements, notamment les dépôts alluvionnaires, exercent une influence déterminante sur l'hydrologie de surface. Dans ce cadre, il est pertinent de présenter d'abord un aperçu général de la géologie du bassin versant de Tébessa avant d'aborder la description détaillée des formations géologiques observées dans la zone d'étude.

D'après plusieurs travaux antérieurs (G. Durozoy, 1956 ; J. M. Vila, 1980 ; W. M. Kovalski et al.), la région étudiée fait partie de l'Atlas saharien nord-aurassien, résultant des grands mouvements tectoniques qui ont marqué le Villafranchien et le Pléistocène. L'identification de cette zone a été rendue possible grâce aux analyses micropaléontologiques et biostratigraphiques. Le paysage géologique est dominé par une vaste dépression d'âge plio-quaternaire, séparant les reliefs élevés du Djebel Dyr au nord, de ceux du Doukkane et du Maestrichtien au sud.

Le Djebel Djebissa se compose principalement de formations triasiques caractérisées par la présence de dépôts d'évaporites et d'argiles dans la partie orientale du bassin. La plaine, quant à elle, est essentiellement constituée de matériaux détritiques issus de l'érosion et de la dégradation des terrains avoisinants. Ces matériaux de remplissage, d'origine principalement alluviale, ont été déposés par le cours d'eau principal, l'Oued El Kébir, qui traverse le bassin. Les dépôts alluviaux, formés de limons, de croûtes calcaires, de conglomérats et de graviers d'âge plio-quaternaire, reposent sur un substratum marneux et constituent l'aquifère principal de la région (Fehdi, 2014).

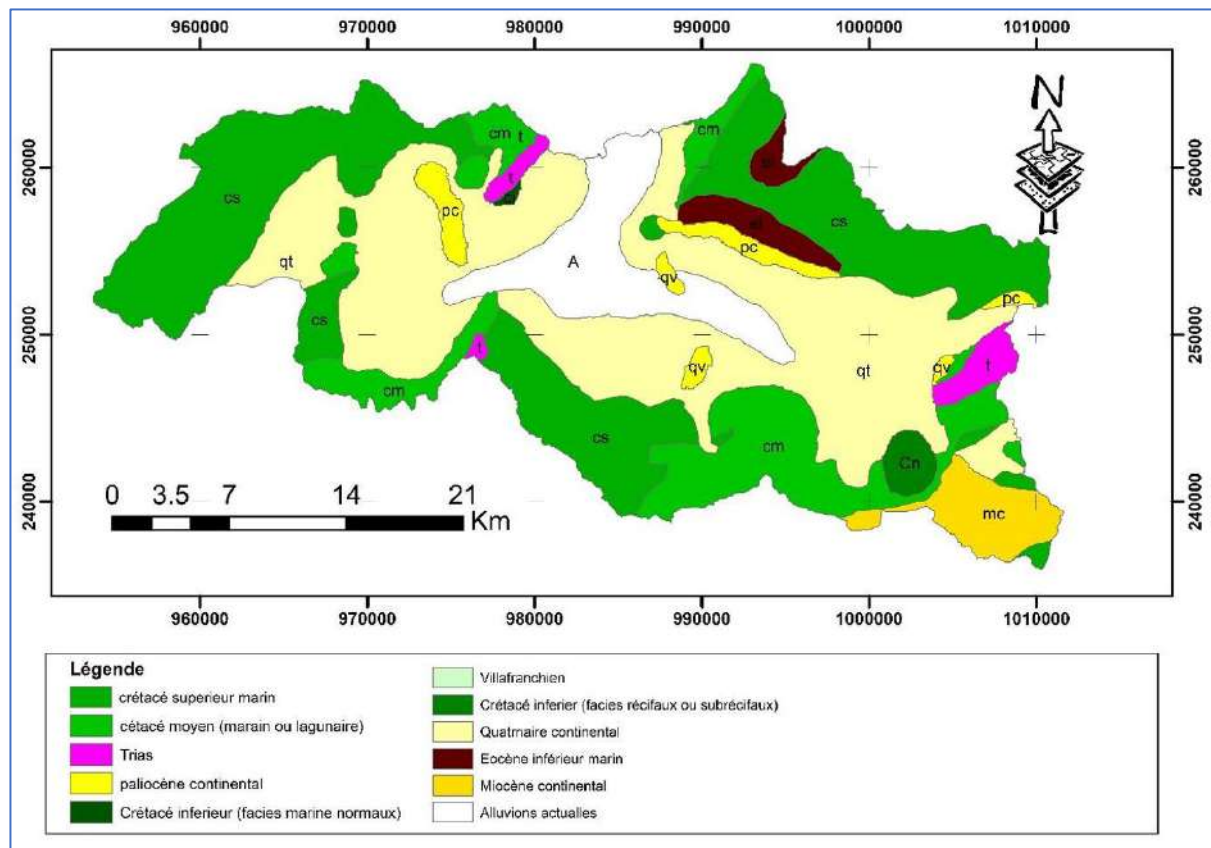


Figure 5: Carte géologique de la région de Tébessa (in Sid'El Moustaph Cheikhne Cheikh El Mehdi 2024).

II.2. Stratigraphie :

La plaine de Tébessa s'inscrit dans la structure autochtone nord-aurésienne (Aurès–Nemencha) appartenant à l'Atlas saharien (G. Durozoy, 1956 ; W.M. Kowalski, 1997). La stratigraphie de cette région révèle une superposition d'unités lithologiques variées, traduisant une évolution géologique complexe (Fig.6).

Elle comprend principalement :

- Une formation triasique diapirique, caractérisée par l'intrusion de gypses et d'argiles, disloquant les formations carbonatées avoisinantes, notamment au niveau du Djebel Djebissa.
- Une formation carbonatée du Crétacé, constituée d'épaisses couches calcaire-marneuses et marneuses bien affleurantes sur les bordures de la plaine.
- Des dépôts alluvionnaires mio-plio-quaternaires, recouvrant l'ensemble de la plaine et s'accumulant surtout au piémont des reliefs, en discordance avec les formations plus anciennes.

Ces formations traduisent une succession sédimentaire témoignant des grandes phases tectoniques et sédimentaires ayant modelé la plaine de Tébessa depuis le Mésozoïque jusqu'au Quaternaire.

II.2.1. Trias :

Le Trias apparaît sous forme de diapirs dans la région de Bekkaria (Djebel Djebessa), à Bir D'heb (Djebel Belkfif), à Djebel Hameimet et au nord de Morsott. Il est constitué essentiellement d'argiles et de gypse, souvent entaillés par les oueds sur d'importantes épaisseurs. On y observe également des calcaires dolomitiques rougeâtres en bancs massifs et des dolomies en plaquettes noires. Ces formations influent fortement sur la salinité de la nappe phréatique.

II.2.2. Crétacé :

- **Aptien :**

Bancs massifs de calcaires bréchiques à ciment dolomitique, de calcaires graveleux et bioclastiques riches en orbitolines et en mollusques. On relève parfois des niveaux de marnes feuilletées rouges violacées ou vertes. Des lamellibranches et des moules internes de gastéropodes ont été observés au Djebel Bouroumane. Épaisseur possible : ~450 m.

- Albien – Vraconien :

Alternance de calcaires bruns épais et durs et de bancs de calcaires à rudistes (épaisseur : 10–60 m). Le Vraconien se distingue par des calcaires gris en plaquettes et de petits bancs, formant la base des pentes du Djebel Bouroumane.

- Cénomanien :

En sommet, environ 300 m de marnes grises intercalées de calcaires contenant des lumachelles (huîtres), échinodermes et ammonites. Vers la base, on observe des marnes gris-verdâtres sans intercalations calcaires significatives. Présent à l'est du Djebel Djebessa.

- Turonien inférieur et supérieur :

- Le Turonien inférieur : gros bancs de calcaires gris fossilifères (gastéropodes, madréporaires...).

- Le Turonien supérieur : alternances marne-calcaire s'étendant jusqu'au Coniacien (épaisseur totale approximative : ~200 m), suivies d'une formation marneuse d'environ 150 m. On trouve à la base des bancs calcaires individualisés renfermant des lumachelles et des foraminifères.

- Coniacien – Santonien :

Série épaisse (~250 m) dominée par des marnes noires ou verdâtres.

- Maastrichtien inférieur et supérieur :

- Maastrichtien inférieur : marnes grises souvent masquées par des éboulis ; au pied de Draa Mzara (au-dessus d'Aïn Chabro) ces marnes passent à des marno-calcaires blancs. Comprend des calcaires massifs grisâtres avec empreintes d'Inocérames et de Globotruncana.

- Maastrichtien supérieur : puissante série de marnes noires avec quelques intercalations calcaires, gypseuses ou pyriteuses ; présence d'ammonites et de foraminifères.

II.2.3. Paléocène :

- Paléocène inférieur :

75–100 m de calcaires argileux gris, légèrement crayeux, en petits bancs alternant avec des marnes grises. Microfaune dominée par des Globigérines (Danien).

- Paléocène moyen :

Formation marneuse grise et homogène, avec quelques niveaux phosphatés minces au sommet

- Paléocène supérieur :

Marno-calcaires blancs en bancs nodulaires à silex, avec intercalations phosphatées surtout à la base ; visibles au Djebel Dyr et à El Kouif.

II.2.4. Éocène :

- Yprésien – Lutétien inférieur :

Bancs massifs de calcaires à gros silex, renfermant des huîtres et des lumachelles, particulièrement au Djebel Dyr.

II.2.5. Miocène :

- Miocène moyen :

Série régres-sive sableuse : littorale en base → deltaïque → fluviatile ; sommet marqué par une croûte ferrugineuse continentale.

- Miocène supérieur :

Série sableuse fluviatile, devenant argileuse en sommet, avec quelques passages gypseux.

II.2.6. Pliocène :

- Villafranchien :

Argiles rouges et conglomérats au pied du Djebel Djebessa, recouvrant largement les calcaires éocènes autour de Bekkaria ; constituent le remplissage du fossé pliocène supérieur.

- Matériel d'épandage ancien :

Cailloutis et argiles peu épaisses ; éboulis et cônes de déjection issus de la désagrégation des calcaires maastrichtiens .

II.2.7. Quaternaire :

- Alluvions anciennes :

Au pied des massifs calcaires : brèches sur marnes, argiles et cailloutis dérivés des marnes sénoniennes ou cénomaniennes ; épaisseur variable (quelques mètres à ~300–400 m).

- Limons récents :

Développés principalement dans la vallée de l'Oued El Kebir, représentés par des dépôts alluvionnaires récents.

			Lithologie	Epaisseur (m)	Description lithologique
CENOZOIQUE	Quaternaire			⑥ 10-30	Dépôts clastiques d'origine continentale.
				⑤ 10-150	Conglomérats à grains variés avec un ciment carbonaté, grès quartzeux et calcaire sableux avec intercalations d'argilites.
	Miocène			200	Calcaires marneux à silex et intercalations de phosphates par endroits dans le mur.
				250-300	Calcaires gris clairs, calcaires crayeux et marnes argileuses avec intercalation d'argiles dans la partie supérieure.
	Eocène	Maest.		500-600	Marnes argileuses gris-foncées et des calcaires blancs dans la partie moyenne et supérieure.
		Campan.		500-600	Marnes argileuses grises et grises bleuâtres.
		Con-Sant.		④ 180-250	Calcaires en bancs, partiellement marneux à teinte noire et gris-foncée.
		Turo		900-1000	Marnes gris-verdâtres et grises dans la partie supérieure, avec intercalations de calcaires marneux.
		Cénom.		③ 500-600	Marnes et marnes-argileuses avec intercalations de calcaires argileux et argilites.
		Vracon.		② 480-600	Marnes grises et gris-foncées, noires dans la partie supérieure avec de minces intercalations de calcaires argileux.
		Albién		100-200	Marnes grises, gris-jaunes partiellement avec des intercalations de calcaires.
	INFERIEUR	Clans		300-600	1- Faciès clastique, marnes argileuses avec intercalations de marnes sableuses et grès calcaires. 2- Faciès carbonaté, calcaires organo-détritiques, bioclastes, ooclastes et interclastes.
		Apvien		① < 250	Calcaires et dolomies, argilites et argiles dans la partie supérieure (Grès à Mesloula).
		Barém		< 700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitique.
	Jurassique				
	Trias				

Figure 6: Résumé schématique de la stratigraphie de la plaine de Tébessa. (D'après : Dubourdieu 1956, 1959; David 1956; Madre 1969; Fleury 1969; Thibieroz et Madre 1976; Chikhi 1980; Otmanine 1987; Bouzenoune 1993 et Vila et al., 2000, in Sami, 2004).

II.3. Les formations diapiriques :

Les structures diapiriques d'origine triasique à caractère évaporitique se manifestent sous deux formes principales : d'une part, des corps allongés à section elliptique orientés globalement NE-SW, et d'autre part, des structures de dimensions plus réduites, à contours presque circulaires, souvent associées à des zones de fracturation.

Ces deux types de diapirs semblent provenir d'une même série triasique comprenant, à la base, un ensemble salifère épais, surmonté par des dépôts détritiques et carbonatés.

Selon plusieurs auteurs, notamment Dubourdieu (1956, 1959) et Bouzenoune et al. (1995), les affleurements triasiques observés dans la région sont d'origine diapirique. Cependant, J.M. Villa (1993) et ses collaborateurs ont proposé une interprétation différente, considérant certains de ces affleurements comme des « glaciers de sel sous-marins » formés à partir de matériel triasique remanié.

Cette hypothèse a été contestée par Kowalski et Hamimed (2000), qui suggèrent plutôt un diapirisme polyphasé, en lien avec les phases distensives albo-aptienne et mio-plio-quaternaire, comme l'attestent les observations géologiques suivantes :

- Un amincissement des dépôts albo-aptiens ;
- Des contacts verticaux et intrusifs entre les séries plus anciennes que l'Albien (Barrémien) et celles postérieures (Cénomaniens, Turonien, Miocène), notamment dans la région d'Ouenza.

III.4. Tectonique de la région :

II.4.1. Phases de l'orogénèse :

La région de Tébessa a été affectée par les cinq principales phases de l'orogénèse alpine, telles que décrites par Kowalski et al. (2002).

- **Phase compressive fini-lutétienne :**

Cette phase est caractérisée par une contrainte maximale orientée N 320–330°E. Elle se traduit par le développement de plis d'orientation atlasique N 50–60°E, bien visibles sur les cartes géologiques d'El Aoulnet (Dozet et al., 1985), de Meskiana (Kuscer et al., 1985) et de Morsott (Blès et Fleury, 1970). Ces structures apparaissent de manière moins marquée sur la carte géologique de Tébessa (Durozoy, 1956), en

raison de la superposition des phases tectoniques ultérieures. En revanche, elles sont nettement observables au sud-ouest de Tébessa, notamment sur la carte géologique d'Aïn Télidjène (Vila, 1995).

- Phase distensive du Miocène inférieur :

La distension miocène est à l'origine de la formation et de l'évolution du bassin d'El Ma Lablod durant le Langhien–Serravallien et le Tortonien, ainsi que des bassins d'Oulad Soukles et du graben de Foussana–Kasserine en Tunisie. Cette phase distensive a également favorisé l'activité diapirique dans le fossé des Oulad Soukles, au niveau des Djebels Quenza, Boukhadra, ainsi que dans la zone comprise entre les Djebels Belkfif et Hamelmat.

- Phase compressive du Miocène supérieur :

Les effets de cette phase restent limités et ne sont clairement exprimés que dans la région de la Sebkha Sellaoua et plus au nord. Dans la zone d'étude, les manifestations de cette compression sont fortement atténuées, conformément aux observations de Vila (1980). Les dernières traces de cette phase vers le sud ont été identifiées dans les monts de la Haute Medjerda.

- Phase compressive du Pliocène inférieur :

Cette phase se caractérise par une contrainte maximale orientée N 0–20°E, responsable de la formation de plis orientés N 90–110°E, tels que l'anticlinal de Bled Tebaga, le synclinal de Draa Es Snouber, l'anticlinal de Bir Salem, ainsi que le replissement de l'anticlinal fini-lutétien de Bouroumane, conduisant à la formation de l'anticlinal Bouroumane-Tella-Djebel Anoual. Ces structures sont bien identifiées sur la carte géologique de Tébessa, tandis que le synclinal de Draa Snouber est également observable sur la carte de Meskiana.

L'effondrement du fossé de Morsott, induit par la composante senestre de cette contrainte lors du stade distensif, a été accompagné par le percement du diapir Belkfif–Hamelmat (diapirisme mio-pliocène), dont une partie s'est effondrée dans le fossé. Par ailleurs, la composante dextre de la contrainte a favorisé la réactivation du diapir du Djebel Djebissa, initialement actif sous forme de diapirisme sous-marin à l'Aptien–Albien, entraînant une réduction significative de la série apto-albienne de ce massif (Vila, 1994).

- **Phase compressive du Pliocène supérieur :**

Cette phase est à l'origine de la mise en place de structures plissées plus récentes que le fossé de Morsott et lui étant parallèles, notamment l'anticlinal du Djebel Belkfif, le synclinal de Fald El Lobba (Morel, 1957) et l'anticlinal d'Oued Anmba–Djebel Stah. Ces plis, orientés N 160–170°E, résultent d'une contrainte maximale orientée N 80°E, mise en évidence par Blès (1969) dans la région d'El Kouif.

La composante dextre de cette contrainte a provoqué l'effondrement du fossé de Tébessa par le basculement et l'affaissement partiel de certaines structures plissées du Pliocène inférieur, telles qu'une partie de l'anticlinal de Bled Tebaga et du synclinal de Draa Snouber. La composante senestre, quant à elle, a entraîné la réactivation du diapir du Djebel Belkfif, avec sa couverture turonienne, ainsi que de la zone de Sidi Bouhalala. Ce soulèvement diapirique a déformé le fossé de Morsott et s'est accompagné de la réactivation du diapir du Djebel Djebissa, encore actif actuellement.

La zone de jonction entre les fossés de Morsott (NNW–SSE) et de Tébessa (WNW–ESE) correspond à une zone de décrochement. La prolongation septentrionale du fossé de Tébessa traverse cette zone de jonction et affecte partiellement le synclinal de Draa Snouber (Pliocène inférieur), à l'ouest du Djebel Belkfif, tandis que les plis du Villafranchien inférieur, parallèles au fossé de Morsott, restent bien conservés. La composante senestre de la contrainte plio-villafranchienne est responsable de la formation du fossé de Hammamet, dont le substratum basculé est constitué d'un système de horsts et de grabens orientés SW–NE.

II.4.2. Formation du fossé d'effondrement de Tébessa :

L'effondrement tectonique observé dans l'ensemble de la région étudiée ne s'est produit qu'après la phase atlasique fini-lutétienne, caractérisée dans l'Atlas saharien par des plis orientés SW–NE.

Le fossé de Morsott, de direction NNW–SSE, s'est mis en place après le stade compressif du Pliocène inférieur. La jonction entre les fossés de Morsott et de Foussana s'est établie au Villafranchien inférieur, à la faveur de la formation du fossé de Tébessa.

Les dépôts du Pliocène supérieur (Villafranchien inférieur), correspondant au premier stade d'effondrement du fossé de Tébessa, ont été en grande partie érodés lors du deuxième stade d'effondrement, qui a affecté presque toute la surface du fossé au Villafranchien supérieur

(Pléistocène inférieur). Dans le fossé de Foussana, les sédiments miocènes sont recouverts par la formation d'Oued Segui (Villafranchien inférieur), contemporaine des dépôts du premier stade d'effondrement du fossé de Tébessa.

Les épaisses séries de colluvions observées dans le fossé de Tébessa témoignent de l'importance du deuxième stade d'effondrement au Pléistocène inférieur. Une subsidence plus modérée, survenue après ce stade, a favorisé, au Pléistocène moyen, la sédimentation d'argiles correspondant au troisième stade d'effondrement.

Un quatrième stade d'effondrement, particulièrement marqué, s'est produit au Pléistocène supérieur dans la zone axiale du fossé de Tébessa. Selon Zerdazi (1990), cet épisode a conduit à la formation d'un graben d'environ 2 km de largeur. L'intensité de cet effondrement a entraîné l'érosion partielle des sédiments de la série Q2 et le dépôt de galets appartenant à la série Q3 dans les zones affectées par l'érosion.

Au cours de l'Holocène, la subsidence a rapidement ralenti, bien qu'elle se poursuive encore de nos jours. Trois séismes d'intensité comprise entre 4 et 5 sur l'échelle de Richter ont été enregistrés en 1995, suggérant un lien étroit avec le régime distensif de la phase plio-quaternaire. Actuellement, la zone axiale du graben de Tébessa, siège des dépôts alluvionnaires récents, continue de s'affaisser parallèlement au soulèvement des bordures du fossé.

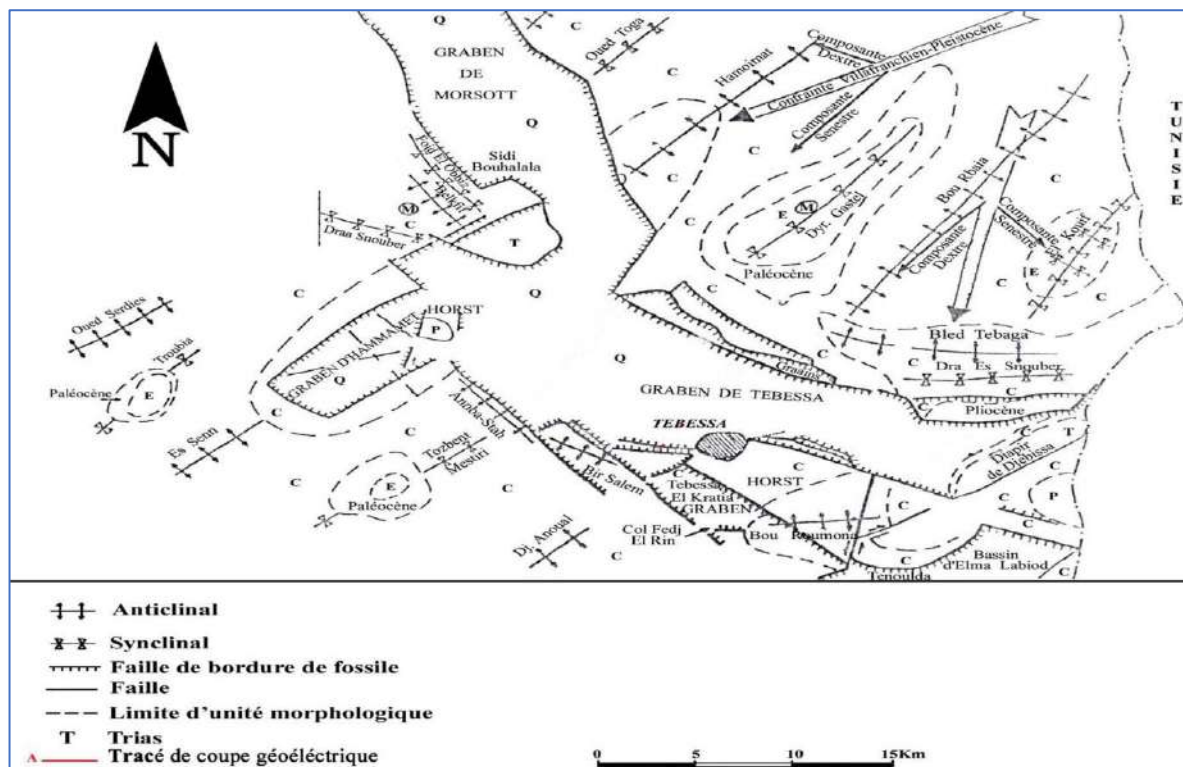


Figure 7: schéma structural de la zone d'étude D'après KOWALSKI W.M (1997)

II.5. Géomorphologique :

La plaine de Tébessa correspond à un vaste fossé d'effondrement recoupant orthogonalement des plis anticlinaux et synclinaux d'orientation NE–SW. Les principaux accidents géologiques ayant fracturé ces structures ont joué un rôle déterminant dans la mise en place de la physionomie actuelle de la région. La plaine est encadrée de part et d'autre par deux vastes ensembles d'affleurements calcaires, séparés par des dépressions (Fig.8) .

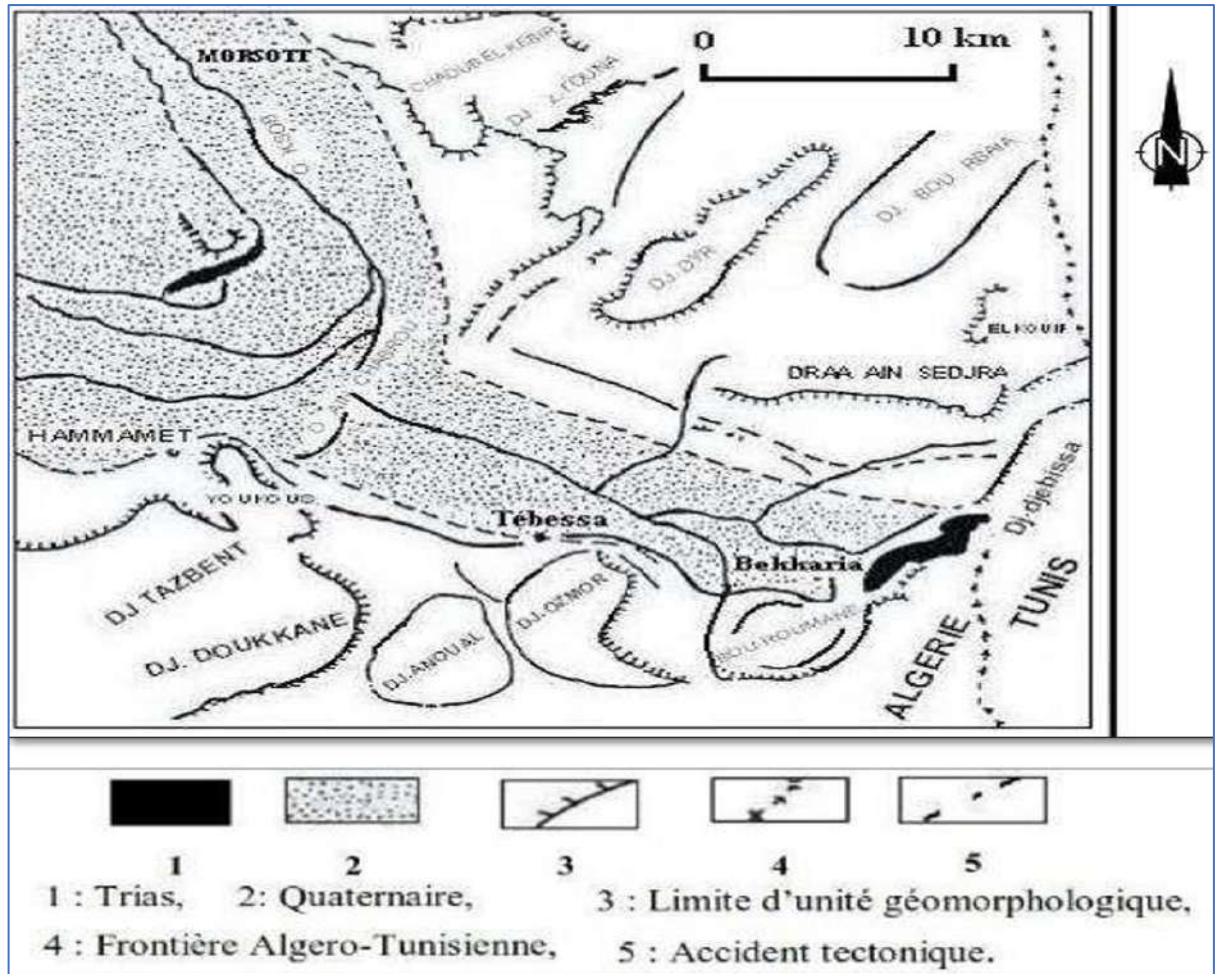


Figure 8: Croquis géomorphologique de la région de Tébessa (in Djabri, 1987).

III. Conclusion :

La plaine de Tébessa constitue une structure naturelle façonnée par l'interaction complexe de la géologie, du relief et de la tectonique régionale. Elle se distingue par les formations principales suivantes :

Formations triasiques diapiriques, responsables de dislocations et d'intrusions dans les calcaires et marnes avoisinants, notamment au niveau du Djebel Djebissa et de ses alentours.

Formations carbonatées du Crétacé et Paléocène, comprenant d'épaisses couches calcaires et marneuses observables au niveau des bordures et des massifs montagneux entourant la plaine.

Dépôts alluvionnaires Mio-Plio-quaternaires et Quaternaires, recouvrant l'ensemble de la plaine et constituant le remplissage principal de la dépression, influençant directement l'hydrographie et la fertilité des sols.

Le relief environnant, avec ses massifs élevés, et le réseau hydrographique dense jouent un rôle déterminant dans la morphologie et le fonctionnement hydrogéologique de la plaine. Cette combinaison de facteurs géologiques et naturels met en évidence la complexité et la richesse de la région de Tébessa, essentielle pour toute étude environnementale, hydrogéologique et d'aménagement du territoire.



CHAPITRE 02 :

Géophysique de la région d'étude



I. Introduction :

La zone d'étude a fait l'objet de plusieurs investigations géophysiques réalisées par différents organismes, notamment :

- CGG (1970 et 1975)
- STROJEXPORT (1978)

Les objectifs principaux de ces études étaient :

- Déterminer la géométrie et la qualité de l'aquifère.
- Identifier la profondeur et la nature du substratum.
- Mettre en évidence les grandes failles structurales le long des bordures des vallées .
- Détecter les lentilles à grains grossiers au sein de la formation sédimentaire.
- Délimiter les zones de forte salinité des eaux souterraines.
- La présente étude se concentre exclusivement sur les formations sédimentaires, représentant l'aquifère le plus exploité du bassin.

Un total de 681 sondages électriques (ES) a été réalisé.

Détails des campagnes géophysiques :

- **CGG (1970) :**
 - 242 stations dans la zone sud-est avec une longueur AB = 1000 m.
 - 105 stations dans la zone sud-est avec une longueur AB = 3000 m.
- **CGG (1975) :**
 - Réinterprétation des données de la campagne de 1970.
- **STROJEXPORT (1978) :**
 - 80 stations dans la zone sud-est avec une longueur AB = 6000 m.
 - 242 stations dans la zone sud-est avec une longueur AB = 2000 m.

- 12 stations dans la zone sud-est avec une longueur AB = 1000 m.

Les résultats de ces études ont permis de guider le forage de nombreux puits de production, ciblant les formations de remplissage alluvionnaire .

II. Echelle Des Résistivités :

Afin d'établir une échelle représentative des résistivités des différentes formations géologiques de la zone d'étude, six sondages paramétriques ont été réalisés à partir des forages 501, 502, 503, 508, FG1 et SER1. Ces investigations géophysiques ont permis d'identifier plusieurs intervalles de résistivité, correspondant aux principaux niveaux géologiques reconnus dans la région.

L'échelle des résistivités ainsi obtenue constitue un outil essentiel pour l'interprétation des données géoélectriques et la caractérisation des formations aquifères et du substratum. Les valeurs typiques de résistivité associées à chaque formation sont présentées dans le (Tableau1).

Tableau 1: Echelle des résistivités des différentes formations géologiques.

Etage géologique	Formations géologiques	Résistivité (ohm.m)
Quaternaire	- limons salés du centre de la plaine - limons et argiles - alluvions argilo-sableuses - alluvions sableuses - Eboulis secs - Eboulis humides	1-3 5 - 10 15 - 20 25 - 50 300 - 400 70 - 100
Plio-quaternaire	- Marnes à gypse du Villafranchien - Alluvions caillouteuses du Pliocène - Alluvions argileuses du Pliocène	0,5 - 2 30 - 50 3 - 5
Eocène	Calcaire blanc à silex Eocène moyen	100 - 200
Crétacé	- Marnes noires du Dano-Montiennes - Calcaire Maestrichtien - marnes et calcaire marneux Emscherien - Calcaire Turonien - Marnes et marno-calcaire Cénomaniens - Calcaire-dolomie Aptien - Trias	2- 8 100 - 1000 5 - 10 50 - 1000 5 - 25 150 - 200 - variable suivant le faciès

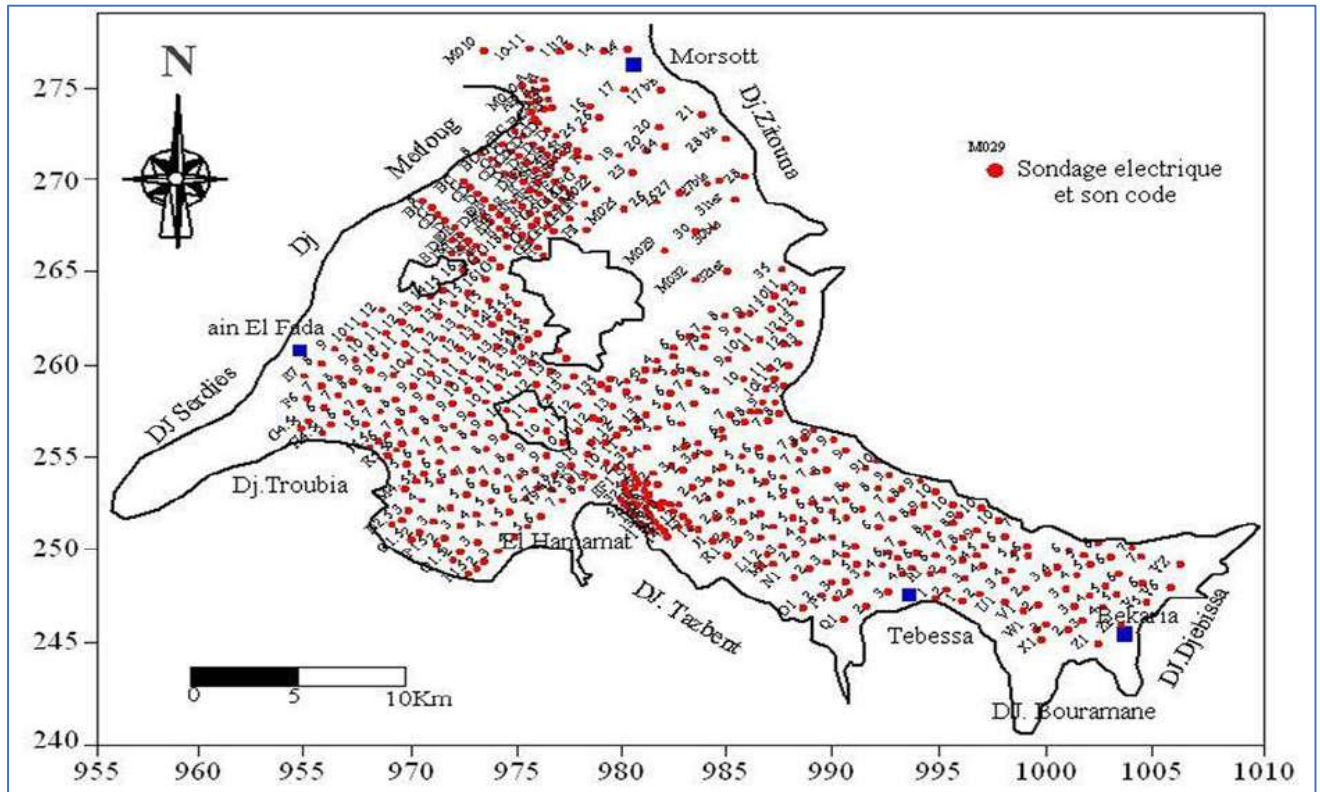


Figure 9: carte de position des sondages électriques verticaux (SEV) (CGG 1970)

II.1. Interprétation des résultats :

II.1.1. Coupes géo-électriques :

L'interprétation des coupes géo-électriques réalisées dans la plaine de Tébessa a permis de distinguer plusieurs zones présentant des caractéristiques géo-électriques et lithologiques spécifiques.

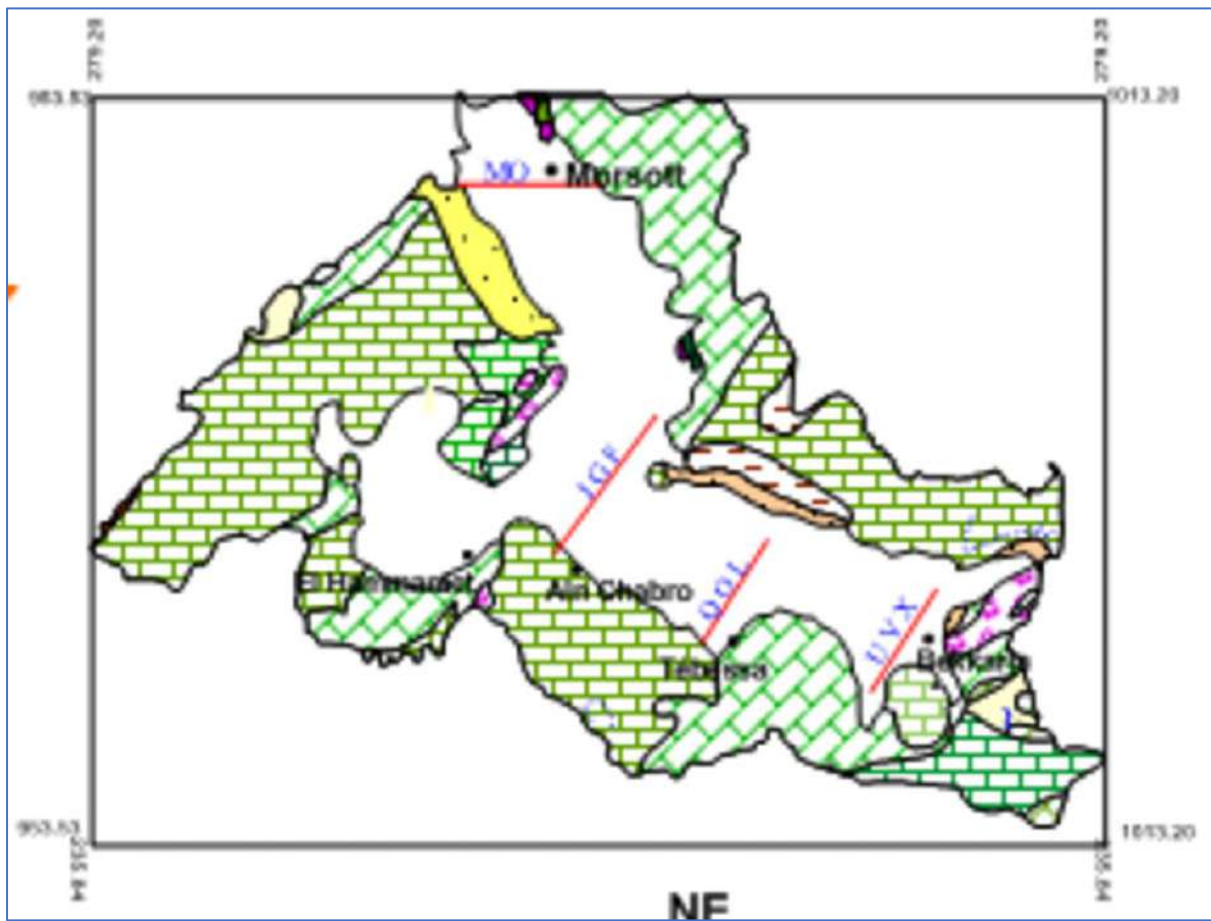


Figure 10: Carte géologique et géo-électrique de la plaine de Tébessa montrant les profils des quatre zones étudiées (Bekkaria, Tébessa, Aïn Chabro et Morsott). (CGG 1970). (Modifiée par Tarek Derias. 2013)

1. Zone de Bekkaria :

Les profils géo-électriques X.V.U ont permis d'identifier, de bas en haut, les niveaux suivants :

- Un niveau profond à faible résistivité comprise entre 2 et 10 $\Omega \cdot m$, attribué aux marnes dano-montiennes.
- Un niveau plus épais, principalement en bordure Sud-Ouest, présentant une résistivité de 20 à 50 $\Omega \cdot m$, correspondant aux cailloutis calcaires.
- Un niveau à résistivité comprise entre 8 et 10 $\Omega \cdot m$, interprété comme des argiles détritiques.

- Un niveau supérieur à résistivité moyenne de l'ordre de 10 à 30 $\Omega \cdot m$, correspondant à une formation argilo-sableuse.

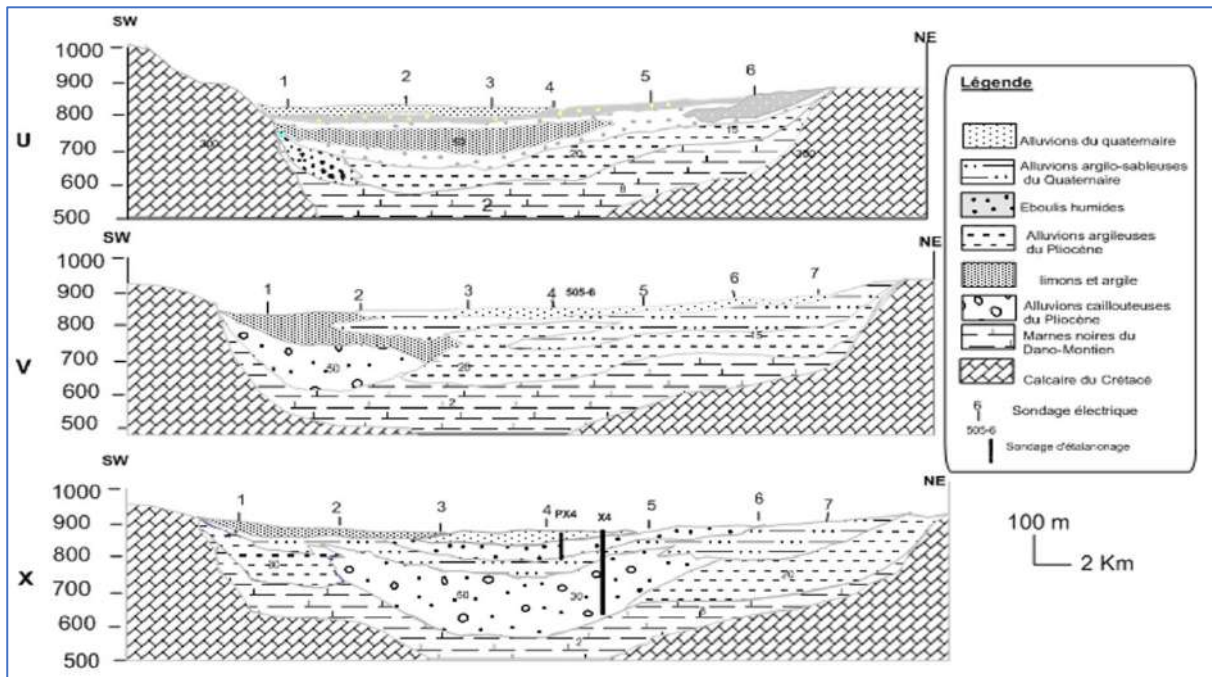


Figure 11: Coupe géo électrique (U.V.X) de la zone de Bakkaria (CGG 1975).

2. Zone de Tébessa :

Les profils Q.O.L mettent en évidence les niveaux suivants, de bas en haut :

- Une formation de très faible résistivité variant entre 1 et 3 $\Omega \cdot m$, pouvant correspondre à des formations salées selon l'échelle de résistivité.
- Une augmentation locale de la résistivité jusqu'à 10 $\Omega \cdot m$, suggérant la présence de marno-calcaires associés à du gypse.
- Un niveau à résistivité comprise entre 10 et 20 $\Omega \cdot m$ au centre de la plaine, correspondant à un faciès argilo-sableux.
- En bordure, une résistivité atteignant 50 $\Omega \cdot m$, indiquant la présence de cailloutis calcaires.
- Une forte hétérogénéité au niveau du profil O, caractérisée par :
 - des résistivités élevées de 100 à 300 $\Omega \cdot m$ en bordure, attribuées aux formations calcaires,
 - des valeurs superficielles faibles de 2 à 10 $\Omega \cdot m$, correspondant aux argiles détritiques.

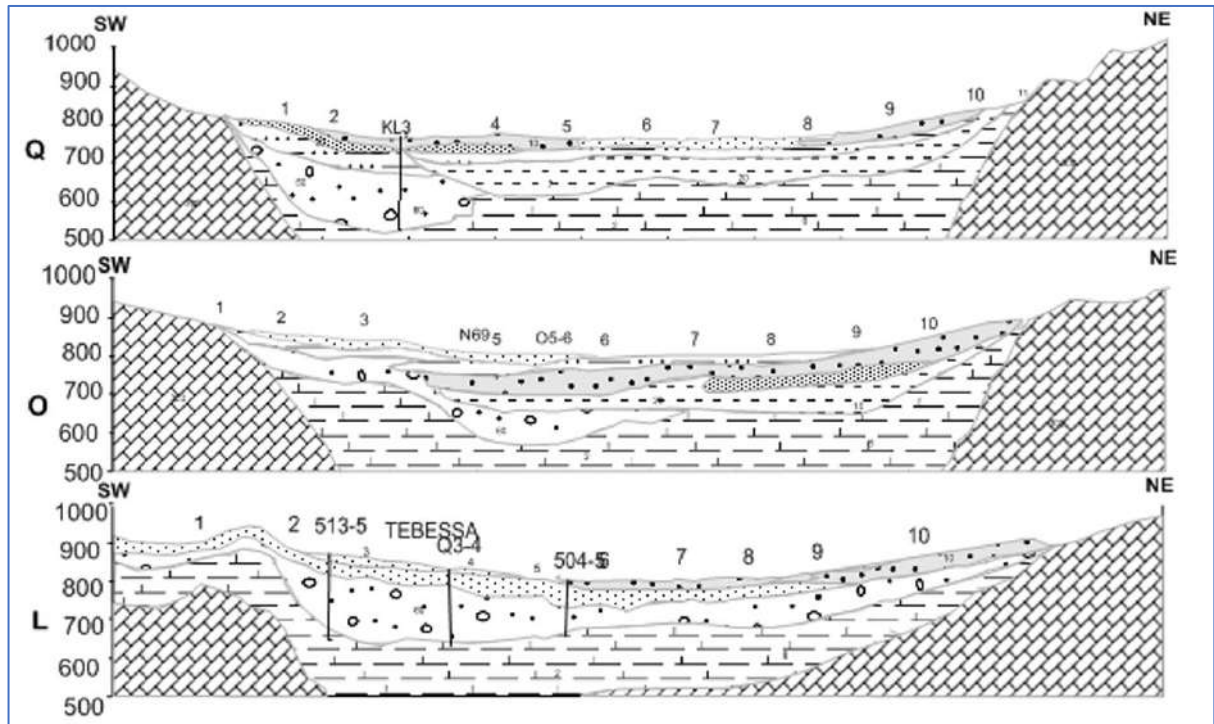


Figure 12 : Coupe géo électrique (Q.O.L) de la zone de Tébessa (CGG 1975).

3. Zone d'Aïn Chabro :

Les profils J.G.F révèlent les niveaux suivants :

- À la base, une formation à résistivité comprise entre 2 et 10 $\Omega \cdot m$, attribuée aux marnes dano-montiennes.
- En bordure Sud-Ouest, une couche épaisse présentant des résistivités de 30 à 70 $\Omega \cdot m$, correspondant aux cailloutis calcaires.
- La disparition progressive de cette formation vers le centre de la plaine, où elle est remplacée par des formations argilo-sableuses, comme observé sur le profil F.
- Un niveau intermédiaire à résistivité variant de 15 à 30 $\Omega \cdot m$, confirmant la dominance des formations argilo-sableuses.

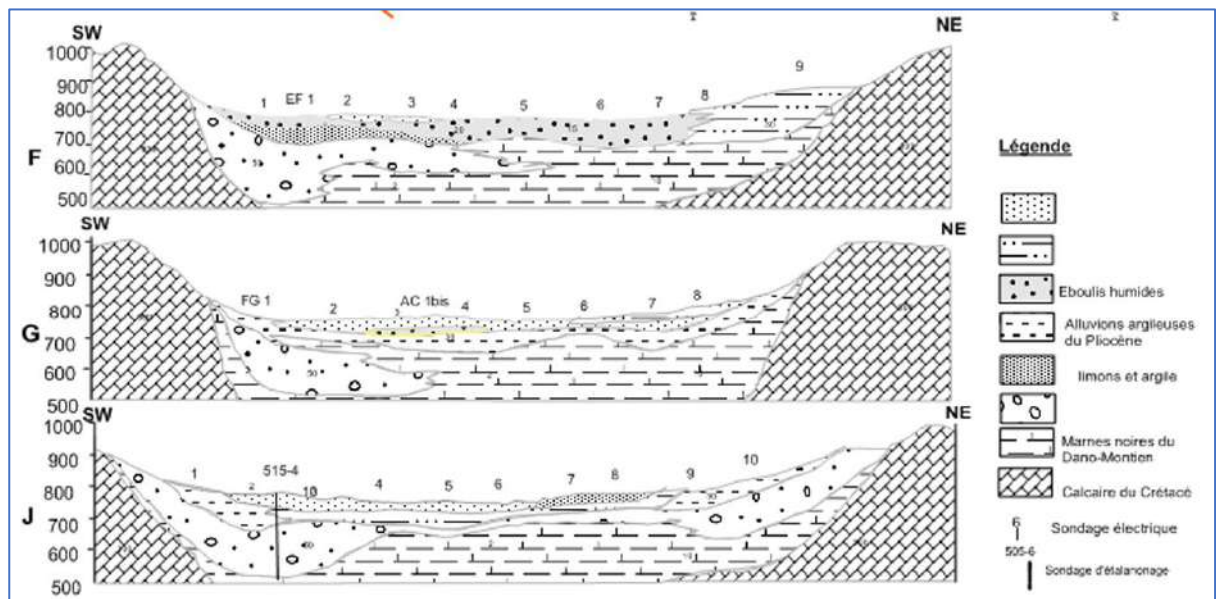


Figure 13 : Coupe géo électrique (F.G.J) de la zone d'Aïn Chabro (CGG 1975).

4. Zone de Morsott :

Le profil géo-électrique MO met en évidence, de bas en haut :

- Une formation à faible résistivité comprise entre 1 et 3 $\Omega \cdot m$, pouvant être attribuée à des formations salées.
- Une augmentation de la résistivité jusqu'à 10 $\Omega \cdot m$, suggérant la présence de marno-calcaires gypseux.
- Un niveau central à résistivité comprise entre 10 et 20 $\Omega \cdot m$, correspondant à un faciès argilo-sableux.
- En bordure, une résistivité atteignant 50 $\Omega \cdot m$, indiquant la présence de cailloutis calcaires.

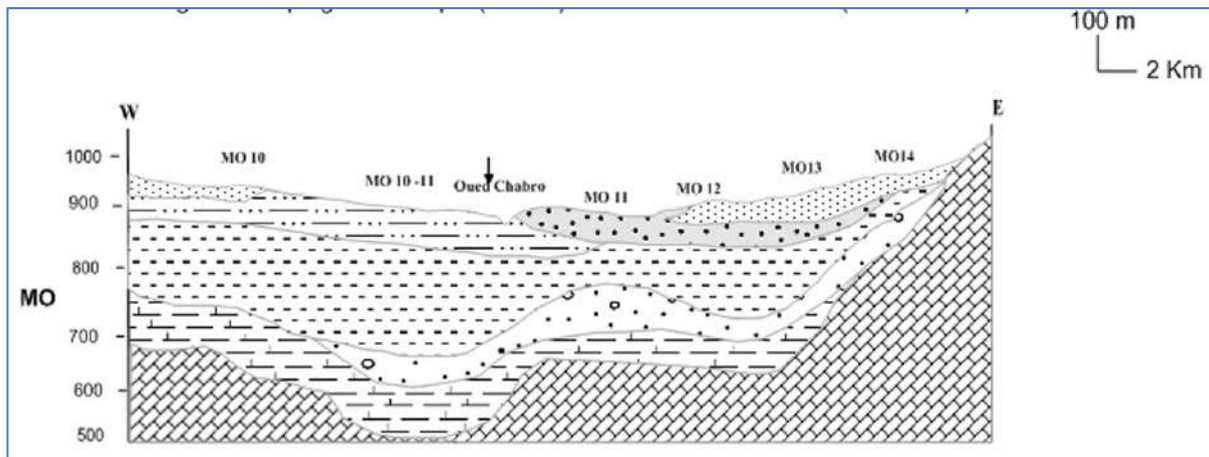


Figure 14 : Coupe géo électrique (MO) de la zone de Morsott (CGG 1975).

II.1.2. Carte des résistances transversales :

L'analyse des mesures de résistance transversale permet de caractériser les dépôts quaternaires, principalement constitués d'alluvions anciennes et de dépôts d'épandage ancien. La carte correspondante met en évidence deux zones distinctes en termes de conductivité et de composition des sédiments (Fig.15) :

1. Zone à forte résistance transversale :

Localisée dans le secteur d'Aïn Chabro, cette zone présente des valeurs de résistances transversales pouvant atteindre $30\,000\ \Omega\cdot\text{m}^2$.

La résistivité diminue progressivement en se rapprochant du centre de la plaine, ce phénomène étant lié à la teneur croissante en argile ainsi qu'à la concentration élevée en sels dans le sédiment.

2. Zone à faible résistance transversale :

Située au centre de la plaine, cette zone est caractérisée par une résistance transversale faible, de l'ordre de $500\ \Omega\cdot\text{m}^2$, ce qui reflète la domination de la matrice argileuse dans le remplissage quaternaire.

Ainsi, la carte des résistances transversales illustre clairement la variabilité spatiale des propriétés électriques du sédiment, en relation avec sa composition lithologique et la distribution des éléments fins et salins au sein des dépôts quaternaires.

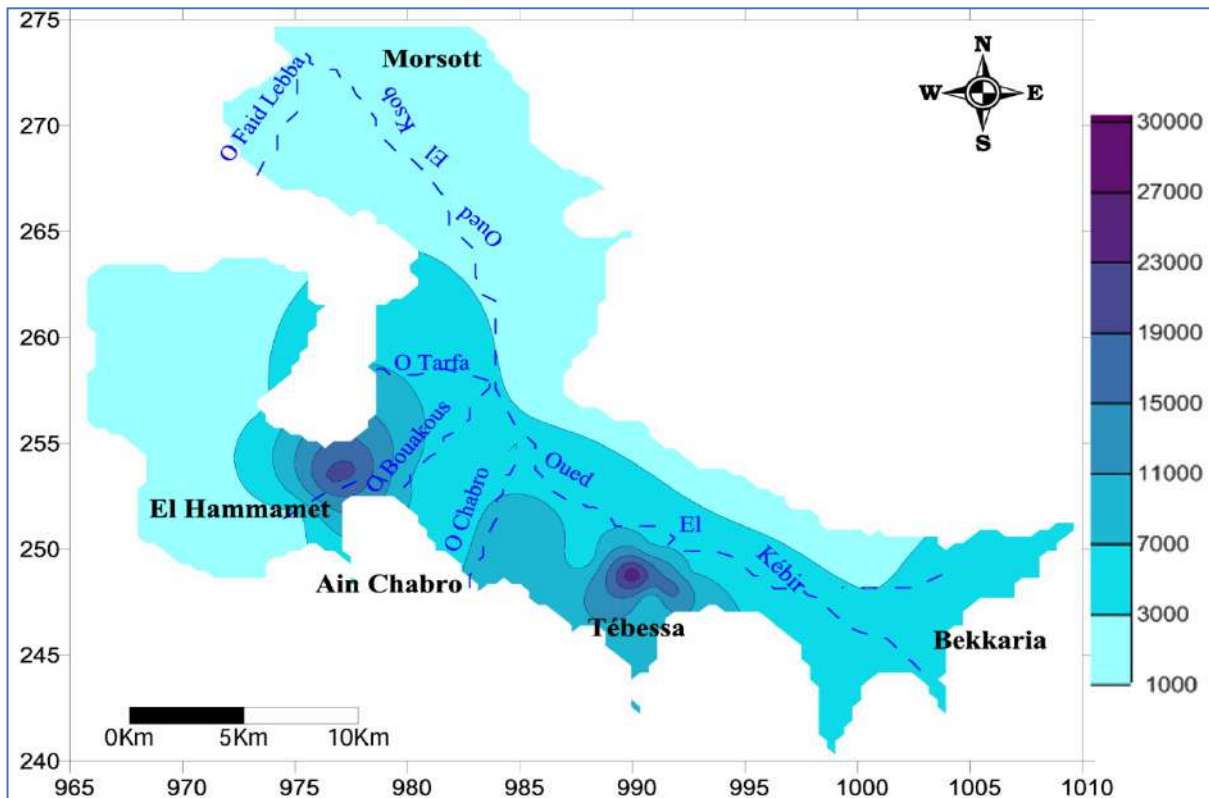


Figure 15 : Carte de résistances transversales brute de la plaine de Tébessa-Morsott (CGG1975)

II.1.3. Carte du toit du substratum :

L'analyse de la carte du toit du substratum (Fig. 16) révèle plusieurs caractéristiques importantes concernant la profondeur et la structure du socle dans la plaine de Tébessa :

- Au Sud, dans la zone d'El Hammamet, le substratum affleure à une profondeur relativement faible, ne dépassant pas 100 m, tandis qu'au Nord, il atteint des profondeurs de l'ordre de 250 m, indiquant un potentiel favorable pour les réservoirs d'eaux souterraines.
- Dans les secteurs allant de Aïn Chabro à Tébessa-ville et Bekkaria, la profondeur du substratum varie entre 50 m et 300 m en se dirigeant vers le centre de la plaine.
- À l'exutoire de la plaine (Morsoth), le substratum devient encore plus profond, avec des valeurs comprises entre 150 m et 250 m, notamment dans sa partie Est.

La structure globale du substratum est ondulée, laissant apparaître plusieurs fossés locaux à l'intérieur du grand fossé de Tébessa-Morsott, dont :

- Le fossé d'El Hammamet,
- Le fossé Tébessa-Aïn Chabro,
- Le fossé de Bekkaria,
- Et le fossé de Morsott.

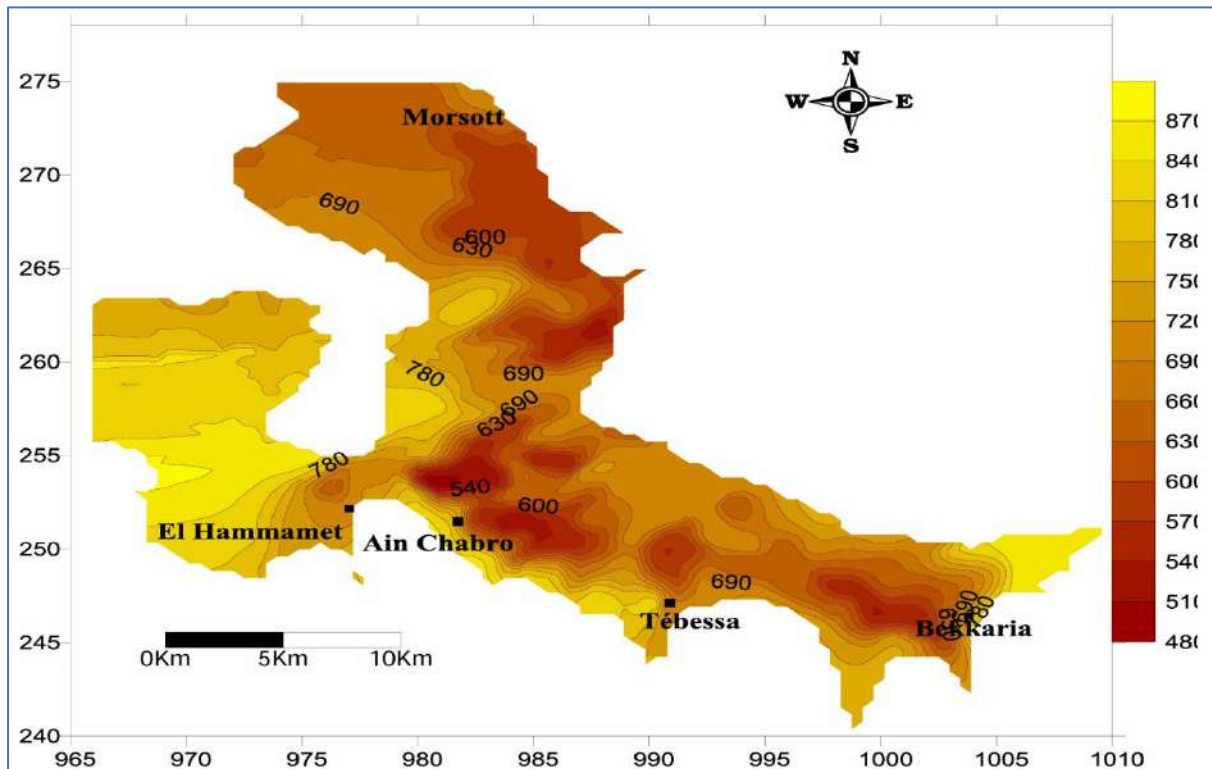


Figure 16 : Carte du toit du substratum de la plaine Tébessa-Morsott (CGG1975)

III. Conclusion :

Le bassin d'effondrement de Tébessa-Morsott résulte de l'affaissement des formations crétacées et coxiennes, comblé progressivement par des dépôts continentaux. La sédimentation provient principalement des bordures escarpées constituées de calcaires, marno-calcaires, marnes et grès. L'amplitude de l'effondrement varie localement, atteignant 450 m dans la région de Morsott et dépassant 800 m près de Tébessa.

D'un point de vue hydrogéologique, deux milieux principaux se distinguent :

- Les formations carbonatées du Maestrichtien, Turonien et Éocène, caractérisées par une porosité de fissures, servant de réservoirs potentiels pour les eaux souterraines.
- Les formations mio-plio-quaternaires, présentant une perméabilité d'interstice, correspondant aux dépôts alluvionnaires centraux de la plaine.

Les différentes phases tectoniques ont donné naissance à plusieurs fossés structuraux (El Hammamet, Tébessa, Morsott), subdivisant le grand fossé d'effondrement. Cette configuration, associée aux formations carbonatées en bordure et aux dépôts mio-plio-quaternaires au centre, confère à la plaine un fort potentiel en ressources en eaux souterraines.

Les investigations géophysiques ont permis de mettre en évidence :

- Une structure synclinale remplie par des formations de résistivité comprise entre 10 et 100 $\Omega \cdot m$, correspondant aux alluvions sableuses et argilo-sableuses du Plio-Quaternaire, reposant sur un niveau conducteur (2 à 8 $\Omega \cdot m$) attribué aux marnes dano-montiennes.
- Une épaisseur du remplissage alluvionnaire variable, allant jusqu'à 300 m dans le sud (zone d'Aïn Chabro) et réduite à 50 m au nord de la plaine.
- Une zone de forte résistance transversale en bordure sud, avec des valeurs atteignant 300 000 m^2 , favorable à l'implantation de forages pour l'exploitation des eaux souterraines.

Enfin, les calcaires maestrichtiens et turoniens en bordure de la plaine et les alluvions plio-quaternaires centrales représentent les principaux niveaux hydrogéologiques exploitables. Cependant, le substratum profond reste difficilement accessible, rendant l'exploitation des calcaires de la plaine peu rentable.

Ainsi, le chapitre II met en évidence la structuration lithologique et hydrogéologique de la plaine, tout en soulignant les zones présentant un potentiel en eaux souterraines exploitable pour la région de Tébessa-Morsott.



CHAPITRE 03 :

Caractéristiques hydrogéologiques



I. Introduction :

Une connaissance approfondie des systèmes aquifères repose sur l'utilisation d'outils de base, parmi lesquels l'hydrogéologie occupe une place prépondérante, en raison de l'intérêt particulier qu'elle accorde à l'étude des nappes d'eau souterraines. La compréhension détaillée de la géométrie, de la structure et de la configuration de ces systèmes constitue un élément essentiel pour appréhender leur fonctionnement global et évaluer leur potentiel en ressources hydriques.

L'analyse du comportement hydrodynamique des aquifères nécessite le recours à plusieurs moyens et méthodes d'investigation. Elle porte notamment sur l'étude des conditions aux limites, des paramètres hydrauliques tels que la perméabilité et la transmissivité, du sens d'écoulement des eaux souterraines, ainsi que des relations existantes entre les différents systèmes aquifères. Il est également indispensable de prendre en considération la fonction capacitive du réservoir, la répartition spatiale des charges hydrauliques et des potentialités, éléments fondamentaux pour l'élaboration de programmes rationnels d'exploitation et de gestion de la ressource en eau à court, moyen et long terme.

Par ailleurs, les études antérieures ont mis en évidence que les sollicitations croissantes exercées par les différentes catégories d'utilisateurs entraînent une perturbation du régime naturel des systèmes aquifères. Dans ce contexte, le présent chapitre vise à apporter une contribution à la compréhension du fonctionnement hydrogéologique de la nappe alluviale de la plaine de Tébessa. Il s'appuie sur l'interprétation des données géologiques et piézométriques disponibles, incluant les cartes et coupes géologiques, les informations issues des forages et les mesures piézométriques, afin de caractériser les systèmes aquifères, d'analyser le mode de circulation des eaux souterraines et de préciser les conditions d'exploitation de cette ressource essentielle.

II. Structure du système :

Dans le cadre du présent travail, l'attention est principalement portée sur l'étude de la nappe alluviale. Néanmoins, il a été jugé utile d'apporter certains éclaircissements concernant l'ensemble des niveaux aquifères reconnus dans la région de Tébessa. L'analyse de la structure géologique et hydrogéologique met en évidence un système aquifère relativement complexe.

Deux horizons aquifères principaux ont pu être distingués :

- Un horizon développé dans les formations calcaires, essentiellement localisé au niveau des bordures de la plaine, tandis qu'au centre, ce niveau demeure rarement atteint par les forages en raison de sa grande profondeur ;
- Un second horizon contenu dans les formations alluviales, constitué principalement d'argiles remaniées, de cailloutis et de sables.

II.1. La nappe alluviale et le milieu poreux :

La plaine de Tébessa–Morsott a fait l'objet de nombreuses études géologiques et hydrogéologiques (Djabri, 1987 ; Rouabhia, 2004 ; Ghrieb, 2007 et 2011), révélant que le système aquifère de la région repose principalement sur les dépôts alluviaux quaternaires. Ces dépôts constituent un mélange d'argiles, de sables et de cailloutis calcaires, dont l'épaisseur varie généralement entre 10 et 400 m.

Le bassin d'effondrement, composé essentiellement de matériaux de remplissage d'âge mio–plio–quaternaire, couvre presque entièrement la plaine, créant ainsi un milieu favorable à la captation et au stockage des eaux souterraines, que celles-ci proviennent de l'infiltration directe ou des apports des systèmes aquifères adjacents.

Les mesures de résistivité réalisées dans la région mettent en évidence une variabilité spatiale notable :

- Au centre de la plaine, les résistivités restent faibles, généralement inférieures à 20 Ωm , en raison de la salinité relativement élevée et de la finesse des sédiments ;
- Vers les bordures, les résistivités augmentent progressivement, oscillant entre 20 et 100 Ωm , avec des valeurs pouvant atteindre localement 200 Ωm .

La complexité hydrogéologique de ce milieu est attribuable à plusieurs facteurs :

- Variation latérale de la granulométrie des sédiments ;
- Prédominance de certains types de matériaux de remplissage (quaternaire, miocène ou pliocène) ;
- Diversité des formations géologiques bordant les fossés (calcaires éocènes, maestrichtiens, turoniens ou triasiques) ;
- Grande variation de la profondeur du substratum.

Malgré cette complexité, la région a été privilégiée par les autorités pour l'implantation d'un nombre important d'ouvrages de captage, en raison de l'importance de son réservoir en eaux souterraines.

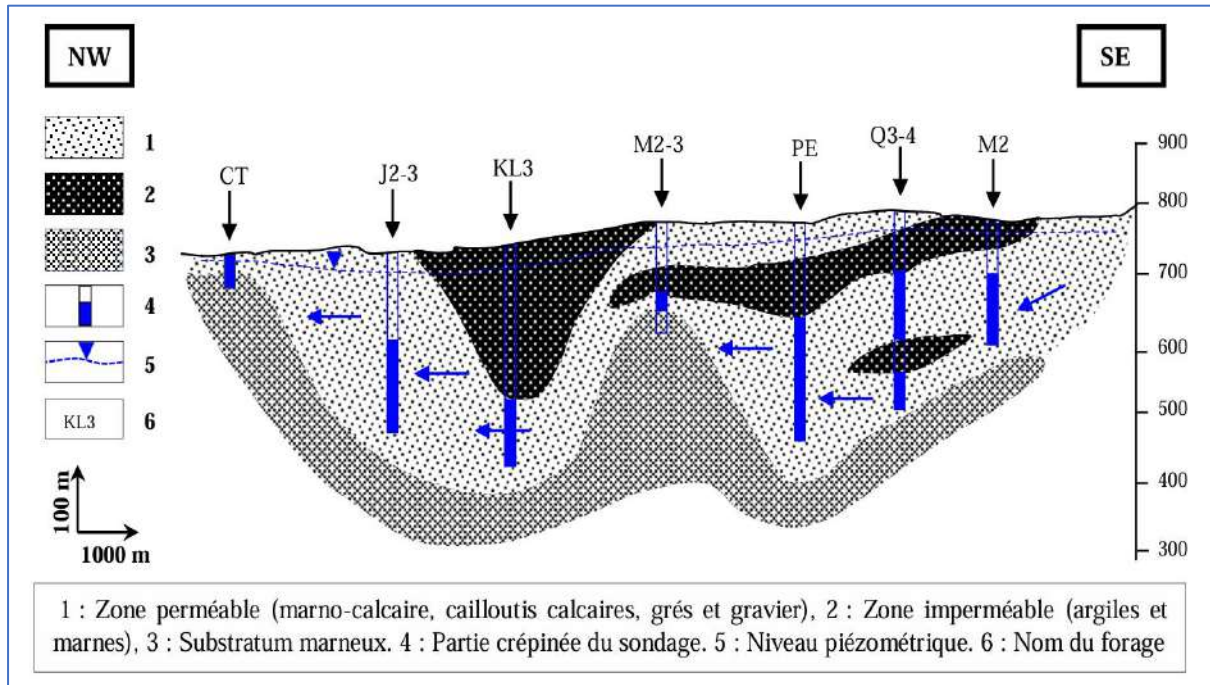


Figure 17 : Coupe hydrogéologique à travers la plaine de Ain Chabro. (in Rouabhia et al. 2009)

II.2. La nappe des calcaires et le milieu fissuré :

Le milieu fissuré de la plaine de Tébessa–Morsott est essentiellement constitué de formations calcaires d'âge Turonien, Maestrichtien et Éocène. Les calcaires éocènes sont généralement rencontrés à des profondeurs relativement faibles, surtout le long des bordures de la plaine. En revanche, au centre, ces formations sont rarement atteintes par les forages, leur profondeur étant estimée entre 500 et 2000 m selon Zerdazi (1990).

Les calcaires Turoniens, Maestrichtiens et Campaniens qui constituent les reliefs bordant la plaine au nord-est et au sud représentent également des aquifères importants. Le milieu fissuré se distingue par un potentiel hydraulique significatif, illustré par l'émergence de plusieurs sources le long de ces formations, notamment :

- La source d'Aïn Kissa (nord-est) ;
- La source de Bouakous (sud-ouest) ;
- La source de Gaâgaâ (ouest).

II.2.1. L'aquifère des calcaires Maestrichtiens :

Les études des forages réalisés dans les calcaires Maestrichtiens (T9, P1, P3, O2-3, O3, Q3-4 BIS) montrent qu'il s'agit d'aquifères profonds et fissurés. Les essais de pompage ont révélé un débit optimal avec une recharge rapide, ce qui confirme la bonne productivité de ce niveau aquifère. Par exemple, l'ouvrage F9 à Boulhef, exploitant les calcaires du Maestrichtien du Dyr, atteint une profondeur de 150 m et fournit, lors des essais à l'air lift, un débit de 60 L/s, entraînant un rabattement de 0,4 m, le niveau se stabilisant ensuite à 26 m (Kachi S.)

II.2.2. L'aquifère des calcaires Turoniens :

Les forages ayant pénétré les calcaires Turoniens (TUBis et T8) confirment également qu'il s'agit d'aquifères profonds et fissurés. Toutefois, leur capacité de recharge est plus limitée que celle des calcaires Maestrichtiens, ce qui peut restreindre leur exploitation pour des débits élevés.

Tableau 2 : : Résultats des essais de pompage de la station d'étude (hydraulique de Tébessa) (Debz, 2019). (Modifiée par Asma.N, 2026).

Forages	Tubis	Q3-4BIS	T8	T9	P1	Q3	Q2-3	P3
Formations	Calcaire	Calcaire	Calcaire	Calcaire	Miocène	Miocène	Maestrichtien	Miocène
X (m)	992.5	991.73	992.41	988.80	988.83	988.52	988.42	988.95
Y (m)	246.25	248.40	245.70	246.61	247.26	247.67	247.12	247.74
Z (m)	940	857.5	984	901.4	874	860	867	863
Profondeur (m)	/	/	/	200	550	550	550	550
Niveau dynamique (m)	92.96	40.38	104.71	12.95	/	/	/	/
Niveau statique (m)	82.70	29	98.35	120	107	114	124	112
Débit variable (m^3/s)	/	/	/	10	40	40	20	40
Débit d'exploitation (m^3/s)	30	30	15.64	5	30	30	20	30

III. Potentialité de l'aquifère :

La disponibilité en eaux superficielles étant limitée dans la plaine de Tébessa, la majeure partie des besoins en eau est assurée par les systèmes aquifères, qui constituent aujourd'hui la source principale d'approvisionnement pour l'ensemble des utilisateurs de la région.

La nappe alluviale représente le patrimoine hydrique majeur, autour duquel s'articulent toutes les politiques de gestion et les stratégies de mobilisation des ressources. Son alimentation

provient non seulement des précipitations captées par son impluvium, mais également des apports latéraux issus des formations calcaires crétacées situées le long des bordures, au nord et au sud.

Pour satisfaire la demande des différents secteurs, l'exploitation des forages implantés à travers la plaine constitue une part importante de la ressource mobilisable.

III.1. Les forages étatiques :

La batterie de forages étatiques comprend 111 ouvrages répartis comme suit :

- 17 forages à Bekkaria
- 31 forages à Tébessa
- 23 forages à Hammamet

Les débits pompés varient entre 4 et 45 L/s, avec une fréquence de pompage mensuelle de 30 jours et une durée de fonctionnement quotidienne comprise entre 8 et 24 heures.

III.2. Les puits et forages non étatiques :

Dans le cadre du Plan National de Développement Agricole (PNDA), les services de la Direction des Ressources en Eau (DRE, ex-DHW), en collaboration avec la Direction des Services Agricoles (DSA), ont délivré plusieurs permis aux agriculteurs de la région.

On dénombre environ 470 forages non étatiques répartis sur l'ensemble de la plaine, contribuant ainsi à l'approvisionnement en eau pour l'agriculture et les usages domestiques.

IV. L'étude de la piézométrie :

L'étude et la cartographie piézométriques constituent des outils fondamentaux pour la compréhension de la morphologie des systèmes aquifères, de leur fonctionnement hydraulique et hydrodynamique, ainsi que de leurs conditions aux limites. Elles permettent de déterminer le sens d'écoulement des eaux souterraines, d'identifier les zones et les modes d'alimentation des nappes, et de mettre en évidence les relations hydrauliques éventuelles entre les différentes unités hydrogéologiques. Par ailleurs, le suivi de l'évolution temporelle de la surface piézométrique fournit des indications précieuses sur la dynamique des aquifères. Ainsi, la cartographie piézométrique s'impose comme un outil indispensable pour l'évaluation, la gestion et la préservation durable des ressources en eaux souterraines, en appui à une prise de décision rationnelle en matière d'exploitation des aquifères.

IV.1. Inventaire des points d'eau :

Le bassin de Tébessa se caractérise par une forte densité d'ouvrages de captage, comprenant des puits et des forages, réalisés à des périodes et selon des techniques variées. Ces ouvrages se répartissent entre des captages réglementaires à vocation étatique et d'autres de nature non autorisée. Les ouvrages les plus récents, exécutés à l'aide de moyens techniques modernes, atteignent généralement des profondeurs plus importantes et présentent de meilleures conditions de captage, ciblant principalement la nappe alluviale. En revanche, les ouvrages plus anciens ont été réalisés de manière traditionnelle, souvent sans planification adéquate, ce qui limite leur rendement et leur efficacité hydraulique.

Dans le cadre de la présente étude, l'analyse s'est limitée aux ouvrages exploitant la nappe alluviale. À cet effet, une campagne d'inventaire menée au mois de mai 2020 a permis de recenser un ensemble de points d'eau comprenant des puits, des forages ainsi que des piézomètres, constituant la base de données utilisée pour l'étude piézométrique de la région. (Djebaassi Toufik 2021)

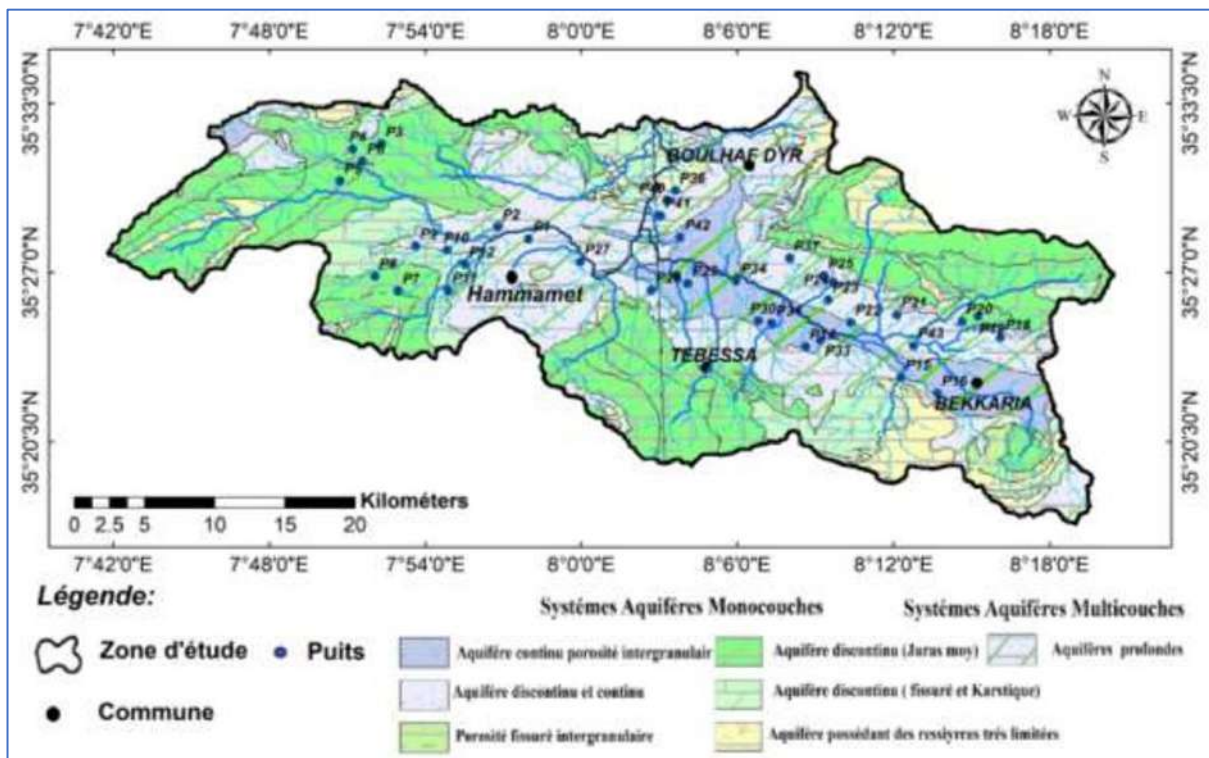


Figure 18 : Carte d'inventaire des puits. Plaine de Tébessa. (in Djebaassi Toufik 2021).

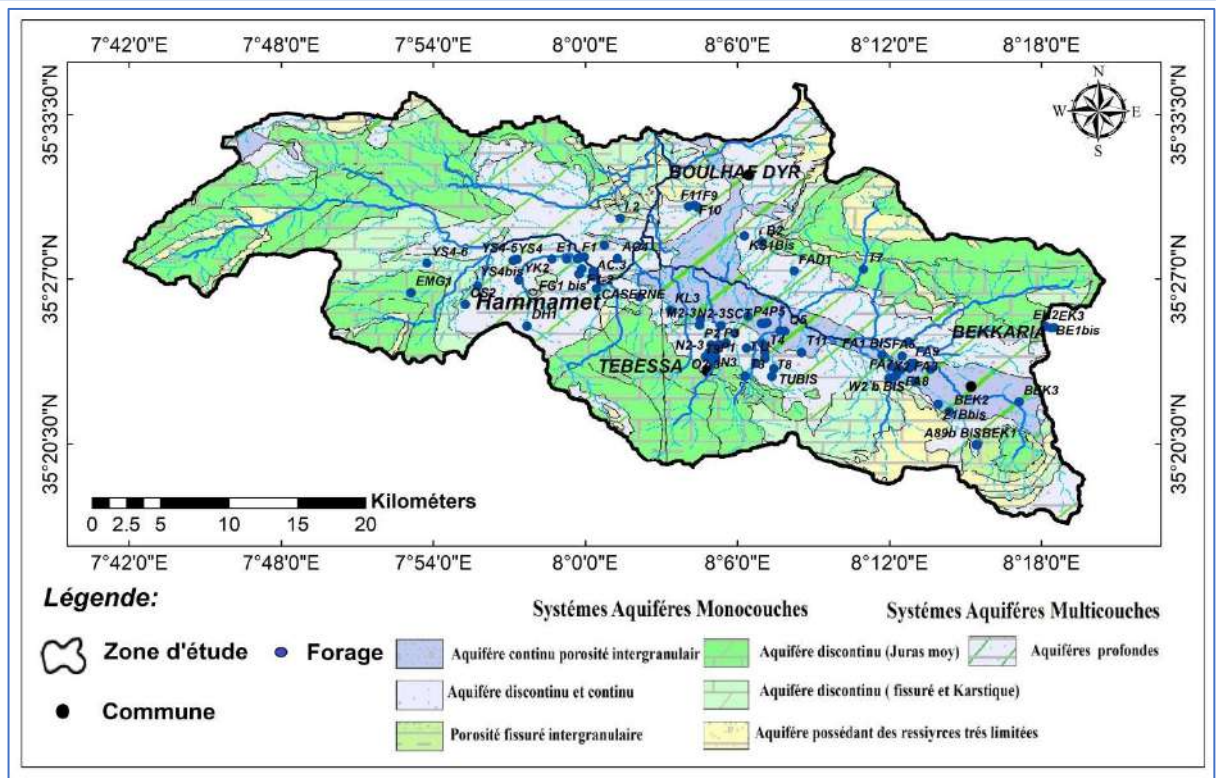


Figure 19 : Carte d'inventaires des forages. Plaine de Tébessa. (in Djebaassi Toufik 2021).

IV.2. Le suivi piézométrique :

L'analyse de la morphologie des courbes piézométriques, établie à partir des mesures piézométriques effectuées durant la période de mai 2009 (Fig. 20), a permis de distinguer quatre secteurs hydrogéologiquement contrastés, caractérisés par des comportements d'écoulement souterrain différenciés.

- Secteur de Bekkaria :

Ce secteur se caractérise par un espacement relativement régulier des courbes piézométriques, traduisant un écoulement souterrain homogène. La direction dominante de l'écoulement est globalement orientée de l'Est-Sud-Est (ESE) vers l'Ouest-Nord-Ouest (WNW), reflétant la configuration structurale et topographique locale observée durant la période considérée.

- Secteur de Tébessa :

Dans ce secteur, la carte piézométrique présente une morphologie irrégulière, marquée par une convergence des filets liquides. Cette organisation est essentiellement liée à l'hétérogénéité lithologique du remplissage

alluvionnaire de l'aquifère. Le gradient hydraulique varie entre 0,5 % et 1 %, traduisant des conditions d'écoulement variables au cours de la période de mai 2009.

- Secteur d'Aïn Chabro :

Les courbes piézométriques y apparaissent relativement serrées en amont, puis deviennent progressivement plus espacées dans le sens de l'écoulement. Cette configuration traduit une zone d'accumulation des eaux souterraines, suivie d'un drainage naturel assuré par l'Oued Chabro. La perte de charge hydraulique observée durant cette période est estimée à environ 40 m.

- Secteur d'El Hammamet :

Ce secteur est caractérisé par des courbes piézométriques fermées et resserrées, indiquant la présence d'une dépression piézométrique marquée. Cette situation reflète une surexploitation de la nappe phréatique, résultant d'intenses prélèvements anthropiques, mise en évidence lors de la campagne de mesures de mai 2009.

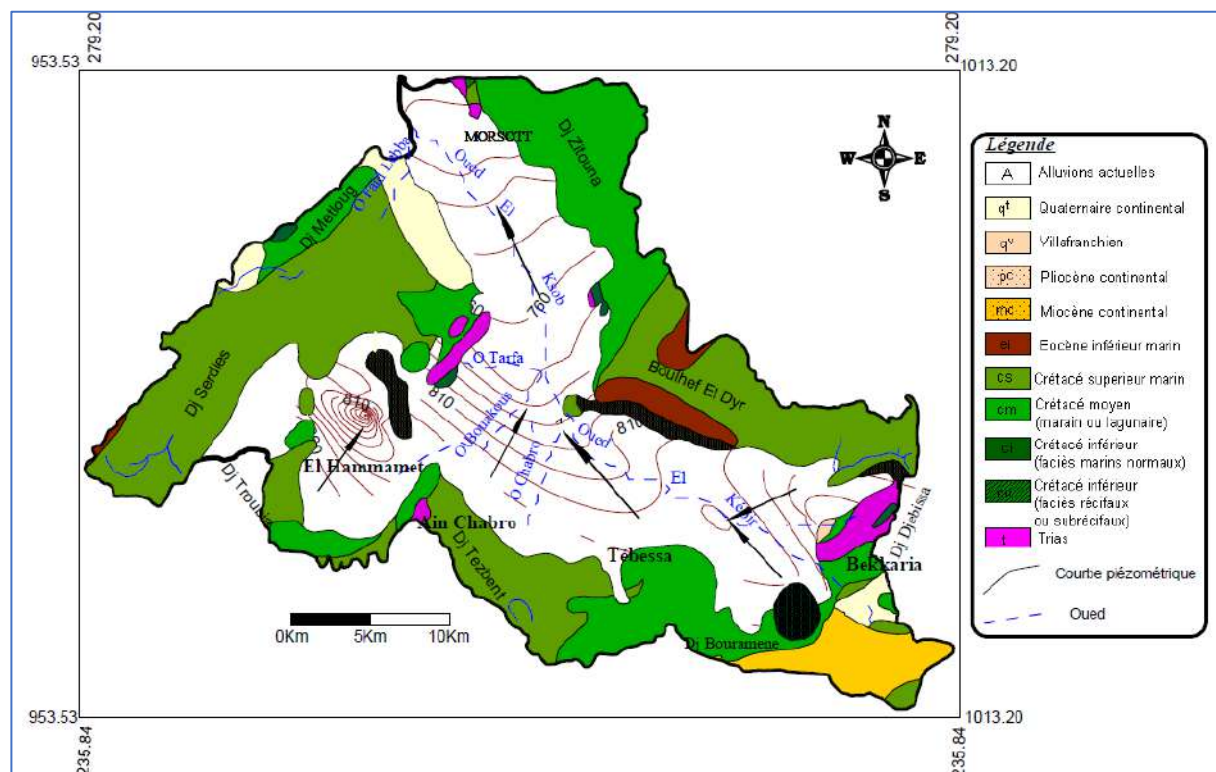


Figure 20 : Carte piézométrique. Mai 2009. Plaine de Tébessa. (Tarek Derias. 2013)

IV.3. Les conditions aux limites de la nappe :

Compte tenu de la situation géographique de la plaine de Tébesa, de ses caractéristiques hydrauliques et hydrodynamiques, ainsi que du contexte hydrogéologique régional, l'analyse du comportement du système aquifère met en évidence plusieurs modes d'alimentation et de conditions aux limites (Fig. 21 et 22)

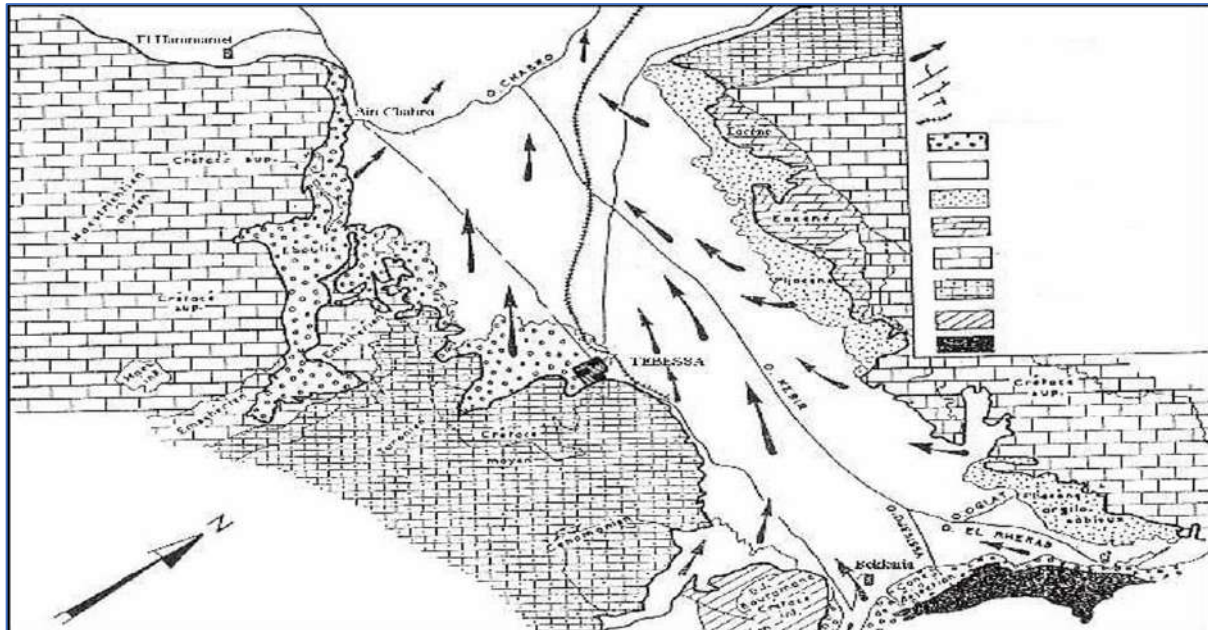


Figure 21 : Carte Géologique et des conditions aux limites. Géologie d'après CGG 1970

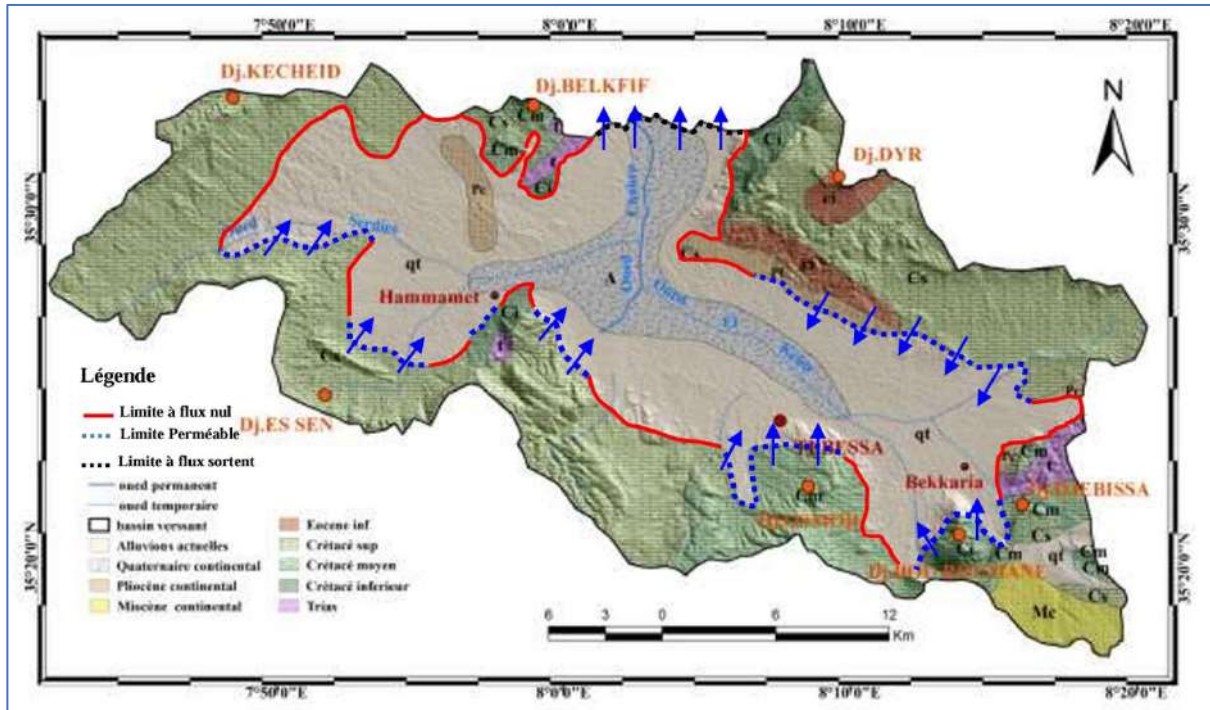


Figure 22: Carte des conditions aux limites du système aquifère du bassin de Tébessa. – ANRH 1975
 .(Modifiée Djebaassi Toufik 2021).

1. Apports par infiltration des eaux météoriques :

Les eaux de précipitations constituent un apport direct essentiel au système aquifère, en particulier dans les zones à forte perméabilité, notamment à Bekkaria, Aïn Chabro et Hammamet, où les affleurements du remplissage alluvionnaire favorisent l'infiltration. Ces apports alimentent directement la nappe alluviale.

En revanche, dans la partie centrale de la plaine, l'infiltration devient quasi nulle en raison de la présence d'argiles et de dépôts fins, qui réduisent fortement la perméabilité du milieu.

2. Apports des eaux de surface :

Les eaux de surface jouent également un rôle non négligeable dans l'alimentation du système aquifère. Les écoulements de l'Oued Bouakous et de l'Oued Serdies contribuent à la recharge de la nappe en se perdant dans les formations alluviales, notamment au niveau de Hammamet et d'Aïn Chabro.

3. Alimentation du milieu fissuré :

Le milieu fissuré est principalement alimenté par les précipitations (pluies et fonte des neiges), grâce à sa large extension et à la densité ainsi qu'à l'ouverture des fissures, particulièrement au niveau des bordures. Les failles affectant ces zones assurent un contact direct entre les formations du remplissage alluvionnaire et les formations calcaires fissurées, notamment au niveau des cônes de déjection.

À Bekkaria, cette configuration structurale permet notamment au système fissuré de recevoir des apports provenant des calcaires du Djebel Bourommane.

4. Apports des calcaires fissurés vers la nappe alluviale :

L'alimentation de la nappe alluviale par les calcaires fissurés des bordures doit également être prise en considération, bien que ce processus demeure relativement complexe. Cette complexité est liée aux jeux de failles, qui ont localement provoqué une discontinuité du niveau fissuré, l'apparition de niveaux marneux, ou encore un contact direct entre les formations fissurées et les formations de remplissage.

Il est toutefois probable qu'une alimentation en profondeur, favorisée par ces structures tectoniques, contribue au fonctionnement hydraulique du système.

V. Conclusion :

L'étude hydrogéologique et piézométrique menée sur la plaine de Tébessa–Morsott a permis de mieux comprendre le fonctionnement du système aquifère et la dynamique des écoulements souterrains. Les résultats mettent en évidence une direction générale d'écoulement des eaux souterraines d'est vers l'ouest, avec un drainage naturel assuré par l'Oued El Kebir, qui constitue l'exutoire principal du bassin.

L'analyse piézométrique a révélé l'existence de plusieurs directions préférentielles d'écoulement, variables selon les secteurs de la plaine. Dans la région de Bekkaria, les écoulements convergent depuis le nord, le sud et l'est vers l'axe central de la plaine avant de s'orienter vers l'ouest. Dans le secteur de Tébessa, les eaux souterraines suivent principalement une direction sud–nord et se rejoignent avec celles provenant de l'est. Quant à la région de Hammamet, les écoulements présentent une orientation ouest–est, convergeant également vers la partie centrale de la plaine. L'ensemble de ces écoulements se rejoint au niveau d'Aïn Chabro, avant de s'orienter vers le nord en direction de l'exutoire du bassin.

Sur le plan lithologique et hydrogéologique, la zone d'étude est caractérisée par un important remplissage moi-plio-quaternaire, constituant une nappe alluviale continue et particulièrement développée au centre de la plaine. Cette nappe est généralement recouverte en surface par des niveaux marneux, tandis qu'en profondeur dominant des formations plus perméables composées de sables et de cailloutis calcaires. Les bordures calcaires nord et sud jouent un rôle essentiel dans la recharge du système aquifère.

Enfin, l'exploitation des données de forages a permis de distinguer trois zones hydrodynamiques principales, à savoir la zone d'Aïn Chabro, la zone de Bekkaria et la zone de Tébessa, reflétant les différences de conditions d'écoulement et de fonctionnement hydraulique au sein de la plaine.



CHAPITRE 04 :

Hydro-Climatologie



A. HYDROLOGIE

I. Introduction :

L'étude hydrologique constitue une étape fondamentale dans l'analyse et la gestion des ressources en eau au sein d'un bassin versant. Elle permet de comprendre le comportement des eaux de surface, d'évaluer les écoulements et de contribuer à un dimensionnement adéquat des ouvrages hydrauliques. Une bonne étude hydrologique assure ainsi une exploitation rationnelle de la ressource hydrique et garantit la sécurité hydrique et environnementale dans le bassin versant. Parmi les premières étapes essentielles de cette étude figure la détermination de la géométrie du bassin versant, qui permet de caractériser ses paramètres morphométriques et d'analyser son fonctionnement hydrologique.

II. Délimitation des sous bassins versants :

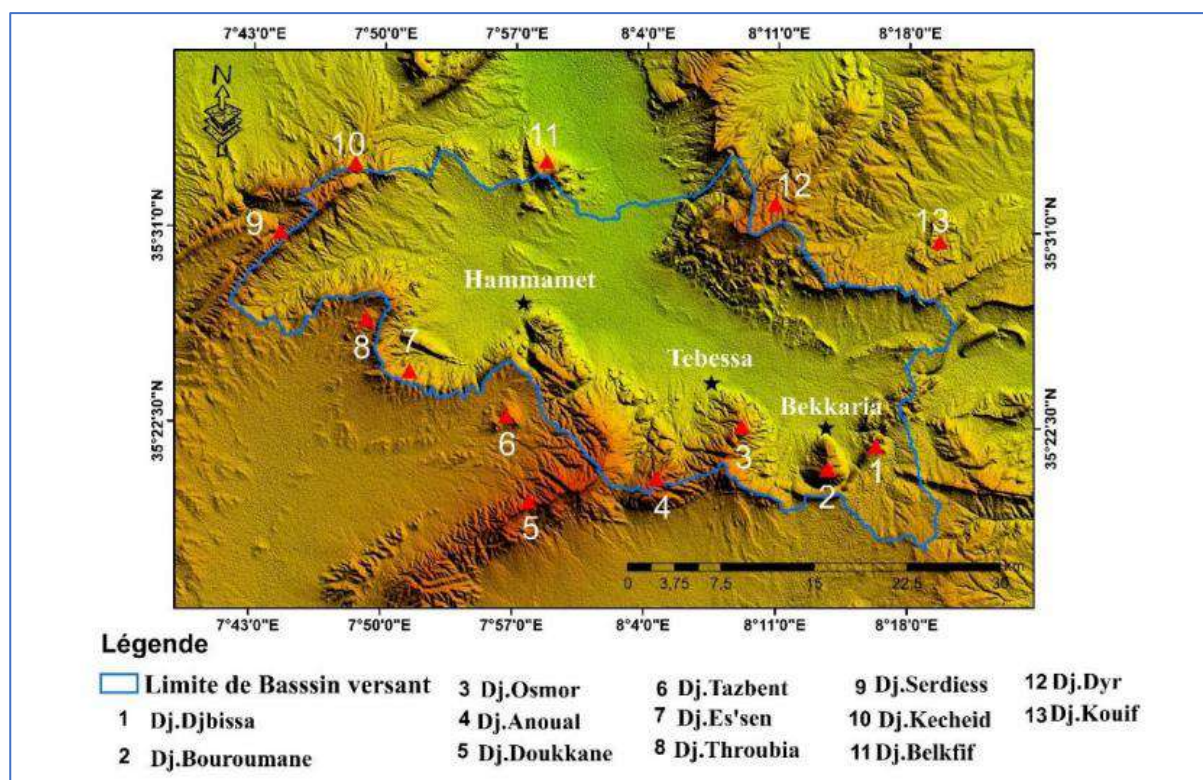


Figure 23 : Carte des conditions aux limites de la plaine de Tébessa (in Djebaassi Toufik 2021)

III. Etude du bassin versant :

III.1. Caractéristiques géomorphologiques du bassin versants :

III.1.1. Caractéristiques de forme :

La surface du bassin versant a été déterminée après sa délimitation préalable et le choix de l'exutoire situé au niveau de l'Oued Chabro. La numérisation du contour du bassin a été réalisée à l'aide du logiciel ArcGIS, ce qui a permis d'obtenir des mesures précises de la superficie et du périmètre.

Le calcul automatique effectué sous environnement SIG a donné une superficie de 974,4 km² et un périmètre estimé à 212,7 km. Ces valeurs sont considérées comme fiables en raison de l'utilisation des techniques de numérisation et d'un système de projection adapté.

III.1.2. La forme du bassin :

La forme du bassin versant constitue un paramètre morphométrique essentiel, car elle influence directement le comportement hydrologique et notamment la réponse du bassin aux épisodes pluvieux. Elle conditionne en particulier le temps de concentration et l'allure de l'hydrogramme résultant.

Cette caractéristique est généralement exprimée par l'indice de compacité de Gravelius (Kc), qui permet d'apprécier le degré d'allongement du bassin. Cet indice correspond au rapport entre le périmètre du bassin et celui d'un cercle de même superficie. Il est calculé à partir de la relation suivante :

$$Kc = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}}$$

Donc :

$$Kc = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Avec :

- A : superficie du bassin (km²)
- P : périmètre du bassin (km)

En utilisant les valeurs déterminées précédemment (P = 212,7 km et A = 974,4 km²), on obtient :

$$Kc \approx 1.90$$

La valeur obtenue, supérieure à l'unité, indique que le bassin versant présente une forme allongée. En effet, plus l'indice de compacité est proche de 1, plus la forme tend vers un cercle (bassin ramassé), favorisant un temps de concentration court. À l'inverse, une valeur élevée traduit un bassin étiré, caractérisé par une réponse hydrologique plus progressive.

III.1.3. Les dimensions du rectangle équivalent :

Le concept du rectangle équivalent, également appelé rectangle de Gravelius et introduit par L. Roche (1963), permet de représenter le bassin réel sous une forme simplifiée tout en conservant ses caractéristiques principales : superficie, périmètre et indice de compacité.

Soient :

- L : longueur du rectangle équivalent (km)
- l : largeur du rectangle équivalent (km)
- P : périmètre du bassin (km)
- A : superficie du bassin (km²)

Le périmètre et la superficie s'expriment par :

$$P = 2(L + l)$$

$$A = L \times l$$

et l'indice de compacité étant :

$$Kc = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

$$L = \frac{Kc\sqrt{A}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left[\frac{1.12}{Kc} \right]^2} \right]$$

Lorsque l'indice de compacité de Gravelius $Kc \geq 1.12$, la longueur et la largeur du rectangle équivalent peuvent être calculées. Pour le bassin étudié, on obtient :

$$L = 93.78 \text{ Km}$$

$$l = 10.23 \text{ Km}$$

Ces dimensions confirment que le bassin est nettement allongé, ce qui influence directement l'écoulement et le temps de concentration des eaux de ruissellement.

III.1.4. Paramètres du relief :

Le relief constitue un facteur déterminant dans le fonctionnement hydrologique du bassin versant. En effet, plusieurs paramètres hydrométéorologiques (précipitations, températures, etc.) varient selon l'altitude et la morphologie du bassin. La pente du terrain influence directement la vitesse d'écoulement des eaux de surface. Sur les cartes topographiques, le relief est représenté par des courbes de niveau, et son étude permet de mieux comprendre la dynamique des écoulements.

III.1.4. 1. La courbe hypsométrique :

La courbe hypsométrique fournit une synthèse de la répartition des altitudes dans le bassin, offrant ainsi une vue globale du relief et des pentes. Il s'agit d'une représentation graphique montrant le pourcentage de la surface du bassin (en abscisse) en fonction de l'altitude (en ordonnée). Cette analyse permet d'identifier le profil type du bassin et les zones de pentes fortes ou faibles, facteurs essentiels influençant l'écoulement des eaux de surface.

a. Répartition des tranches d'altitudes et élaboration de la courbe :

L'étude des surfaces par tranches d'altitude a été réalisée en planimétrant l'aire comprise entre deux courbes de niveau principales voisines. Les valeurs obtenues ont été regroupées et synthétisées dans le tableau ci-dessous, permettant de visualiser la distribution des altitudes dans le bassin de Tébessa et de construire la courbe hypsométrique correspondante.

Tableau 3: Répartition des surfaces en fonction des tranches d'altitudes – Bassinde

Tébessa.(Djebaassi Toufik 2021)

Tranche d'altitude Hi (m)	Surface partielle (Si)		ΔHi (côte moy) (m)	$\Delta Hi \times Si$ (m ²)	Surface cumulée (%)
	Km ²	%			
1600-1624	0.107	0.011	1612	172.557	0.011
1500-1600	2.630	0.27	1550	4077.864	0.281
1400-1500	14.645	1.503	1450	21263.844	1.786
1300-1400	37.884	3.888	1350	51144.307	5.674
1200-1300	67.740	6.952	1250	84687.540	12.627
1100-1200	130.218	13.364	1150	149751.638	25.991
1000-1100	153.867	15.791	1050	161560.879	41.782
900-1000	208.453	21.39	950	198030.722	63.175
800-900	265.202	27.22	850	225496.622	90.401
742-800	93.561	9.60	771	72113.678	100

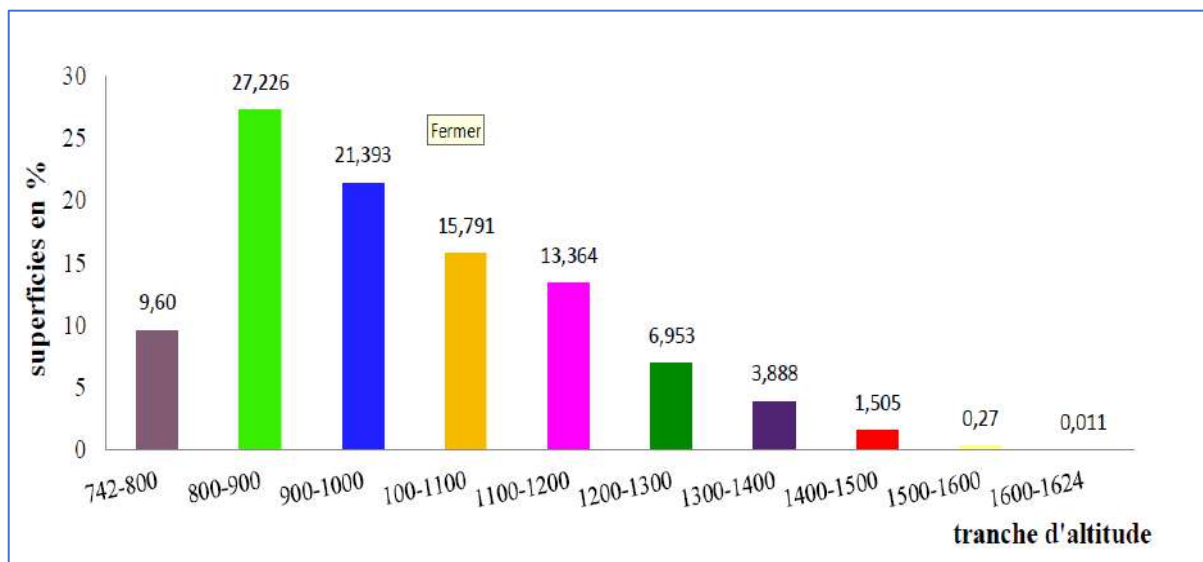


Figure 24 :Réparttion des surfaces en fonction des altitudes. Tébessa .(in Djebaassi Toufik 2021)

Les données recueillies ont permis d'élaborer la courbe hypsométrique représentative du bassin versant, présentée à la Figure 25.

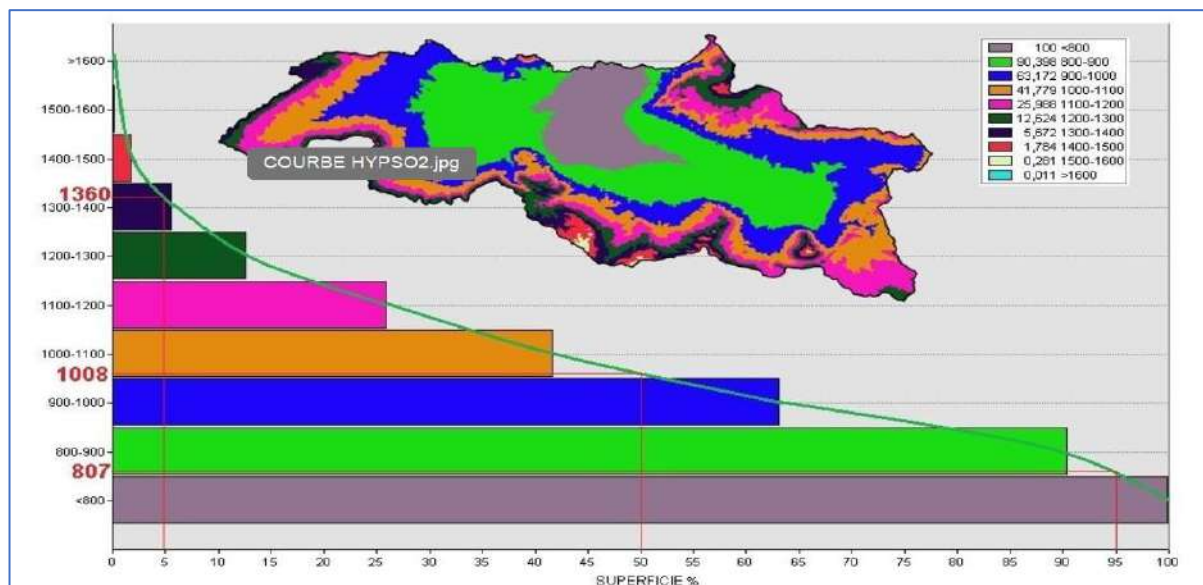


Figure 25 : Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques à travers le bassin de Tébessa. (inDjebaassi Toufik 2021)

L'analyse de la courbe hypsométrique met en évidence que la zone comprise entre les altitudes 742 m et 1000 m correspond à une plaine, représentant 58,21 % de la superficie totale du bassin versant.

La tranche altitudinale située entre 1000 m et 1300 m couvre 36,10 % de la surface totale. Elle correspond aux reliefs montagneux qui encerclent la plaine : au Nord le Djebel Belkif, à l'Est le Djebel Dyr et à l'Ouest le Djebel Serdies.

Les 5,69 % restants concernent les altitudes supérieures à 1600 m, matérialisées par les massifs montagneux bordant la plaine au Sud, notamment le Djebel Bouromane et le Djebel Doukkane.

III.1.4.2. Les altitudes caractéristiques :

A. Les altitudes maximale et minimale :

Les altitudes maximale et minimale du bassin versant sont déterminées à partir de la carte topographique. L'altitude maximale correspond au point culminant du bassin, tandis que l'altitude minimale représente le point le plus bas, généralement localisé au niveau de l'exutoire.

Ces deux paramètres permettent de définir l'amplitude altimétrique du bassin versant et interviennent également dans le calcul de la pente moyenne.

Dans le bassin de Tébessa, l'altitude varie de 1 624 m à 742 m, ce qui correspond à une amplitude altimétrique de 882 m entre le point culminant et l'exutoire.

B. L'altitude moyenne :

L'altitude moyenne du bassin versant peut être déterminée à partir de la courbe hypsométrique (Figure 27) ou calculée à partir des données issues de la carte topographique. Elle correspond à une moyenne pondérée des altitudes en fonction des surfaces comprises entre les courbes de niveau.

Elle est exprimée par la relation suivante :

$$H_{moy} = \sum_1^n \frac{A_i h_i}{A} \equiv m$$

Avec :

- H_{moy} : altitude moyenne du bassin (m)
- A_i : surface comprise entre deux courbes de niveau successives (km²)
- h_i : altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m)
- A : superficie totale du bassin versant (km²)

L'application de cette relation au bassin de Tébessa donne une altitude moyenne de :

$$H_{moy} = 993.73m$$

Cette valeur traduit une altitude globalement élevée du bassin versant, bien que celle-ci demeure modérée au regard de l'amplitude altimétrique totale observée.

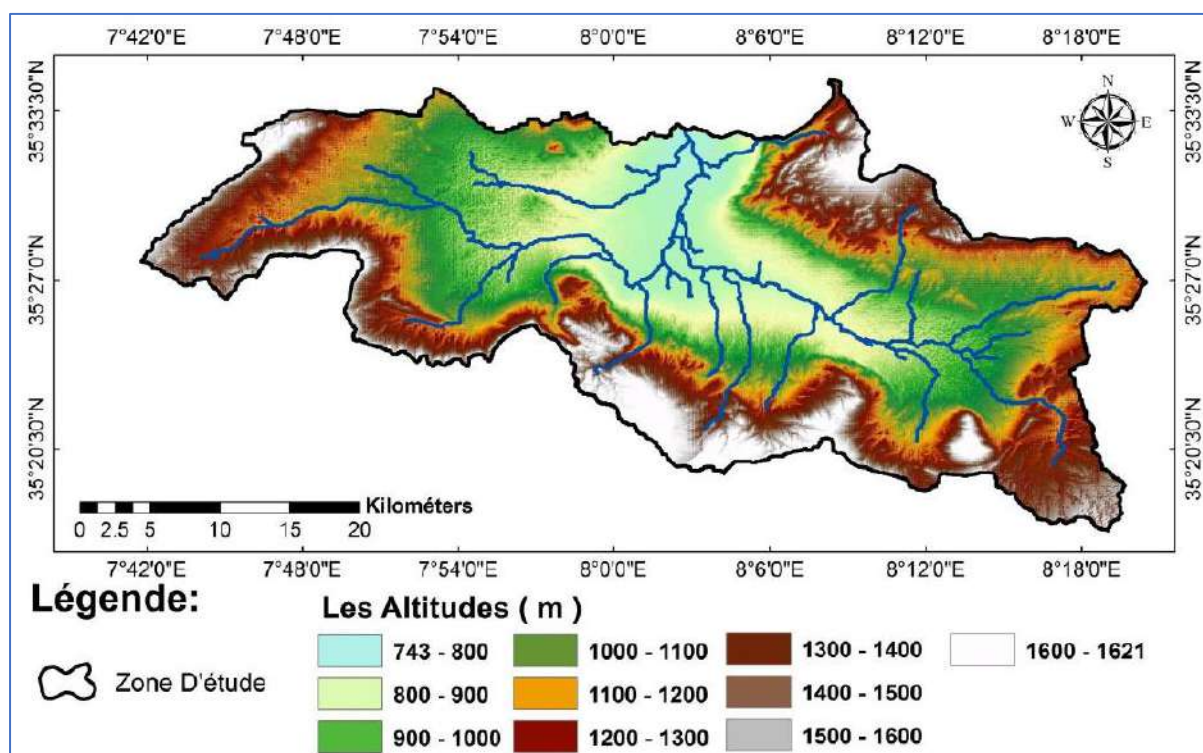


Figure 26 : Carte de répartition des altitudes dans le bassin de Tébessa. .(in Djebaassi Toufik 2021

C. L'altitude médiane :

L'altitude médiane correspond à la valeur altimétrique lue sur la courbe hypsométrique au point représentant 50 % de la superficie totale du bassin versant ($H_{50\%}$). Elle représente ainsi l'altitude qui divise le bassin en deux parties égales en termes de surface.

Lorsque la courbe hypsométrique présente une évolution régulière, l'altitude médiane tend à être proche de l'altitude moyenne, traduisant une répartition relativement homogène des altitudes.

Dans le cas du bassin de Tébessa, l'altitude médiane est estimée à environ 1008 m. Cette valeur étant proche de l'altitude moyenne (993,73 m), elle confirme la relative régularité du profil hypsométrique et l'équilibre global de la distribution altimétrique du bassin.

III.1.5. Les pentes :

D'un point de vue hydrologique, le relief joue un rôle majeur, et la pente constitue l'un des éléments essentiels pour comprendre le ruissellement. Elle influence directement le temps de concentration des eaux de surface et le débit de pointe lors d'épisodes pluvieux. La caractérisation des pentes peut être réalisée à l'aide de plusieurs indices complémentaires.

III.1.5.1. La pente moyenne :

La pente moyenne, considérée comme une variable indépendante, fournit une indication du temps de parcours du ruissellement direct. Elle peut être calculée par la moyenne pondérée des pentes élémentaires définies entre deux courbes de niveau successives (Carlier et Leclerc, 1964) :

$$I_m = \frac{DL}{St} \equiv \%$$

Avec :

- I_m : pente moyenne (m/km)
- D : équidistance entre deux courbes de niveau (m)
- L : longueur totale des courbes de niveau (km)
- St : surface de la parcelle correspondante (km²)

Le développement de cette formule donne :

$$I_m = \frac{DL}{St}$$

d'où :

$$I_m = \frac{DL}{Ll}$$

Donc :

$$I_m = \frac{D}{l}$$

Pour le bassin de Tébessa, en considérant la dénivelée entre $H_{5\%} = 1360$ m et $H_{95\%} = 807$ m, et la largeur du rectangle équivalent de 10,17 km, la pente moyenne est estimée à :

$$I_m = \frac{1360 - 807}{10.17}$$

d'où :

$$I_m = 54.37\%$$

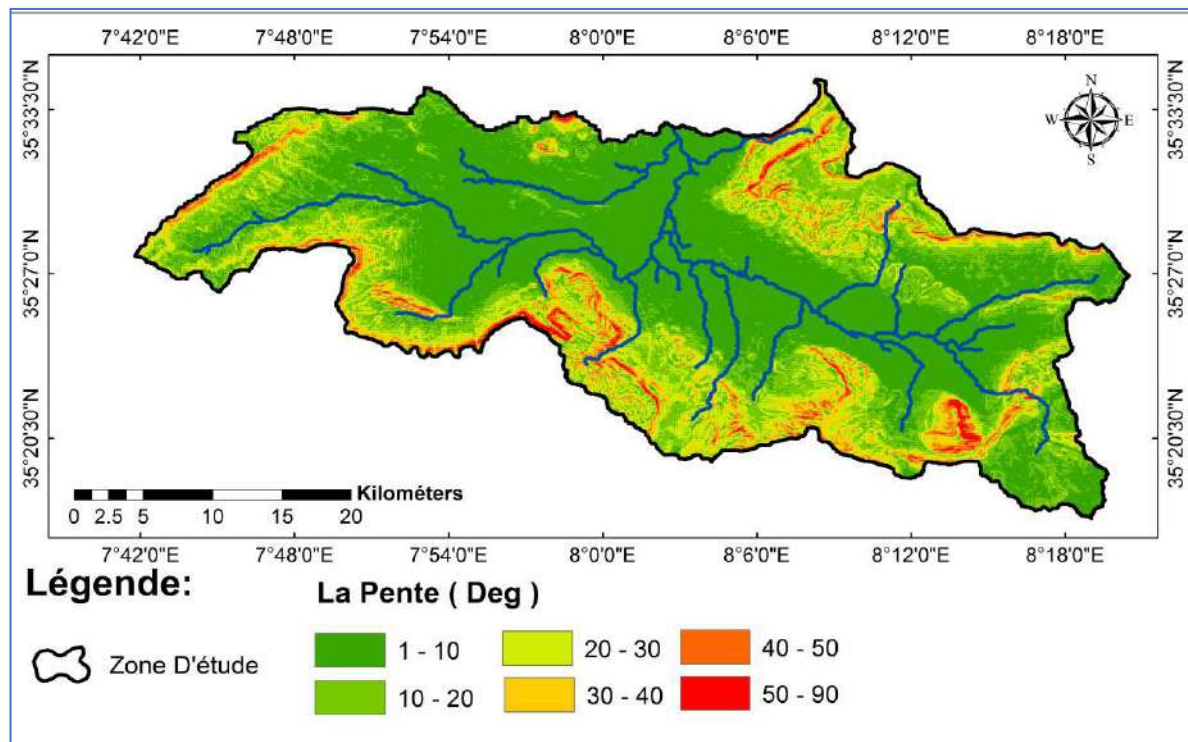


Figure 27 : Carte de répartition des pentes dans le bassin de Tébessa. (in Djebaassi Toufik 2021)

III.1.5.2. Les indices de pente :

A. L'indice global de pente (I_g) :

L'indice global de pente est calculé à partir des altitudes correspondant aux 5 % supérieurs et inférieurs de la surface totale, $H_5\%$ et $H_{95}\%$, qui englobent ainsi 90 % de la superficie. La dénivelée utile D est donnée par :

$$D = H_5\% - H_{95}\%$$

L'indice global s'exprime ensuite comme le rapport de cette dénivelée sur la longueur du rectangle équivalent L :

$$I_g = \frac{D}{L} \equiv m/Km$$

Pour le bassin de Tébessa :

$$H_5\% = 1415m ,$$

$$H_{95}\% = 854m ,$$

donc :

$$D = 561m$$

$$L = 95.73Km$$

ce qui donne :

$$I_g = 5.77 m/km \approx 0.57\%$$

Selon la classification de l'IRD (ex-ORSTOM), cette valeur indique un relief globalement faible. L'indice global peut être utilisé pour comparer des bassins de taille similaire ($\approx 25 km^2$), mais il diminue lorsque la surface augmente.

A. La dénivelée spécifique (D_s) :

La dénivelée spécifique permet de caractériser le relief indépendamment de la surface du bassin. Elle se déduit de l'indice global et de la longueur du rectangle équivalent :

$$D_s = I_g \sqrt{A}$$

D'où :

$$D_s = \frac{D}{L\sqrt{Ll}}$$

On obtient :

$$D_s = D \sqrt{\frac{l}{L}}$$

Pour le bassin de Tébessa, avec :

$$D = 561m$$

$$L = 95.73 Km$$

$$l = 10.17Km$$

on obtient :

$$D_s = 180.24 m$$

Cette valeur confère au bassin un relief assez marqué ($D_s = 100m$), influençant fortement la réponse hydrologique aux pluies.

B. L'indice de pente de Roche (I_p) :

L'indice de Roche exprime la pente globale du bassin en tenant compte de la surface comprise entre deux courbes de niveau successives :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_1^n \sqrt{a_i d_i}$$

Avec :

- L : longueur du rectangle équivalent
- a : fraction en % de l'aire comprise entre deux courbes de niveau voisines, distantes de $\sqrt{a_i d_i}$

Tableau 4: Indice de pente de Roche. Bassin de Tébessa. (in Djebassi Toufik 2021)

Tranchée altitude H_i (m)	Surface partielle a_i (%)	Différence de côte d_i	$a_i d_i$	$\sqrt{a_i d_i}$
1600-1624	0.011	24	0.264	0.513
1500-1600	0.27	100	27	5.19
1400-1500	1.505	100	150.5	12.249
1300-1400	3.888	100	388.8	19.718
1200-1300	6.953	100	695.3	26.368
1100-1200	13.364	100	1336.4	36.556
1000-1100	15.791	100	1579.1	39.556
900-1000	21.393	100	2139.3	46.252
800-900	27.226	100	2722.6	52.178
742-800	9.599	58	556.742	23.595
Total	100	/	9596.006	262.365

Pour le bassin de Tébessa :

$$L = 95.73 \text{ km},$$

$$a = 262.356$$

On obtient:

$$I_p \approx 26.81$$

Cette valeur indique une forte discontinuité dans le relief du bassin, confirmant la variabilité importante des pentes et leur rôle dans la dynamique du ruissellement.

III.1.6. Hydrographie :

III.1.6.1. Réseau hydrographique :

Le réseau hydrographique du bassin de Tébessa constitue l'ensemble des cours d'eau naturels et artificiels, pérennes ou temporaires, qui drainent les eaux de ruissellement et de restitution des nappes, soit par des sources, soit le long des lits d'oueds. Sa structure est influencée par plusieurs facteurs : la géologie (sensibilité à l'érosion, présence de structures guidant le sens de l'écoulement), le climat (densité du réseau plus importante en zones montagneuses et humides), la pente du terrain (phase érosive ou sédimentaire) et les interventions humaines (drainage, endiguement, barrages).

Le réseau se caractérise par sa hiérarchisation, son profil en long et son développement, c'est-à-dire le nombre de cours d'eau et leurs longueurs. Malgré la situation semi-aride de la région, le bassin présente un réseau hydrographique relativement dense, avec de nombreux affluents secondaires sinueux, intermittents et à pentes modérées (Fig.28).

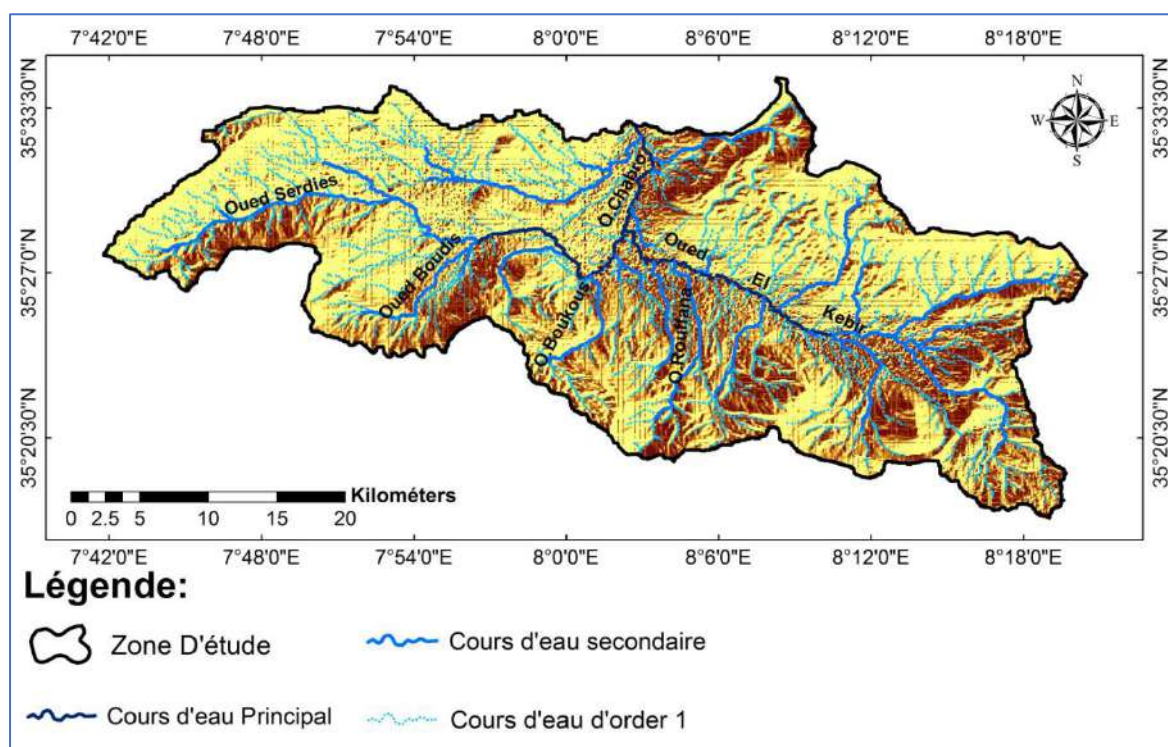


Figure 28 : Carte du réseau hydrographique du bassin de Tébessa. (in Djebaassi Toufik 2021)

Les principaux oueds du bassin sont :

- Oued El Kebir : prend sa source à l'Est et s'écoule sur environ 32,22 km en direction Est-Ouest jusqu'à sa confluence avec l'Oued Chabro. Il constitue le thalweg principal et reçoit les eaux d'Oued Djebissa, du Hemadja et d'Oued Rouffana.
- Oued Serdies : prend naissance à l'Ouest (Djebel Serdies) et s'écoule sur 24,92 km, recevant Oued Boudiss et longeant la partie occidentale de la plaine. Il draine les eaux du Sud-Ouest et de l'Ouest.
- Oued Chabro : formé par la confluence des autres cours, il devient le principal conduit du bassin versant, situé approximativement au centre de la plaine.

L'écoulement global du réseau converge depuis l'Est, le Sud et l'Ouest vers le centre de la plaine, puis vers le Nord. Les crues sont irrégulières et dépendent essentiellement des orages, survenant surtout à la fin du printemps et au début de l'automne, ce qui rend la plaine particulièrement vulnérable aux inondations périodiques. L'un des épisodes les plus marquants reste celui d'août 2002, qui a causé d'importants dégâts matériels dans la ville de Tébessa.

III.1.6.2. Le degré de développement du réseau :

▪ Densité de drainage

La densité de drainage du bassin versant dépend principalement de la géologie (structure et lithologie), des caractéristiques topographiques et, dans une moindre mesure, des conditions climatiques et anthropiques. Elle représente la surface nécessaire pour maintenir des conditions hydrologiques stables dans un segment unitaire du réseau hydrographique.

La densité de drainage, introduite par Horton, est définie comme le rapport entre la longueur totale des cours d'eau et la superficie du bassin. Elle constitue un indicateur du degré de densité ou de « lâcheté » du chevelu hydrographique.

Elle peut être calculée à l'aide de la formule suivante :

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A} \text{ Km/Km}^2$$

Avec :

- D_d : densité de drainage (km/Km^2)
- L_i : longueur des cours d'eau (km)
- A : superficie totale du bassin (Km^2)

Pour le bassin de Tébessa :

$$A = 974.4 \text{ Km}^2$$

$$\sum L_i = 4659 \text{ Km}$$

On obtient ainsi :

$$D_d = 4.87 \text{ Km/Km}^2$$

Cette valeur indique un réseau hydrographique relativement dense, conforme à l'organisation hiérarchisée et à la morphologie du bassin.

III.1.6.3. Le temps de concentration :

Le temps de concentration (t_c) correspond à la durée nécessaire pour qu'une parcelle d'eau, ou une goutte d'eau, s'écoulant depuis le point hydrologiquement le plus éloigné en amont, atteigne l'exutoire du bassin. Ce paramètre est influencé par plusieurs facteurs, dont

l'intensité des précipitations, la pente, la lithologie et le couvert végétal, qui peuvent agir conjointement ou indépendamment pour ralentir ou accélérer l'écoulement.

Le temps de concentration peut être estimé à l'aide de diverses formules. Dans cette étude, la formule de Giandotti a été adoptée :

$$t_c = \frac{\sqrt[4]{A + 1.5L_p}}{\sqrt[0.8]{H_{moy} - H_{min}}} \equiv h$$

Avec :

- t_c : temps de concentration (h)
- A : surface du bassin (Km^2)
- H_{moy} : altitude moyenne (m)
- L : longueur du thalweg principal (km)
- H_{min} : altitude minimale (m)

Pour le bassin de Tébessa :

$$A = 974.4 Km^2$$

$$H_{moy} = 993.73m$$

$$H_{min} = 742m$$

$$L = 32.22 Km(thalweg principal)$$

L'application de la formule conduit à :

$$t_c \approx 10.16h \text{ Soit } 10h, 9min \text{ et } 36s$$

Cette durée peut sembler relativement élevée au regard de la surface du bassin et de la densité du réseau hydrographique. Elle s'explique probablement par les caractéristiques physiques du bassin, notamment la topographie, la morphologie du réseau et la ramification des cours d'eau.

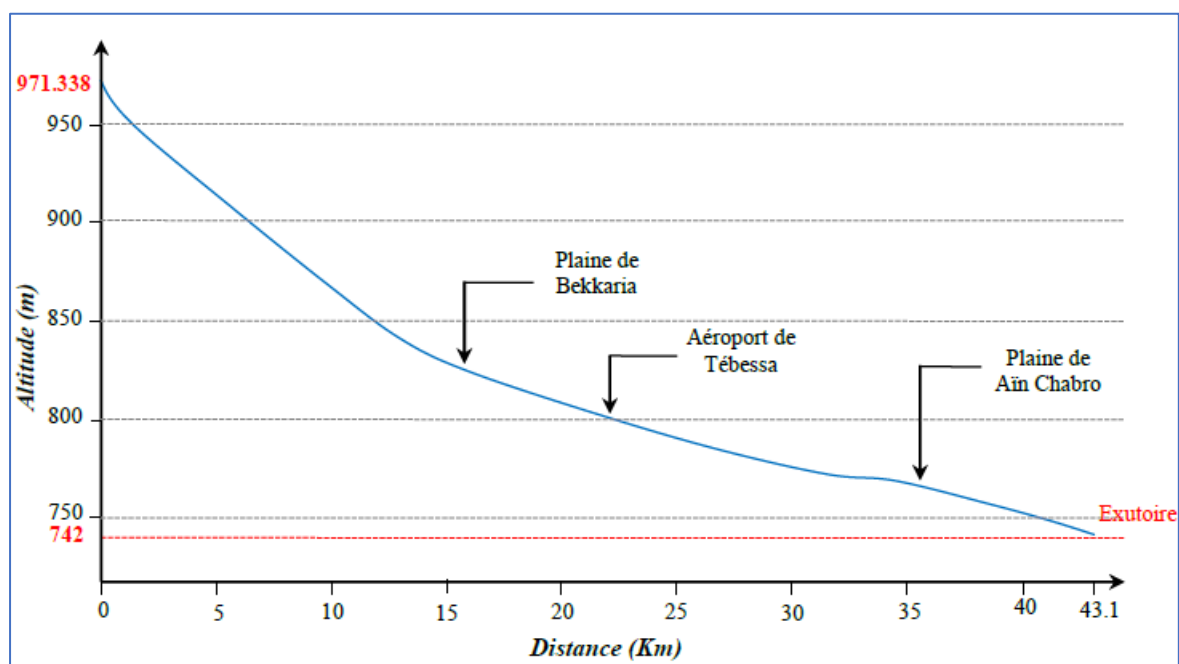


Figure 29: Profil en long du Talweg principal du bassin de Tébessa. (in Djebassi Toufik 2021)

Tableau 5: Récapitulation des paramètres morphométriques. Bassin de Tébessa. (in Djebassi Toufik 2021)

Paramètre (symbole)	Unité	Formule / moyen de détermination	Résultat
Altitude maximale (H_{max})	m	Lue sur carte topographique	1 624
Altitude médiane (H_m ou $H_{50\%}$)	m	Déduite de la courbe hypsométrique	1008
Altitude minimale (H_{min})	m	Lue sur carte topographique	742
Altitude moyenne (H_{moy})	m	$H_{moy} = \frac{\sum_1^n A_i h_i}{A}$	993.73
Classe de relief (R)	m/km	Déduit de la Ds	Assez faible
Dénivelée spécifique (D_s)	m	$D_s = D \sqrt{\frac{l}{L}}$	180.24
Indice de compacité (Kc)	/	$Kc = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$	1,90
Indice de pente moyenne (I_m)	%	$I_m = \frac{D}{l}$	54.37
Indice de pente global (I_g)	m/km	$I_g = \frac{D}{L}$	5.77
Indice de pente de Roche (I_p)	%	$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_1^n \sqrt{a_i d_i}$	26.81
Largeur du rectangle équivalent (l)	km	$l = \frac{P - 2L}{2}$	10.17
Longueur du rectangle équivalent (L)	km	$L = \frac{P - 2l}{2}$	95.73
Périmètre (P)	Km	Curvimétré sur carte topographique	212.7
Surface (A ou S_t)	Km ²	Planimétrée sur carte topographique	974.4
Temps de concentration (t_c)	h	$t_c = \frac{\sqrt[4]{A + 1.5L_p}}{0.8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}}$	10.16h

IV. Conclusion :

La zone étudiée s'inscrit dans le grand bassin versant de la Medjerda, appartenant aux hautes plaines orientales de l'Atlas saharien. Elle se caractérise par une topographie contrastée où une plaine centrale, dont l'altitude varie entre 742 et 1000 m, est entourée par plusieurs reliefs montagneux atteignant des altitudes comprises entre 1400 et 1600 m.

L'analyse morphométrique montre que le bassin versant de Tébessa présente une forme allongée, mise en évidence par l'indice de compacité ($K_c \approx 1,9$) ainsi que par les dimensions du rectangle équivalent. Le relief est globalement modéré, avec une dénivelée spécifique estimée à $D_s = 180,24$ m.

La répartition altimétrique indique que les zones montagneuses couvrent environ 41,79 % de la superficie totale du bassin, tandis que la plaine représente près de 58,21 %. Ces caractéristiques morphologiques jouent un rôle déterminant dans la dynamique hydrologique du bassin.

En effet, les eaux de ruissellement issues de l'impluvium mettent approximativement 10 h, 09 min et 36 s pour atteindre l'exutoire, ce qui correspond au temps de concentration calculé. Par ailleurs, la densité de drainage, estimée à $4,87$ km/km², traduit un réseau hydrographique relativement développé.

L'ensemble de ces paramètres, combinés aux caractéristiques lithologiques de la région, limite les conditions favorables à l'infiltration des eaux. Par conséquent, une partie importante des précipitations est évacuée sous forme de ruissellement vers l'aval, ce qui réduit l'alimentation naturelle des systèmes aquifères de la région.

B. Climatologie :

I. Introduction :

La connaissance de la variabilité spatio-temporelle du climat ainsi que des caractéristiques hydroclimatologiques du milieu naturel constitue un élément fondamental pour garantir la fiabilité de toute étude hydrogéologique. En effet, les facteurs climatiques jouent un rôle déterminant dans le fonctionnement des systèmes hydrologiques de surface et souterrains.

L'analyse détaillée des paramètres climatiques, notamment les températures, les précipitations et le régime des vents, est indispensable, car ces éléments influencent directement le régime des cours d'eau, la fluctuation et le renouvellement des réserves en eaux souterraines, ainsi que leur qualité. Par ailleurs, ces paramètres permettent d'estimer les principaux processus hydrologiques tels que l'évaporation, l'évapotranspiration, le ruissellement et l'infiltration, qui constituent des composantes essentielles pour l'établissement du bilan hydrique.

Dans ce contexte, l'étude hydroclimatologique du bassin versant permet de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique et hydrogéologique du système naturel étudié. Elle offre une approche quantitative des différents termes du bilan hydrique, en mettant en évidence les périodes d'excédent et de déficit hydrique, ainsi que leur impact sur le comportement des systèmes aquifères.

La plaine de Tébessa-Morsott, caractérisée par un climat semi-aride, connaît ces dernières années une accentuation des périodes de sécheresse et une augmentation des températures, notamment durant la saison estivale, accompagnées d'une diminution des précipitations hivernales. Cette évolution climatique entraîne une intensification de l'évaporation et de l'évapotranspiration, contribuant ainsi à l'aggravation du déficit du bilan hydrique et affectant la recharge des nappes souterraines.

II. Choix et description des stations météorologiques :

La région d'étude dispose de trois stations météorologiques, à savoir Tébessa, Hammamet et Aïn Kissa, assurant le suivi des principaux paramètres climatiques. Toutefois, en ce qui concerne l'analyse des températures et pour des raisons de disponibilité et de continuité des données, seule la station de Tébessa a été retenue. Les références et les

caractéristiques des stations pluviométriques utilisées dans cette étude sont présentées dans le tableau ci-dessous (Tableau 6.), selon les données fournies par l'ANRH.

Tableau 6 : Références des stations pluviométriques. Source ANRH.

<i>Nom de la station</i>	<i>N° de code</i>	<i>Coordonnées Lambert</i>			<i>Appareil utilisé</i>	<i>Date de mise en service</i>
		X (km)	Y (km)	Z (m)		
<i>Tébessa</i>	12.03.01	991.900	247.200	890.000	PV. PG.T	Sep 1906
<i>Hammamet</i>	12.03.04	976.500	251.750	875.000	PV.PG	Avril 1975
<i>Aïn Kissa</i>	12.03.06	992.1	257.4	1078.000	PV	Oct 1972

Tableau 7: Les coordonnées Lambert de la station de mesure de Tébessa (météo de Tébessa).

Station	Altitude (km)	X(km)	Y(km)	Latitude	Longitude	Période d'observation
Tébessa	890	991.9	247.2	35.41	8.12	2009 - 2025

La figure suivante illustre la répartition spatiale des stations d'observation retenues dans la zone d'étude.

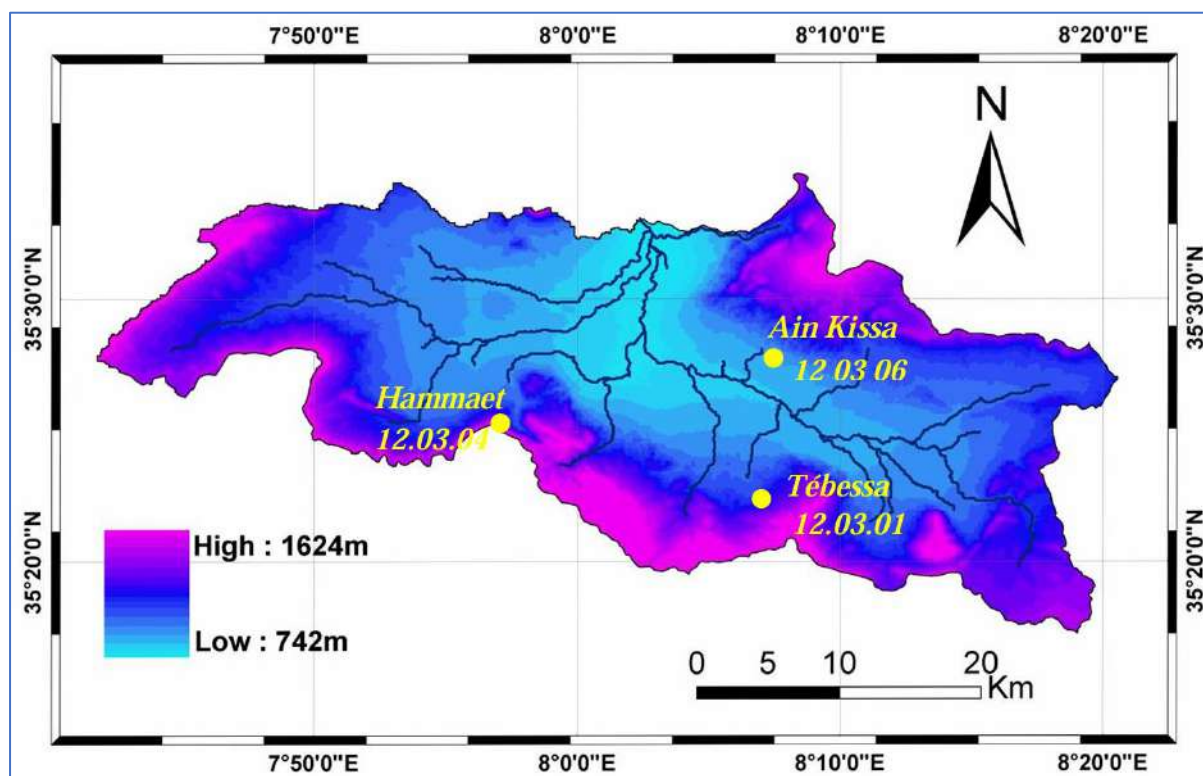


Figure 30: Stations pluviométriques et leurs codes – Bassin de Tébessa. (in Djebaassi Toufik 2021)

III. Facteurs météorologiques déterminants :

La réalisation du présent travail a nécessité la collecte d'un ensemble de données météorologiques et climatiques provenant de plusieurs organismes spécialisés. À cet effet, les services de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) de Constantine et de Tébessa, ainsi que ceux de la station météorologique de l'aéroport de Tébessa, ont été sollicités.

Par ailleurs, les cartes pluviométriques et climatiques de l'Algérie, élaborées respectivement par C. Paquin et M. Chaumont pour la période 1913–1963, ainsi que par Seltzer pour la période 1913–1938, ont constitué des références essentielles et se sont révélées d'une grande utilité pour l'analyse hydroclimatologique de la zone d'étude.

III.1. Le régime des vents :

Selon les données fournies par les services météorologiques, la région de Tébessa est soumise à des vents dont les principales caractéristiques sont la vitesse et l'intensité. Les directions dominantes des vents sont le nord-ouest (NW) et le sud-est (SE).

Par ailleurs, les effets du sirocco peuvent se manifester tout au long de l'année, mais ils sont particulièrement fréquents durant la saison estivale. Ce phénomène est souvent accompagné de hausses soudaines et parfois importantes des températures, influençant ainsi les conditions climatiques et hydrologiques de la région.

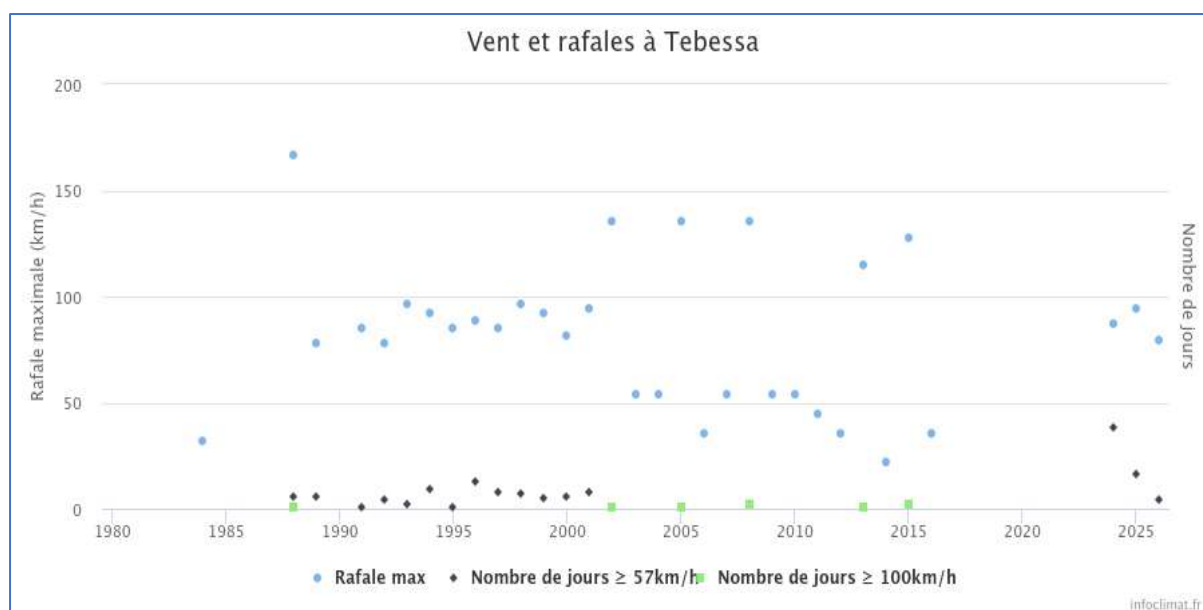


Figure 31: Variations interannuelles des vitesses maximales du vent à Tébessa (Infoclima.fr 2009 – 2025).

- Analyse des variations interannuelles :

La figure présente l'évolution interannuelle des vitesses maximales des rafales de vent enregistrées à Tébessa sur la période 2009–2025. L'analyse met en évidence une forte variabilité interannuelle, sans tendance linéaire nette à long terme.

Les rafales maximales oscillent globalement entre 40 et 120 km/h. Une première phase relativement stable est observée entre 2009 et 2012, avec des valeurs comprises entre 50 et 60 km/h. Cette période est suivie d'une augmentation notable entre 2013 et 2015, où les vitesses atteignent environ 110 à 120 km/h, traduisant une intensification des épisodes venteux. À partir de 2016 et jusqu'en 2019, une diminution marquée est enregistrée, avec des

valeurs pouvant descendre à 20–40 km/h, indiquant un affaiblissement relatif du régime des vents. Une reprise progressive est ensuite observée à partir de 2023, avec des rafales atteignant environ 80 à 90 km/h.

Par ailleurs, le nombre de jours caractérisés par des vents forts (≥ 57 km/h) varie généralement entre 2 et 15 jours par an, avec une tendance à la hausse durant les dernières années, notamment entre 2023 et 2024. En revanche, les vents très forts (≥ 100 km/h) restent rares et irréguliers, avec des valeurs comprises entre 0 et 3 jours par an, principalement observées durant la période 2013–2015.

Ainsi, cette analyse met en évidence un régime de vent irrégulier, marqué par des fluctuations importantes d'une année à l'autre, avec une alternance de phases d'intensification et d'atténuation.

III.2. L'humidité relative de l'air :

L'humidité relative de l'air correspond au rapport entre la tension de vapeur réelle observée et la tension de vapeur saturante, mesurées à la même température. L'analyse des séries d'observations montre que le mois de juillet constitue la période la plus sèche, avec un taux d'humidité relatif d'environ 40 %, tandis que le mois d'avril est le plus humide, affichant un taux moyen proche de 70 %.

III.3. La neige :

La région de Tébessa se situe, selon la classification de P. Seltzer, dans une zone d'enneigement moyen, caractérisée par une durée de couverture neigeuse comprise entre cinq et dix jours par an, avec des épaisseurs généralement faibles, de l'ordre de quelques centimètres, voire moins au cours des dernières décennies. Les précipitations neigeuses concernent principalement les sommets de la bordure sud du bassin versant de Tébessa, s'étendant selon un axe est–ouest, notamment au niveau des djebel Doukkane, Mestiri et Tazbent, ainsi que leurs prolongements, où elles peuvent parfois être relativement importantes.

Ce phénomène revêt une importance hydrologique notable, compte tenu de la superficie des reliefs bordant la zone d'étude. En effet, les précipitations neigeuses, suivies d'une fonte lente, contribuent à l'alimentation progressive des débits des exurgences et des écoulements du sous-bassin, influençant ainsi le régime hydrique local.

III.4. La pluviométrie :

La pluviométrie constitue l'un des principaux éléments du cycle de l'eau et joue un rôle fondamental dans les mécanismes hydrologiques et le comportement du bassin hydrographique. Elle regroupe l'ensemble des précipitations météorologiques atteignant le sol, telles que la pluie, la neige, la grêle ou d'autres formes de condensation. Le suivi et l'enregistrement de ce paramètre permettent d'estimer la lame d'eau précipitée et d'analyser son impact sur la dynamique, la forme et le régime des écoulements, ainsi que sur l'alimentation des nappes d'eau souterraine.

À l'échelle de la région de Tébessa, la pluviométrie se caractérise par une forte irrégularité spatio-temporelle, ce qui influence directement le fonctionnement hydrologique et hydrogéochimique du bassin étudié.

III.4.1. Les précipitations :

Les précipitations correspondent à la quantité totale d'eau météorique, sous forme liquide ou solide, tombant sur une surface horizontale donnée, appelée section pluviométrique ou impluvium. Elles constituent un facteur climatique majeur, car elles conditionnent l'écoulement saisonnier, le régime des cours d'eau ainsi que le fonctionnement des nappes souterraines.

L'étude pluviométrique revêt une importance particulière en hydrogéologie, puisqu'elle permet d'estimer la lame d'eau reçue par l'ensemble du bassin versant, d'évaluer son influence sur l'alimentation des nappes et d'analyser son rôle dans l'évolution du comportement hydrodynamique de celles-ci.

Dans ce cadre, la présente étude s'appuie sur les données pluviométriques enregistrées sur une période de quarante-cinq années (16 années), allant de 2009 à 2025, afin de mettre en évidence la variabilité spatio-temporelle des précipitations et leur impact sur les ressources en eau souterraine.

III.4.1.1. Précipitations moyenne mensuelles :

En se basant sur les données recueillies à la station de Tébessa, disponibles sur Infoclima.fr, pour la période de 2009 - 2025, les valeurs moyennes mensuelles des précipitations sont présentées dans le tableau suivant :

Tableau 8: Précipitations moyenne mensuelles en (mm) de Tebessa sur la période de 16 ans (2009-2025). (Infoclima.fr 2009 – 2025).

MOIS	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	TOT
P (mm)	45.1	34.7	21.9	20.3	22.4	27.2	32.7	39.7	40.5	25.2	16.5	26.4	352.6

Les variations pluviométriques mensuelles enregistrées à la station de Tébéssa, sur la période s'étendant de septembre à août, montrent une répartition irrégulière des précipitations. Le maximum pluviométrique est observé au mois de mai avec une moyenne de 45.1 mm, tandis que le minimum est enregistré au mois de juillet avec une moyenne de 16.5 mm.

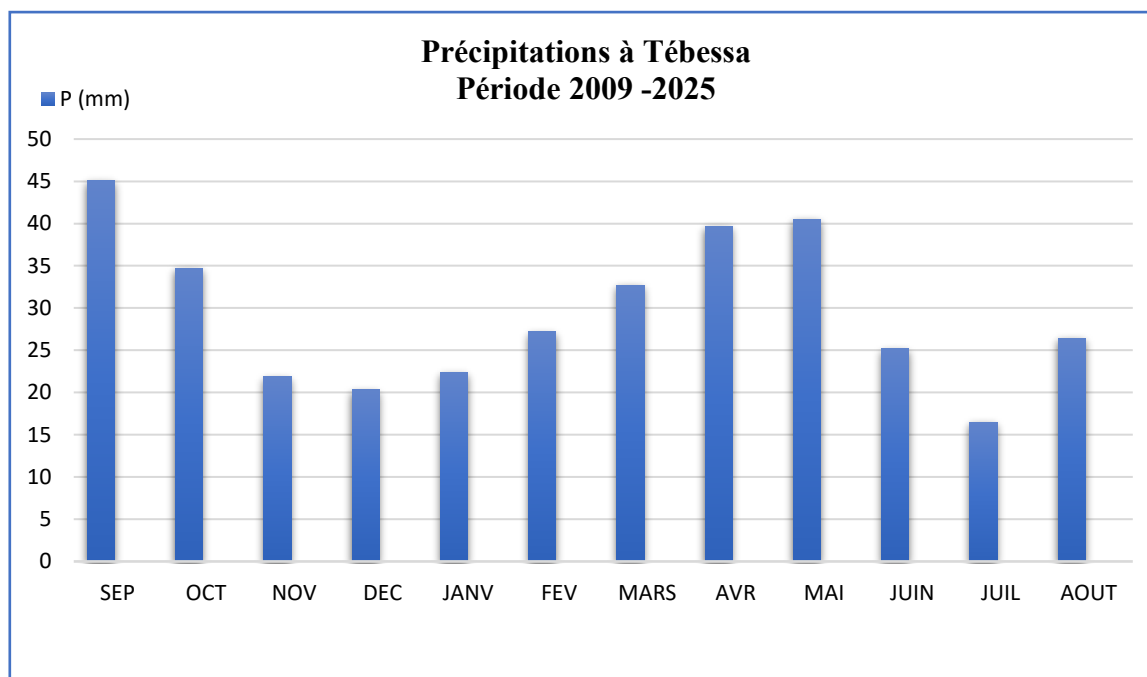


Figure 32 : Variation des précipitations moyennes mensuelles de Tebessa sur la période 2009 - 2025.

III.4.1.2. Répartition saisonnière des précipitations :

Les précipitations sont analysées selon les quatre saisons climatiques de l'année :

- Hiver : décembre, janvier, février
- Printemps : mars, avril, mai
- Été : juin, juillet, août

- Automne : septembre, octobre, novembre

Cette répartition saisonnière permet de mettre en évidence les périodes pendant lesquelles les ressources en eau reçoivent les apports les plus significatifs, et d'évaluer l'efficacité des entrées pluviométriques pour la région étudiée.

*Tableau 9: Répartition saisonnière des précipitations de Tebessa sur la période de (2009-2025) .
(Infoclima.fr).*

MOIS	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT
P (mm)	45.1	34.7	21.9	20.3	22.4	27.2	32.7	39.7	40.5	25.2	16.5	26.4
Saisons	Automne			Hiver			Printemps			Été		
Pourcentage %	101.7mm=28.85%			69.6mm=19.74%			112.9mm=32.02%			68.1mm=19.31%		

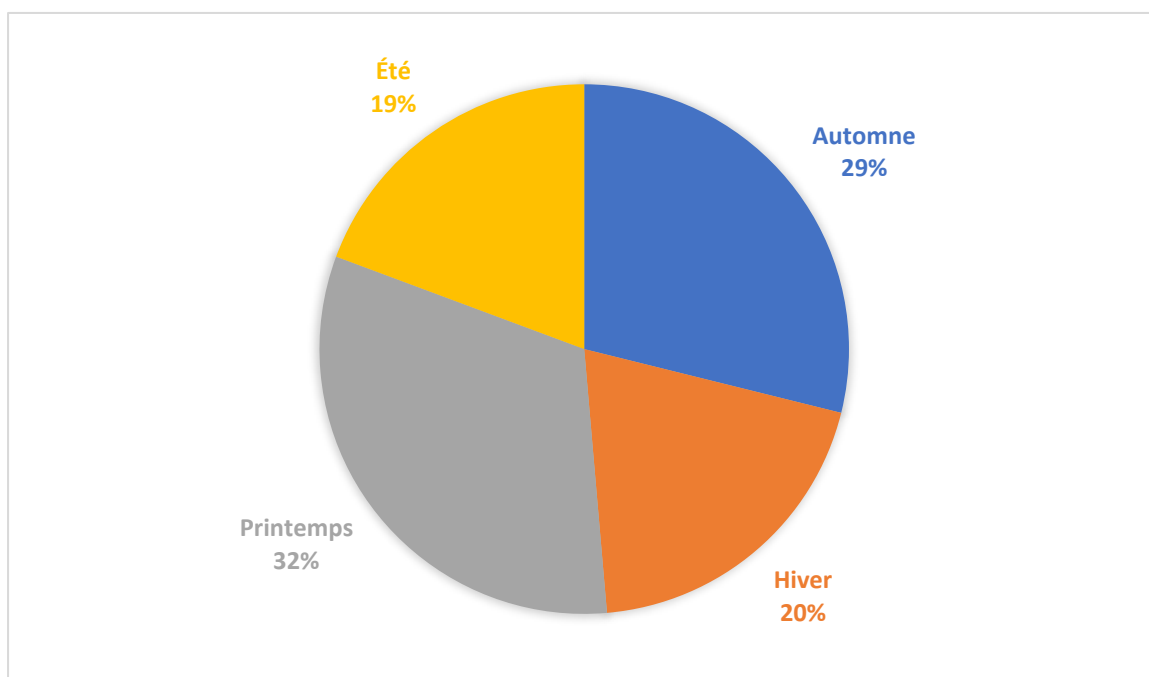


*Figure 33 : Répartition saisonnière des précipitations de Tebessa sur la période de (2009-2025) .
(Infoclima.fr).*

Le graphe montre que les précipitations saisonnières sont maximales en automne (101.7mm ; 28.85 %) et minimales en été (68.1 mm ; 19.31 %).

III.4.1.3. Précipitation moyenne annuelle :

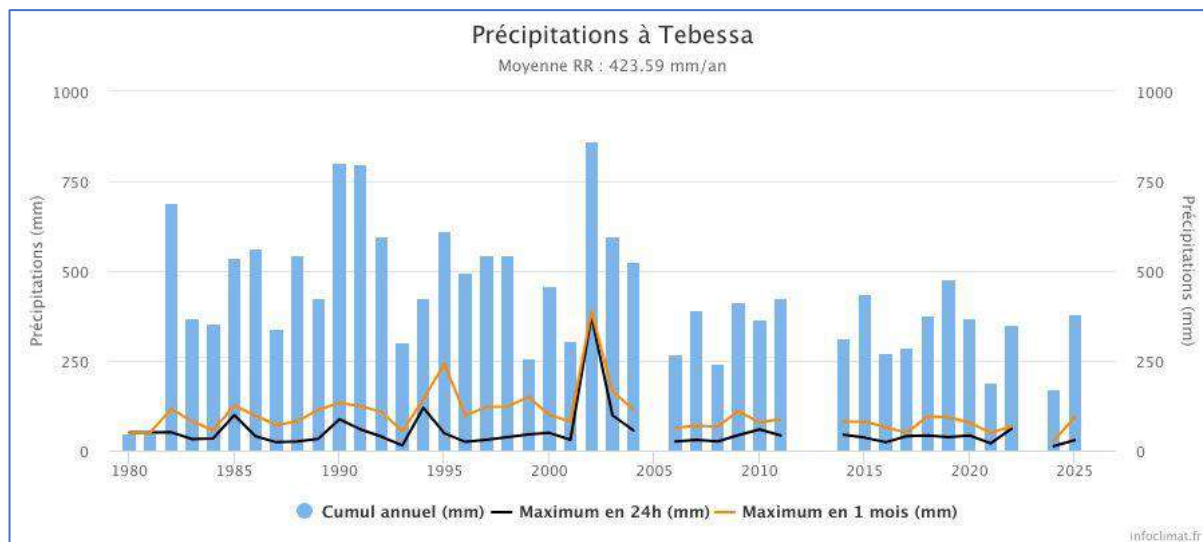


Figure 34 : variations interannuelles des précipitations moyennes mensuelles de Tebessa sur la période 2009 -2025. (Infoclima.fr)

L'étude des précipitations annuelles dans la région de Tébesa met en évidence une forte variabilité temporelle à l'échelle de la période 2009–2025, telle qu'illustrée par la figure ci-après

À l'échelle annuelle (fig. 34), l'analyse des précipitations à la station de Tébesa sur la période 2009–2025 met en évidence une irrégularité pluviométrique marquée. Les cumuls annuels présentent des fluctuations importantes autour de la moyenne interannuelle estimée à environ 352.6 mm/an, traduisant une alternance entre années relativement humides et années sèches.

À titre d'exemple, certaines années relativement humides, notamment autour de 2013–2015, enregistrent des cumuls annuels pouvant atteindre 350 à 400 mm, tandis que d'autres années, comme 2016–2018 et particulièrement 2022–2023, se caractérisent par des précipitations plus faibles, parfois inférieures à 200 mm. Cette variabilité interannuelle importante reflète le caractère instable du régime pluviométrique durant cette période récente.

Par ailleurs, les années les plus arrosées sont généralement associées à des épisodes pluvieux intenses et concentrés dans le temps, comme le suggèrent les maxima journaliers et mensuels observés. À l'inverse, les années déficitaires traduisent des périodes prolongées de faible pluviométrie et de déficit hydrique.

Ainsi, la période 2009–2025 confirme une forte irrégularité des précipitations à Tébessa, caractéristique d'un climat semi-aride, où la pluviométrie reste modérée mais très variable d'une année à l'autre.

III.4.2. Les températures :

La température constitue l'un des paramètres climatiques les plus significatifs dans la caractérisation du climat d'une région. Elle correspond à la mesure de l'échauffement des particules atmosphériques et terrestres et influence directement les conditions météorologiques, la succession des saisons, ainsi que les grands types climatiques. Par ailleurs, la température joue un rôle essentiel dans l'évaluation de plusieurs processus hydrologiques fondamentaux, notamment l'évaporation, l'évapotranspiration et le déficit d'écoulement, qui sont des éléments indispensables pour l'estimation du bilan hydrologique. Dans le cadre de cette étude, l'analyse thermique repose sur les valeurs moyennes mensuelles et annuelles de température enregistrées à la station de Tébessa.

III.4.2.1. Variation des températures :

L'analyse des séries de températures enregistrées à la station de Tébessa sur la période 2009–2025 met en évidence une variation saisonnière marquée des températures maximales, moyennes et minimales. (Tableau 10).

Tableau 10 variations interannuelles des précipitations moyennes mensuelles de Tébessa sur la période 2009 -2025. (Infoclima.fr)

MOIS	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT
Tmax (°C)	30.3	24.9	18.7	14.5	13.3	14.5	17.8	22.2	26.8	33.2	37	35.5
Tmoy (°C)	23.1	18.1	12.6	8.8	7.6	8.3	11.3	15	19	24.6	28.1	27
Tmin (°C)	15.8	11.2	6.5	3.1	1.6	2.2	4.7	7.7	11.2	16.1	19.2	18.5

La température moyenne annuelle est de l'ordre de ≈ 16.95 °C, traduisant un climat à tendance continentale caractérisé par des hivers froids et des étés chauds.

Le mois de janvier représente la période la plus froide de l'année, avec une température moyenne minimale avoisinant 7.6 °C, tandis que le mois de juillet constitue le mois le plus chaud, où la température moyenne atteint environ 28.1 °C.

Les températures maximales (Tmax) montrent une augmentation progressive du printemps vers l'été, atteignant leur pic en juillet–août avec des valeurs supérieures à 35.5°C, avant de diminuer progressivement à partir de l'automne.

Les températures minimales (Tmin) suivent la même évolution saisonnière, avec des valeurs les plus basses en hiver (janvier–février), proches de ≈ 2 °C, et des valeurs plus élevées en été, dépassant 18.5 °C.

Il convient de signaler que cette augmentation notable des températures estivales est liée, à l'échelle régionale, à l'influence des vents du Sud, souvent chauds et secs, qui accentuent les conditions thermiques durant la saison estivale. À l'inverse, la période hivernale est marquée par des températures plus fraîches dues à la circulation des masses d'air froid.

Afin de mieux illustrer la répartition saisonnière et l'amplitude de cette variabilité thermique, une représentation graphique des températures maximales, moyennes et minimales a été réalisée (Figure. 35), montrant clairement l'évolution annuelle des températures dans le bassin de Tébessa.

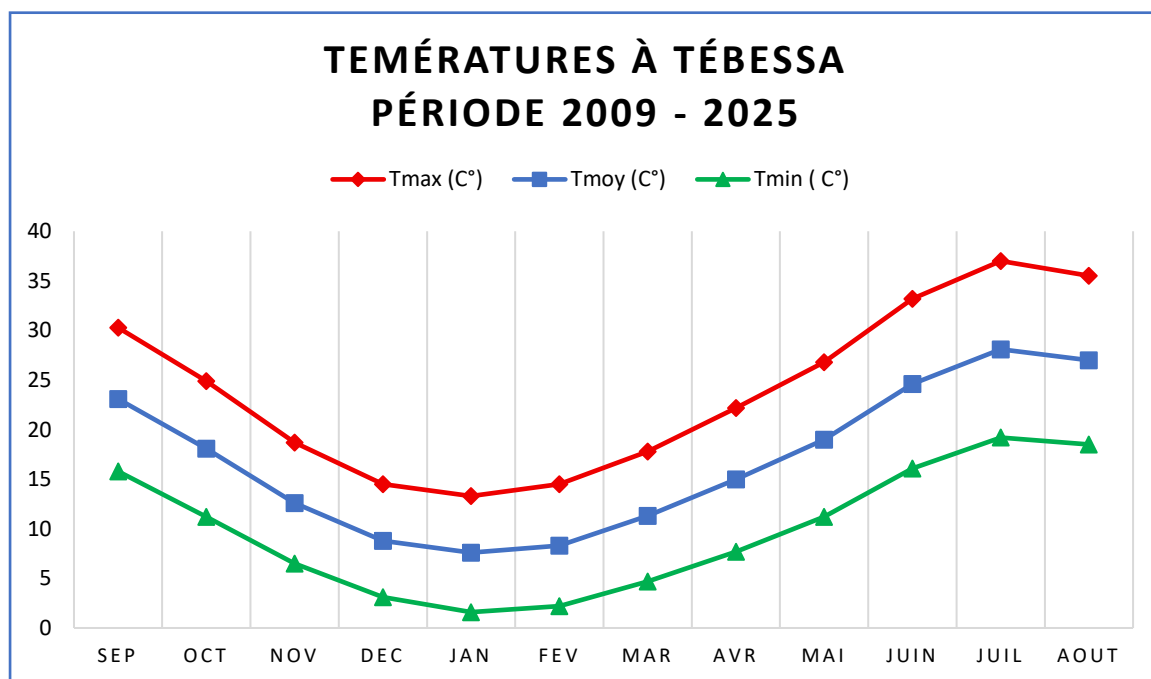


Figure 35: Variation des températures moyennes mensuelles de Tébessa sur la période 2009 - 2025. (Infoclima.fr)

III.4.2.2. Diagramme pluviothermique–ombrothermique :

Le diagramme ombrothermique, selon la méthode de Bagnouls et Gaussen (1953, 1957), permet de représenter simultanément les précipitations et les températures moyennes mensuelles au cours de l'année. Dans ce type de diagramme, un mois sec est défini comme celui dont la pluviométrie moyenne en millimètres est inférieure ou égale au double de la température moyenne ($P \leq 2T^{\circ}$). Ainsi, la saison sèche correspond à plusieurs mois secs consécutifs, tandis que la saison humide comprend les mois où cette condition n'est pas remplie .

Tableau 11: Données du diagramme Ombro-Thermique station de Tébessa sur une période de 16ans.(
Infoclima.fr 2009 – 2025)

MOIS	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT
P (mm)	45.1	34.7	21.9	20.3	22.4	27.2	32.7	39.7	40.5	25.2	16.5	26.4
Tmoy (°C)	23.1	18.1	12.6	8.8	7.6	8.3	11.3	15	19	24.6	28.1	27

Selon le diagramme de Gaussen (Figure.36), la région connaît une saison humide comprise entre novembre et mai, tandis que la saison sèche s'étend de juin à octobre

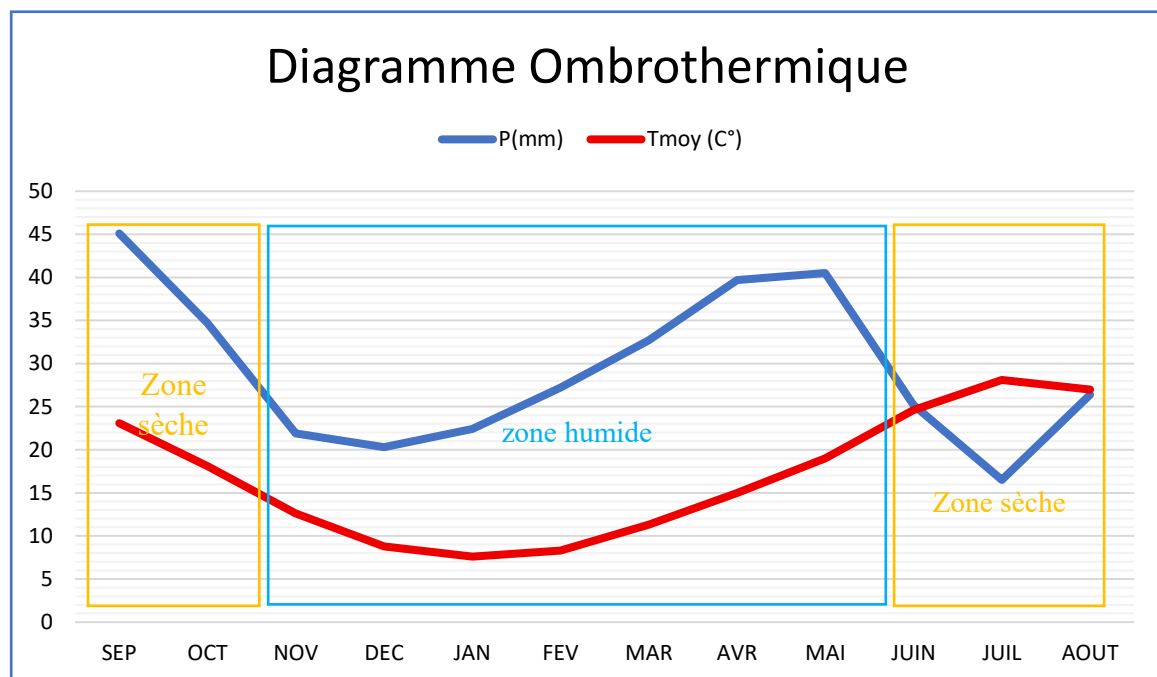


Figure 36: Courbe Ombrothermique de Tebessa sur la période 2009 -2025. (Infoclima.fr)

IV. Les indices climatiques :

IV.1. L'indice d'aridité de E. DE MARTONE :

Le régime climatique d'une région peut être caractérisé à l'aide de l'indice d'aridité proposé par Emmanuel De Martonne (1923), lequel repose sur la relation entre les précipitations et la température moyennes annuelles. Cet indice est exprimé par la formule suivante :

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

où :

- P : est la précipitation moyenne annuelle (en mm),
- T : est la température moyenne annuelle (en °C).

Selon les valeurs de l'indice I, De Martonne a établi une classification climatique permettant de distinguer plusieurs types de climats :

- $I < 5$: climat hyperaride,

- $5 \leq I < 7,5$: climat désertique,
- $7,5 \leq I < 10$: climat steppique,
- $10 \leq I < 20$: climat semi-aride,
- $20 \leq I < 30$: climat tempéré.

Cet indice constitue un outil simple et efficace pour l'évaluation du degré d'aridité et la caractérisation du climat d'une région donnée.

Tableau 12: L'indice d'aridité annuelle D. Martonne.

Station	P (mm)	T (°C)	I	Type du climat
Tébessa	352.6	16.95	13.08	Semi-aride

D'après le calcul de l'indice d'aridité de De Martonne, dont la valeur est $I = 13.08$, la région de Tébessa se caractérise par un climat semi-aride.

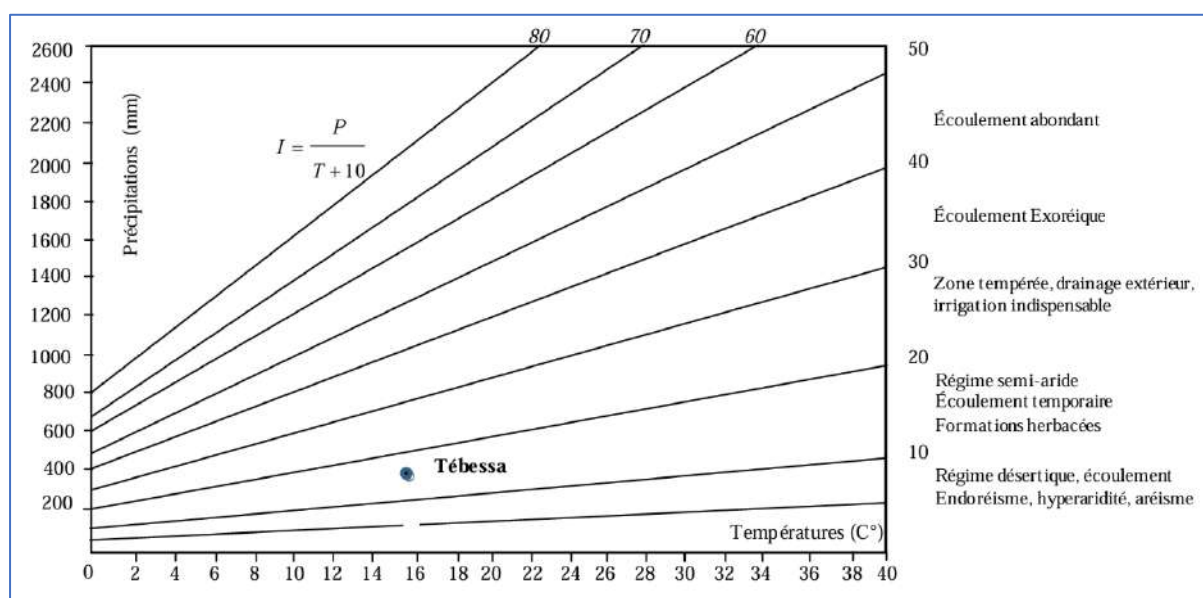


Figure 37 : Abaque de l'Indice d'aridité annuel de DE Martone, 1923.

V. Le bilan hydrique :

Le bilan hydrique représente l'ensemble des étapes du cycle de l'eau à partir des précipitations atmosphériques (pluie, neige, grêle) atteignant la surface du sol, jusqu'à leur retour vers l'atmosphère. Il permet d'analyser la répartition des précipitations reçues entre les différents processus hydrologiques, notamment l'évapotranspiration, le ruissellement et l'infiltration.

L'estimation du bilan hydrologique naturel peut être effectuée à l'aide de la relation proposée par Castany (1982), exprimée comme suit :

$$P = ETR + R + I$$

Où :

- P : précipitations annuelles (mm),
- ETR : évapotranspiration réelle annuelle (mm),
- R : ruissellement (mm),
- I : infiltration (mm).

Cette méthode est particulièrement adaptée aux climats sub-humides et semi-arides, car elle repose sur la notion de réserve en eau du sol facilement utilisable (RFU). Celle-ci correspond à la quantité d'eau stockée dans le sol et mobilisable par l'évapotranspiration, généralement estimée à environ 100 mm en moyenne (Laborde, 2000).

V.1. Étude de l'évapotranspiration :

L'évapotranspiration constitue l'un des paramètres fondamentaux du cycle hydrologique. Elle correspond à la quantité totale d'eau, exprimée en millimètres, reprise de la surface du sol par la combinaison des phénomènes d'évaporation et de transpiration des végétaux. Ce processus joue un rôle essentiel dans le bilan hydrique et dans la régulation des échanges entre le sol, la végétation et l'atmosphère.

La détermination de l'évapotranspiration demeure complexe, en raison de la diversité et de l'interdépendance des facteurs qui l'influencent. Parmi ces facteurs, on distingue :

- Les facteurs climatiques : la température de l'air, la vitesse et la turbulence du vent, le degré d'insolation et l'humidité relative de l'air ;
- Les facteurs géographiques : l'état de la surface du sol et l'altitude ;
- Les facteurs biologiques : les espèces végétales et la profondeur du système racinaire.

On distingue généralement deux types d'évapotranspiration :

- L'évapotranspiration potentielle (ETP), correspondant à la demande climatique maximale en eau ;
- L'évapotranspiration réelle (ETR), qui dépend des conditions hydriques réelles du sol et de la végétation.

V.1.1. Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) :

L'évapotranspiration potentielle (ETP) représente la quantité maximale d'eau susceptible de s'évaporer et de transpirer à partir d'une surface donnée, durant une période déterminée, en supposant des apports en eau suffisants et un sol constamment alimenté. Elle traduit essentiellement la demande climatique en eau, indépendamment des conditions réelles d'humidité du sol.

V.1.1.1. Méthode de C.W. Thornthwaite :

Pour l'estimation de ce paramètre climatique, la méthode de Thornthwaite a été adoptée. Cette méthode est largement utilisée en hydrologie en raison de sa simplicité, puisqu'elle repose principalement sur la température moyenne mensuelle et sur un facteur correctif (K) dépendant de la latitude et du mois considéré.

L'évapotranspiration potentielle mensuelle non corrigée est exprimée par la relation suivante :

$$ETP = 16 \left(\frac{10}{I} \right)^a$$

Où :

- ETP : évapotranspiration potentielle mensuelle (mm),
- T : température moyenne mensuelle (°C),
- I : indice thermique annuel, calculé par la somme des indices thermiques mensuels,

$$I = \sum_{i=1}^{12} i \quad / \quad i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514}$$

- a : coefficient empirique lié à l'indice thermique,

$$a = \frac{16}{100} \cdot I + 0.5$$

Afin de tenir compte de la durée du jour et de la latitude du site étudié, l'ETP mensuelle corrigée est obtenue en introduisant un coefficient d'ajustement K, selon l'expression suivante :

$$ETP = 16 \left(\frac{10 T}{I} \right)^a \cdot K$$

Où :

- K : coefficient d'ajustement fonction de la latitude et du mois.

Les résultats obtenus montrent que la valeur annuelle de l'ETP est largement supérieure aux précipitations moyennes annuelles, ce qui traduit une forte demande évaporative de l'atmosphère. Cette situation met en évidence un déséquilibre hydrique caractéristique des régions à climat semi-aride, telles que la région de Tébessa.

Les résultats de calcul sont récapitulés dans les tableaux suivants (Tableau .13).

Tableau 13 : Résultats de calcul de l'ETP selon la Méthode de C. W. Thornthwaite.

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Janv	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	TOT
P(mm)	45.1	34.7	21.9	20.3	22.4	27.2	32.7	39.7	40.5	25.2	16.5	26.4	352.6
Tmoy (°C)	23.1	18.1	12.6	8.8	7.6	8.3	11.3	15	19	24.6	28.1	27	16.95
K	1.03	0.97	0.86	0.81	0.87	0.85	1.03	1.1	1.21	1.22	1.24	1.16	
I(mm)	10.14	7.01	4.05	2.35	1.88	2.15	3.43	5.27	7.54	11.15	13.64	12.84	81.45
ETPnc	104.47	67.34	35.08	18.39	14.12	16.55	28.84	48.02	73.49	117	148.65	138.34	
ETPc	107.61	65.32	30.17	14.89	12.28	14.06	29.70	52.82	88.93	142.74	184.33	160.48	903.33

Pour notre bassin, nous avons obtenu une valeur totale de l'ETP de 903.33mm/an.

V.1.2. Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR) :

L'évapotranspiration réelle (ETR) correspond à la quantité effective d'eau évaporée par le sol et transpirée par la végétation, lorsque le sol se trouve à son état réel d'humidité et que les plantes sont à un stade physiologique et sanitaire normal. Contrairement à l'évapotranspiration potentielle, l'ETR dépend directement de la disponibilité en eau dans le sol.

Afin d'estimer ce paramètre climatique, deux méthodes ont été utilisées : la méthode de Turc et la méthode de Thornthwaite.

V.1.2.1. Méthode de Turc :

La formule de Turc permet d'évaluer directement l'évapotranspiration réelle annuelle d'un bassin versant à partir de la précipitation annuelle et de la température moyenne annuelle. Elle est exprimée par la relation suivante :

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

où :

- ETR : évapotranspiration réelle annuelle (mm/an),
- P : précipitations annuelles (mm),
- L : paramètre thermique tenant compte des échanges de chaleur, donné

par :

$$L = 300 + 25T + 0.05 T^3$$

Cette méthode est particulièrement adaptée à l'estimation globale de l'ETR à l'échelle annuelle.

Tableau.13 : Estimation de l'ETR selon la méthode de L. Turc.

Paramètre	Valeurs
Précipitation (mm)	352.6
Température (°C)	16.95
L	967.23
ETR (mm)	346.94

V.1.2.2. Méthode de Thornthwaite :

Pour l'établissement du bilan hydrique mensuel, la méthode de C. W. Thornthwaite est utilisée. Cette approche repose sur la comparaison entre les précipitations (P) et l'évapotranspiration potentielle (ETP), en tenant compte de la réserve en eau facilement utilisable du sol (RFU).

Les hypothèses suivantes sont retenues :

- Si : $P - ETP > 0$ ($P > ETP$), alors l'ETR est égale à l'ETP ;
- Si : $P - ETP < 0$ ($P < ETP$), deux situations peuvent se présenter

:

- Si : $P + RFU \geq ETP$, alors $ETR = ETP$;
- Si : $P + RFU < ETP$, alors $ETR = P + RFU$.

Cette méthode permet une évaluation plus réaliste de l'ETR en intégrant la capacité de stockage en eau du sol et les variations mensuelles du régime hydrique.

Tableau 14: Estimation de l'ETR selon la Méthode de Thornthwaite .

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Janv	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	TOT
P(mm)	45.1	34.7	21.9	20.3	22.4	27.2	32.7	39.7	40.5	25.2	16.5	26.4	352.6
Tmoy (°C)	23.1	18.1	12.6	8.8	7.6	8.3	11.3	15	19	24.6	28.1	27	16.95
K	1.03	0.97	0.86	0.81	0.87	0.85	1.03	1.1	1.21	1.22	1.24	1.16	
I(mm)	10.14	7.01	4.05	2.35	1.88	2.15	3.43	5.27	7.54	11.15	13.64	12.84	81.45
ETPnc	104.47	67.34	35.08	18.39	14.12	16.55	28.84	48.02	73.49	117	148.65	138.34	
ETPc	107.61	65.32	30.17	14.89	12.28	14.06	29.70	52.82	88.93	142.74	184.33	160.48	903.33
P-ETPc	-62.51	-30.62	-8.27	5.41	10.12	13.14	3	-13.12	-48.43	-117.54	-167.83	-134.08	
ETR	45.1	34.7	21.9	14.89	12.28	14.06	29.7	52.82	56.38	25.2	16.5	26.4	349.93

Pour notre bassin, nous avons obtenu une valeur totale de l'ETR de 349.93 mm/an.

Tableau 15: Valeurs l'ETR et L'ETP méthodes d'estimation

Paramètre	Méthode de détermination	Valeurs
ETR (mm)	C. W. Thornthwaite	349.93
	L. Turc	346.94
ETP (mm)	C. W. Thornthwaite	903.33

V.1.3. Estimation des réserves facilement utilisables (RFU) :

La réserve facilement utilisable (RFU) représente la quantité d'eau stockée dans le sol et directement disponible pour les plantes. Son degré de saturation dépend de plusieurs facteurs, notamment :

- La nature, la lithologie et l'épaisseur de la couche superficielle du sol ;
- La profondeur du niveau piézométrique de la nappe aquifère ;
- Le type de couverture végétale ;
- Le climat de la région.

Formule de calcul de la RFU (J. Richard, 1979)

La réserve facilement utilisable est déterminée à l'aide de la relation suivante :

$$\mathbf{RUF} = \frac{1}{3}(De \times He \times P)$$

Où :

- RFU : Réserve facilement utilisable (mm) ;
- Da : Densité apparente du sol ;
- He : Profondeur de la couche de sol explorée par les racines (m ou mm selon les données) ;
- P : Précipitations (mm).

J. RICARD a évalué la RFU pour la plaine de Tébessa, en tenant compte de la nature du sol et le type de cultures : $25 < RU < 35$. La quantité dépassant 29mm constitue l'excédent.

V.1.4. Estimation de ruissellement (R) :

La formule empirique de Tixeront-Berkaloff est généralement appliquée à l'estimation du ruissellement dans les bassins hydrologiques situés en climat semi-aride à aride. Cette approche repose sur les principes suivants :

- Lorsque les précipitations augmentent, le ruissellement tend à croître proportionnellement, après déduction des pertes par évapotranspiration réelle, cette dernière étant limitée par la valeur de l'évapotranspiration potentielle (ETP).
- À l'inverse, lorsque les précipitations deviennent très faibles, le ruissellement tend vers zéro, et le rapport ruissellement/pluviométrie diminue également jusqu'à s'annuler.

Dans ces conditions, le ruissellement peut être exprimé par la relation suivante :

$$R = \frac{P^3}{3ETP^2}, \quad \text{Pour : } P < 600\text{mm}$$

Cette expression a été par la suite modifiée par Romantchouk (1974) et s'écrit :

$$R = \frac{P^3}{3ETP}, \quad \text{Pour : } P \geq 600\text{mm}$$

Où :

- R : ruissellement moyen annuel (m) ;
- P : précipitation moyenne annuelle (m), considérée comme une lame d'eau moyenne reçue à l'échelle du bassin ;
- ETP : évapotranspiration potentielle moyenne à l'échelle du bassin (m).

Tableau 16: Estimation du ruissellement selon la méthode de Tixeront-Berkaloff

Paramètre	Valeurs
Précipitation (mm)	352.6
ETP (mm)	903.33
R (mm)	17.90

V.1.5. L'infiltration (I) :

On est amené à recourir à l'équation générale du bilan hydrique, qui permet d'obtenir une estimation acceptable du paramètre recherché, dans la mesure où l'ensemble des composantes de cette équation est connu.

L'équation du bilan hydrique s'écrit comme suit :

$$P = ETR + R + I$$

$$P = ETR + Ex$$

D'où l'infiltration efficace moyenne annuelle :

$$I = P - ETR - R$$

Où :

- I : infiltration efficace moyenne annuelle (mm) ;

- Si $I > 0$: Les entrées sont supérieures aux sorties.
- Si $I < 0$: Les entrées sont inférieures aux sorties.

- P : précipitations moyennes annuelles (mm) ;
- ETR : évapotranspiration réelle annuelle (mm) ;
- R : ruissellement annuel (mm).

Tableau 17: Estimation d'Excédent dans le bassin de Tébessa. (Infoclima.fr)

Paramètre Bassin	Précipitation		Évapotranspiration		Excédent	
	P(mm)	P %	ETR(mm)	ETR%	Ex(mm)	Ex %
Tébessa	352.6	100	349.93	99.24	2.67	0.76

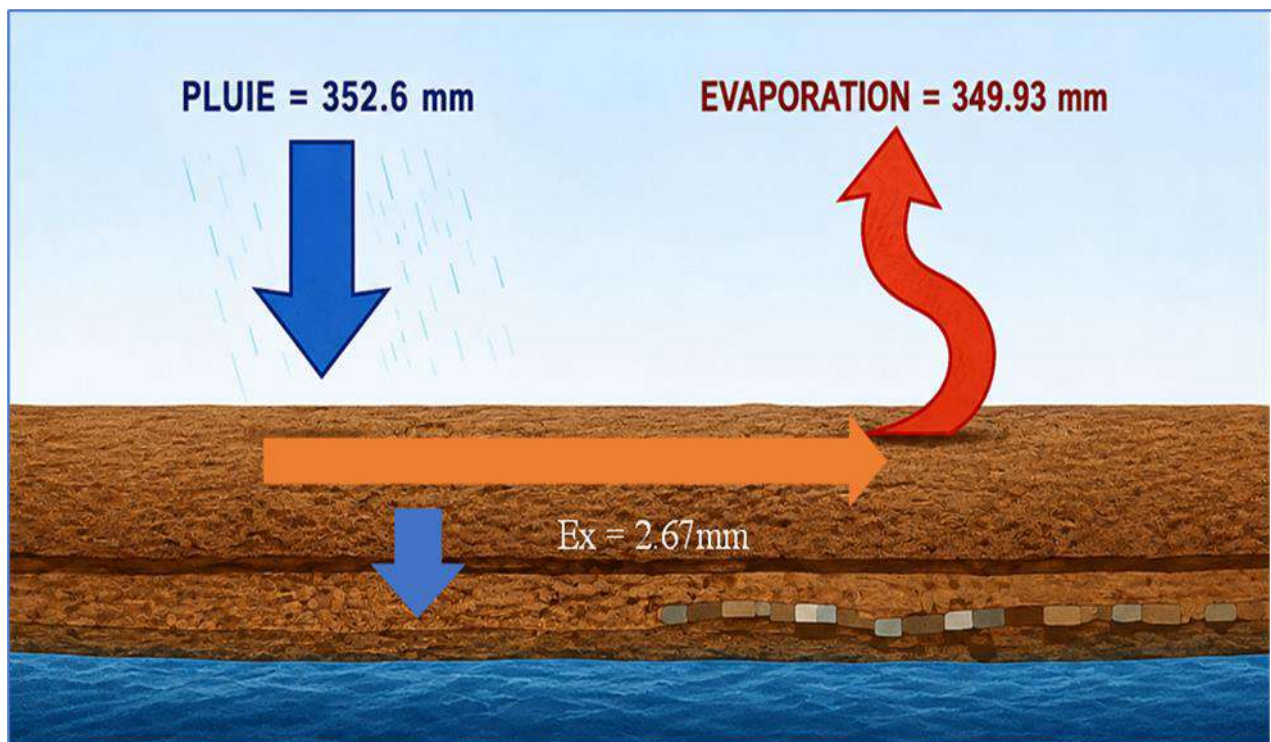


Figure 38: Bilan hydrique simplifié de la station de Tébessa durant la période 2009–2025.

V.1.6. Bilan hydrique de Thornthwaite :

Le calcul du bilan hydrique selon la méthode de Thornthwaite repose sur la comparaison entre les précipitations (P) et l'évapotranspiration potentielle (ETP).

- Lorsque $P \geq ETP$, l'évapotranspiration réelle (ETR) est égale à l'ETP. L'excédent hydrique ($P - ETP$) est alors stocké dans le sol jusqu'à atteindre la réserve utile maximale (RU).
- Lorsque $P < ETP$, l'évapotranspiration réelle dépend de l'état de la réserve utile :
 - Si la réserve utile (RU) est suffisante pour compenser le déficit des précipitations, alors l'ETR reste égale à l'ETP.
 - En revanche, lorsque la réserve utile est totalement épuisée ($RU_f = 29 \text{ mm}$), l'ETR devient égale aux précipitations ($ETR = P$) et un déficit hydrique global apparaît.

Les résultats obtenus par cette méthode sont reportés sur le tableau 18.

Tableau 18: Bilan hydrologique moyen (2009-2025) de Tébessa, par la méthode de Thornthwaite

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Janv	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	TOT
P(mm)	45.1	34.7	21.9	20.3	22.4	27.2	32.7	39.7	40.5	25.2	16.5	26.4	352.6
Tmoy (°C)	23.1	18.1	12.6	8.8	7.6	8.3	11.3	15	19	24.6	28.1	27	16.95
K	1.03	0.97	0.86	0.81	0.87	0.85	1.03	1.1	1.21	1.22	1.24	1.16	
I	10.14	7.01	4.05	2.35	1.88	2.15	3.43	5.27	7.54	11.15	13.64	12.84	81.45
ETPnc	104.47	67.34	35.08	18.39	14.12	16.55	28.84	48.02	73.49	117	148.65	138.34	
ETPc	107.61	65.32	30.17	14.89	12.28	14.06	29.70	52.82	88.93	142.74	184.33	160.48	903.33
P-ETPc	-62.51	-30.62	-8.27	5.41	10.12	13.14	3	-13.12	-48.43	-117.54	-167.83	-134.08	
ETR	45.1	34.7	21.9	14.89	12.28	14.06	29.7	52.82	56.38	25.2	16.5	26.4	349.93
RFU	0	0	0	5.41	15.53	28.67	29	15.88	0	0	0	0	94.49
EX	0	0	0	0	0	0	2.67	0	0	0	0	0	2.67
DA	62.51	30.62	8.27	0	0	0	0	0	32.55	117.54	167.83	134.08	553.4

Les résultats du bilan hydrique obtenus apparaissent logiques et cohérents, et traduisent fidèlement les caractéristiques climatiques de la région de Tébessa.

- $\sum P = \sum ETR + \sum EX$
- $\sum P = 349.93 + 2.67 = 352.6 \text{ mm}$
- $\sum ETP = \sum ETR + \sum \text{Déf}$
- $\sum ETP = 349.93 + 553.4 = 903.33 \text{ mm}$

V.1.7. Interprétation du bilan hydrologique :

L'examen du bilan hydrique, établi selon la méthode de C. W. Thornthwaite, à partir des données climatiques extraites du site Infoclimat.fr, permet d'analyser le comportement des différents paramètres hydrologiques au niveau de la station de Tébessa. Cette approche vise à mettre en évidence la répartition des précipitations entre les différents processus hydrologiques, notamment l'évaporation, le ruissellement et l'infiltration, afin de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique de la région étudiée.

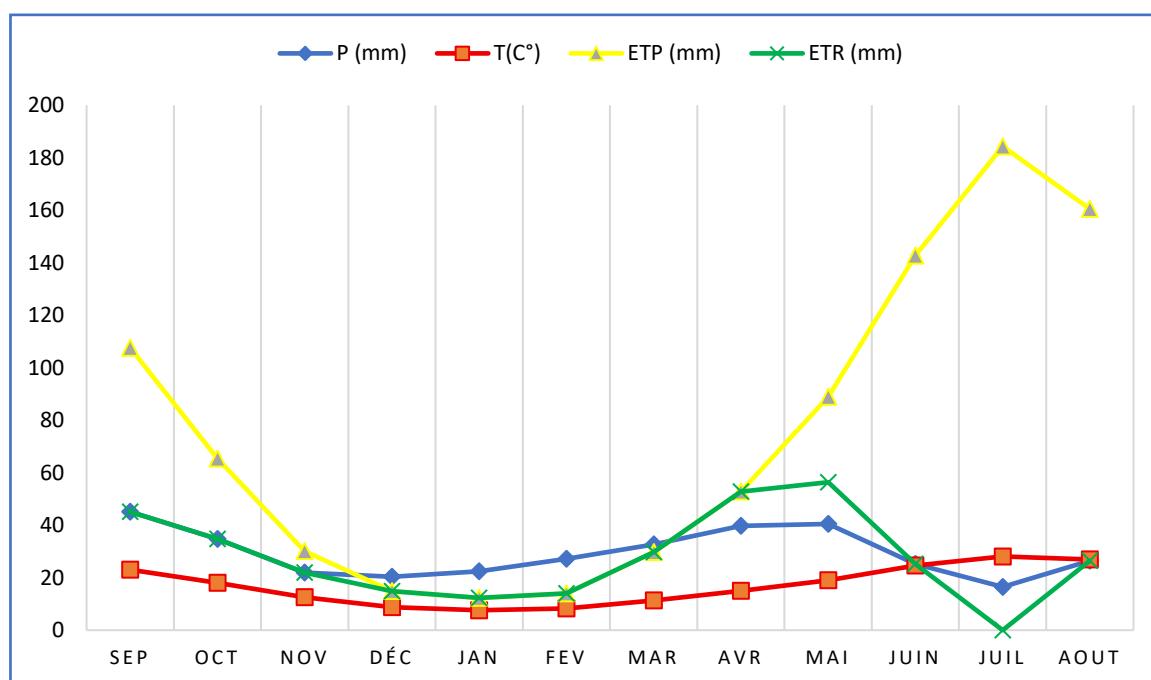


Figure 39: Représentation graphique du bilan hydrique selon la méthode de C.W. Thornthwait (2009 – 2025)

Il ressort de l'analyse du bilan hydrique que les précipitations annuelles atteignent un total de 352.6 mm, avec un maximum enregistré au mois de septembre (45.1 mm), marquant le début de la saison humide. Les précipitations diminuent progressivement durant la saison hivernale pour atteindre des valeurs faibles en janvier et février, avant de connaître une légère reprise au printemps. En revanche, l'évapotranspiration potentielle (ETP) reste relativement élevée tout au long de l'année et atteint son maximum durant la période estivale, notamment au mois de juillet (184.33mm), traduisant l'influence des températures élevées et des conditions climatiques semi-arides de la région de Tébessa.

La reconstitution de la réserve facilement utilisable (RFU) débute à partir du mois de novembre, suite à l'excédent des précipitations par rapport à l'ETP, et se poursuit jusqu'au mois de mars, période durant laquelle la réserve atteint sa valeur maximale (RFU = 29 mm). À partir du mois d'avril, l'épuisement progressif du stock hydrique commence à se manifester. Dès le mois de mai, une période de déficit hydrique s'installe et s'étend jusqu'au mois d'octobre, traduisant une longue saison sèche caractérisée par une insuffisance des précipitations face à une évapotranspiration élevée.

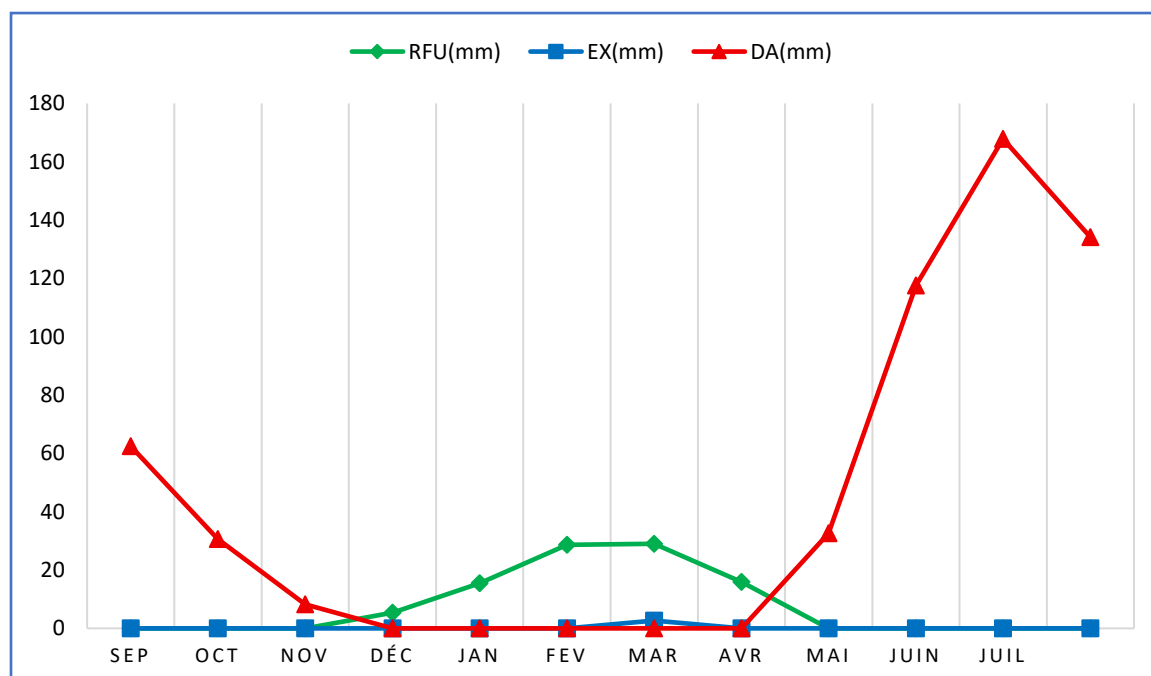


Figure 40: Représentation graphique du bilan hydrique selon la méthode de C.W. Thornthwait (2009 – 2025).

VI. Conclusion :

L'étude hydrologique de la région de Tébessa, sur la période 2009 – 2025, met en évidence un climat semi-aride continental, caractérisé par des étés chauds et des hivers froids, avec une température moyenne annuelle de 16,95°C. La pluviométrie annuelle est estimée à 352.6 mm, montrant une répartition inégale dans l'espace et dans le temps, souvent marquée par des précipitations intenses.

Le bilan hydrique global de la région révèle un excédent hydrique léger, l'évapotranspiration réelle annuelle étant de 349.93 mm, soit environ 99.24 % des précipitations. L'excédent reste faible, représentant seulement 0.76 % du total des précipitations, traduisant la prédominance de l'évapotranspiration et l'absence d'écoulements importants en surface.

Ainsi, sur cette période de 16 ans (2009 – 2025), la région connaît des conditions hydriques limitées, caractérisées par un déficit prolongé durant la saison sèche et une recharge des réserves concentrée sur les mois humides. Ces résultats confirment la nécessité d'une gestion prudente des ressources en eau pour soutenir les usages agricoles et urbains dans un contexte de climat semi-aride.



Partie 2

Travail Pratique

Chapitre 05 : La Recharge artificielle de nappe

Chapitre 06 : Modélisation Hydrogéologique





CHAPITRE 05 :

La Recharge Artificielle des Nappes



I. Introduction :

La problématique de la gestion durable des ressources en eau représente aujourd'hui un défi majeur à l'échelle mondiale, en particulier dans les zones semi-arides caractérisées par la faiblesse et l'irrégularité des précipitations. Dans ces régions, les eaux souterraines constituent une ressource essentielle d'approvisionnement, mais elles sont de plus en plus soumises à des phénomènes de surexploitation, où les prélèvements dépassent souvent le taux de recharge naturelle (FAO, 2016).

Face à cette situation, la recharge artificielle des nappes, ou Managed Aquifer Recharge (MAR), s'impose comme une solution innovante visant à améliorer la disponibilité des ressources en eau souterraine. Elle consiste à augmenter de manière contrôlée l'infiltration ou l'injection d'eau vers les aquifères afin de renforcer leur recharge naturelle (UNESCO, 2015).

Cette technique regroupe différentes méthodes telles que les bassins d'infiltration, les étangs, les tranchées, les systèmes d'irrigation contrôlée ou encore les puits d'injection directe. Elle permet non seulement d'augmenter les volumes stockés dans les aquifères, mais également d'améliorer la qualité de l'eau et de réduire les effets liés aux périodes de sécheresse (IAEA, 2005 ; World Bank, 2019).

Dans ce cadre, la plaine de Tébesa, située dans une région à climat semi-aride, se distingue par une forte dépendance aux eaux souterraines et une irrégularité marquée des précipitations. Cette situation exerce une pression importante sur les nappes phréatiques, ce qui rend nécessaire l'adoption de solutions durables de gestion et de valorisation de ces ressources.

Ainsi, la recharge artificielle apparaît comme une option particulièrement adaptée à ce contexte, notamment à travers des techniques d'infiltration dépendantes des caractéristiques géotechniques des sols. L'évaluation du potentiel d'infiltration constitue donc une étape clé pour le choix et le dimensionnement des dispositifs de recharge artificielle.

II. Définition de la recharge artificielle :

La recharge artificielle des nappes phréatiques correspond à un ensemble de techniques visant à réalimenter les aquifères en eau par le transfert contrôlé des eaux de surface vers les formations souterraines. Elle peut être réalisée soit par infiltration en surface (bassins, mares, rigoles d'irrigation, systèmes d'aspersion), soit par injection directe dans les aquifères à l'aide de puits profonds. Cette pratique constitue une solution efficace pour réduire les déficits

hydriques, notamment dans les régions arides et semi-arides (IAEA, 2005). Elle est également connue sous le terme de Managed Aquifer Recharge (MAR) et vise à améliorer la disponibilité des ressources en eau souterraine en facilitant leur stockage temporaire et leur exploitation selon les besoins.

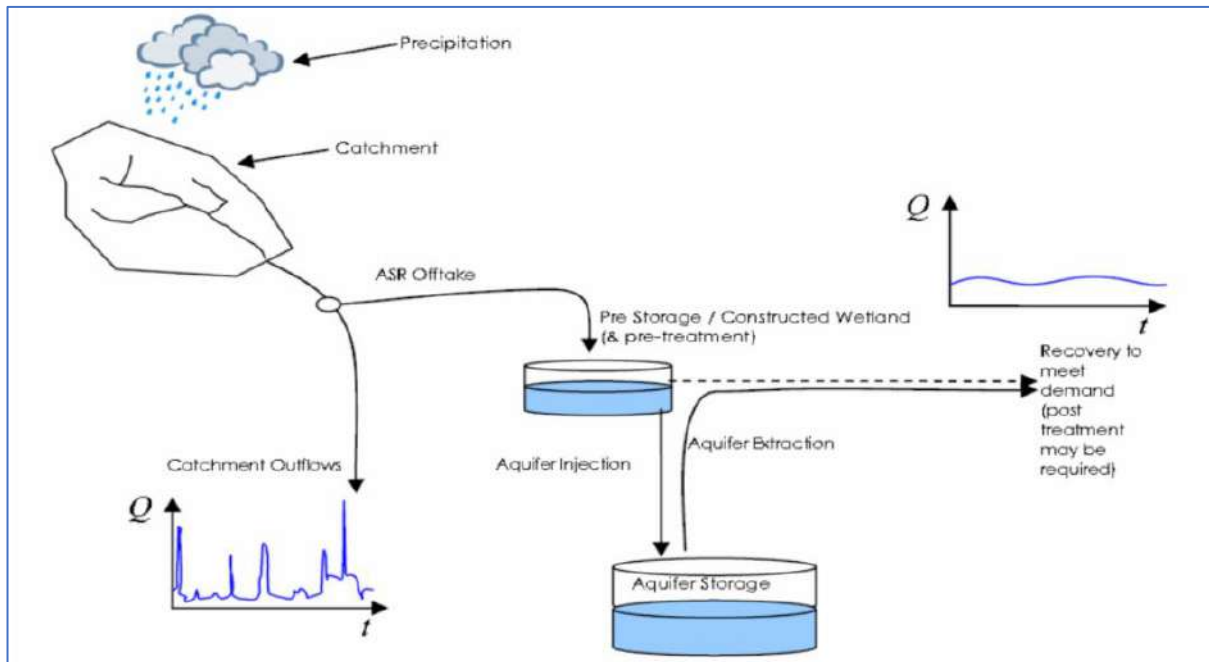


Figure 41 : Le concept de la recharge artificielle (Dillon, www.csiro.com).

Tableau 19: Différences entre la recharge naturelle et la recharge artificielle des eaux souterraines :

Critère	Recharge naturelle	Recharge artificielle
Définition	Processus naturel d'alimentation des nappes par infiltration des précipitations et des eaux de surface, sans intervention humaine.	Processus contrôlé par l'homme visant à augmenter l'alimentation des aquifères.
Origine de l'eau	Précipitations, ruissellement, fonte nivale et écoulements naturels.	Eaux de surface disponibles, excédents d'irrigation ou eaux traitées.
Degré de contrôle	Dépend entièrement des conditions climatiques et hydrologiques.	Contrôlé en termes de volumes, de localisation et de période d'injection.
Performance	Variable et généralement faible dans les milieux arides.	Plus élevée et adaptée aux zones à déficit hydrique.
Finalité	Maintien naturel du cycle hydrologique des aquifères.	Renforcement des ressources en eau souterraine et régulation du niveau piézométrique.
Modes de fonctionnement	Infiltration diffuse à travers les sols et formations perméables.	Techniques structurées telles que bassins d'infiltration, puits d'injection et ouvrages hydrauliques.
Durée du processus	Lente et progressive sur le long terme.	Plus rapide selon les dispositifs utilisés.
Coût	Aucun coût direct (processus naturel).	Coût élevé lié aux infrastructures et à l'exploitation.
Durabilité	Dépend fortement des conditions naturelles et climatiques.	Dépend d'une gestion technique et durable.
Impact environnemental	Généralement faible et naturel.	Peut être positif ou négatif selon la conception du projet.

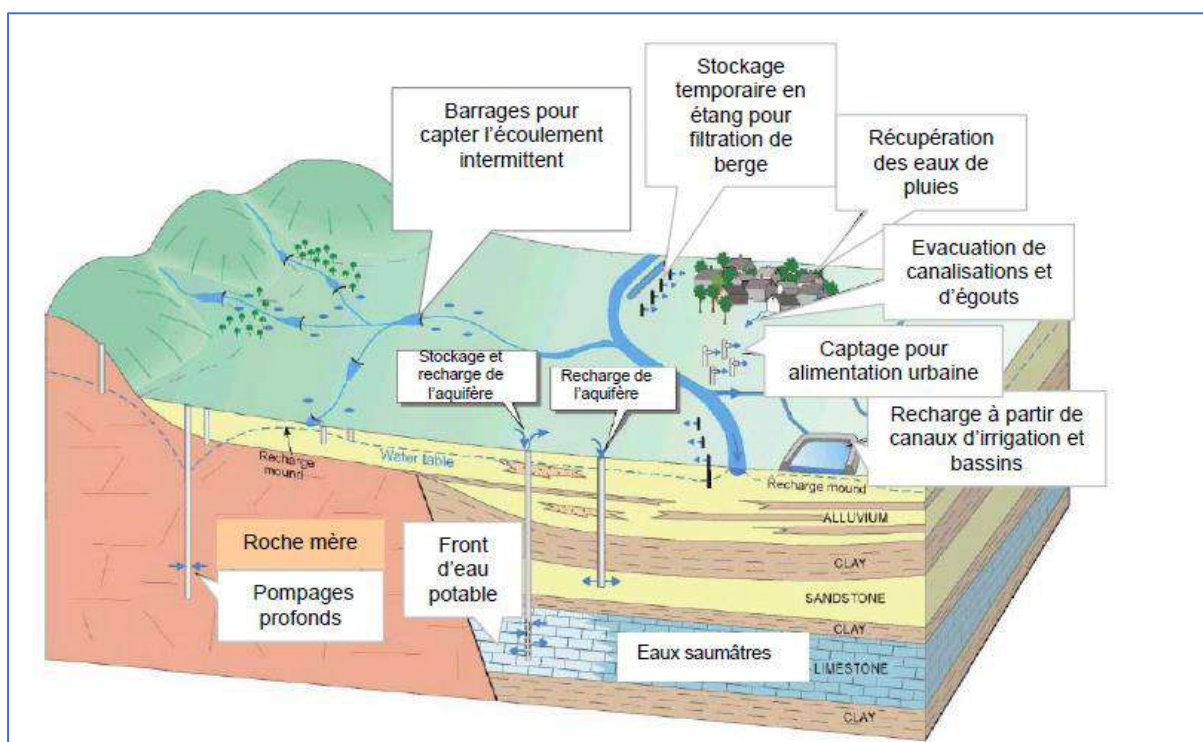


Figure 42 : Schéma comparatif de la recharge naturelle et artificielle des nappes phréatiques (BRGM – SIGES Seine-Normandie, 2013)

III. Les objectifs de la recharge artificielle :

La recharge artificielle des nappes phréatiques a pour objectif principal d'assurer une gestion durable des ressources en eau souterraine, en agissant à la fois sur leur quantité et leur qualité. Elle permet de compenser le déséquilibre entre les prélèvements excessifs et la recharge naturelle, contribuant ainsi à la stabilisation, voire à la remontée du niveau piézométrique des aquifères.

Par ailleurs, cette technique participe à la restauration des nappes surexploitées en stockant l'eau disponible durant les périodes favorables pour une utilisation ultérieure. Elle joue également un rôle important dans l'amélioration de la qualité des eaux souterraines, notamment par des phénomènes de dilution et de filtration naturelle à travers les sols, permettant de réduire la concentration de certains polluants tels que les nitrates.

Ainsi, la recharge artificielle constitue une solution efficace pour limiter les effets de la pénurie d'eau et de la dégradation des ressources hydriques, en particulier dans les régions soumises à un stress hydrique.

IV. Les méthodes de recharge artificielle :

Face à la diminution des ressources en eau souterraine et à l'irrégularité des précipitations, notamment dans les régions arides et semi-arides, plusieurs méthodes de recharge artificielle ont été développées afin de renforcer l'alimentation des aquifères. Ces méthodes sont choisies en fonction des conditions hydrogéologiques, de la nature des sols et des objectifs de gestion des ressources en eau. Elles peuvent être regroupées en trois principales catégories : la recharge par infiltration, la recharge par injection directe et la recharge indirecte.

IV.1. La recharge par Bassin d'infiltration :

La recharge par infiltration consiste à permettre à l'eau de surface de s'infiltrer progressivement à travers les couches superficielles du sol afin d'alimenter la nappe phréatique. Cette méthode utilise des ouvrages aménagés tels que les bassins d'infiltration ou les zones d'épandage. Elle est largement utilisée grâce à sa simplicité et à son efficacité, notamment dans les régions semi-arides. En plus de contribuer à l'augmentation des ressources en eau souterraine, elle favorise une amélioration naturelle de la qualité de l'eau grâce aux processus de filtration du sol.

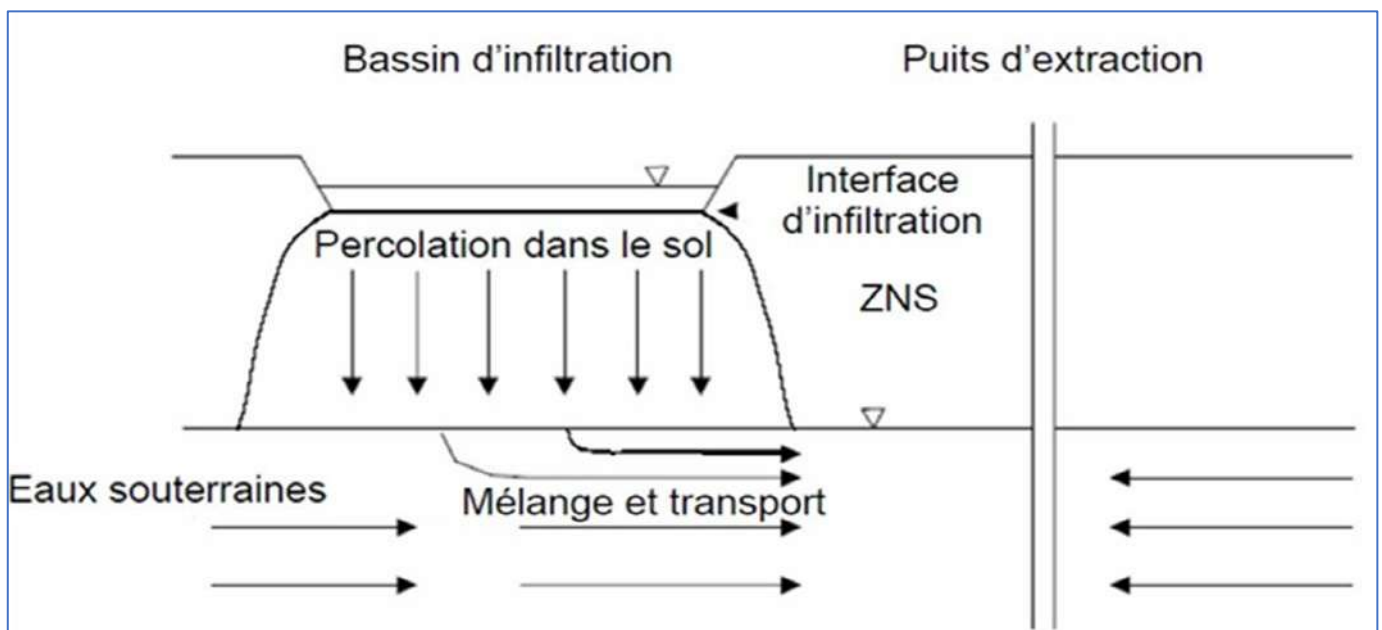


Figure 43: Schéma simplifié de la technique de recharge par bassin d'infiltration (D'après Pettenati, 2007, Eusseuff et Lansey, 2004).

IV.2. La recharge par injection directe :

La recharge par injection directe repose sur l'introduction de l'eau dans les aquifères à l'aide de puits spécialement conçus à cet effet. Elle est principalement appliquée aux nappes profondes ou captives, permettant une alimentation rapide et contrôlée des ressources souterraines. Toutefois, cette technique nécessite un suivi rigoureux, notamment en ce qui concerne la qualité de l'eau injectée et la gestion des pressions, afin d'éviter toute dégradation du milieu aquifère.

IV.3 La recharge indirecte (ou induite) :

La recharge indirecte est une méthode qui exploite les échanges naturels entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Elle consiste à capter l'eau des cours d'eau situés à proximité des nappes alluviales, puis à favoriser son infiltration à travers les berges ou les formations perméables. Ce processus permet une filtration naturelle de l'eau avant son arrivée dans la nappe, ce qui améliore sa qualité tout en contribuant à la recharge des aquifères.

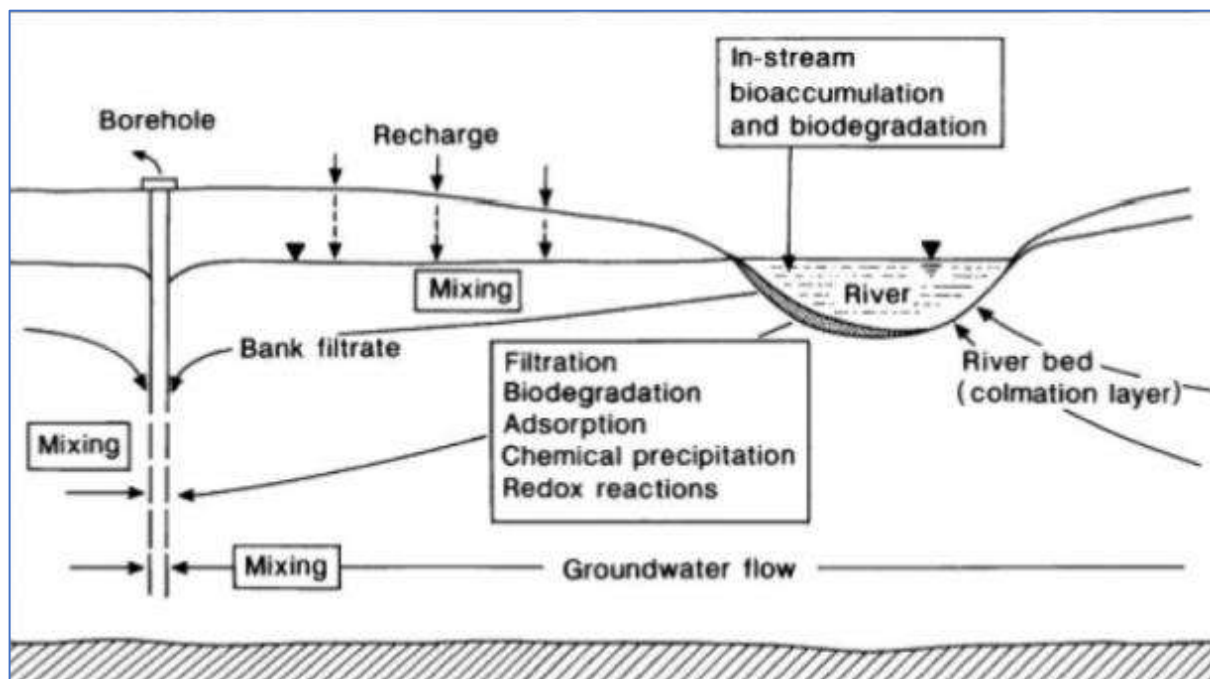


Figure 44 : Schéma simplifié d'un dispositif de recharge artificielle indirecte (Pyne, 1995)

Tableau 20: Synthèse des avantages et limites des principales techniques de recharge artificielle

Méthodes	Avantages	Inconvénients
Recharge par infiltration	- Simple à mettre en œuvre - Coût relativement faible - Amélioration naturelle de la qualité de l'eau (filtration par le sol) - Adaptée aux nappes libres	- Dépend fortement de la perméabilité des sols - Risque d'envasement des bassins - Efficacité limitée en cas de sols peu perméables
Recharge par injection directe	- Recharge rapide et contrôlée - Adaptée aux nappes profondes ou captives - Faible perte d'eau par évaporation	- Coût élevé des installations - Nécessite un traitement strict de l'eau injectée - Risque de colmatage des puits
Recharge indirecte (induite)	- Amélioration naturelle de la qualité de l'eau - Exploite les processus naturels d'épuration - Bonne intégration dans les milieux alluviaux	- Dépend de la proximité des cours d'eau - Débit variable selon les conditions hydrologiques - Mise en œuvre parfois complexe

V. Intérêts et applications de la recharge artificielle des nappes :

V.1. Intérêts économiques et institutionnels :

La recharge artificielle des nappes présente un intérêt économique important dans la gestion durable des ressources en eau. Elle permet de sécuriser l'approvisionnement en eau pour les usages agricoles, industriels et domestiques, tout en réduisant les coûts liés à la mobilisation de nouvelles ressources. Sa mise en œuvre dépend toutefois de plusieurs conditions essentielles, notamment l'existence d'un besoin socio-économique réel, la disponibilité d'un aquifère capable de stocker l'eau injectée, ainsi qu'une source d'eau suffisante en quantité et en qualité. La réussite de ces projets nécessite également une évaluation de leur faisabilité technique et économique, ainsi qu'un soutien institutionnel et politique en faveur de la gestion durable de l'eau (Collin, 2004).

V.2 Intérêts techniques et environnementaux :

Sur le plan technique, la recharge artificielle permet de stocker des volumes importants d'eau excédentaire, souvent disponibles de manière saisonnière, afin de les exploiter en période de déficit. Le passage de l'eau à travers le milieu souterrain contribue généralement à l'amélioration de sa qualité grâce aux processus naturels de filtration et d'autoépuration. Cette technique permet également d'augmenter la capacité d'exploitation des aquifères et de stabiliser les niveaux piézométriques. Par ailleurs, elle peut jouer un rôle important dans la protection des ressources en eau en limitant les risques de pollution et en réduisant l'intrusion d'eaux salines dans les zones côtières (Jekel et al., 2005).

V.3 Applications de la recharge artificielle :

La recharge artificielle est largement utilisée dans la gestion des ressources en eau dans différents contextes. Elle est particulièrement appliquée dans les zones arides et semi-arides afin de compenser le déficit hydrique et d'assurer une disponibilité continue de l'eau. Elle est également utilisée pour la gestion des excès d'eau en période de crues, permettant ainsi de réduire les risques d'inondation. Dans certaines régions, elle contribue aussi à la restauration des nappes surexploitées en rétablissant leur niveau initial et en améliorant leur durabilité à long terme.

VI. Conditions préalables à la réalisation de la RAN :

La mise en œuvre d'un projet de recharge artificielle des nappes repose sur un ensemble de conditions indispensables qui déterminent sa faisabilité et son efficacité. Ces conditions concernent principalement les aspects hydrologiques, hydrogéologiques, ainsi que géochimiques et biologiques du système aquifère.

VI.1 Conditions hydrologiques :

La réalisation d'un projet de recharge artificielle nécessite en premier lieu la disponibilité d'une ressource en eau suffisante et fiable sur toute la durée du projet. Cette eau peut provenir des cours d'eau, des périodes de crue, des eaux usées traitées ou encore des installations de dessalement. Il est également important de prendre en compte les variations climatiques saisonnières, notamment les fluctuations des précipitations et les périodes de sécheresse, afin d'assurer une bonne gestion de la ressource. Par ailleurs, la qualité de l'eau de recharge doit répondre à des exigences précises pour limiter les coûts de traitement et garantir la faisabilité du projet.

VI.2. Conditions hydrogéologiques :

La présence d'un aquifère présentant des caractéristiques favorables au stockage constitue une condition essentielle. L'épaisseur de la zone non saturée joue un rôle important dans le processus de recharge, car elle influence la capacité de stockage et les phénomènes d'autoépuration. La perméabilité du milieu doit être équilibrée afin de permettre une infiltration efficace sans entraîner une perte rapide de l'eau injectée. Dans le cas des nappes captives, les conditions physiques et chimiques doivent permettre l'injection de volumes supplémentaires tout en maintenant l'équilibre du système aquifère.

VI.3. Conditions géochimiques et biologiques :

L'analyse des caractéristiques géochimiques de l'eau de recharge, de l'eau de l'aquifère et de la roche réservoir est indispensable afin d'anticiper les interactions chimiques possibles. Les échanges entre l'eau injectée et le milieu souterrain peuvent influencer la qualité finale de l'eau stockée. Toutefois, les processus naturels d'autoépuration représentent un avantage important, car ils permettent une amélioration progressive de la qualité de l'eau grâce à la filtration naturelle et à l'élimination de certains contaminants.

VII. Critères de sélection des sites de recharge artificielle :

La sélection des sites destinés à la mise en œuvre d'un projet de recharge artificielle des nappes repose sur un ensemble de critères essentiels permettant d'assurer la réussite et la durabilité du système. Ces critères concernent les aspects géologiques, hydrologiques, physiques, environnementaux ainsi que les considérations économiques et administratives.

VII.1. Critères géologiques et hydrogéologiques :

Le site doit présenter des formations aquifères favorables à l'infiltration et au stockage de l'eau, caractérisées par une forte perméabilité, notamment les sables et les graviers. L'épaisseur de la couche aquifère doit être suffisante pour assurer une bonne capacité de stockage. La profondeur de la nappe doit être intermédiaire afin d'éviter les contraintes liées à une nappe trop superficielle ou trop profonde. La présence de couches imperméables en surface, telles que les argiles ou les marnes, est généralement défavorable car elle limite le processus d'infiltration.

VII.2. Critères hydrologiques :

Le site doit disposer d'une ressource en eau suffisante et régulière, qu'elle soit saisonnière ou permanente, provenant des précipitations, des cours d'eau ou des ouvrages hydrauliques. Il est également nécessaire de disposer d'un excédent hydrique exploitable pour la recharge sans compromettre les autres usages. Le régime des précipitations et des écoulements superficiels doit être favorable afin de garantir une alimentation continue du système.

VII.3. Critères physiques (topographiques) :

Les caractéristiques topographiques doivent être favorables à l'infiltration, avec une pente douce permettant de limiter l'érosion et de faciliter la rétention de l'eau. Les zones à fortes pentes ou à dépressions argileuses sont généralement à éviter en raison de leur faible aptitude à la recharge artificielle.

VII.4. Critères de qualité de l'eau :

L'eau utilisée pour la recharge doit répondre à des exigences de qualité afin de protéger l'aquifère contre toute contamination. Elle doit être exempte de polluants chimiques et biologiques susceptibles d'altérer la qualité des eaux souterraines. Le respect des normes de recharge est indispensable pour assurer la durabilité du système.

VII.5. Considérations environnementales et économiques :

Le projet doit être conçu de manière à limiter son impact sur les écosystèmes environnants. Les coûts d'installation, d'exploitation et de maintenance doivent rester maîtrisés afin de garantir la rentabilité du système. L'accessibilité du site ainsi que l'acceptation sociale et institutionnelle constituent également des facteurs importants dans le choix du site.

VII.6. Critères administratifs et juridiques :

La mise en œuvre du projet nécessite la clarification du statut foncier du site ainsi que le respect des réglementations en vigueur relatives à l'utilisation des ressources en eau. Un cadre juridique adapté est indispensable pour encadrer les activités de recharge artificielle et garantir leur conformité avec les politiques de gestion de l'eau.

VIII. Les facteurs influençant l'efficacité de la recharge artificielle :

Pour garantir la performance d'un système de recharge artificielle des nappes, plusieurs facteurs doivent être pris en considération :

- Caractéristiques de l'aquifère : la porosité, la perméabilité et l'épaisseur des formations géologiques conditionnent directement la capacité de stockage et la circulation de l'eau dans le sous-sol.
- Qualité de l'eau de recharge : une eau de bonne qualité est indispensable afin d'éviter toute contamination ou dégradation du milieu aquifère.
- Gestion des volumes et du débit de recharge : le contrôle de la quantité d'eau injectée et de la vitesse d'infiltration permet d'éviter les phénomènes de saturation ou de colmatage.
- Choix de la méthode de recharge : l'efficacité du système dépend de l'adaptation de la technique utilisée (infiltration, injection ou recharge induite) aux conditions locales du site.
- Niveau de pollution environnementale : les activités agricoles, industrielles ou urbaines à proximité peuvent influencer négativement la qualité de l'eau et réduire l'efficacité du dispositif.
- Facteurs économiques : les coûts d'investissement, d'exploitation et de maintenance jouent un rôle important dans la faisabilité du projet.
- Planification et gestion intégrée : l'intégration de la recharge artificielle dans une stratégie globale de gestion des ressources en eau améliore la durabilité et l'efficacité du système.

IX. Exemples d'application de la recharge artificielle en Algérie :

En Algérie, la recharge artificielle des nappes suscite un intérêt croissant en raison de la pression exercée sur les ressources en eau souterraine, notamment dans les régions arides et semi-arides. Plusieurs expériences et projets pilotes ont été réalisés afin d'améliorer la gestion des aquifères et de faire face aux déficits hydriques.

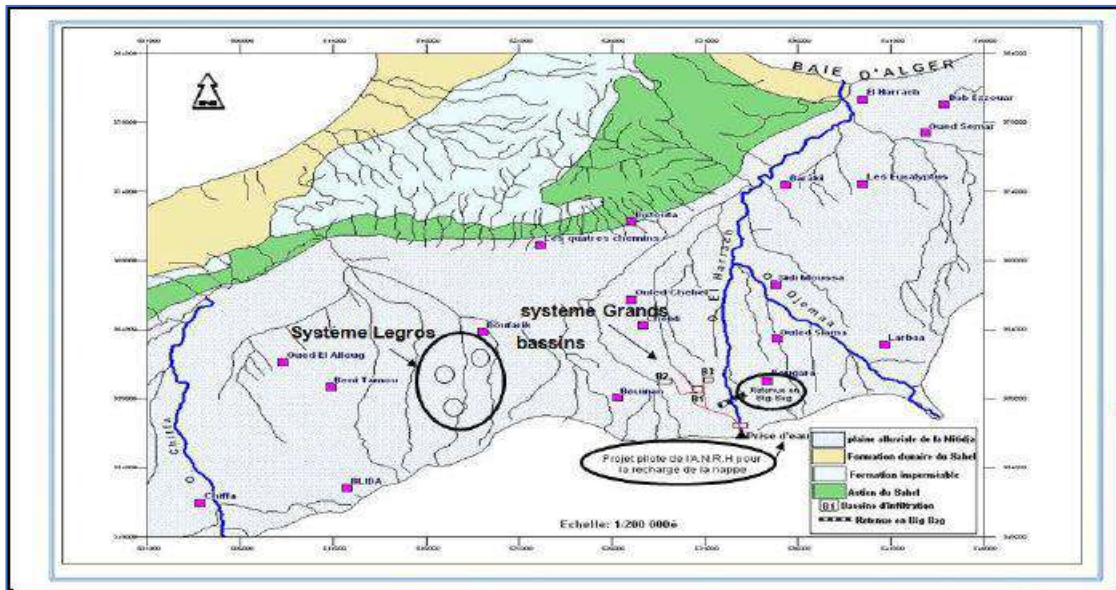


Figure 45: Situation géographique des différentes expériences de recharge au niveau de la Mitidja. (in Djerad Hassiba.2015)

Parmi les cas les plus représentatifs, la plaine de la Mitidja constitue un exemple significatif d'application de cette technique. Située au nord du pays, cette région a fait l'objet de plusieurs expérimentations de recharge artificielle.

Ces expérimentations reposent principalement sur l'utilisation de bassins d'infiltration alimentés par les eaux de surface issues des oueds et des lâchers de barrages



Figure 46: Bassin infiltration (photo Google Earth). (in Djerad Hassiba.2015)



Figure 47 : Amenée d'eau et bassin de décantation. (in Djerad Hassiba.2015)

Dans ce cadre, un projet pilote a été réalisé au niveau du site de Tabainet, à proximité de Bougara, afin d'évaluer la faisabilité de la recharge artificielle et son efficacité dans la réalimentation de la nappe alluviale.



Figure 48: Bassin d'infiltration. (in Djerad Hassiba.2015)

Le dispositif repose sur l'infiltration progressive de l'eau à travers des bassins aménagés.

Les résultats obtenus ont montré une amélioration du niveau piézométrique et une meilleure régulation des ressources en eau souterraine, confirmant ainsi l'intérêt de la recharge artificielle comme solution adaptée aux régions semi-arides.

X. Recharge artificielle en milieu alluvionnaire :

La recharge artificielle en milieu alluvionnaire constitue une technique particulièrement adaptée à la gestion des ressources en eau souterraine, en raison des caractéristiques hydrogéologiques favorables de ces milieux. En effet, les formations alluviales, constituées principalement de sables, graviers et galets, se distinguent par une porosité élevée et une forte perméabilité, ce qui facilite l'infiltration et le transfert de l'eau vers la nappe phréatique.

Dans ce contexte, la recharge est généralement réalisée à travers des techniques de surface, telles que les bassins d'infiltration ou l'épandage des eaux dans les lits d'oueds. Ces dispositifs permettent de valoriser les eaux de ruissellement, notamment lors des périodes de crues, en favorisant leur infiltration progressive vers les aquifères peu profonds.

L'efficacité de ce type de recharge dépend toutefois de plusieurs facteurs essentiels, notamment la granulométrie des matériaux, l'épaisseur de la zone non saturée, la continuité hydraulique entre les eaux de surface et la nappe, ainsi que la disponibilité des débits de surface. Ces paramètres conditionnent à la fois la capacité d'infiltration et le degré de renouvellement de la ressource en eau souterraine.

Par ailleurs, les milieux alluvionnaires présentent un avantage supplémentaire lié aux processus naturels de filtration et d'autoépuration, qui permettent d'améliorer la qualité de l'eau infiltrée lors de son passage à travers les différentes couches du sol. Ainsi, ces zones, souvent situées le long des oueds et des plaines, représentent des sites privilégiés pour la mise en œuvre de projets de recharge artificielle, en particulier dans les régions semi-arides où les ressources en eau sont limitées et fortement sollicitées.

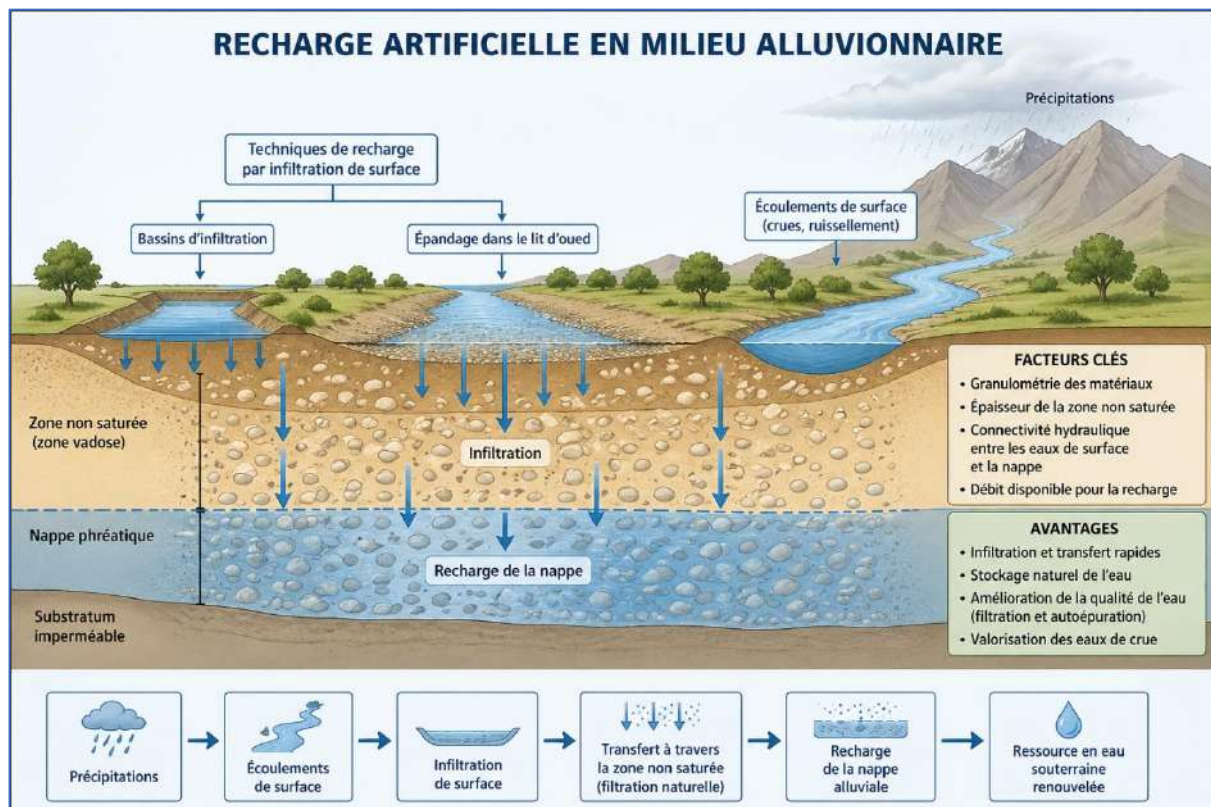


Figure 49: Schéma conceptuel de la recharge artificielle en milieu alluvionnaire (image générée par AI)

XI. Sites proposés pour la faisabilité d'un dispositif de recharge artificielle :

Dans le cas de la plaine de Tébessa–Hammamet, caractérisée par un aquifère alluvial constitué essentiellement de sables, graviers et galets, les conditions hydrogéologiques sont particulièrement favorables à l'infiltration des eaux de surface. Contrairement aux milieux karstiques, où l'injection directe peut entraîner un transfert rapide vers les exutoires sans filtration naturelle, le contexte alluvial permet une infiltration progressive accompagnée d'un processus d'autoépuration.

Par conséquent, le dispositif de recharge artificielle le plus approprié dans la zone d'étude repose sur des techniques d'infiltration de surface, notamment à travers des bassins d'infiltration ou des tranchées drainantes. Ces dispositifs favorisent une recharge diffuse et contrôlée de la nappe, tout en assurant une meilleure qualité de l'eau infiltrée.

Dans la région étudiée, l'alimentation en eau des bassins peut se faire gravitairement à partir des écoulements de crue des oueds. Sur la base des critères hydrogéologiques, topographiques et hydrauliques, deux sites potentiels ont été identifiés pour l'implantation d'un dispositif de recharge artificielle (fig. 50).

◇ Site 01 : Oued Bouakous

Le premier site est localisé au niveau de l'oued Bouakous, caractérisé par un régime hydrologique temporaire avec des écoulements importants en période de crue. Ce site présente des formations alluviales perméables favorisant l'infiltration des eaux. La topographie relativement plane ainsi que la présence de dépôts sableux et graveleux constituent des conditions idéales pour la mise en place de bassins d'infiltration. Ce site permettrait de capter les eaux de ruissellement et de crue afin d'assurer une recharge efficace de la nappe phréatique.

◇ Site 02 : Oued Chabro

Le site de l'oued Chabro constitue un choix pertinent pour la mise en œuvre d'un projet de recharge artificielle des eaux souterraines, en raison de conditions hydrogéologiques favorables, notamment une épaisseur importante des dépôts alluviaux et une bonne perméabilité, permettant une infiltration et un stockage efficaces.

Sa position topographique en aval des axes d'écoulement facilite la dérivation gravitaire des eaux de crue vers les dispositifs d'infiltration, réduisant ainsi les coûts énergétiques. De plus, la proximité des zones agricoles renforce son intérêt dans une optique de gestion durable des ressources en eau.

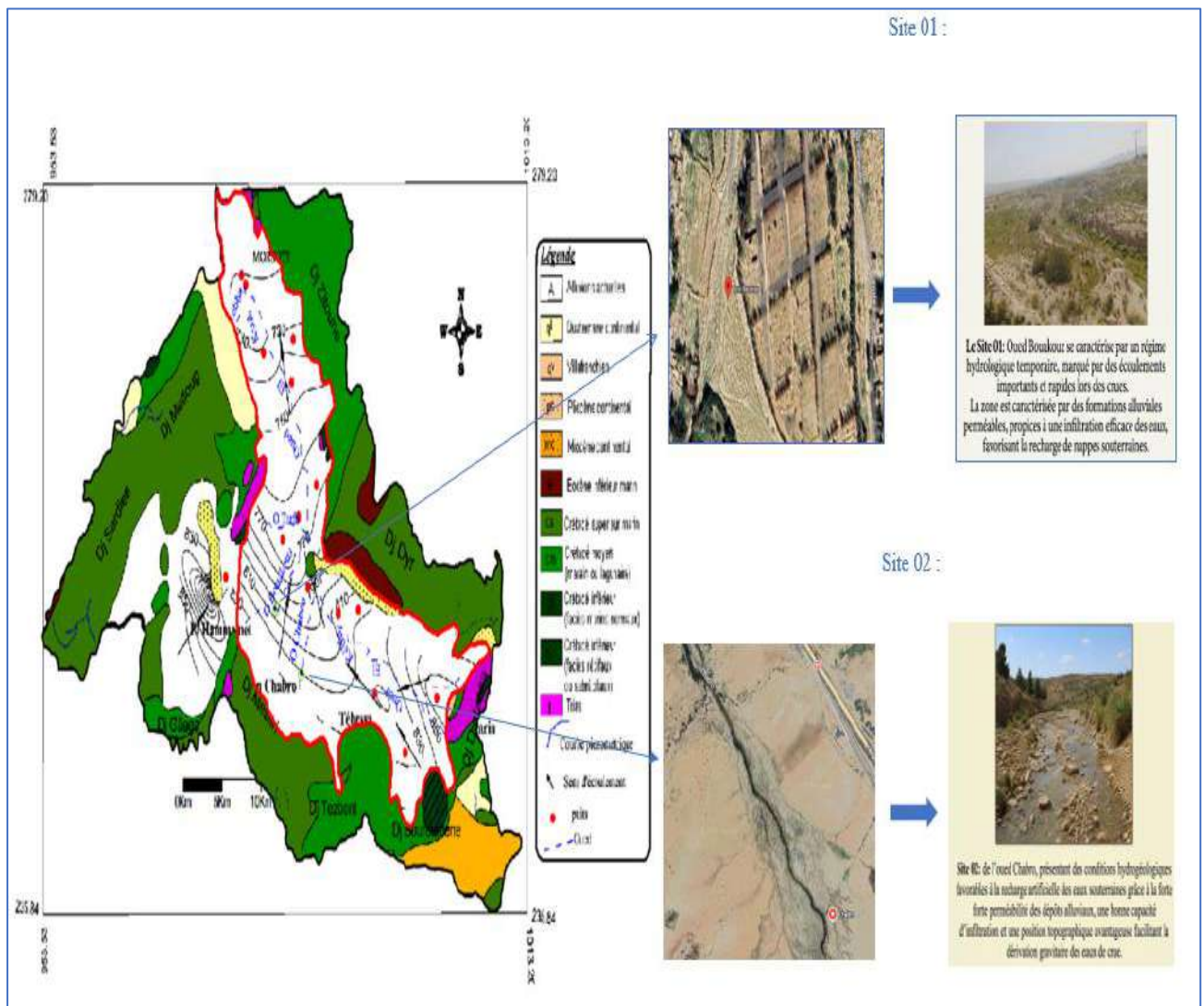


Figure 50: Localisation des sites proposés pour la recharge artificielle (Oued Bouakous et Oued Chabro) occupant une surface de 0.5 km².



CHAPITRE 06:

Modélisation Hydrogéologique



I. Introduction :

Dans les régions arides et semi-arides, caractérisées par de faibles précipitations et une évaporation élevée, les eaux souterraines constituent une réserve naturelle essentielle. Elles offrent une capacité de stockage permettant de limiter les pertes par évaporation et d'assurer une utilisation plus rationnelle et durable de la ressource en eau (Zamani et al., 2022). Dans ces contextes climatiques contraignants, la compréhension et la gestion des ressources hydriques représentent un enjeu majeur.

Les systèmes hydrologiques et hydrogéologiques se distinguent par leur grande complexité, leur hétérogénéité et la multiplicité des interactions entre leurs différents compartiments, rendant leur analyse par la seule observation directe souvent insuffisante. Face à ces limites, la modélisation s'est imposée comme un outil scientifique fondamental dans le domaine des sciences de l'eau, en particulier en hydrogéologie. Elle permet de représenter de manière simplifiée mais cohérente le fonctionnement des systèmes hydrogéologiques réels, afin de mieux comprendre leurs mécanismes, d'anticiper leur évolution et de soutenir la prise de décision en matière de gestion des ressources en eau.

Dans ce cadre, la modélisation hydrologique et hydrogéologique est devenue un outil reconnu d'aide à la décision pour la gestion durable de l'eau (Enemark et al., 2019). Elle vise à représenter le fonctionnement des systèmes hydrologiques, tels que les bassins versants, les réseaux hydrographiques ou les plans d'eau, ainsi que des systèmes hydrogéologiques comme les aquifères et les réservoirs souterrains. Cette approche permet d'évaluer le niveau de compréhension du fonctionnement du système étudié et de ses interactions avec le milieu environnant, aussi bien dans son état actuel que dans son évolution future.

La démarche de modélisation repose sur l'identification des principaux processus physiques actifs au sein de la zone étudiée, lesquels peuvent être décrits à l'aide de relations conceptuelles et, dans certains cas, formalisés sous forme d'expressions mathématiques représentant le fonctionnement de l'environnement. L'ensemble de ces informations est synthétisé au sein d'un modèle conceptuel, qui constitue une étape clé du processus de modélisation. La conceptualisation des phénomènes permet notamment d'aborder de manière cohérente les problématiques liées aux échelles spatiales et temporelles de l'étude (Peng, 2002).

Lorsque le modèle conceptuel est transcrit en algorithmes informatiques, il devient possible de simuler le comportement du système réel et de comparer les résultats obtenus aux observations de terrain. Selon Wels (2012), la modélisation s'inscrit dans un processus structuré comprenant plusieurs étapes successives, allant de la définition des objectifs à l'élaboration des modèles conceptuel et mathématique, en passant par le calibrage, l'analyse des résultats, la prédiction et l'évaluation des incertitudes (figure.51). Dans un contexte marqué par la croissance démographique, le changement climatique et l'intensification des pressions anthropiques sur les ressources hydriques, la modélisation hydrogéologique apparaît ainsi comme un outil indispensable pour l'analyse des écoulements souterrains, l'évaluation des bilans hydriques et l'étude des impacts liés à l'exploitation des nappes phréatiques.

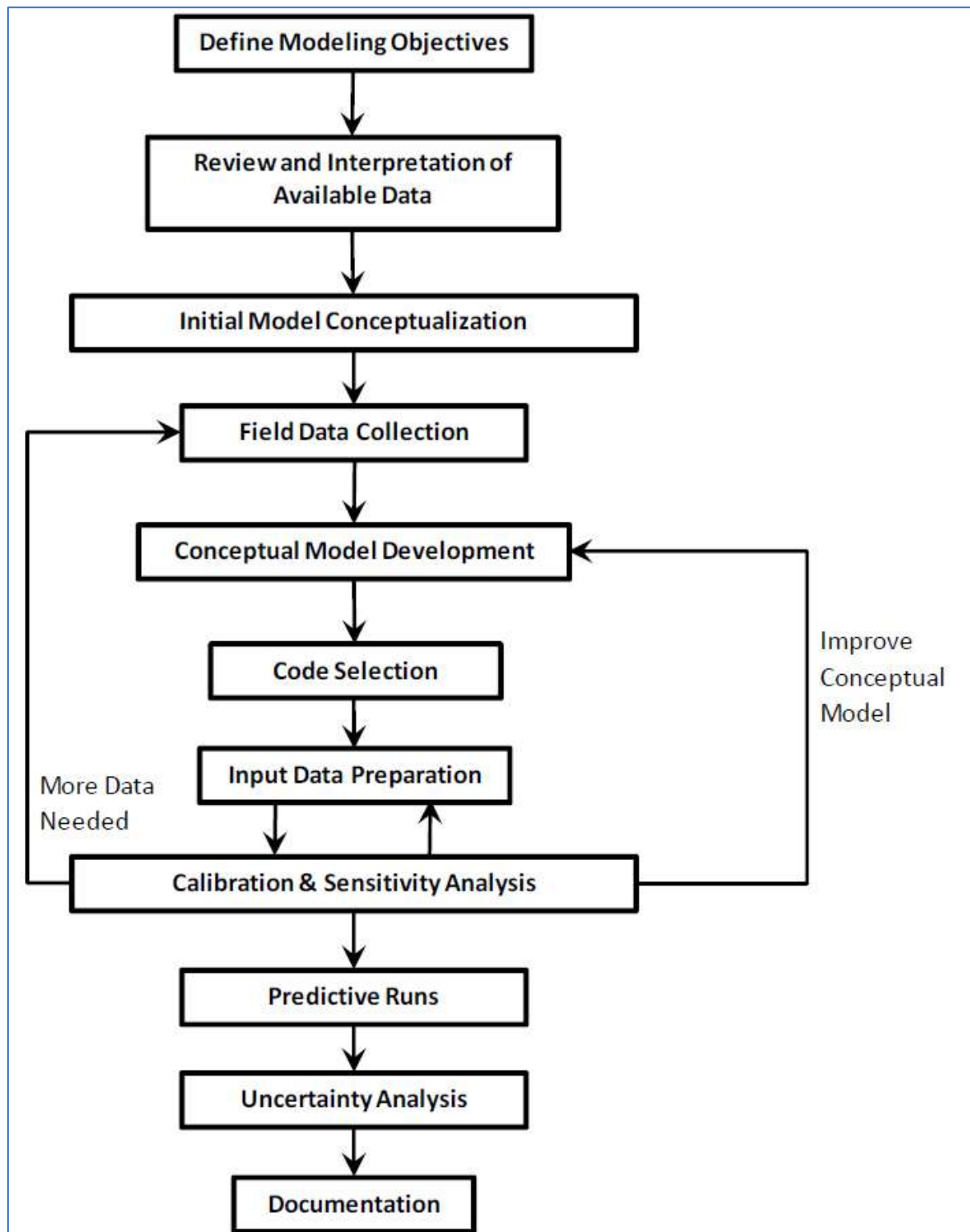


Figure 51: Processus de construction d'un modèle (Wels, 2012).

II. Définitions de la modélisation :

Le terme « modèle » est largement utilisé dans les sciences appliquées et recouvre des significations diverses, ce qui rend parfois sa définition précise délicate (Konikow et Reilly, 1998). De manière générale, un modèle peut être défini comme une représentation simplifiée d'un système ou d'un processus réel, élaborée afin d'en comprendre le fonctionnement, d'en analyser le comportement et d'en prévoir l'évolution. Dans ce cadre, le modèle conceptuel constitue une hypothèse décrivant le mode de fonctionnement d'un système hydrologique ou hydrogéologique, fondée sur les connaissances disponibles du milieu étudié.

La modélisation correspond ainsi à une démarche scientifique structurée visant à traduire cette représentation conceptuelle en un modèle physique ou mathématique. Selon Bonnet (1987), un modèle est un outil physique ou mathématique conçu par l'homme pour représenter le comportement d'un phénomène réel, en s'appuyant à la fois sur les lois des sciences physiques et sur la description issue des sciences naturelles. En hydrogéologie, cette démarche conduit à représenter de manière simplifiée un aquifère ou un système hydrogéologique en intégrant ses principaux paramètres physiques, tels que la perméabilité, la porosité, les conditions aux limites, les sources et les exutoires.

Les modèles utilisés peuvent être de nature différente. Ils peuvent être physiques, à l'image des modèles réduits en laboratoire, analogiques, fondés sur l'analogie entre les transferts électriques et les écoulements en milieux poreux, ou mathématiques. Les modèles mathématiques reposent sur la formulation des processus hydrogéologiques sous forme d'équations reliant les propriétés physiques du milieu à des variables décrivant l'état du système. Lorsque les conditions sont simples, ces équations peuvent être résolues analytiquement, tandis que les cas les plus complexes nécessitent le recours à des méthodes numériques, telles que les méthodes des différences finies ou des éléments finis.

La majorité des modèles hydrogéologiques actuels sont des modèles mathématiques déterministes, basés sur les principes fondamentaux de conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie, et décrivant des relations de cause à effet au sein du système étudié (Konikow et Reilly, 1998). La modélisation s'inscrit alors dans un processus en plusieurs étapes comprenant la compréhension du système réel, l'élaboration du modèle conceptuel, la traduction mathématique des processus physiques, la résolution numérique des équations gouvernantes, ainsi que l'interprétation, le calage et la validation des résultats. Cette démarche

permet non seulement d'analyser le fonctionnement actuel du système, mais également d'en simuler l'évolution spatio-temporelle et d'évaluer différents scénarios de gestion (Wels, 2012).

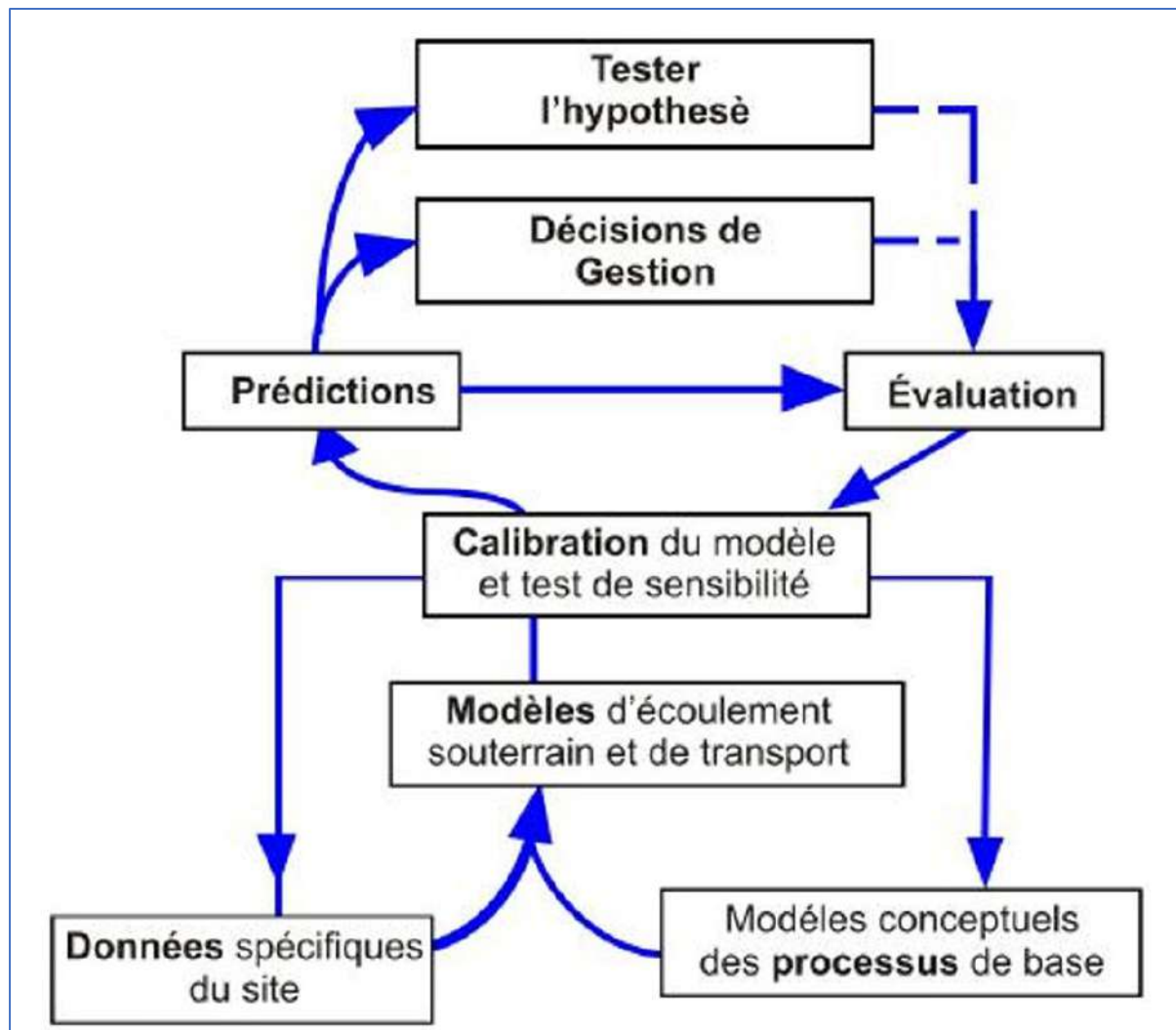


Figure 52: Utilisation et rôle des modèles dans la résolution des problèmes hydrogéologiques (Konikow 1996)

III. Typologie des modèles :

Selon la nature de la représentation adoptée et les objectifs recherchés, les modèles utilisés en hydrogéologie peuvent être classés en plusieurs catégories. Cette typologie repose notamment sur le type de relations utilisées pour décrire les processus, le degré de prise en compte de l'incertitude ainsi que le mode de représentation spatiale du milieu étudié.

De manière générale, on distingue des modèles à base physique, conceptuels ou empiriques, selon qu'ils cherchent à représenter explicitement les phénomènes physiques, à

formaliser des observations ou simplement à reproduire une variable de sortie telle que le débit. Par ailleurs, les modèles peuvent être déterministes ou stochastiques, selon qu'ils utilisent des paramètres fixes ou des distributions de probabilité pour tenir compte de l'incertitude. Enfin, ils peuvent être globaux, semi-globaux ou distribués, en fonction du niveau de discrétisation spatiale du système et de la variabilité des paramètres dans l'espace.

III.1. Modèles d'échelle physique :

Les modèles d'échelle physique correspondent à des représentations réduites du système réel, généralement réalisées en laboratoire. Leur principe repose sur le respect des lois de similitude, selon lesquelles les mêmes équations régissent les phénomènes observés à l'échelle réelle et à l'échelle réduite. Ces modèles permettent de visualiser certains processus hydrauliques, tels que l'écoulement ou le transport, dans des conditions contrôlées.

Dans une approche à base de lois physiques, le domaine étudié est décrit à l'aide de variables mesurables, et les relations entre ces variables sont exprimées sous forme d'équations fonctionnelles ou différentielles, ordinaires ou aux dérivées partielles. Ces équations constituent les lois du modèle et permettent de décrire de manière continue l'évolution du système dans le temps et l'espace. Lorsque les conditions sont simples, leur résolution peut être analytique ; dans la majorité des cas, elle est approchée numériquement.

Cependant, l'application de solutions analytiques devient difficile, voire impossible, en raison de la complexité des systèmes hydrogéologiques, notamment l'irrégularité des limites, l'hétérogénéité du milieu et la non-linéarité des relations entre paramètres et variables d'état. Dans ces situations, le recours à des modèles numériques s'impose, nécessitant des procédures itératives pour résoudre les équations gouvernantes (Dassargues, 1995).

III.2. Modèles mathématiques de simulation :

Les modèles mathématiques constituent aujourd'hui la catégorie la plus largement utilisée en hydrogéologie. Ils reposent sur la formulation mathématique des lois physiques régissant les écoulements en milieu poreux et le transport des solutés. Ces modèles peuvent être déterministes ou stochastiques.

Les modèles déterministes établissent une relation univoque entre les conditions initiales et aux limites, d'une part, et les réponses du système, d'autre part. Pour un ensemble donné d'entrées, le modèle fournit une sortie unique. Ils sont principalement fondés sur les principes de conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie.

Les modèles stochastiques, quant à eux, intègrent l'incertitude et la variabilité naturelle des paramètres à l'aide d'outils probabilistes issus de l'analyse statistique. Ils sont particulièrement utilisés pour décrire des phénomènes aléatoires, tels que les précipitations. Toutefois, leur application en hydrogéologie est parfois limitée par les hypothèses de la statistique classique, notamment l'indépendance et l'homogénéité des données, qui ne sont pas toujours vérifiées en raison de la dépendance spatiale et des conditions d'observation variables.

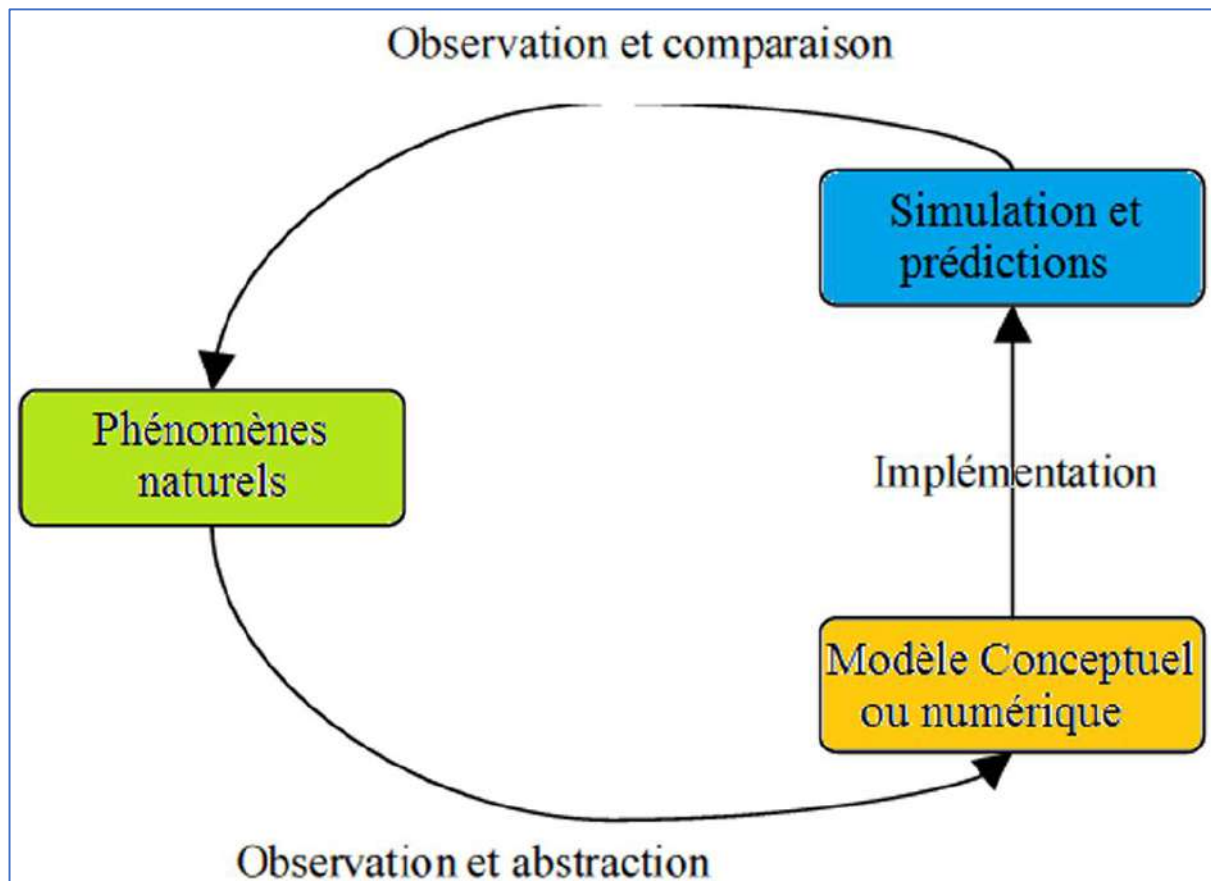


Figure 53: Cycle de modélisation, depuis l'observation du phénomène aux simulations (Tranouez, 2005)

III.3. Modèles globaux ou semi-globaux :

Les modèles globaux et semi-globaux reposent sur une représentation conceptuelle du fonctionnement de l'hydrosystème, souvent assimilé à un ensemble de réservoirs interconnectés par des échanges hydrauliques. Ces modèles possèdent un sens physique simplifié, basé sur des lois de remplissage et de vidange, mais ne prennent pas explicitement en compte la géométrie détaillée du milieu ni les équations physiques complètes de l'écoulement souterrain.

Un modèle est qualifié de global lorsque l'ensemble du bassin versant ou du système hydrogéologique est représenté par un unique assemblage de réservoirs. Il est dit semi-global lorsque le système est subdivisé en plusieurs sous-unités, chacune étant représentée par un modèle global, avec des échanges hydrauliques entre elles. Certains modèles globaux peuvent être de type « boîte noire », établissant une relation directe entre des variables d'entrée, telles que les précipitations ou l'évapotranspiration potentielle, et des variables de sortie, comme le débit à l'exutoire, à l'aide de fonctions paramétrées ou purement numériques.

La majorité des modèles hydrogéologiques actuels sont toutefois des modèles physiquement basés et spatialement distribués. Ils s'appuient sur les lois de l'écoulement en milieu poreux et utilisent des paramètres hydrauliques tels que la perméabilité, le coefficient d'emmagasinement et l'infiltration (Dassargues, 1990). La résolution de ces modèles nécessite la spécification des paramètres, des sollicitations extérieures et des conditions aux limites, et fait généralement appel à des méthodes numériques adaptées (Vanclooster et Javaux, 2012).

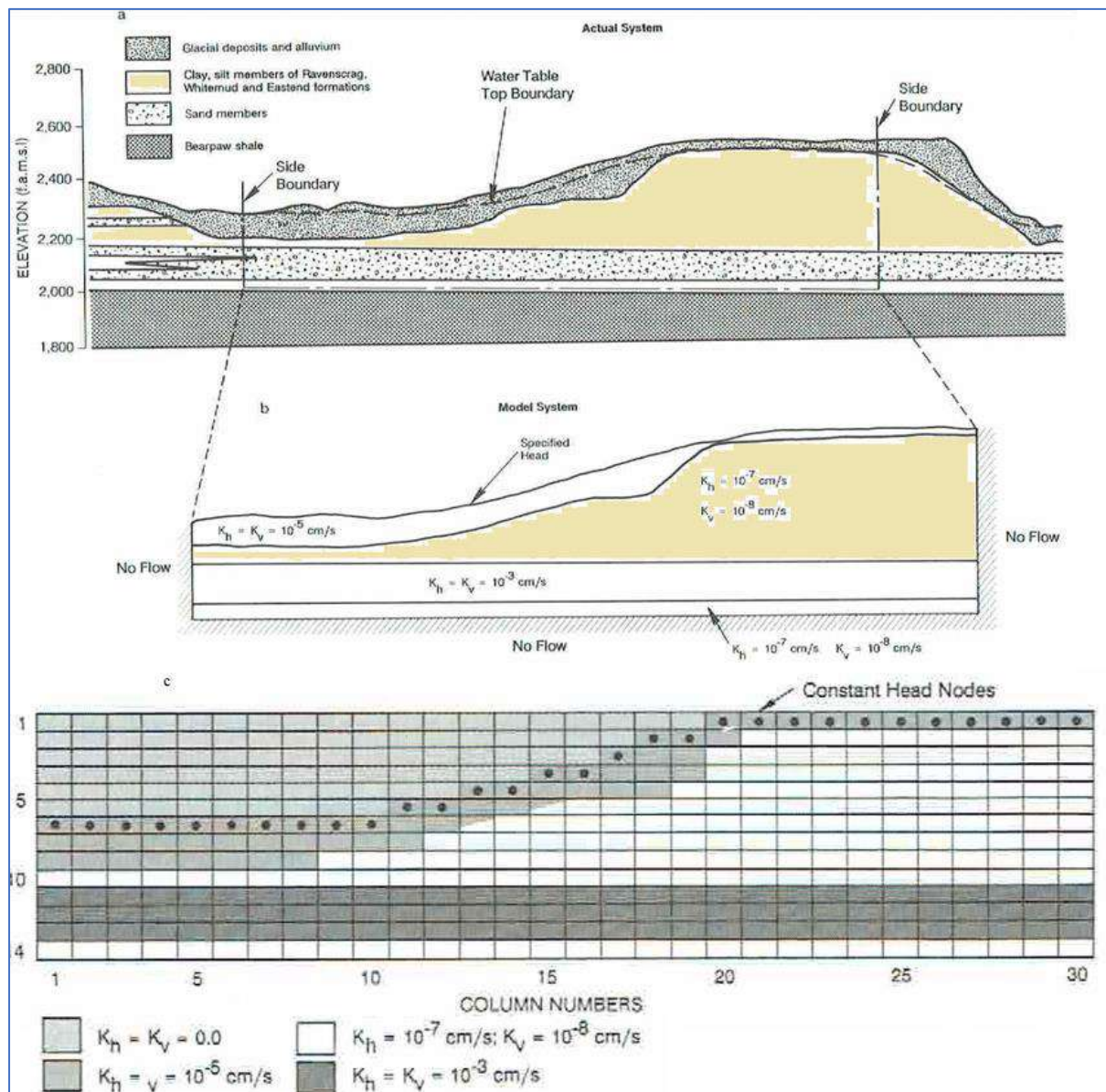


Figure 54: Exemple d'un a) système aquifère réel, b) un système modélisé défini par sa forme, ses conditions aux limites et ses paramètres hydrauliques et c) une grille de mailles rectangulaires auxquelles des perméabilités ont été attribuées (Freeze, 1968)

IV. Notions de systèmes et de simulation :

IV.1. Notions de systèmes :

Dans le cadre de la modélisation, un système est défini comme un ensemble de phénomènes et d'événements interdépendants, extrait du monde réel par une démarche intellectuelle visant à l'analyser comme une entité globale. Un système interagit avec son environnement à travers des flux d'entrée et de sortie, où les sorties peuvent être considérées comme les conséquences des entrées appliquées au système (Tranouez, 2005).

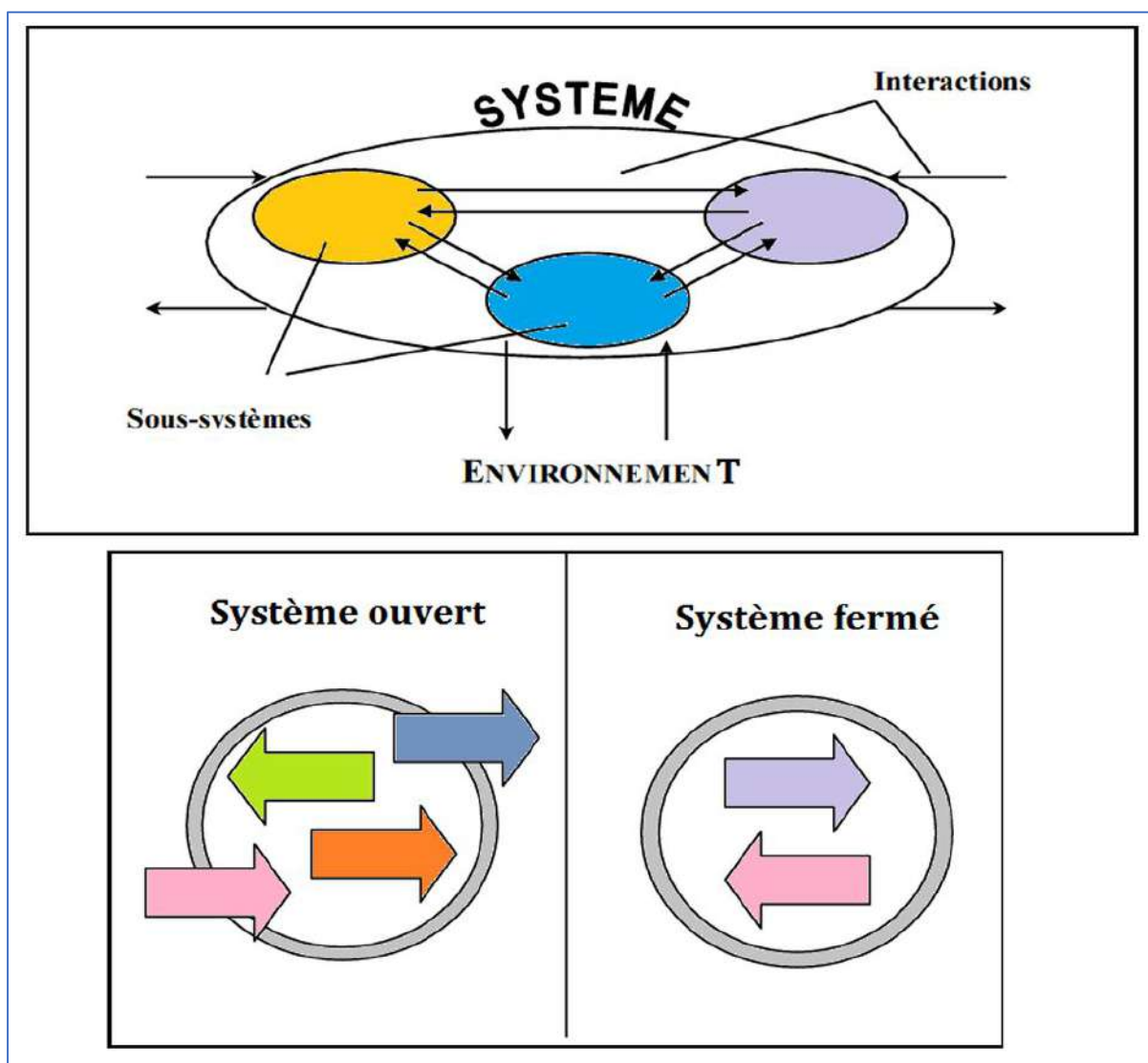


Figure 55: Système de la GST et notions de systèmes ouverts et systèmes fermes (Tranouez, 2005, inspiré de De Rosnay, 1975)

Cette approche s'inscrit dans le cadre de la théorie générale des systèmes (General System Theory – GST), développée par Von Bertalanffy et approfondie par De Rosnay (1975). La systémique repose sur une vision globale du fonctionnement des systèmes complexes, considérant que les interactions entre les éléments sont aussi importantes que les éléments eux-mêmes. Selon Tranouez (2005), un système répond à trois principes fondamentaux :

- Le principe de dépendance interactive, selon lequel toute modification d'un élément influence les autres composantes du système ;
- Le principe d'émergence, où l'interaction des éléments donne naissance à une entité globale présentant des propriétés nouvelles ;
- Le principe de rétroaction, par lequel le système global agit en retour sur ses propres composantes.

En hydrogéologie, un système hydrogéologique peut ainsi être défini comme un ensemble structuré et dynamique comprenant l'aquifère, les formations géologiques associées, les conditions aux limites, ainsi que les flux entrants (recharge naturelle, apports latéraux) et sortants (drainage, sources, pompages). L'analyse systémique permet d'identifier les composantes du système, leurs interactions internes et leurs relations avec l'environnement extérieur, en considérant l'aquifère comme une entité intégrée soumise à des contraintes naturelles et anthropiques.

Tableau 21: L'approche analytique et l'approche systémique (Tranouez, 2005)

Approche analytique	Approche systémique
• Isole : se concentre sur les éléments • Considère la nature des interactions • S'appuie sur la précision des détails • Modifie une variable à la fois. • Indépendance de la durée : phénomènes réversibles. • Validation : par la preuve expérimentale à partir d'une théorie • Modèles précis et détaillés, difficilement utilisables dans l'action • Efficace lorsque les interactions linéaires et faibles • Conduit à un enseignement par discipline • Conduit à une action programmée dans son détail • Connaissance des détails, buts mal définis	• Relie : se concentre sur les interactions • Considère les effets des interactions • S'appuie sur la perception globale • Modifie des groupes de variables simultanément • Intègre la durée et l'irréversibilité • Validation : par sa comparaison avec la réalité • Modèles rigoureux, utilisables (décision et action) • Efficace si interactions non-linéaires et fortes • Conduit à un enseignement pluridisciplinaire • Conduit à une action par objectifs • Connaissance des buts, détails flous

IV.2. Notions de simulation :

La simulation correspond à l'utilisation d'un modèle pour calculer et analyser l'évolution temporelle d'un système, à travers le calcul d'une trajectoire ou trace représentant la succession des états du modèle dans le temps (Tranouez, 2005). Elle constitue un outil fondamental de validation des modèles, notamment lorsque l'expérimentation directe sur le système réel est difficile, voire impossible, comme dans le cas des systèmes hydrogéologiques à grande échelle.

La simulation permet ainsi de comparer les résultats issus du modèle aux observations de terrain et d'évaluer la capacité du modèle à reproduire le comportement réel du système. Elle consiste en une immersion du modèle dans le temps, qui peut être représenté soit de manière continue, où chaque instant correspond à un état du système, soit de manière discrète, avec des pas de temps définis en fonction des processus étudiés. Dans le cas des modèles

continu, la résolution numérique nécessite une discrétisation temporelle adéquate afin d'assurer la stabilité et la précision des calculs.

En hydrogéologie, la simulation est largement utilisée pour analyser le comportement des nappes phréatiques sous différents scénarios, tels que la variation de la recharge, l'intensification des prélèvements ou les effets du changement climatique. Elle permet d'anticiper l'évolution des niveaux piézométriques, d'évaluer les bilans hydriques et d'optimiser la gestion durable des ressources en eau. La durée de simulation conditionne par ailleurs le degré de complexité du modèle, allant de simulations de courte durée à des outils de gestion à long terme intégrés dans les projets de développement (MDBC, 2001).

V. Étapes de la modélisation :

La démarche de modélisation repose sur une succession d'étapes méthodologiques complémentaires, permettant de passer de la réalité physique à une représentation mathématique et numérique du système étudié. Selon Bertrandias (1994) et Dassargues (1995), tout modèle hydrogéologique comporte généralement trois phases fondamentales de construction : le modèle conceptuel, le modèle mathématique et le modèle numérique.

V.1. Modèle conceptuel :

Le modèle conceptuel constitue la première étape de la modélisation. Il consiste à élaborer une représentation simplifiée du système réel à partir d'un ensemble d'hypothèses visant à réduire la complexité du milieu naturel. Cette phase repose sur l'analyse des données disponibles et sur la compréhension du fonctionnement global du système étudié.

Elle inclut notamment la définition de la géométrie du domaine, des conditions aux limites, de la nature et de la distribution des formations géologiques, des phases fluides présentes, ainsi que des mécanismes d'écoulement, de transport et d'échanges. Le modèle conceptuel constitue ainsi la base scientifique sur laquelle repose l'ensemble de la démarche de modélisation.

V.2. Modèle mathématique :

Le modèle mathématique correspond à la traduction formelle du modèle conceptuel sous forme d'équations. À chaque phénomène physique identifié est associé un ensemble d'équations différentielles exprimant les bilans des grandeurs extensives considérées, telles que la masse des fluides ou des composés dissous.

Ces équations incluent les lois de flux, ainsi que les conditions initiales et les conditions aux frontières nécessaires à la résolution du problème. Le modèle mathématique permet ainsi de décrire de manière quantitative le comportement du système hydrogéologique.

V.3. Modèle numérique :

Dans la majorité des cas, la résolution analytique du modèle mathématique n'est pas possible en raison de la complexité du système, liée notamment à l'irrégularité des limites, à l'hétérogénéité du milieu ou à la non-linéarité des processus physiques. Le recours à un modèle numérique devient alors indispensable.

Le modèle numérique repose sur la discrétisation du domaine spatial et temporel, et sur la transformation des équations différentielles aux dérivées partielles en un système d'équations algébriques. La solution est obtenue en des points discrets du domaine, à l'aide de méthodes itératives permettant de traiter les paramètres non linéaires. Cette étape permet de simuler le comportement du système et d'analyser son évolution dans le temps et dans l'espace pour un ensemble donné de paramètres.

Sur le plan pratique, le développement d'un modèle de circulation des eaux souterraines suit plusieurs étapes successives (Kessasra, 2015) (Fig.56) :

- La définition de l'objectif du modèle,
- La collecte et l'analyse des données disponibles,
- L'élaboration du modèle conceptuel,
- La traduction mathématique et numérique du fonctionnement du système,
- Le calage du modèle en régime permanent,
- L'analyse de sensibilité et la validation,
- Puis le calage en régime transitoire et l'exploitation du modèle à travers différents scénarios de gestion des ressources en eau.

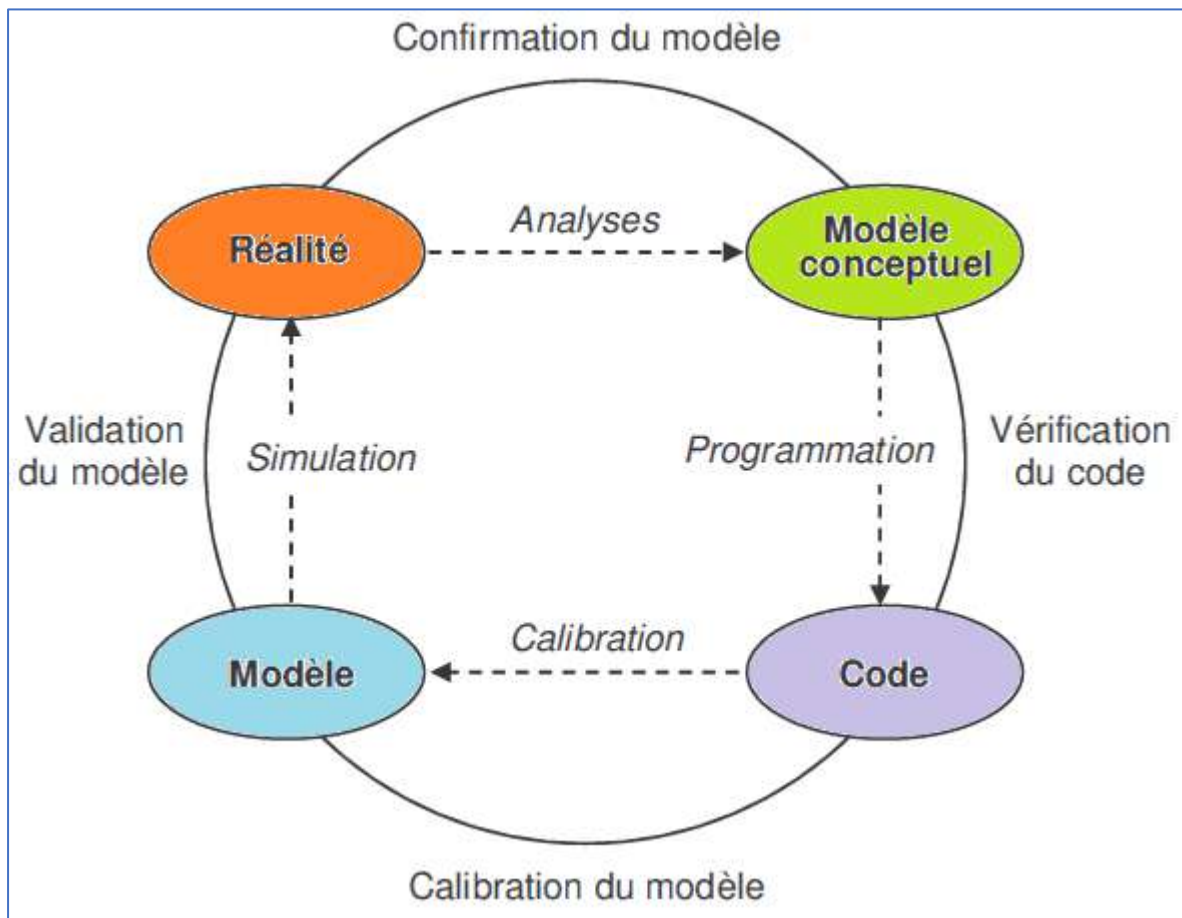


Figure 56: Eléments de la terminologie de la modélisation (Schlesinger et al., 1979)

VI. Formulations mathématiques :

VI.1. Loi De Darcy :

La loi de Darcy constitue le fondement théorique de la modélisation des écoulements en milieu poreux saturé. Elle décrit le mouvement des fluides incompressibles à travers un milieu poreux en établissant une relation linéaire entre la vitesse moyenne d'écoulement et le gradient de la charge hydraulique. Sous sa forme tensorielle générale, cette loi s'écrit :

$$U = -K \cdot \text{grad } h$$

où :

- h : représente la charge hydraulique ou hauteur piézométrique (m),
- K : est le tenseur de perméabilité hydraulique du milieu (m/s),
- U : désigne la vitesse moyenne de Darcy (m/s).

Lorsque le milieu est supposé anisotrope mais que les axes de coordonnées sont choisis suivant les directions principales de perméabilité, le tenseur K se réduit à une forme diagonale. Dans ce cas, l'expression de la loi de Darcy se décompose selon les directions spatiales, donnant les composantes de la vitesse d'écoulement en fonction des gradients de charge hydraulique dans chaque direction, celui-ci s'écrit :

$$K = \begin{bmatrix} K_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & K_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & K_{zz} \end{bmatrix}$$

La relation se décompose de la manière suivante :

$$U_x = -K_{xx} \cdot \partial h / \partial x$$

$$U_y = -K_{yy} \cdot \frac{\partial h}{\partial y}$$

$$U_z = -K_{zz} \cdot \partial h / \partial z$$

Avec :

- U_x , U_y et U_z étant les vitesses moyennes de Darcy.

VI.2. Équation de conservation de la masse :

L'équation de conservation de la masse, également appelée équation de continuité, exprime le principe fondamental de conservation de la matière au sein d'un volume de contrôle fermé. En hydrogéologie, elle décrit l'équilibre entre les flux d'eau entrants et sortants au sein d'un volume élémentaire représentatif (VER), en tenant compte des variations de stockage et des échanges avec le milieu extérieur.

En supposant que la déformation du milieu poreux est négligeable et que la masse volumique de l'eau est constante, l'équation de conservation de la masse s'écrit sous la forme générale suivante :

$$\text{div}(\rho U) + \frac{\partial}{\partial t}(\rho \omega) + \rho q = 0$$

où :

- ρ : Est la masse volumique de l'eau ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$),
- U : Représente la vitesse de filtration selon Darcy ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),
- t : Temps (s),

- ω : Désigne la porosité du milieu, définie comme le rapport entre le volume des vides et le volume total du VER (-),
- q : correspond au débit volumique d'eau prélevé ou apporté par unité de volume (s^{-1}), représentant les sources ou les puits.

Cette équation traduit le fait que toute variation de la masse d'eau stockée dans le milieu poreux résulte soit d'un déséquilibre entre les flux entrants et sortants, soit de la présence de sources ou de puits internes. Elle constitue une relation fondamentale en modélisation hydrogéologique et, lorsqu'elle est combinée à la loi de Darcy, permet d'établir les équations gouvernantes de l'écoulement des eaux souterraines.

VI.3. Équations d'état :

Les équations d'état sont indispensables à l'application conjointe de la loi de Darcy et de l'équation de conservation de la masse. Elles traduisent les variations des paramètres mécaniques du fluide en mouvement et de la matrice rocheuse, tels que la masse volumique, la viscosité ou le volume des pores, en fonction des variations de pression. Ces relations permettent ainsi de prendre en compte les effets de la compressibilité de l'eau et du milieu poreux dans la description des écoulements souterrains (Bonnet, 1978 ; Ledoux, 1986).

- Dans le cas de l'eau, la variation relative de la masse volumique en fonction de la pression interstitielle s'exprime par la relation suivante :

$$\frac{d\rho}{\rho} = \beta \cdot d\rho$$

- Pour la matrice poreuse, la variation relative du volume du milieu est liée à la contrainte effective appliquée au volume élémentaire représentatif (VER). Cette relation s'écrit sous la forme :

$$\frac{d\vartheta}{\vartheta} = -\alpha \cdot d\sigma = \sigma \cdot D\rho$$

Où :

- ρ : La masse volumique de l'eau ($kg \cdot m^{-3}$),
- β : Le coefficient de compressibilité de l'eau (Pa^{-1}),
- α : le coefficient de compressibilité de la matrice poreuse (Pa^{-1}),
- ϑ : Le volume du VER (m^3),
- σ : Représente la contrainte effective exercée sur la matrice rocheuse (Pa).

Ces équations d'état permettent de relier les variations de pression aux variations de stockage du fluide et de déformation du milieu poreux. Elles jouent un rôle fondamental dans l'établissement des équations gouvernantes de l'écoulement des eaux souterraines, en particulier dans le cas des régimes transitoires, où les effets de compressibilité du fluide et du milieu deviennent significatifs.

VI.4. Équation de diffusivité :

Les équations fondamentales régissant l'écoulement de l'eau en milieu poreux, à savoir la loi de Darcy, l'équation de conservation de la masse et les équations d'état, peuvent être combinées afin d'obtenir l'équation générale de diffusivité. Cette équation décrit l'évolution spatio-temporelle de la charge hydraulique dans une nappe phréatique.

Dans le cas d'un milieu poreux saturé et pour une nappe libre, l'équation de diffusivité s'écrit sous la forme générale suivante :

$$\text{div}(k \text{ grad } h) = Ss \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right) + q$$

Où :

- h : la charge hydraulique (m),
- K : le tenseur de conductivité hydraulique ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),
- Ss : le coefficient d'emmagasinement spécifique du milieu poreux (m^{-1}),
- t : le temps (s),
- q : représente un terme source ou puits (s^{-1}).

Le coefficient d'emmagasinement spécifique Ss est défini par la relation :

$$S_s = \rho g (\alpha + \omega \cdot \beta)$$

où :

- ρ : La masse volumique de l'eau ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$),
- g : L'accélération de la pesanteur ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$),
- α : Le coefficient de compressibilité de la matrice poreuse (Pa^{-1}),
- ω : La porosité du milieu (—),
- β : Le coefficient de compressibilité de l'eau (Pa^{-1}).

Dans le cas d'un écoulement bidimensionnel horizontal et après intégration et linéarisation, l'équation de diffusivité pour une nappe libre peut s'exprimer sous la forme suivante :

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} = \frac{S}{T} + \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{Q}{T}$$

Où :

- T : la transmissivité de l'aquifère ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$),
- S : le coefficient d'emmagasinement de la nappe (—).

Cette équation constitue la base théorique de la modélisation numérique des écoulements souterrains, notamment pour l'étude des régimes transitoires, et est largement utilisée dans les codes de calcul hydrogéologique.

VI.5. Résolution par les différences finies :

VI.5.1. Résolution par les différences finies :

La méthode des différences finies est une technique numérique largement utilisée pour la résolution des équations différentielles gouvernant l'écoulement des eaux souterraines. Elle consiste à discrétiser le domaine à modéliser en un ensemble de mailles élémentaires, généralement carrées ou rectangulaires, et à approximer la charge hydraulique par une valeur moyenne affectée au centre de chaque maille.

Chaque maille est caractérisée par un ensemble de paramètres hydrodynamiques supposés constants à l'intérieur de celle-ci, ce qui permet de transformer l'équation de diffusivité continue en un système d'équations algébriques ou différentielles reliant les charges hydrauliques aux centres des mailles voisines.

VI.5.2. Paramètres définis sur chaque maille :

Pour chaque maille i , les paramètres suivants sont définis :

- T_i : transmissivité de l'aquifère (ou perméabilité équivalente K_i) ;
- S_i : coefficient d'emmagasinement de la maille ;
- Q_i : débit total algébrique appliqué à la maille (pompage ou recharge).

VI.5.3. Principe de continuité des flux :

En appliquant le principe de conservation de la masse à une maille élémentaire i , le bilan des flux s'écrit comme suit :

$$Q_n + Q_s + Q_e + Q_w = Q_i + Q_{emi}$$

où :

- $Q_n ; Q_s ; Q_e ; Q_w$: représentent respectivement les flux entrants ou sortants par les faces Nord, Sud, Est et Ouest de la maille,
- Q_i : Le débit imposé à la maille (source ou puits),
- Q_{emi} : Le débit emmagasiné dans la maille i .

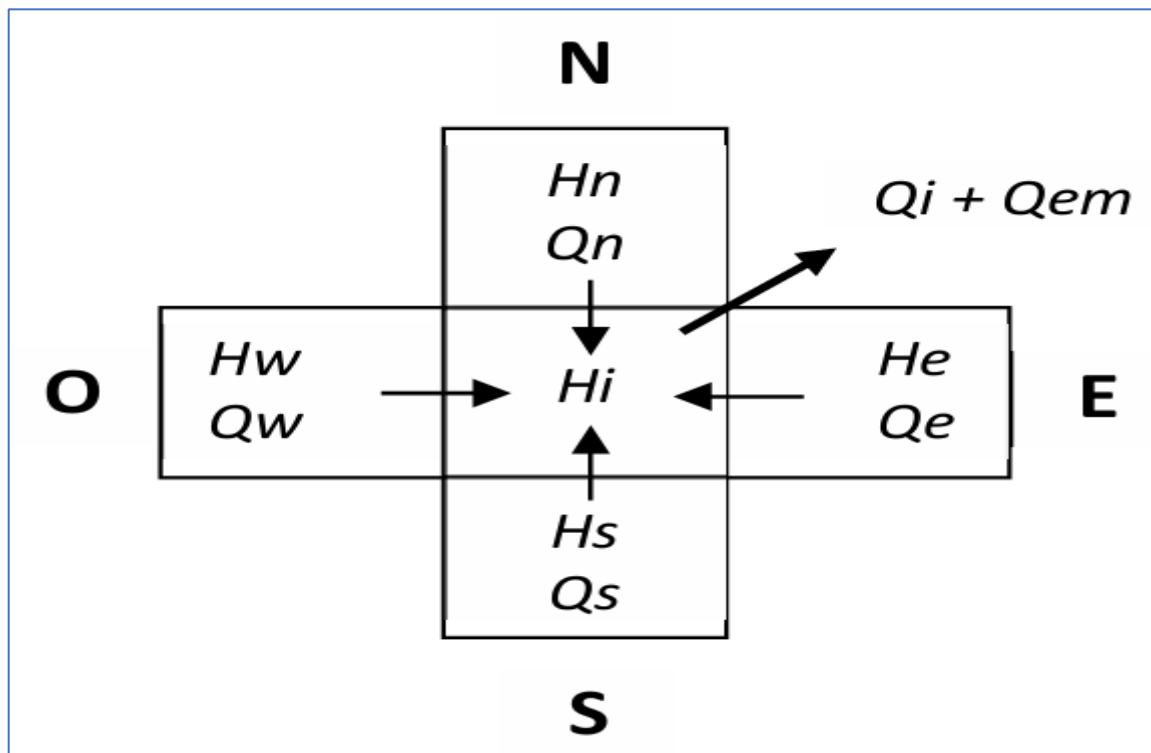


Figure 57: Bilan des flux sur une maille. (in Mouna DJELLALI 2024).

VI.5.4. Expression des flux par la loi de Darcy :

Chaque composante du flux est exprimée à partir de la loi de Darcy, reliant le débit à la transmissivité et au gradient hydraulique. Par exemple, pour la direction Nord :

$$Q_n = T_n (H_n - H_i)$$

Avec :

- T_n : Transmissivité entre la maille i et la maille voisine Nord,
- H_i et H_n : charges hydrauliques respectivement aux centres des mailles i et n.

Des expressions similaires sont établies pour les directions Sud, Est et Ouest.

VI.5.5. Débit emmagasiné dans la maille :

Le débit emmagasiné est déduit de l'équation d'état et s'écrit :

$$Q_{emi} = a^2 \cdot S_i \left(\frac{dH_i}{dt} \right) dt$$

Où :

- a : le pas spatial de la maille,
- S_i : le coefficient d'emmagasinement de la maille i,
- H_i : La charge hydraulique au centre de la maille,
- t : Représente le temps.

VI.5.6. Équation finale aux différences finies :

En combinant l'ensemble des expressions précédentes, l'équation gouvernante appliquée à la maille i s'écrit :

$$T_n(H_n - H_i) + T_s(H_s - H_i) + T_e(H_e - H_i) + T_w(H_w - H_i) = Q_i + a^2 \cdot S_i \left(\frac{dH_i}{dt} \right)$$

L'application de cette relation à toutes les mailles du domaine conduit à un système différentiel linéaire du premier ordre comportant n équations à n inconnues $H_i(t)$.

VI.5.7. Écriture matricielle du système :

Pour simplifier la résolution numérique, le système peut être exprimé sous forme matricielle :

$$[T] \cdot H = Q + a^2[S] \left(\frac{dh}{dt} \right)$$

Où :

- $[T]$: La matrice de transmissivité,
- $[S]$: La matrice d'emmagasinement,

- H : Le vecteur des charges hydrauliques inconnues,
- Q : Le vecteur des débits imposés.

VII. Conditions initiales et conditions aux limites :

VII.1. Conditions initiales :

Les conditions initiales correspondent à l'état du système hydrogéologique au début de la simulation. Elles sont définies par la répartition spatiale de la charge hydraulique h connue en tout point du domaine modélisé à un instant de référence, généralement fixé à $t = 0$.

Ces conditions constituent le point de départ du calcul numérique et jouent un rôle essentiel dans la simulation des écoulements transitoires, car elles influencent directement l'évolution temporelle des charges hydrauliques au sein de l'aquifère. Les valeurs initiales de la charge peuvent être obtenues à partir de mesures piézométriques de terrain ou issues d'un régime permanent préalablement simulé.

VII.2. Conditions aux limites :

Les conditions aux limites décrivent les modalités d'échange de flux d'eau ou de matière entre le domaine modélisé et le milieu extérieur.

Leur définition est une étape essentielle dans la résolution de l'équation de diffusivité, car elles traduisent les interactions physiques entre l'aquifère et son environnement naturel ou anthropique.

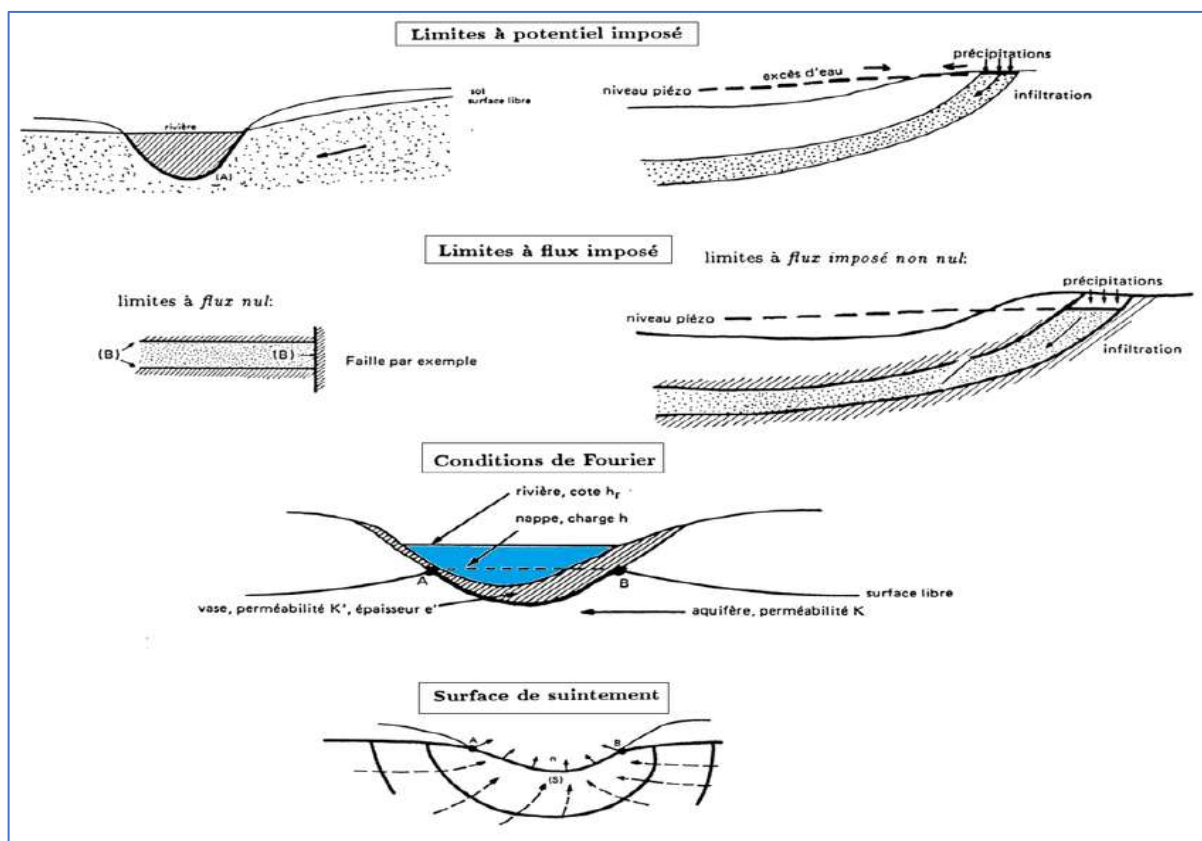


Figure 58: Différentes conditions aux limites d'une nappe aquifère (De Marsile, 2004)

On distingue généralement quatre types principaux de conditions aux limites en modélisation hydrogéologique.

VII.2.1. Limite à potentiel imposé (condition de Dirichlet) :

Dans ce cas, la charge hydraulique est fixée le long de la limite considérée et demeure indépendante du régime d'écoulement de la nappe.

Cette condition est typiquement rencontrée lorsque l'aquifère est en contact avec un plan d'eau libre tel qu'une mer, un lac ou un cours d'eau, où le niveau piézométrique est connu et constant.

VII.2.2. Limite à flux imposé (condition de Neumann) :

Les conditions de Neumann correspondent à l'imposition d'un débit par unité de surface le long de la limite.

Ce flux peut être nul, notamment dans le cas du contact de l'aquifère avec une formation imperméable, ou non nul, lorsqu'il représente des échanges liés aux limites du domaine, à des apports latéraux ou à des ouvrages de captage tels que les forages et les drains.

VII.2.3. Condition de Fourier (ou condition mixte) :

Cette condition représente une situation intermédiaire où le flux échangé dépend de la différence de charge hydraulique entre l'aquifère et un milieu extérieur.

Elle est fréquemment utilisée pour modéliser les échanges entre une nappe libre et un cours d'eau dont le fond est colmaté, pouvant jouer un rôle de drainage ou d'alimentation selon le gradient hydraulique.

VII.2.4. Conditions de surface libre (Surface de suintement) :

La surface libre d'une nappe phréatique est définie par deux conditions fondamentales : une condition de potentiel et une condition de flux.

A. Condition de potentiel :

À la surface libre, la pression interstitielle de l'eau est égale à la pression atmosphérique. En termes de charge hydraulique, cette condition s'exprime par :

$$Z = h$$

où :

- Z : la charge hydraulique (m)
- h : l'altitude de la surface libre (m).

B. Condition de flux :

La condition de flux dépend de l'existence ou non d'échanges d'eau à travers la surface libre :

- En l'absence d'alimentation ou de drainage (pas d'infiltration, ni évaporation), le flux est nul et s'écrit :

$$\frac{\partial h}{\partial n} = 0$$

- En présence d'un flux à travers la surface libre (alimentation par infiltration, évaporation ou évapotranspiration), la condition de flux devient :

$$\frac{\partial h}{\partial n} = a$$

Où :

- n : la normale orientée vers l'extérieur du domaine,
- a : représente le flux traversant la surface libre (positif en cas d'alimentation, négatif en cas de drainage ou d'évaporation).

Ces conditions sont essentielles pour la modélisation des nappes libres, car elles permettent de représenter correctement les échanges entre l'aquifère et l'atmosphère, ainsi que l'évolution spatio-temporelle de la surface piézométrique.

VIII. Les étapes de l'élaboration du modèle :

VIII.1. Introduction des données :

Une fois définies les conditions initiales et les conditions aux limites, et après avoir discrétisé le domaine d'étude en un certain nombre de mailles, les données physiques propres à chaque maille sont introduites. Ces données comprennent notamment la cote piézométrique de référence, la géométrie de l'aquifère (y compris la cote du toit du substratum), ainsi que les paramètres hydrodynamiques tels que la transmissivité (T), la conductivité hydraulique (K) et le coefficient de stockage (S). Les paramètres climatiques, tels que la recharge effective, sont également intégrés au modèle pour représenter les interactions entre le système aquifère et les apports externes.

VIII.2. Calage du modèle :

Le calage constitue une étape essentielle visant à ajuster les paramètres du modèle afin de reproduire le comportement réel du système aquifère. Cette phase quantitative consiste à minimiser l'écart entre les résultats simulés par le modèle et les observations du terrain, ce qui permet d'affiner les valeurs des paramètres et d'assurer la fiabilité des simulations futures.

VIII.3. Exploitation du modèle :

L'étape finale d'exploitation permet d'utiliser le modèle pour prévoir la réponse du système aquifère à différents scénarios, tels que l'exploitation, les périodes de sécheresse ou la recharge artificielle. Elle peut également servir à simuler la propagation de polluants dans la nappe, offrant ainsi un outil de gestion et de planification hydrogéologique.

IX. Élaboration du modèle numérique de l'aquifère de la plaine de Tébessa :

IX.1. Introduction :

La modélisation des écoulements souterrains constitue aujourd'hui un outil dynamique et performant pour la compréhension et la gestion des ressources en eau. Elle permet d'analyser le comportement des systèmes aquifères et d'anticiper leur évolution sous différentes

conditions naturelles ou anthropiques. Grâce aux progrès des outils numériques, les gestionnaires des eaux souterraines disposent désormais de moyens efficaces pour appuyer la prise de décision et optimiser l'exploitation des aquifères (Kumar & Singh, 2016 ; Glass et al., 2018 ; Qin, 2021).

L'analyse du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère repose sur l'élaboration préalable d'un modèle conceptuel, capable de représenter les principaux processus d'écoulement en régime permanent et en régime transitoire. Ce modèle constitue la base du développement du modèle mathématique et du modèle numérique, permettant de simuler de manière prévisionnelle l'évolution du système en fonction de différents scénarios d'aménagement, notamment dans le cadre de la recharge gérée des aquifères.

Dans ce contexte, un modèle numérique d'écoulement des eaux souterraines en régime transitoire a été développé à l'aide du logiciel Visual MODFLOW Flex (Samanta et al., 2020), afin d'étudier le fonctionnement du système aquifère et d'évaluer les impacts de différentes hypothèses de gestion sur son comportement hydrodynamique.

IX.2. Logiciel de modélisation :

La géométrie de l'aquifère étudié ainsi que les données disponibles ont permis d'utiliser le logiciel Visual MODFLOW Flex v9.0, développé par Waterloo Hydrogeologic, pour la simulation des écoulements souterrains.

Visual MODFLOW (VMOD) Flex est un outil de modélisation tridimensionnelle qui permet de représenter à la fois l'écoulement des eaux souterraines et le transport des contaminants. Il exploite des données SIG pour construire des modèles conceptuels et numériques, et offre la possibilité de simuler des systèmes à l'échelle régionale ou locale, avec un support pour MODFLOW-LGR (Local Grid Refinement). L'environnement du logiciel fournit des vues simultanées en 2D et en 3D, facilitant l'analyse et l'interprétation des résultats (Waterloo Hydrogeologic, 2019).

Le logiciel repose sur des bases physiques déterministes et permet de simuler des écoulements laminaires monophasiques tridimensionnels dans des systèmes multicouches. Il résout l'équation de diffusion aux dérivées partielles de l'écoulement souterrain en milieu poreux, combinant la loi de Darcy et l'équation de continuité, à l'aide de la méthode des différences finies.

Ce modèle offre la possibilité d'estimer les ressources en eau existantes et de prévoir leur évolution future en fonction de différents scénarios, permettant ainsi d'élaborer des stratégies de gestion durable des ressources hydriques avec un minimum de risques de défaillance.

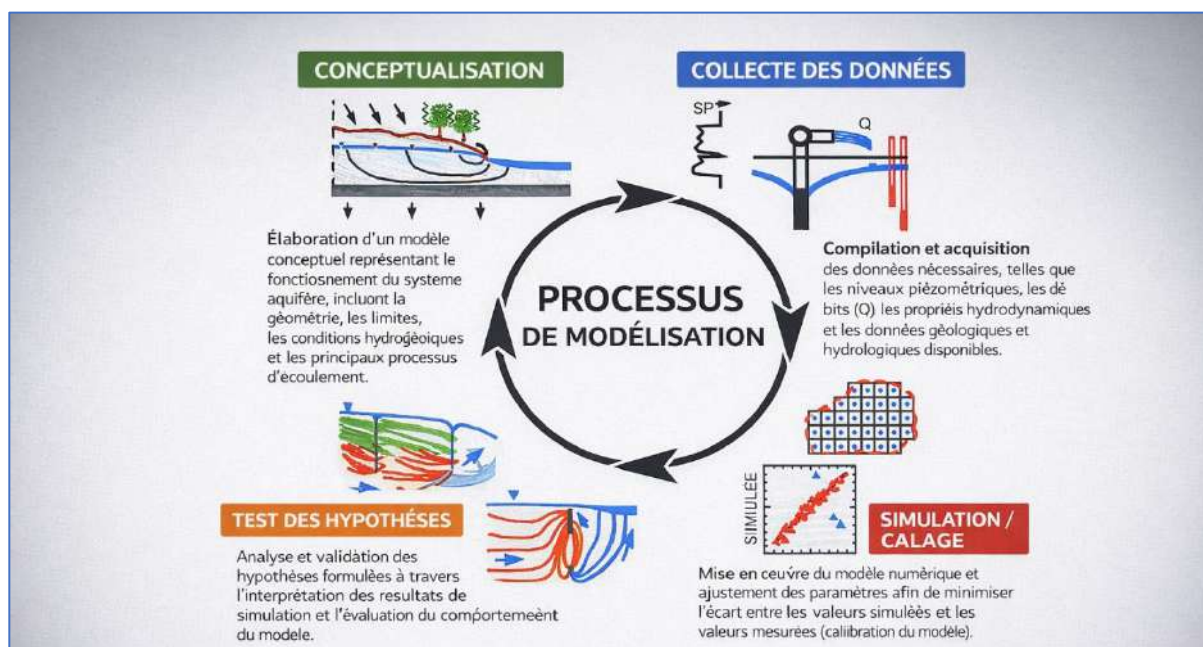


Figure 59: Processus circulaire de modélisation. On commence par développer un modèle conceptuel et compiler les données existantes relatives à l'aquifère. Ensuite, des données supplémentaires sont collectées ou intégrées si nécessaire pour le problème étudié. Une approche de modélisation et une stratégie de calibration sont alors définies, suivies du test des hypothèses. Si le modèle est jugé adéquat ou confirme la validité du modèle conceptuel, aucune étude supplémentaire n'est requise. Dans le cas contraire, et si des moyens sont disponibles, le modèle conceptuel est révisé, de nouvelles données sont collectées et intégrées dans un modèle plus complexe, puis recalibré afin de tester de nouvelles hypothèses. (D'après Kuniansky et al, 2022). (Modifié par Asma. N 2026)

IX.2.1. Fonctionnalités principales :

- Modélisation tridimensionnelle : Permet de représenter de manière réaliste la distribution des écoulements dans les aquifères.
- Gestion des propriétés hydrogéologiques : Définition de la conductivité hydraulique, de la capacité de stockage et d'autres paramètres du sous-sol.
- Simulation des conditions aux limites : Inclut les écoulements entrants et sortants, les pompes et les barrages.

IX.2.2. Utilisation de MODFLOW dans notre étude :

Dans le cadre de l'étude sur la recharge artificielle des barrages, MODFLOW a été utilisé pour modéliser les écoulements souterrains dans la plaine de Tébessa, en se basant sur les données hydrogéologiques et les propriétés du sous-sol afin de simuler différents scénarios de recharge.

IX.2.3. Méthodologie :

- Collecte des données hydrogéologiques : Informations sur la géologie, l'hydrologie et les propriétés du sous-sol.
- Préparation du modèle : Construction d'un modèle tridimensionnel avec définition des propriétés hydrogéologiques et des limites du bassin.
- Simulation des écoulements : Exécution du modèle pour simuler les écoulements selon les conditions climatiques et les scénarios de recharge.

IX.2.4. Limitations et considérations :

- Simplification du modèle : Les modèles peuvent ne pas refléter tous les processus réels dans l'aquifère.
- Sensibilité aux paramètres : Les résultats peuvent être fortement influencés par la conductivité hydraulique et la capacité de stockage.

IX.3. Discretisation du domaine :

Le domaine aquifère a été discrétisé en une grille régulière composée de 79 lignes et 69 colonnes (79x69), avec des mailles carrées de 500 m de côté. Le modèle comprend 1879 mailles actives, représentant une superficie totale d'environ 469,79 km². (Fig.60)

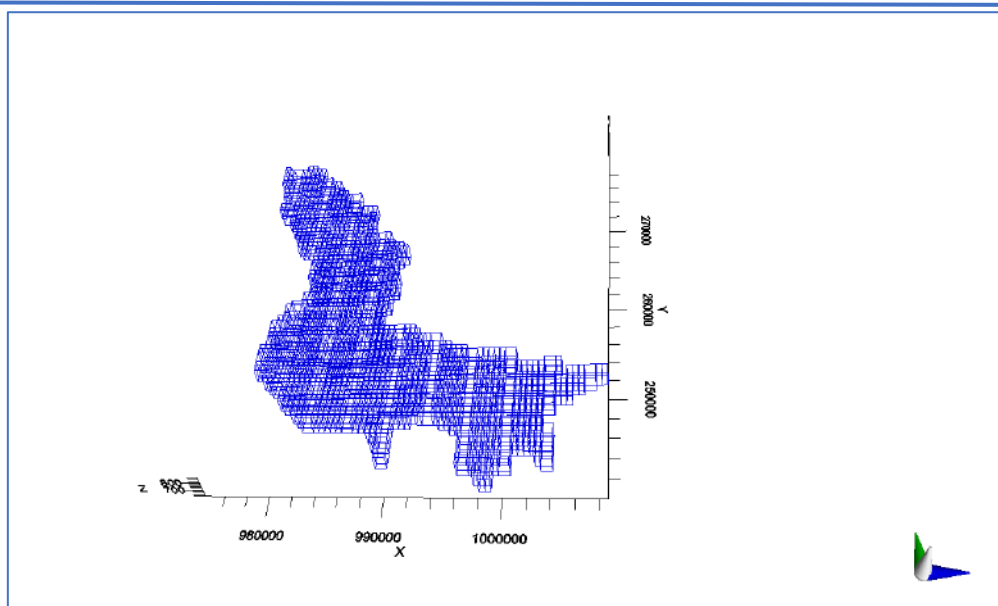


Figure 60: Discretisation tridimensionnelle (3D) du domaine d'étude

Le toit de cette couche correspond à la surface topographique (figure 61), sur laquelle s'appliquent les infiltrations directes des précipitations.

La limite inférieure est représentée par le sommet de la couche imperméable (figure 62).

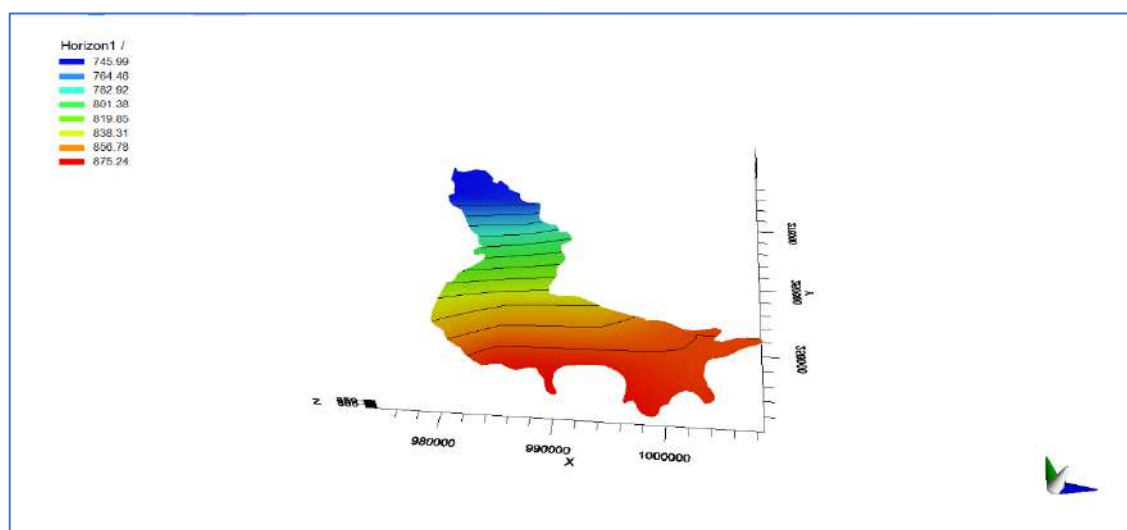


Figure 61: Représentation 3D de la surface topographique (Le toit) et zone d'infiltration.

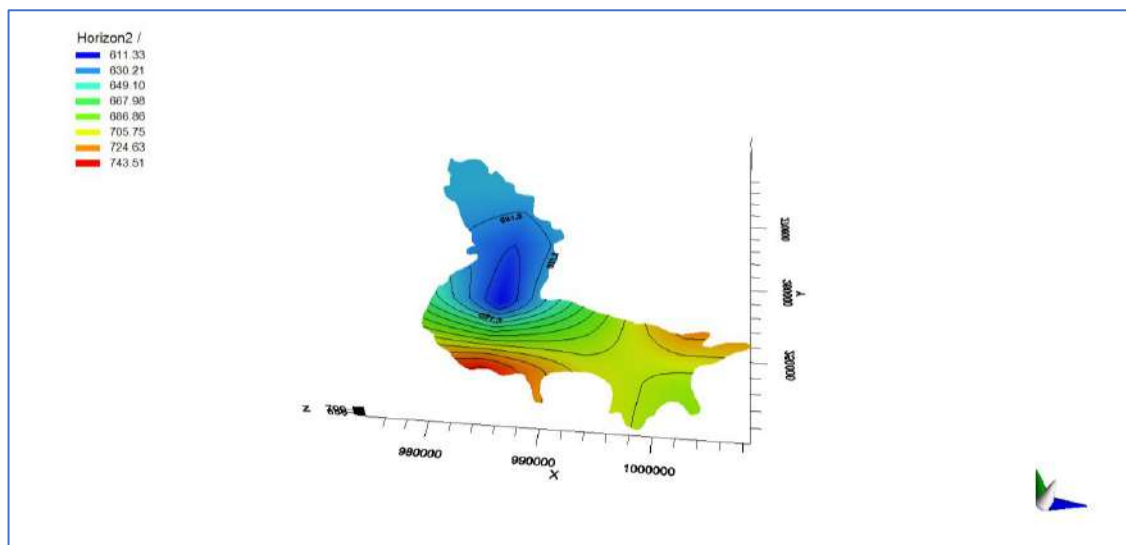


Figure 62: Représentation 3D du sommet de la couche imperméable (Mur).

IX.3.1. Données prises en compte :

Les données utilisées dans cette étude concernent principalement :

- La piézométrie du mois de mai 2009 (période des basses eaux), considérée comme état de référence pour le calage du modèle en régime permanent, puis en régime transitoire.
- La moyenne annuelle des précipitations enregistrées à la station de Tébessa, sur une période de vingt ans (2009–2025), estimée à environ 352,6 mm/an.
- La recharge efficace, évaluée à partir de la méthode de Thornthwaite, est estimée à environ 18 mm/an.
- Les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère, notamment la conductivité hydraulique, le stockage spécifique, le rendement spécifique ainsi que la porosité totale, ont été initialement issus de la littérature. Ces paramètres ont ensuite été ajustés lors de la phase de calibration du modèle (tableau 22)

Tableau 22: Paramètres hydrauliques de la couche aquifère (in Deria t 2009).

Couche	Conductivité hydraulique (kx) (m/s)	Conductivité Hydraulique (kz) (m/s)	Stockage Spécifique (Ss) (m^{-1})	Rendement Spécifique (Sy)	Porosité totale (%)
1	1×10^{-4}	1×10^{-5}	6.9×10^{-5}	0.14	20

Flow type: Saturated (Constant Density)

Simulation type: Groundwater Flow

Available Flow Engines:

- USGS MODFLOW 2005 from WH
- USGS MODFLOW 2005 from WH
- MODFLOW-6
- USGS MODFLOW - LGR from WH
- MODFLOW-NWT
- MODFLOW-SURFACT from HGL
- USGS MODFLOW-USG from WH
- MODPATH
- mod-PATH3DU from SSPA
- Zone Budget

Start Date: Thursday, January 1, 2009

The Start Date corresponds to time = 0 in your numerical model. This value cannot be changed once it has been set.

Default Project Property Settings:

- Conductivity: Kx (m/s) 0.0001, Ky (m/s) 0.0001, Kz (m/s) 1E-05
- Initial Heads: Initial Heads (m) 855
- Storage: Effective Porosity 0.14, Ss (1/m) 6.9E-05, Sy 0.14, Total Porosity 0.2

Total Porosity: Total Porosity

Species Parameters: Model Parameters

Name	Description	Mobile	InitialConcentration (mg/L)	MDCOEFF (m ² /day)
Conc001	Conc001	0	0	0

Figure 63: Paramétrage des propriétés hydrodynamiques et des conditions initiales dans le modèle MODFLOW.

Tableau 23 différentes données utilisées pour l'élaboration du modèle

Les entrées	DESCRIPTION	SOURCE
Géométrie DU MODÈLE		
Top de couche	DEM et enquêt topographique	Carte topographique
Sol	Carte Piézométrique	Etude hydrogéologique . (Drias.T ,2013)
Bottom (bas de couche	Carte Iso- profondeur	Prospection électrique
Puit	Puits de pompage et d'observation	Drias.T ,2013 Djebassi, T. 2021
PROPRIÉTÉS		
Conductivité (Kx, Ky, Kz)	Essais de pompage (données hydrogéologiques)	Drias.T ,2013
Initiale Head		
Stockage		
CONDITIONS AUX LIMITES		
Piézométrie constante	Espace alimentation partie crépinée	Carte Topographique
Évapotranspiration	Evapotranspiration (mm/an), profondeur d'extraction (mm)	Données climatiques ; site Infoclimat.fr
Rivière	Etages, lit, profondeur, épaisseur et conductivité	Investigation par satellite et sur le terrain

- Les conditions aux limites du modèle sont définies à partir de la carte piézométrique. Les limites latérales du modèle coïncident avec celles du bassin de Tébessa. Les bordures de l'aquifère sont représentées par des conditions de type General Head Boundary (GHB), permettant de simuler les échanges hydrauliques avec les formations adjacentes.

- Toutes les cellules situées à l'intérieur de l'aquifère sont considérées comme actives, tandis que celles situées à l'extérieur sont inactives (No Flow), représentant les formations montagneuses qui entourent la zone d'étude.

- L'analyse du gradient hydraulique et du sens d'écoulement montre que les flux souterrains entrent principalement par les frontières est et sud-est, traduisant une alimentation latérale de l'aquifère dans ces secteurs. En revanche, la limite nord correspond à une zone de décharge, caractérisée par des flux sortants. Les autres limites du modèle, en particulier celles associées aux reliefs montagneux, sont considérées comme des limites imperméables de type non-écoulement.

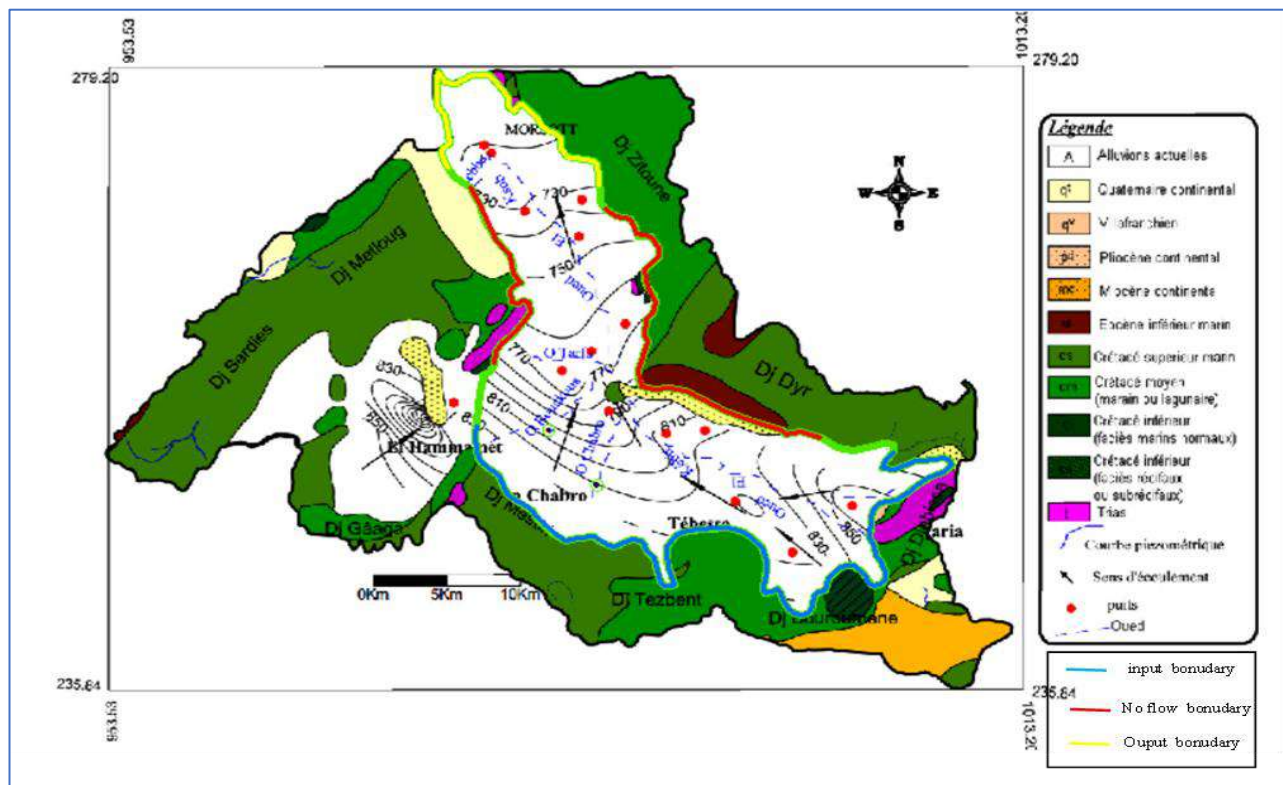


Figure 64: Condition aux limites du modèle. (in Drias.T ,2013 et Modifié par Asma. N 2026)

- Les perméabilités réparties dans la zone d'étude (Fig.65)

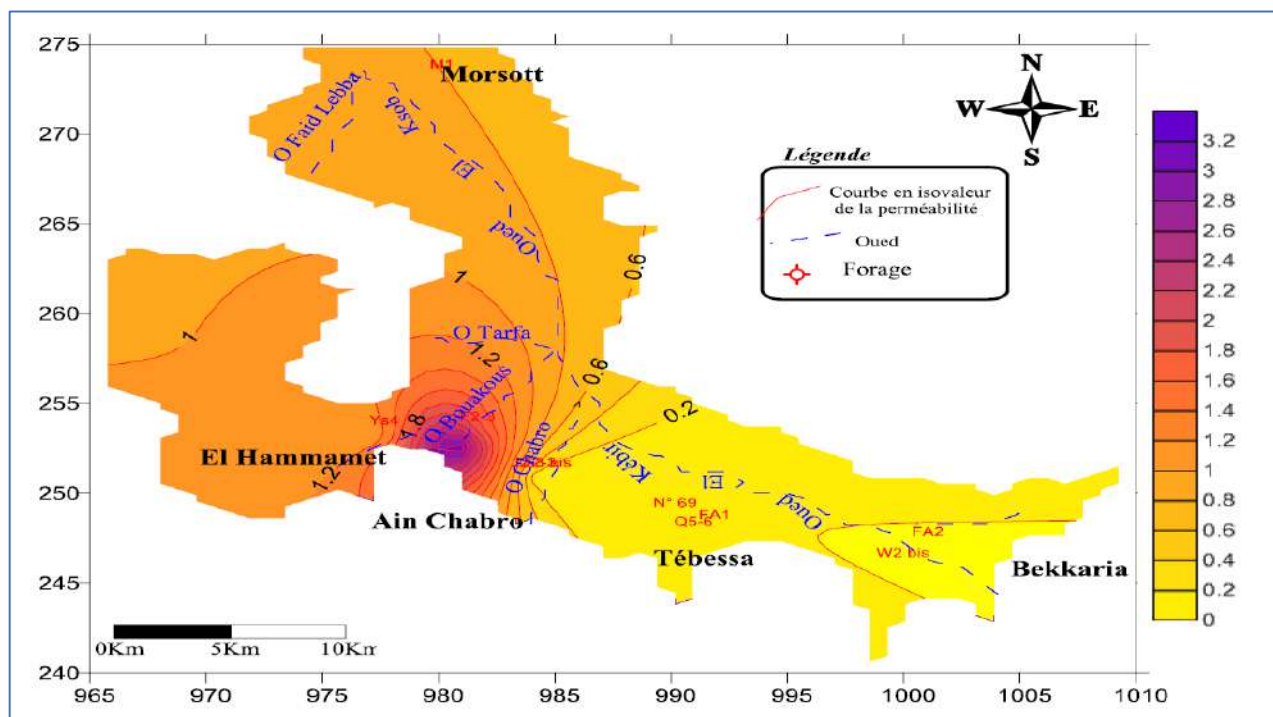


Figure 65: Carte krigée de la perméabilité (10-4 m/s). Nappe alluviale de Tébessa-Morisot. (in Drias.T, 2013).

IX.3.2. Calage du modèle :

IX.3.2.1. Calage du modèle en régime permanent :

Le calage du modèle constitue une étape fondamentale de la modélisation hydrogéologique. Il permet d'ajuster les paramètres hydrodynamiques afin de reproduire le plus fidèlement possible le comportement réel de l'aquifère. Cette étape vise à assurer la cohérence entre les résultats simulés et les données de terrain avant l'application du modèle en régime permanent.

IX.3.2.2. Calage du modèle en régime permanent :

La carte piézométrique obtenue à partir du modèle en régime permanent met en évidence une distribution spatiale cohérente des charges hydrauliques au sein de la zone d'étude.

On observe un gradient hydraulique global orienté des zones à fortes charges, localisées à l'est et au sud-est, vers les zones à faibles charges situées au nord, traduisant ainsi le sens général d'écoulement des eaux souterraines.

Les valeurs élevées des charges hydrauliques correspondent aux zones d'alimentation de la nappe, tandis que les valeurs plus faibles sont associées aux zones de décharge, ce qui est conforme au fonctionnement hydrogéologique attendu du système aquifère.

Par ailleurs, la continuité des courbes piézométriques ainsi que la régularité de leur espacement traduisent une bonne représentation du champ d'écoulement par le modèle numérique.

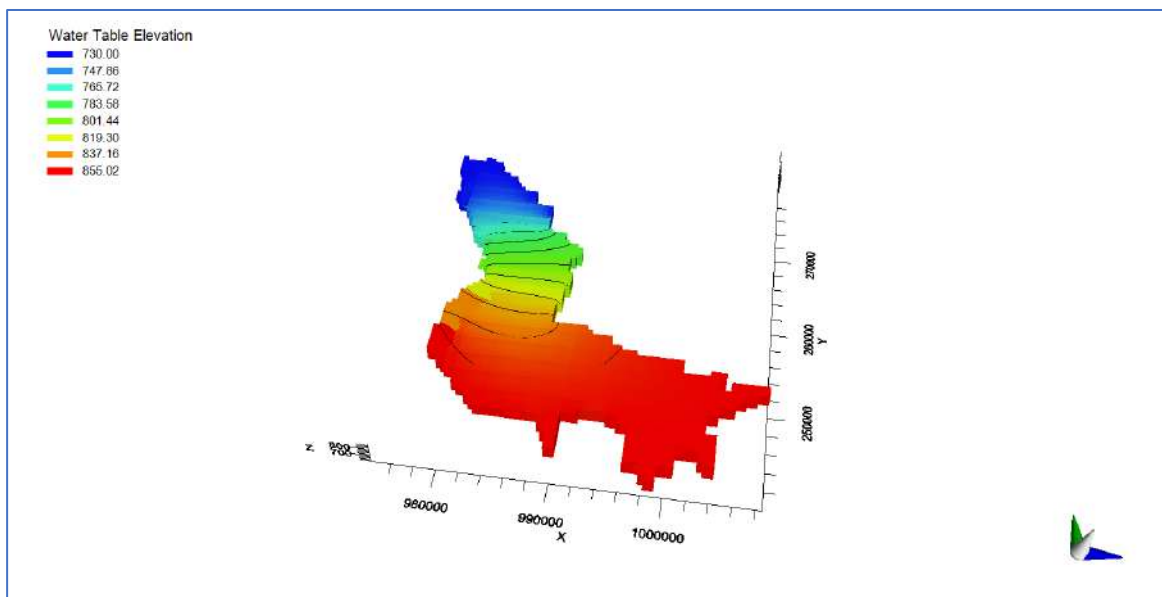


Figure 66 : reconstitution de l'état piézométrique d'après le modèle en régime permanent.

L'ensemble de ces résultats confirme la validité du calage en régime permanent et la capacité du modèle à reproduire de manière réaliste le comportement hydrodynamique de la nappe.

Le calage du modèle en régime permanent a été évalué à l'aide du diagramme de corrélation entre les charges observées (Obs) et calculées (Calc)

Les résultats montrent une bonne concordance globale entre les valeurs simulées et mesurées, avec une répartition des points proche de la droite d'égalité (Calc = Obs), indiquant une calibration satisfaisante du modèle.

Les indicateurs statistiques confirment cette qualité de calage :

- Une erreur résiduelle minimale très faible (≈ 0.06 m),
- Une erreur moyenne de l'ordre de 3.32 m,
- Une erreur quadratique moyenne (RMS) d'environ 4.43 m,

Et un coefficient de corrélation proche de 1, traduisant une excellente relation entre les données observées et simulées.

Cependant, certaines déviations ponctuelles sont observées, avec un résidu maximal atteignant environ 9.71 m, ce qui peut être attribué à des hétérogénéités locales du milieu ou à des incertitudes dans les données de terrain.

Globalement, ces résultats indiquent que le modèle est bien calibré en régime permanent et peut être utilisé de manière fiable pour les simulations hydrogéologiques.

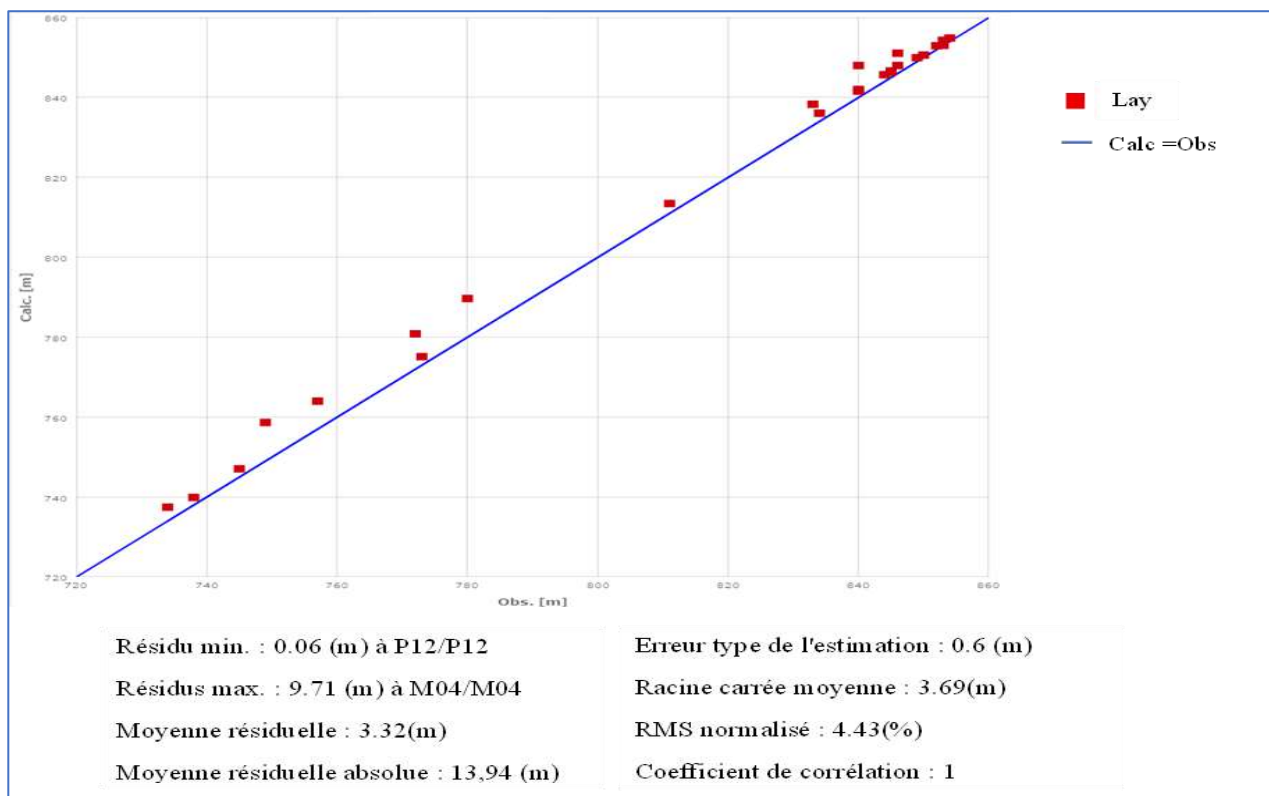


Figure 67 : calage du modèle.

■ 1^{er} Scénario :

Ce scénario simule l'évolution du niveau piézométrique sur la période 2021–2031, correspondant à une exploitation à long terme de l'aquifère. Il suppose une augmentation progressive du pompage, liée à l'accroissement du nombre de puits d'exploitation au cours du temps. Ainsi, les débits de pompage sont considérés comme doublés à l'horizon 2031 par rapport à la situation initiale. Par ailleurs, la recharge est supposée nulle.

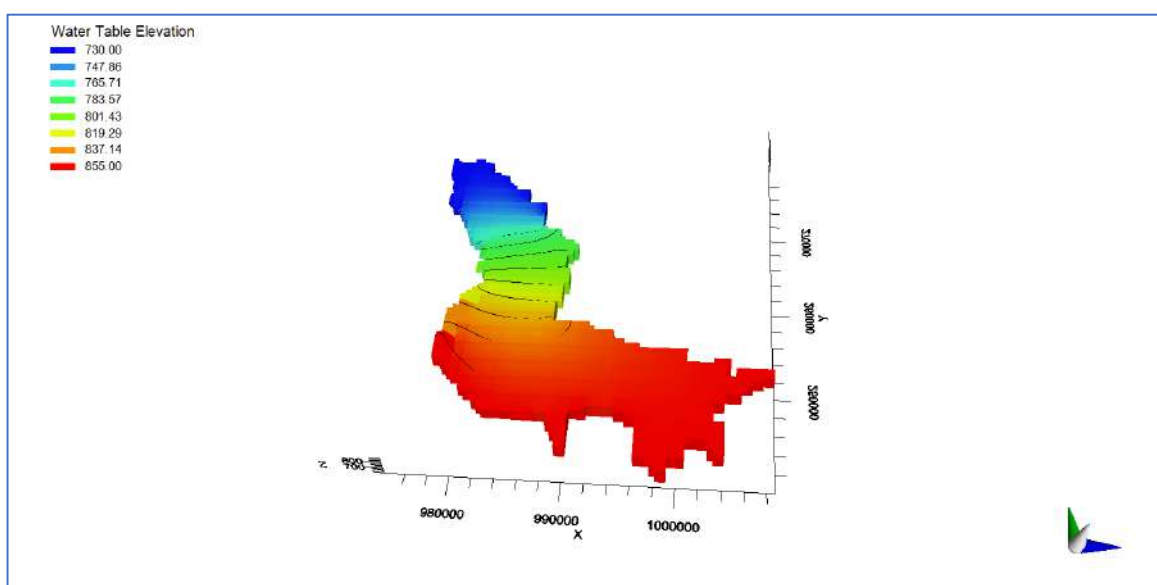


Figure 68 : Simulation du scénario 1 de surexploitation de l'aquifère (2021–2031) avec augmentation du pompage et absence de recharge .

2^{ème} Scénario :

Dans ce scénario, le pompage est supposé nul sur la période 2021–2031 afin d'évaluer la capacité de recharge naturelle de la nappe. La recharge est assurée uniquement par l'infiltration effective des précipitations, estimée à une moyenne de 36 mm/an, calculée selon la méthode de Thornthwaite. Ce scénario permet d'analyser la dynamique de récupération du niveau piézométrique en absence d'exploitation.

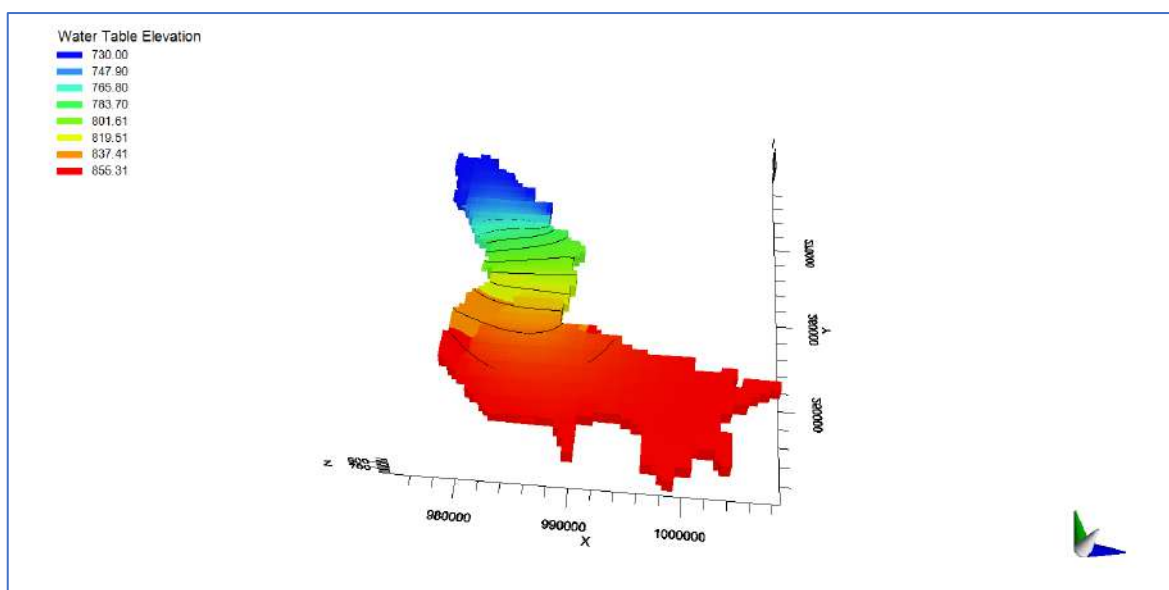


Figure 69 : simulation du scénario 2, évolution du niveau piézométrique en absence de pompage (2021–2031)

■ 3^{ème} Scénario : Mise en place d'un lac de recharge artificielle

La simulation de la recharge artificielle de l'aquifère de la plaine de Tébessa a été réalisée en régime transitoire sur une période allant de 2009 à 2031. En raison du caractère alluvionnaire des oueds de la région et de la disponibilité des eaux de crue, la technique du lac de recharge artificielle a été retenue comme solution d'alimentation de la nappe souterraine.

Deux sites potentiels ont été proposés au niveau des oueds Chabro et Bouakous, où les formations alluvionnaires présentent une bonne perméabilité favorisant l'infiltration des eaux vers l'aquifère. Le dispositif simulé consiste en un lac artificiel permettant le stockage temporaire des eaux de surface et leur infiltration progressive dans la nappe.

Dans ce scénario, trois superficies du lac ont été testées : 0,5 km², 1 km² et 2 km², afin d'évaluer l'influence de la surface d'infiltration sur les niveaux piézométriques. Les résultats obtenus montrent une augmentation des valeurs du Head, particulièrement dans la partie nord de la zone d'étude ainsi que dans les zones basses situées à proximité des sites de recharge, traduisant l'effet de l'infiltration artificielle sur la recharge de la nappe souterraine.

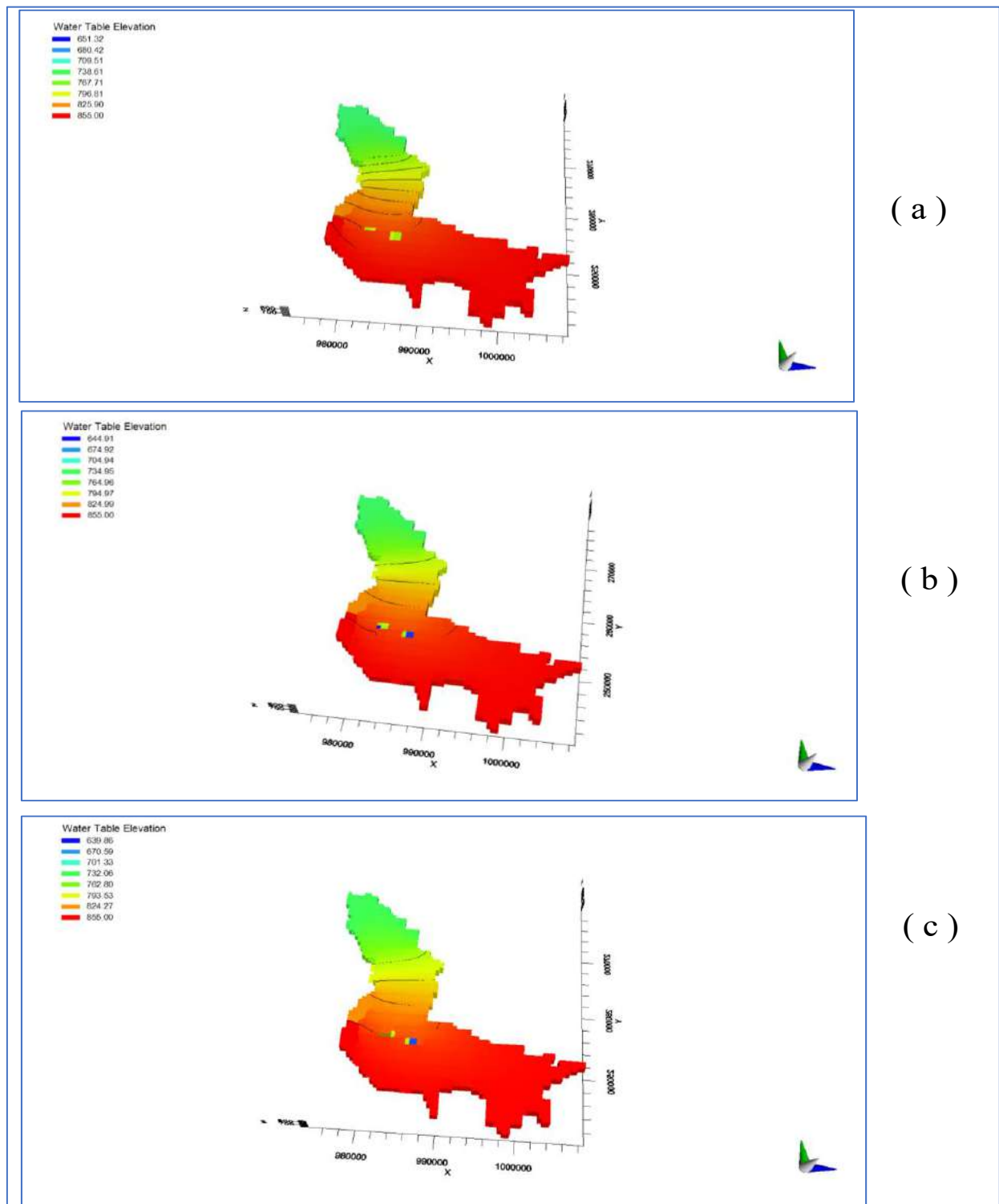


Figure 70 : Effet de la recharge artificielle selon trois scénarios de superficie du lac de recharge dans les deux sites proposés : (a) 0,5 km², (b) 1 km² et (c) 2 km².

XII. Résultats et discussion :

Les simulations réalisées à l'aide du modèle numérique montrent une évolution significative du niveau piézométrique de l'aquifère selon les conditions d'exploitation et de recharge appliquées.

- ***Analyse du scénario 1*** : Surexploitation avec augmentation du pompage et absence de recharge (Figure 68)

La figure 68 présente l'évolution du niveau piézométrique de l'aquifère durant la période 2021–2031 dans un contexte de surexploitation marqué par une augmentation des débits de pompage et l'absence de recharge artificielle. Les résultats obtenus montrent une baisse progressive et généralisée du niveau piézométrique, particulièrement dans les zones fortement exploitées.

Cette diminution est principalement liée au déséquilibre créé entre les sorties et les entrées d'eau souterraine. En effet, l'intensification du pompage entraîne un rabattement important de la surface piézométrique, visible par le resserrement des courbes isopièzes et l'extension des zones de faibles charges hydrauliques. Les secteurs situés à proximité des ouvrages de captage présentent les gradients hydrauliques les plus élevés, traduisant une forte sollicitation de l'aquifère.

À long terme, cette situation peut provoquer une diminution progressive des réserves exploitables de la nappe, une augmentation des coûts de pompage ainsi qu'un risque de tarissement de certains forages. Ce scénario met ainsi en évidence les effets négatifs d'une exploitation excessive des eaux souterraines en absence de mesures compensatoires de recharge, et souligne l'importance d'une gestion durable des ressources hydriques afin de préserver l'équilibre hydrodynamique de l'aquifère.

- ***Analyse du scénario 2*** : Évolution du niveau piézométrique en absence de pompage (Figure 69)

La figure 69 présente la simulation de l'évolution du niveau piézométrique de l'aquifère en absence totale de pompage durant la période 2021–2031. Les résultats obtenus montrent une amélioration relative de l'état piézométrique par rapport au scénario de surexploitation, traduisant une réponse positive de la nappe à l'arrêt des prélèvements.

L'absence de pompage a permis une stabilisation, voire une légère remontée des niveaux d'eau souterraine dans certaines zones de l'aquifère grâce à l'action de la recharge naturelle. Les courbes piézométriques deviennent progressivement moins resserrées, ce qui indique une diminution des perturbations hydrauliques et un retour partiel vers l'équilibre hydrodynamique naturel du système aquifère.

Cependant, malgré cette amélioration, les niveaux piézométriques restent relativement faibles dans certaines zones, ce qui montre que la recharge naturelle seule demeure insuffisante pour reconstituer rapidement les réserves de la nappe, particulièrement dans le contexte semi-aride de la région caractérisé par une faible infiltration des précipitations.

Ce scénario met ainsi en évidence l'influence directe du pompage sur l'évolution des niveaux piézométriques et souligne l'importance d'une gestion rationnelle et durable des prélèvements afin de préserver l'équilibre hydrogéologique de l'aquifère.

- **Analyse du scénario 3 :** Mise en place d'un lac de recharge artificielle (Figure 70)

La simulation de la recharge artificielle dans le troisième scénario montre une augmentation du niveau piézométrique dans les deux sites sélectionnés, ce qui indique une réponse positive de l'aquifère au processus de recharge artificielle et une remontée locale du niveau des eaux souterraines. Au cours de la période de simulation (2021–2031), une amélioration progressive du niveau piézométrique a été observée, notamment à proximité des zones de recharge, en raison de l'augmentation de l'infiltration des eaux vers l'aquifère.

Les résultats montrent également que l'augmentation de la superficie du lac de recharge de 0,5 km² à 1 km² puis à 2 km² entraîne une amélioration relative du niveau piézométrique ainsi qu'un élargissement de la zone influencée par la recharge artificielle. Cependant, les différences entre les superficies proposées restent relativement limitées, puisque les variations observées à l'échelle régionale demeurent faibles entre les trois scénarios.

Par conséquent, la superficie de 0,5 km² sera retenue, car elle permet d'obtenir une augmentation significative du niveau piézométrique avec une bonne efficacité de la recharge artificielle, tout en réduisant la surface exploitée ainsi que les coûts liés à la réalisation du projet (Figure 70).

XIII. Application sur terrain d'essais d'infiltration :

XIII.1. Introduction :

Les essais d'infiltration constituent une étape essentielle dans les études hydrologiques et hydrogéologiques, car ils permettent d'évaluer la capacité des sols à absorber, stocker et transmettre l'eau à travers les horizons superficiels et profonds. Ils jouent un rôle important dans la compréhension du comportement hydrodynamique des terrains, notamment en ce qui concerne la vitesse d'infiltration, la circulation de l'eau dans le sol et les phénomènes de ruissellement.

Dans le cadre des projets de modélisation hydrologique et de gestion des ressources en eau, ces essais permettent de déterminer plusieurs paramètres hydrodynamiques fondamentaux, tels que la conductivité hydraulique et la capacité d'infiltration, intervenant directement dans l'estimation du bilan hydrique ainsi que dans la simulation des écoulements souterrains et superficiels.

Dans cette étude, les essais d'infiltration ont été réalisés afin d'analyser les caractéristiques hydrodynamiques des sols de la zone étudiée et d'évaluer leur aptitude à la recharge artificielle de la nappe phréatique. Les résultats obtenus servent également à compléter et appuyer les analyses issues de la modélisation hydrogéologique. Cette partie présente ainsi les notions générales relatives aux essais d'infiltration, les principales méthodes utilisées ainsi que l'application pratique effectuée sur le terrain dans la zone d'étude.

XIII.2. Définition des essais d'infiltration :

Les essais d'infiltration sont des méthodes expérimentales réalisées sur le terrain afin d'évaluer la capacité du sol à absorber et transmettre l'eau à travers les différentes couches superficielles. Ils permettent de mesurer la vitesse de pénétration de l'eau dans le sol ainsi que la perméabilité des horizons pédologiques, en observant la diminution du niveau d'eau en fonction du temps après application d'une quantité d'eau sur une surface déterminée. Les résultats obtenus, généralement exprimés en mm/h ou en m/s, servent à caractériser le comportement hydrodynamique des sols et à évaluer leur aptitude à la recharge des nappes phréatiques.

XIII.3. Objectifs des essais d'infiltration

Les essais d'infiltration ont pour objectifs de :

- Déterminer la capacité d'absorption des sols ;
- Évaluer la vitesse d'infiltration et la conductivité hydraulique ;
- Étudier le comportement hydrodynamique des horizons superficiels ;
- Identifier les zones favorables à la recharge artificielle des nappes phréatiques ;
- Estimer les risques de ruissellement et d'érosion ;
- Fournir des paramètres nécessaires aux études hydrologiques et hydrogéologiques ;

- Contribuer au dimensionnement des ouvrages de drainage et d'assainissement.

XIII.4. Types des essais d'infiltration :

Il existe plusieurs types d'essais d'infiltration utilisés pour évaluer les propriétés hydrodynamiques des sols. Le tableau suivant présente les principales méthodes, leurs principes, avantages et limites.

Tableau 24: Principaux types des essais d'infiltration et leurs caractéristiques

Type d'essai	Principe	Avantages	Limites
Essai Porchet	Mesure de la descente du niveau d'eau dans un trou saturé	Méthode simple et économique ; bonne estimation de la perméabilité verticale	Peu adaptée aux sols hétérogènes.
Essai à double anneau(Müntz)	Utilisation de deux anneaux concentriques pour mesurer l'infiltration verticale	Mesure précise de la conductivité hydraulique ; bonne représentativité des infiltrations superficielles	Forte consommation d'eau ; difficile sur terrains en pente
Essai Matsuo	Suivi de la diminution du niveau d'eau dans une excavation remplie d'eau	Adapté aux sols hétérogènes et caillouteux	Nécessite des moyens mécaniques ; temps d'exécution long
Essai Lefranc	Injection d'eau dans un forage à charge constante ou variable	Étude des horizons profonds ; utilisé pour les grands ouvrages	Méthode complexe nécessitant un matériel spécifique
Méthode du monocylindre	Mesure du temps d'infiltration d'une lame d'eau dans un cylindre enfoncé dans le sol	Simple, économique, faible consommation d'eau, applicable sur pente	Méthode comparative ; nécessite plusieurs répétitions

Parmi les différentes méthodes d'essais d'infiltration, la méthode du monocylindre a été retenue dans cette étude en raison de sa simplicité de mise en œuvre, de son faible coût et de son adaptation aux conditions du terrain étudié.

XIII.5. Méthodologie du test utilisé :**XIII.5.1. Méthode du monocylindre :**

Dans cette étude, l'essai d'infiltration utilisé est la méthode du monocylindre, choisie en raison de sa simplicité, de son faible coût et de son adaptation aux conditions du terrain.

XIII.5.2. Matériel utilisé :

Le matériel nécessaire comprend :

- Un cylindre métallique de 15,5 cm de diamètre, enfoncé d'environ 4 cm dans le sol ;
- Une réglette graduée ;
- Un chronomètre ;
- De l'eau propre ;
- Une pelle ou une bêche.



Figure 71 : Matériel utilisé pour l'essai d'infiltration (méthode du monocylindre)

XIII.5.3. Procédure expérimentale :

La procédure suivie est la suivante :

- Choisir une zone représentative du terrain ;

- Enfoncer verticalement le cylindre dans le sol sur environ 4 cm afin de limiter les fuites latérales ;
- Assurer l'étanchéité autour du cylindre ;
- Verser une lame d'eau initiale de 4 cm dans le cylindre ;
- Ajouter ensuite des volumes d'eau successifs de 500 mL à chaque étape ;
- Mesurer le temps nécessaire à la diminution du niveau d'eau après chaque ajout ;
- Répéter l'opération plusieurs fois jusqu'à stabilisation de la vitesse d'infiltration ;
- Observer la forme de la zone d'humectation après infiltration.

XIII.5.4. Interprétation des résultats :

Les résultats permettent de déterminer :

- La vitesse d'infiltration finale ;
- La capacité d'infiltration du sol ;
- Le comportement hydrodynamique des horizons superficiels ;
- Les risques de drainage oblique ou d'engorgement.
- Une infiltration rapide indique généralement un sol perméable, tandis qu'une infiltration lente traduit un sol plus compact ou argileux.

XIII.6. Applications sur terrain dans la zone d'étude :

Les essais d'infiltration ont été réalisés dans la zone d'étude située à Oued Bouakous au niveau de trois points représentatifs installés au sein du lit de l'oued, caractérisé par des dépôts alluvionnaires.

Les trois points de mesure ont été espacés d'environ 10 m afin de mieux représenter la variabilité spatiale des caractéristiques du sol.

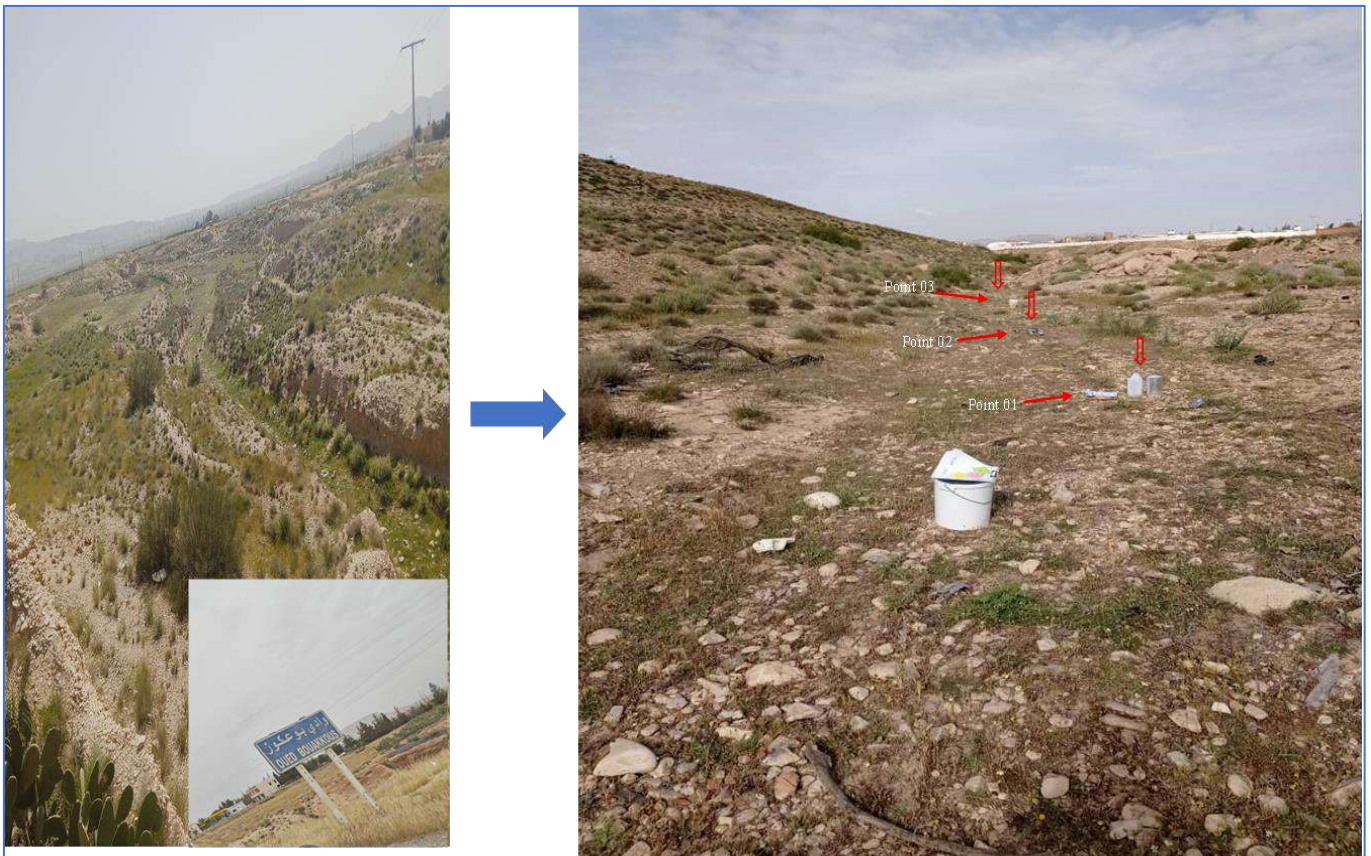


Figure 72 : Localisation des trois points d'essais d'infiltration dans Oued Bouakous

Les sols rencontrés dans la zone d'étude sont principalement de nature alluviale, avec une texture variable allant de sableuse à sablo-limoneuse, influencée par les apports sédimentaires de l'oued.

Les mesures ont été effectuées sur trois points distincts afin de mieux représenter la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques du sol. Les essais ont été réalisés dans des conditions météorologiques relativement stables.

Sur le terrain, les observations ont montré une infiltration globalement variable selon les points étudiés, reflétant l'hétérogénéité des dépôts alluvionnaires. Certains secteurs présentent une infiltration plus rapide liée à une granulométrie plus grossière, tandis que d'autres zones montrent une infiltration plus lente en raison d'une teneur plus élevée en fines.

XIII.7. Résultats des essais d'infiltration :

Les essais d'infiltration ont été réalisés sur trois points différents de l'oued Bouakous. Chaque essai a consisté à mesurer le temps d'infiltration après l'ajout progressif de volumes d'eau de 500 mL dans un infiltromètre cylindrique, avec une hauteur d'eau maintenue constante

à 4 cm. Le temps d'infiltration a été enregistré à l'aide d'un chronomètre afin d'analyser la variation de la perméabilité du sol.

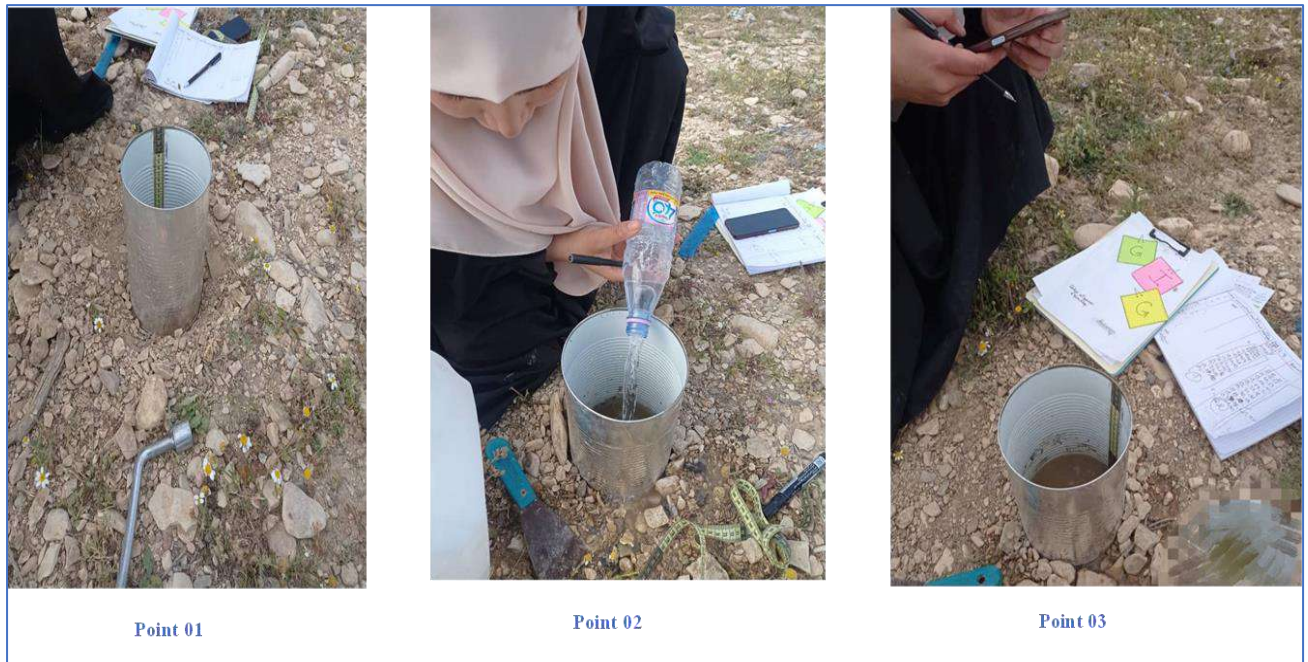


Figure 73 : Localisation des trois points d'essai sur le site d'étude (Oued Bouakous)

Les résultats des essais d'infiltration réalisés sur les trois points de la zone d'étude sont présentés dans le tableau ci-dessous.

Tableau 25: : Résultats des essais d'infiltration réalisés sur trois points d'oued bouakous

		Point 01		Point 02		Point 03	
		Coordonnées (UTM)					
		X	Y	X	Y	X	Y
		406896	3925076	406906	3925077	406916	3925078
N° de msure	V-ajouté (colume) ml	Temps (s)	$I = \frac{V}{t}$ (ml /s)	Temps (s)	$I = \frac{V}{t}$ (ml /s)	Temps (s)	$I = \frac{V}{t}$ (ml /s)
01	500	17.94	27.87	18.22	27.44	54.71	9.14
02	1000	23.62	42.34	18.64	53.63	58.86	17
03	1500	27.30	55.15	20.59	72.64	64.37	23.34
04	2000	28.48	70.29	29.71	67.33	68.58	29.14
05	2500	34.54	72.35	37.18	67.20	70.44	35.52
06	3000	23.69	126.74	31.41	95.61	80.35	37.33
07	3500	32.43	107.94	38.19	91.68	85.05	41.15
08	4000	33.23	120.44	39.20	102.04	86.16	46.41
09	4500	28.06	160.30	40.74	110.44	86.17	52.23
10	5000	34.54	144.89	41.70	120.00	-	-
11	5500	37.08	148.36	-	-	-	-
12	6000	37.10	162.60	-	-	-	-

Afin de mieux visualiser l'évolution de l'infiltration dans les différents points d'étude, les résultats obtenus ont été représentés sous forme de graphiques.

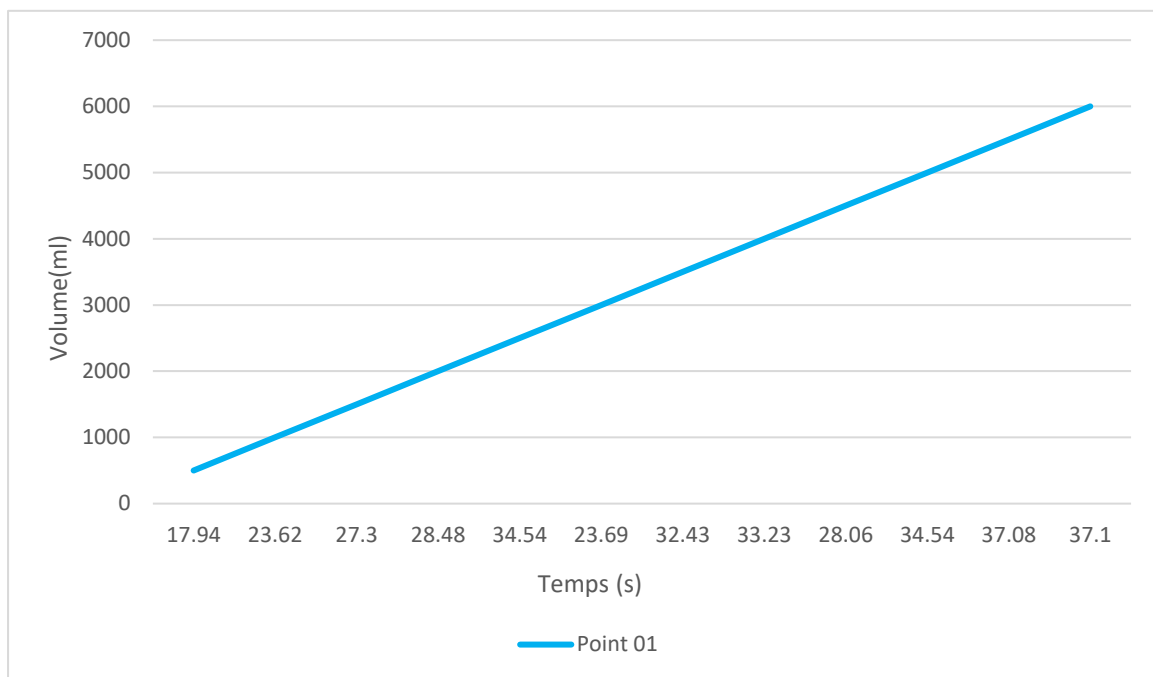


Figure 74: Évolution de l'infiltration au point 01

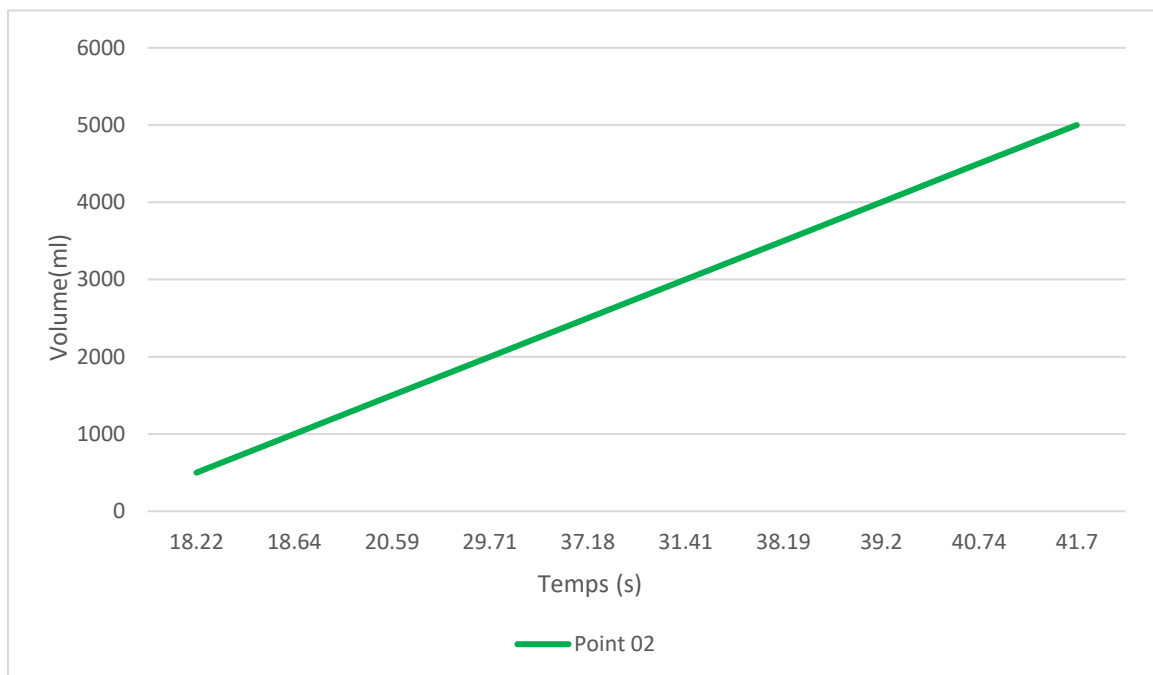


Figure 75: Évolution de l'infiltration au point 02

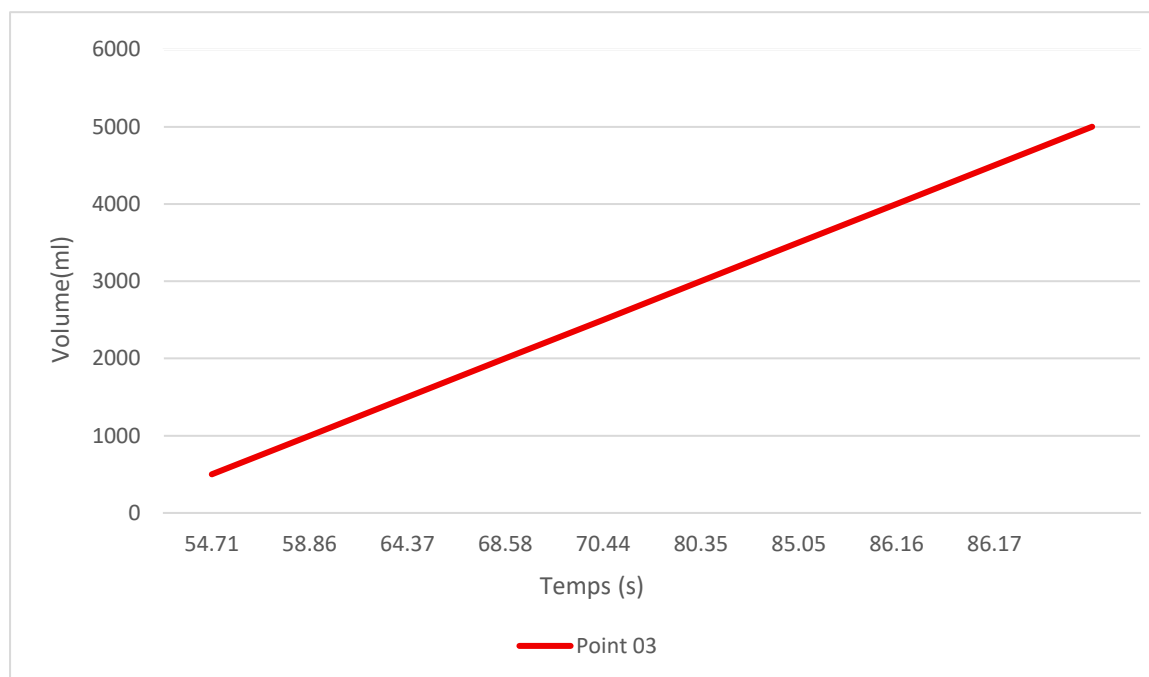


Figure 76 : Évolution de l'infiltration au point 03

XIII.8. Interprétation des résultats des essais d'infiltration :

Les essais d'infiltration réalisés au niveau de l'oued Bouakous montrent une infiltration rapide de l'eau à travers les sols alluvionnaires étudiés. Les faibles temps enregistrés au début de l'essai traduisent une forte capacité d'absorption du terrain, liée à la présence de matériaux sableux et graveleux caractérisés par une bonne perméabilité hydraulique.

Avec l'augmentation progressive du volume infiltré, les temps d'infiltration augmentent graduellement en raison de la saturation partielle du sol, tandis que la vitesse d'infiltration tend à se stabiliser. Ce comportement hydrodynamique est caractéristique des formations alluvionnaires favorables à la circulation et à l'infiltration des eaux.

Les résultats obtenus mettent ainsi en évidence le potentiel hydrogéologique de la zone étudiée pour la recharge artificielle des eaux souterraines. En effet, la forte capacité d'infiltration observée favorise la percolation des eaux vers les horizons profonds et contribue à l'alimentation de la nappe phréatique.

Par conséquent, les formations alluvionnaires de l'oued Bouakous constituent des sites favorables pour les opérations de recharge artificielle, notamment dans le cadre de la gestion durable des ressources en eau et de la lutte contre le déficit hydrique.

XIV. Conclusion :

L'analyse des résultats issus des simulations numériques appliquées à l'aquifère de la plaine de Tébessa a permis de mettre en évidence l'évolution du niveau piézométrique selon différents scénarios d'exploitation et de recharge.

Les résultats montrent qu'une surexploitation sans recharge entraîne une baisse progressive et généralisée des niveaux piézométriques, traduisant un déséquilibre hydrodynamique de la nappe. À l'inverse, l'arrêt du pompage permet une amélioration relative grâce à la recharge naturelle, bien que celle-ci reste insuffisante pour restaurer complètement les réserves dans un contexte semi-aride.

Par ailleurs, les essais d'infiltration réalisés au niveau de l'oued Bouakous ont mis en évidence une forte perméabilité des formations alluvionnaires étudiées et une capacité importante d'infiltration des eaux. Les faibles temps enregistrés traduisent des conditions favorables à la percolation des eaux vers les horizons profonds et à l'alimentation de la nappe phréatique.

La simulation de la recharge artificielle montre également une amélioration claire et localisée du niveau piézométrique, confirmant l'efficacité de cette technique comme solution de gestion et de restauration de la nappe. Les résultats obtenus, appuyés par les essais d'infiltration sur terrain, mettent en évidence que les formations alluvionnaires de l'oued Bouakous constituent des zones favorables aux opérations de recharge artificielle.

Ainsi, la recharge artificielle apparaît comme une solution pertinente et recommandée pour la gestion durable des ressources en eau souterraine dans la région de Tébessa, en complément de la maîtrise des prélèvements et de l'optimisation de l'exploitation de la nappe.



CONCLUSION GÉNÉRALE



Face à la pression croissante exercée sur les ressources en eau souterraine dans les régions semi-arides, la recherche de solutions durables permettant de préserver l'équilibre hydrogéologique des aquifères devient aujourd'hui une nécessité majeure. Dans ce contexte, la recharge artificielle des nappes phréatiques apparaît comme une alternative prometteuse pour limiter les effets de la surexploitation et renforcer la sécurité hydrique à long terme.

La présente étude, intitulée « Évaluation du potentiel d'infiltration des sols de la plaine de Tébessa : étude géotechnique préalable à l'implantation et au dimensionnement de dispositifs de recharge artificielle », a permis d'analyser le fonctionnement hydrogéologique de la plaine de Tébessa et d'évaluer les possibilités de recharge artificielle de l'aquifère dans un contexte marqué par la rareté des ressources en eau et les contraintes climatiques des régions semi-arides.

L'analyse géologique, géomorphologique et tectonique a montré que la plaine de Tébessa constitue une dépression structurale complexe, façonnée par les différentes phases tectoniques et remplie par des formations mio-plio-quaternaires reposant sur un substratum crétacé carbonaté. Les formations calcaires fissurées des bordures nord et sud, associées aux dépôts alluvionnaires centraux, jouent un rôle essentiel dans le stockage et la circulation des eaux souterraines.

L'étude géophysique et hydrogéologique a permis de mettre en évidence l'existence de niveaux aquifères exploitables, caractérisés par des formations alluvionnaires perméables et des calcaires fissurés présentant un potentiel hydrique important. Les investigations réalisées ont également permis de préciser l'épaisseur du remplissage alluvionnaire ainsi que les zones favorables à l'implantation des ouvrages de captage et des dispositifs de recharge artificielle.

L'analyse piézométrique a révélé une dynamique complexe des écoulements souterrains, avec une direction générale orientée de l'est vers l'ouest et une convergence des flux vers la région d'Aïn Chabro avant leur drainage vers l'exutoire principal représenté par l'Oued El Kebir. Les différentes zones hydrodynamiques identifiées traduisent l'influence combinée de la lithologie, de la tectonique et des conditions d'alimentation sur le fonctionnement de l'aquifère.

L'étude hydro-climatologique a mis en évidence un climat semi-aride continental caractérisé par une faible pluviométrie, une forte évapotranspiration et un déficit hydrique important. Les résultats du bilan hydrique montrent que la recharge naturelle de la nappe reste

limitée, ce qui accentue la vulnérabilité des ressources en eaux souterraines face à l'augmentation des besoins et aux périodes de sécheresse répétitives.

Dans la partie pratique, la modélisation hydrogéologique réalisée à l'aide du logiciel Visual MODFLOW Flex a permis de simuler l'évolution du niveau piézométrique de l'aquifère selon différents scénarios d'exploitation et de recharge. Les résultats montrent qu'une surexploitation sans recharge entraîne une baisse progressive et généralisée des niveaux piézométriques, traduisant un déséquilibre du système aquifère. À l'inverse, l'arrêt du pompage favorise une amélioration relative des niveaux, bien que la recharge naturelle reste insuffisante dans les conditions climatiques actuelles.

La simulation de la recharge artificielle par lac de recharge a montré des résultats positifs, avec une remontée locale du niveau piézométrique et une amélioration du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère. Les résultats obtenus indiquent que la superficie de 0,5 km² constitue une solution optimale, permettant d'assurer une efficacité satisfaisante tout en réduisant les coûts d'aménagement et l'emprise spatiale du projet.

Ainsi, cette étude confirme l'intérêt de la recharge artificielle comme solution complémentaire pour soutenir les ressources en eaux souterraines de la plaine de Tébessa et limiter les effets de la surexploitation dans un contexte semi-aride. Elle met également en évidence l'importance de la modélisation numérique comme outil d'aide à la décision pour une gestion durable des aquifères.

Recommandations et perspectives

Au terme de cette étude, plusieurs recommandations peuvent être formulées afin d'améliorer la gestion des ressources en eau souterraine dans la région de Tébessa :

- Renforcer le suivi piézométrique et hydrodynamique de la nappe ;
- Rationaliser les prélèvements afin de limiter la surexploitation ;
- Protéger les zones naturelles de recharge contre toute dégradation ;
- Valoriser les eaux de crue pour alimenter les dispositifs de recharge artificielle ;
- Réaliser des études géotechniques complémentaires avant toute implantation.

Dans une perspective future, il serait pertinent :

- D'intégrer les scénarios de changement climatique dans les modèles hydrogéologiques ;
- d'étudier d'autres techniques de recharge artificielle adaptées au contexte local ;
- D'améliorer le modèle numérique par l'intégration de nouvelles données de terrain ;
- D'évaluer l'impact de la recharge artificielle sur la qualité des eaux souterraines ;
- De développer une stratégie intégrée de gestion durable à l'échelle du bassin versant.

En conclusion, cette recherche met en évidence la nécessité d'une gestion rationnelle et durable des eaux souterraines dans la plaine de Tébessa, et démontre que la recharge artificielle constitue une solution prometteuse pour préserver l'équilibre hydrogéologique de l'aquifère face aux pressions croissantes exercées sur cette ressource stratégique.



BIBLIOGRAPHIE



- Abrozpop, R., Drebenstedt, C., Cujba Stepanek, R., Shinwari, M., Sharipova, S., & Rozikulov, A. (2025). Managed aquifer recharge (MAR) as a tool for sustainable groundwater management in semi-arid regions. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 13(12), 12–40.
<https://doi.org/10.4236/gep.2025.1312002>
- Agence de l'eau Rhône Méditerranée Corse. (2022). Note technique sur la recharge artificielle des aquifères.
- BRGM. (2013). Recharge artificielle des eaux souterraines : état de l'art et perspectives (Rapport BRGM/RP-61821-FR).
- Cheikhne, S. E. M., & Mehdi, C. E. (2024). Application des méthodes statistiques multivariées pour l'évaluation de la qualité des eaux souterraines de la nappe alluviale Tébessa-Bekkaria-El Hammamet (Mémoire de Master). Université de Tébessa.
- Chougar, S. (2025). Utilisation du système d'information géographique (SIG) et l'indice de qualité des eaux pour l'évaluation de la qualité des eaux souterraines de la région de Tébessa (N-E Algérien) (Thèse de doctorat). Université de Tébessa.
- Denias, T. (2013). Hydrogéologie du bassin versant de l'Oued Ksob (Tébessa) : vulnérabilité et protection de la ressource (Thèse de doctorat). Université Houari Boumediene.
- Djerad, H. (2015). Recharge artificielle de la nappe du quaternaire de la Mitidja par la technique des bassins d'infiltration (Mémoire de Master 2). Université de Blida 1.
- Djebassi, T. (2021). Caractérisation et cartographie des risques de pollution des eaux souterraines de la plaine de Tébessa (Thèse de doctorat). Université de Tébessa.
- Drias, T., et al. (2020). Groundwater modelling of the Tébessa-Morsott alluvial plain. *Journal of Hydrology: Regional Studies*.
- Fehdi, C., Rouabhia, A., Mechaj, A., et al. (2014). Hydrochemical and microbiological quality of groundwater in the Merdja area, Tébessa, North-East of Algeria. *Applied Water Science*, 6, 47–55.
<https://doi.org/10.1007/s13201-014-0209-3>

- Fehdi, Ch., Rouabhia, Aek., Baali, F., & Boudoukha, A. (2009). The hydrogeochemical characterization of Morsott–El Aouinet aquifer, Northeastern Algeria. *Environmental Earth Sciences*, 58(7), 1611–1620. <https://doi.org/10.1007/s00254-008-1667-4>
- Hamaili, I. (2020). Actualisation des données hydrogéologiques et hydrochimiques du bassin versant Tébessa-Morsott (Mémoire de Master). Université de Tébessa.
- Hamaili, I. (2025). Monitoring of hydrogeochemistry and hydrological isotopes in karst springs of Jezben Plateau, Tébessa region, north-east of Algeria (Thèse de doctorat). Université de Tébessa.
- IGRAC (International Groundwater Resources Assessment Centre). (2020). Managed aquifer recharge global practices. Delft, Netherlands : IGRAC.
- Infoclimat. (s.d.). Données climatiques de la région de Tébessa (2009–2025).
- Kessas, F. (2020). Cours de modélisation hydrogéologique (Master 1 Hydrogéologie).
- Mouna, Djl. (2024). Application des techniques de la recharge artificielle des niveaux aquifères dans la région de Chéria (NE Algérien) (Thèse de doctorat). Université de Tébessa.
- Oryx Eleven. (2021). La recharge artificielle des nappes phréatiques : définition, objectifs et techniques.
- Pyne, R. D. G. (1995). Groundwater recharge and wells: A guide to aquifer storage recovery. Boca Raton, FL : CRC Press.
- Radja, S. (2025). Méthodologie d'étude de faisabilité d'un ouvrage de recharge artificielle en zone semi-aride : Cas d'El Ma El Abiod (NE Algérie) (Thèse de doctorat). Université de Tébessa.
- ROOSE E., BLANCANEUX P., DE FREITAS P.L., 1993. Un simple test de terrain pour évaluer la capacité d'infiltration et le comportement hydrodynamique des horizons pédologiques superficiels : méthode et exemples. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie*, vol. 28, n° 2, pp. 413-419.
- Rouabhia, A. (2006) : Vulnérabilité et risques de pollution des eaux souterraines de la nappe des sables miocène de la plaine d'El MA EL ABIODE Nord-Est Algerien . thèse de doctorat es- science université de Annaba.

- Schwartz, F. W., & Zhang, H. (2003). Recharge artificielle des eaux souterraines. In *Fundamentals of Ground Water*. Elsevier.
- Seghir, K. (2008). Vulnérabilité à la pollution, protection des ressources en eaux et gestion active du sous-système aquifère de Tébessa Hammamet (Est Algérien). Doctorat Sciences, Université Badji Mokhtar, Annaba.
- SIGES Seine-Normandie. (s.d.). La recharge artificielle des nappes phréatiques.
- UNESCO. (2015). *Managed aquifer recharge: An introduction*. Paris : UNESCO.
- Waterloo Hydrogeologic. (2019). *Visual MODFLOW Flex 6.1 User's Manual*.
- Winston, R. B. (s.d.). *Getting started with MODFLOW*.
- World Bank. (2019). *Managed aquifer recharge: Action framework*. Washington, DC : World Bank.



ANNEXE



