République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université ECHAHID CHEIKH LARBI TEBESSI - Tébessa -
Faculté des Science Exactes et Sciences de la Nature et de le Vie
Département de sciences de la terre et de l'univers

MEMOIRE

Présenté en vue de l'obtention du diplôme de MASTER

Domaine : Sciences de la terre et de l'univers

Filière : Géologie

Spécialité : Hydrogéologie

Thème :

Etude hydrogéologique et impact des changements climatiques sur la source Ain Diba, région de Tébessa

Présenté par : RAHAL Djihad

Devant le jury

Président :Aoun Mounira	MCB	Université de Tébessa
Rapporteur : SeghirKarima	MCA	Université de Tébessa
Co-Rapporteur: RahalOmar	MCA	Université de Tébessa
Examinateur : Baali Fethi	Pr.	Université de Tébessa

Session :Juin 2025

Dédicace

Je dédie cette thèse à :

Ce mémoire est bien plus qu'un simple document de fin d'études. Il est le reflet d'un parcours, de défis relevés, d'expériences enrichissantes, et surtout d'un soutien constant et inestimable de la part de ceux qui ont cru en moi, même dans les moments les plus incertains.

Je dédie ce travail avant tout à **mes parents**, piliers inébranlables de ma vie, dont l'amour, les encouragements et les sacrifices silencieux ont été la source première de ma motivation. À ma mère, dont la tendresse et la force m'ont porté à chaque étape de ce chemin. À mon père, dont les conseils avisés et le soutien discret mais ferme m'ont appris la persévérance et le sens de l'effort.

À **mes frères et sœurs**, compagnons de vie et de cœur, pour leur présence chaleureuse, leurs mots réconfortants et leurs prières constantes. Vous avez su me rappeler, à chaque détour, que je n'étais jamais seul.

Je dédie également ce mémoire à **mes amis les plus proches**, ceux qui ont partagé mes doutes, mes longues heures de travail, mes silences et mes moments de découragement. Merci pour votre patience, vos encouragements, vos relectures attentives, vos blagues au bon moment, et votre foi en moi quand la mienne vacillait.

Enfin, je dédie ce mémoire à **toutes celles et ceux qui croient en la puissance du savoir, de l'éducation et du travail bien fait**, à ceux qui œuvrent chaque jour pour un monde plus éclairé, plus juste et plus humain. Puisse ce modeste travail s'inscrire, à sa manière, dans cette noble quête.

Remerciements

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à la réalisation de ce mémoire.

Mes remerciements s'adressent tout d'abord à l'équipe pédagogique de l'établissement, pour la qualité de l'enseignement dispensé tout au long de ma formation, ainsi que pour leur accompagnement académique et humain.

J'adresse mes remerciements à mon encadreur **Dr.SEGHIR Karima**, et mon co-encadreur **Dr.RAHAL Omar** pour leur accompagnement durant toute la période de préparation de ce thème ainsi que leur savoir, leur disponibilité et leur engagement qui m'ont été des éléments clés dans l'aboutissement de ce travail.

Je remercie en particulier les membres de jury composé du:

Dr.Aoun Mounira, en tant que présidente**;**

Pr. Baali Fethi, en tant que examinateur

pour leur expertise et ses conseils précieux.

Je remercie également l'ensemble du corps administratif, en particulier Hemaidia Hacene responsable du laboratoire de département des Sciences de la Terre et de l'Univers pour son efficacité, sa réactivité et son appui pendant les travaux d'analyses chimiques des échantillons d'eau. Mes vifs remerciements vont, au doctorant Mehdi qui m'a aider à faire les analyses au laboratoire dans les bons conditions.

Je tiens aussi à exprimer ma reconnaissance à **Monsieur le maître-assistant Rahal Omar**, ainsi qu'à **Madame la maîtresse-assistante Sghir Karima**, pour leur accompagnement pédagogique et leur soutien.

Je souhaite exprimer ma reconnaissance envers toutes les personnes qui ont apporté leur aide et leur expertise dans le cadre de ce mémoire. Leurs conseils, remarques et suggestions m'ont permis d'enrichir ma réflexion et d'approfondir mes analyses.

Je remercie mes camarades, notamment **Salah**, **Fahd**, **Akram** et **Oussama**, pour leur soutien, leur esprit de partage, et les échanges enrichissants que nous avons pu avoir tout au long de cette période.

Enfin, je tiens à adresser mes remerciements les plus sincères à ma famille et à mes proches : **mon père Salah Rahal**, **ma mère Kasmia Aïcha**, **mes frères Omar et Aymen**, ainsi que **mes sœurs**, pour leur soutien moral, leur patience et leur encouragement constant, qui ont été essentiels durant toutes les étapes de ce travail.

À toutes et à tous, **merci**.

Résumé

La source Aïn Dibba, située dans la partie Nord-Est de la région de Tébessa, Algérie. Elle constitue une ressource en eau douce essentielle surtout pour les citoyens locaux. L'étude des conditions géologiques et hydrogéologiques montre qu'elle s'émerge des calcaires karstifiés de l'Éocène, dont la fracturation des calcaires Eocènes favorise une circulation souterraine active de type epikarst. Toutefois, cette source montre depuis plusieurs années une baisse significative de son débit, conséquence directe des changements climatiques : diminution des précipitations, élévation des températures et réduction de la recharge naturelle.

Selon l'étude hydr-climatologique, les précipitations moyennes annuelles, sur une période de 44 ans (1980– 2024), sont estimées à 376.73mm, leurs répartitions mensuelles montre deux grandes saisons bien distinctes, la première est humide, qui s'étend du mois de Novembre à Mai, soit de 67 % de la pluviométrie annuelle. La deuxième est sèche, qui s'étale sur les mois allant du mois de Juin au mois d'Octobre, avec seulement 33 % de la pluviométrie annuelle. Les températures moyennes mensuelles varient entre 6.6 °C et 27.6 °C, avec une moyenne annuelle de 16.5 °C. La valeur moyenne de l'évapotranspiration réelle (E.T.R.) est atteinte 96,15 % des précipitations et celle du coefficient d'infiltration est de 1.64 %. Le bilan hydrique est toujours déficitaire et un déficit agricole très considérable a été enregistré (577.89 mm), alors que le ruissellement ne représente que 5.48 % des précipitations, ce qui représente 20.67 mm.

En conséquence, la chimie des eaux est influencée par la répartition des précipitations et des températures par dilution pendant la période pluvieuse et concentration lors de l'évaporation durant la période sèche.

Mots clés : Source Ain Dibba, Tébessa, conditions d'émergence, qualité chimique, impact des changements climatiques.

Abstract

The Aïn Dibba spring, located in the northeastern part of the Tébessa region in Algeria, represents a vital freshwater resource, particularly for the local population. The study of the geological and hydrogeological conditions indicates that the spring emerges from karstified Eocene limestones. The fracturing of these limestones promotes active underground water circulation of the epikarst type. However, the spring has shown a significant decline in flow in recent years, a direct consequence of climate change, including reduced precipitation, rising temperatures, and a decrease in natural recharge.

According to the hydro-climatological study, the average annual precipitation over a 44-year period (1980–2024) is estimated at 376.73 mm. The monthly distribution reveals two clearly defined seasons: a wet season from November to May, accounting for 67% of the annual precipitation, and a dry season from June to October, contributing only 33%. Average monthly temperatures range from 6.6 °C to 27.6 °C, with an annual average of 16.5 °C. The average value of actual evapotranspiration (AET) corresponds to 96.15% of total precipitation, while the infiltration coefficient is estimated at just 1.64%. The water balance remains consistently negative, with a significant agricultural water deficit recorded (577.89 mm), and runoff accounting for only 5.48% of total precipitation, equivalent to 20.67 mm.

As a result, the chemical quality of the water is influenced by the distribution of rainfall and temperature, with dilution occurring during the wet season and concentration due to evaporation during the dry season.

Keywords: Aïn Dibba Spring, Tébessa, emergence conditions, water chemistry, impact of climate change.

ملخص

تُعدّ عين ديبّة، الواقعة في الجزء الشمالي الشرقي من ولاية تبسة (الجزائر)، مصدرًا هامًا للمياه العذبة، خاصةً لسكان المنطقة المحليين. تُظهر دراسة الظروف الجيولوجية والهيدروجيولوجية أن هذه العين تنبع من تكوينات الكلس الكارستي العائدة للعصر الإيوسيني، حيث تساهم التكسّرات ضمن هذه الصخور الكلسية في تعزيز حركة المياه الجوفية النشطة من نوع الإبيكارست.

ومع ذلك، فقد سجلت العين خلال السنوات الأخيرة انخفاضًا ملحوظًا في تدفقها، ويُعزى هذا التراجع بشكل مباشر إلى تأثيرات التغيرات المناخية، مثل انخفاض معدلات التساقط، وارتفاع درجات الحرارة، وتراجع التغذية الطبيعية للمياه الجوفية.

وفقًا للدراسة الهيدرومناخية، فإن المعدل السنوي للأمطار خلال فترة 44 سنة (0891–0104) يُقدّر بحوالي 37..73 ملم. ويُظهر التوزيع الشهري للأمطار وجود موسمين رئيسيين: موسم رطب يمتد من نوفمبر إلى مايو، ويمثل حوالي 7.% من إجمالي الأمطار السنوية، وموسم جاف من يونيو إلى أكتوبر، لا يمثل سوى 33%. تتراوح درجات الحرارة الشهرية بين ...°م و..07°م، بمتوسط سنوي يبلغ 1..0°م. وتبلغ نسبة التبخر-نتح

الحقيقي حوالي 01..8% من مجموع التساقطات، في حين لا يتعدى معامل التسرب 4..0%. ويظل الميزان المائي في حالة عجز دائم، حيث تم تسجيل عجز زراعي كبير بلغ 177.98 ملم، بينما لا تتجاوز نسبة الجريان السطحي 1.49% من التساقطات، أي ما يعادل 7..01 ملم.

ونتيجة لذلك، فإن الخصائص الكيميائية للمياه تتأثر بتوزيع التساقطات ودرجات الحرارة، حيث يحدث التخفيف خلال الفترة الرطبة، في حين تزداد تركيزات الأملاح أثناء فترة التبخر في الموسم الجاف.

الكلمات المفتاحية: عين ديبّة، تبسة، ظروف النبع، الجودة الكيميائية، تأثير التغيرات المناخية.

Sommaire

Sommaire	Page
Introduction générale	**01**
Chapitre I : **CADRE GÉNERAL ET MILIEU PHYSIQUE** **Présentation de la région d'étude**	
Localisation de la zone d'étude	**04**
Situation géographique	**04**
Limites géomorphologiques	**05**
Réseau hydrographique	**07**
Chapitre II : **Etude géologique de la région de Tébessa**	
Introduction	**10**
Caractéristiques géologiques	**10**
Le Trias	**10**
Le Jurassique	**10**
Le Barrémien	**10**
L'Aptien	**11**
L'Aptien marneux	**13**
L'Aptien calcaire	**13**
Le Clansayésien	**13**
L'Albien	**13**
Le Vraconien	**13**
Le Cénomanien	**14**
Le Turonien	**14**
Le Campanien-Santonien	**15**
Le Maestrichtien	**15**
Le Paléocène	**15**
L'Éocène	**15**
Le Miocène	**15**
Le Quaternaire	**16**
Formations actuelles et récentes	**16**
Formations anciennes	**16**
Plio-Quaternaire (villafranchien)	**17**
Tectonique de la région	**17**
Les phases de l'orogenèse	**17**
La formation du fossé d'effondrement de Tébessa	**21**
Chapitre III : **Hydrologie de la région**	
Caractéristiques hydrologiques du bassin versant	**27**
Caractéristiques de forme	**27**
La surface	

La forme du bassin	**27**
Les dimensions du rectangle équivalent	**27**
Le relief	**28**
La courbe hypsométrique :	**28**
Répartition des tranches d'altitudes et élaboration de la courbe :	**28**
Les altitudes caractéristiques Les altitudes maximale et minimale	**29** **29**
L'altitude médiane	**30**
Les pentes :	**30**
La pente moyenne :	**31**
Les Indices de pente L'indice global de pente (*Ig*)	**31** **31**
La dénivelée spécifique (D_s) :	**32**
L'indice de pente de Roche (I_p) :	**32**
Le temps de concentration :	**34**
Chapitre IV : **Hydrogéologie des nappes d'eau dans la région d'étude**	
Introduction	**37**
La nappe alluviale et le milieu poreux :	**37**
L'étude de la piézométrie :	**38**
Les conditions aux limites de la nappe :	**40**
Cartographie des paramètres hydrodynamiques : La carte de transmissivité :	**41** **41**
La carte de perméabilité :	**42**
La nappe des calcaires et le milieu fissuré :	**44**
Chapitre V : **Caractéristiques hydroclimatologiques de la région et impact des changements climatiques**	
Etude des variations des paramètres climatiques et impact du changement climatique sur les ressources en eau de la région d'étude INTRODUCTION	**46** **46**
CLIMATOLOGIE :	**46**
Lesfacteursclimatiques : Lesprécipitations	**46** **46**
Les températures :	**48**
Le régime pluviométrique saisonnier :	**49**
Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussen : Indice de De Martonne :	**51** **52**
Indice de Paul Moral :	**54**
ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION : Introduction :	**55** **55**
Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) :	**55**
Formule de Thornthwaite:	**56**
Evapotranspiration réelle (ETR)	**57**
Formule de TURC :	**57**
Formule de M. Coutagne :	**57**

Le bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite :	**58**
Ruissellement superficiel et l'infiltration :	**62**
Les principaux facteurs de l'évapotranspiration	**62**
Les facteurs physiques	**62**
Les facteurs géographiques	**62**
Les facteurs biologiques :	**62**
INDICATEURS DE SÉCHERESSE MÉTÉOROLOGIQUE	**63**
Indice de précipitation standardisé Indice standard de précipitation-évapotranspiration	**65** **65**
Conclusion	**70**
Introduction	**72**
Chapitre VI : **Identification de la qualité chimique des eaux de la source Ain Diba**	
Introduction	**91**
Matériel et méthodes : Matériels Matériel de prélèvement et expérimental :	**92** **92** **92**
Interprétation des paramètres physiques La température	**106** **106**
Le potentiel d'Hydrogène :	**106**
La conductivité électrique *CE*	**107**
Interprétation des paramètres chimiques Les éléments chimiques majeurs Les cations	**108** **108** **108**
Les anions	**110**
Représentations graphiques et identification des principaux faciès Représentation selon le diagramme de *Piper*	**111** **111**
Représentation selon le diagramme de *Schoeller-Berkaloff*	**112**
Aptitude à l'irrigation des eaux de la source et origine de la salinité La sodisation	**113** **113**
Conclusion	**115-118**
Références bibliographiques :	**119-128**

Liste des figures

N°	Figures	Pages
Fig 01	Situation géographique de la région d'étude et localisation de la source Ain Diba	05
Fig 02	Limites naturelles de la zone d'étude [Cheikhen Mostaph,2024	05
Fig 03	Carte des pentes de la zone d'étude (Par : Smail Brahimi)	07
Fig 04	Carte du réseau hydrographique (Par : Smail brahimi)	08
Fig 05	Colonne stratigraphique synthétique de la région de Tébessa	12
Fig 06	Esquisse tectonique des environs de Tébessa, d'après W. M. Kowaleski et al. 2002. (par : smail brahimi)	20
Fig 07	Extrait de carte géologique de la zone d'étude (par : smail brahimi)	22
Fig 08	Synthèsedel'histoiregéodynamiquedelaProvenceaveclesprincipalesdirections (Fournillon.2012) (par : smail brahimi)	23
Fig 09	Coupe Géologie schématique de la zone d'étude (in Amor Hamad 2018)	24-25
Fig 10	Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques à travers le bassin de Tébessa. (Djebassi Toufik 2021)	29
Fig 11	Carte des répartition des altitudes dans le bassin de Tébessa [Cheihkane Mostaph,2024]	30
Fig 12	Coupe hydrogéologique à travers la plaine d'Aïn Chabro. In Rouabhia et al. 2009.	38
Fig 13	Carte piézométrique (ANRH, Juin 1994. Plaine de Tébessa).	39
Fig14	Carte piézométrique (Par Djebassi Mai 2020. Plaine de Tébessa). (Djebassi Toufik 2021)	39
Fig 15	Carte Géologique et des conditions aux limites. Géologie d'après CGG 1970.	40
Fig16	Carte de Transmissivité plaine de Tébessa Mai 2005[Cheiken Mostaph,2024]	42
Fig 17	carte de perméabilité plaine de Tébessa Mai 2005[Cheiken Mostaph,2024]	43
Fig 18	Précipitation moyenne mensuelle pour une période de44ans (1980-2024).	47
Fig 19	Précipitation moyenne annuelle pour une période de44 ans (1980-2024).	47
Fig 20	Température moyenne mensuelle pour une période de 44 ans (1980-2024)	49
Fig 21	Température moyenne annuelle pour une période de 44 ans (1980-2024)	49
Fig 22	le régime pluviométrique saisonnier pour une période de 44 ans (1980-2024)	51
Fig 23	Diagramme ombrothermique de la station Tebessa	51
Fig 24	Abaque de l'indice de l'aridité de De Martonne.	54
Fig 25	Carte simplifiée des zones bioclimatiques de l'Est algérien Côte M., 1998).	55
Fig 26	Evaporation et Evapotranspiration potentielle et réelle	56
Fig 27	Utilisation de l'eau du sol par les végétaux lors du cycle de l'eau.	58
Fig 28	Le Diagramme Pluvio-thermique de44 ans (1980-2024)dans la région de Tebessa	61
Fig 29	SPI (a) et SPEI (b) calculés sur une échelle de 12 mois ; et tendances historiques des niveaux d'eau	68
Fig 30	les sources de Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.) (par : hamada mor)	73
Fig 31	carte de localisation des calcaire Maastrichtien et éocène dans la région Nord de la zone d'étude (Dj Dyr) (Par : Hamad amor)	74

Fig 32	Modelé 3D Karstique des calcaires éocène Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie Tunisie.)[Hamad,O.,2021] (Par : Hamad amor)	**75**
Fig 33	les principales sources des calcaires éocènes. A : Ain Kababcha .B : Ain Kabira .C : Ain Gumal .D : Ain Zouigha .E : Ain Erkel. F : Ain Dibba et Elgalatta. Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)[Hamad, O.,2021]	**79**
Fig 34	Courbe de corrélation des débits en fonction des hauteurs. Ain Zerga 2016. Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.) (Par : Hamad amor)	**82**
Fig 35	Débit mensuel mesuré de la source Ain Dibba	**83**
Fig 36	Source Ain Dibba localisation et captage	**84**
Fig 37	Coupe hydrogéologie sur les deux sources Ain Zerga et Kissa. Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)[Hamad,O.,2021]	**85**
Fig 38	carte de position d'Ain Kissa et le rôle de la fracturation et le contacte marneux. Dj Dyr Nord de la région d'étude[Hamad,O.,2021]	**86**
Fig 39	Coupe schématique de l'émergence de la source Ain Dibba	**87**
Fig 40	Coupe géologique présentant l'émergence de la source Ain Dibba	**88**
Fig 41	coupe géologique 2 de l'émergence de la source Ain Dibba	**88**
Fig 42	Le cycle de l'eau et l'acquisition de la minéralisation de l'eau (Par : rahal omar)	**92**
Fig 43	Représentation des analyses chimiques des eaux de la source de Ain Dibba et les puits aval selon le diagramme de piper	**111**
Fig 44	Représentation des analyses chimiques des eaux de puits selon le diagramme de Schoeller-Berkaloff. Plaine de Tébessa (novembre et mai 2005)	**112**
Fig 45	Représentation des analyses des eaux selon le diagramme de Wilcox.	**114**

Liste des tableaux

N°	Tableaux	Pages
01	Répartition des surfaces en fonction des tranches d'altitudes.	28
02	Indice de pente de Roche. Bassin de Tébessa. (Djebassi Toufik 2021)	33
03	Récapitulation des paramètres morphométriques. Bassin de Tébessa.	35
04	Les coordonnées de station météorologique :	46
05	Précipitations moyennes mensuelles à la station de Tebessa(1980/2024)	47
06	Température moyenne mensuels de la région de Tebessa	48
07	Le régime pluviométrique saisonnier à la station de Tebbesa pour la période 44 ans (1980-2024)	50
08	Indices d'aridité mensuels (I) (Source : station météorologique Tebessa).	53
09	Coefficient de correction K dépend du site considéré (climat semi aride)	57
10	Bilan hydrologique moyen 44 ans (1980-2024)de la plaine de TEBESSA, par la méthode de Thornthwaite :	60
11	Pourcentage et volume de précipitation et ruissellement et infiltration	62
12	Distribution (%) des différents types de sécheresse selon le SPEI	69
13	débits mensuels mesurés de la source Ain Dibba	82
14	Résultats des analyses physico-chimiques des eaux souterraines de la source de Ain Dibba	106
15	Normes et classification des eaux selon leurs conductivités (OMS 1 994). Source Ain Dibba.	107

Introduction générale

-Les eaux de source jouent un rôle crucial dans l'approvisionnement en eau douce, particulièrement dans les régions arides et semi-arides comme le nord-est de l'Algérie. Issues de la circulation souterraine dans les aquifères, ces eaux émergent naturellement sous forme de sources, souvent exploitées depuis des siècles pour les besoins domestiques, agricoles et sanitaires. Elles représentent non seulement une ressource vitale pour les populations locales, mais aussi un indicateur précieux des dynamiques hydrogéologiques régionales (Celle-Jeanton et al., 2001).

-Dans la wilaya de Tébessa, les sources telles que Aïn Dibba, constituent une composante essentielle du système hydrique local. Cette source, localisée dans une région à forte variabilité climatique, subit depuis plusieurs années une baisse notable de son débit, en lien direct avec les changements climatiques enregistrées dans la région : baisse des précipitations, hausse des températures, évapotranspiration accrue et recharge limitée des aquifères (Bouraoui et al., 2010 ; Meddi et al., 2010).

-Selon les travaux de Meddi et al. (2015) sur la variabilité climatique en Algérie, les régions de l'Est du pays ont enregistré une diminution significative des précipitations depuis les années 1970, affectant directement les ressources en eau de surface et souterraines. Par ailleurs, les modèles climatiques régionaux prévoient une accentuation de ce phénomène dans les décennies à venir (IPCC, 2021), ce qui pourrait compromettre durablement le fonctionnement des sources naturelles comme Aïn Dibba.

-A la lumière de toutes ces introductions, on est entraîné d'étudier le cas de la source Ain Dibba situé au Nord-Est de la région de Tébessa. Actuellement, cette région ne se caractérise pas par des conditions climatiques satisfaisantes pour enrichir ses réserves en eau. La surexploitation et la mauvaise gestion des eaux souterraines ont les rendus très vulnérables.

-Pour identifier les conditions géologiques et hydrogéologiques d'émergence de la source Ain Dibba ainsi que la variabilité de sa qualité chimique dans le temps, nous avons proposé ce thème. En se basant sur des études antérieures et des données chimiques disponibles, nous avons pu préparer ce mémoire.

Nos résultats sont répartis sur les parties suivantes :

Une introduction générale

Matériels et Méthodes :

- **Présentation de la région d'étude** : comprend les caractéristiques suivantes :
    - Le contexte géographique, géomorphologique et géologique de la région de Tébessa qui montre l'influence de la lithologie sur la minéralisation des eaux et montrant les conditions géologiques de l'apparition de la source en question.
    - Aperçue sur les caractéristiques hydrogéologiques de la région d'étude en montrant l'importance de la nappe karstifiée aux bordures Nord-Est.
- **Résultats et discussion :** les principaux résultats obtenus dans la partie géologique et hydrochimiques avec.
    - impact du changement climatique sur les ressources en eau par l'étude hydroclimatologie : montre l'impact et l'importance des facteurs climatiques et leur influence sur le renouvellement des réserves en eau souterraines. Ces facteurs influencent aussi sur la variation des concentrations des éléments chimiques.
    - L'étude hydrochimique qui nous renseigne sur la qualité des eaux de la source de Ain Dibba et son état actuel en rapport avec l'abaissement de son débit.

Conclusion et recommandations : à la fin de cette étude nous avons donné une conclusion générale avec les recommandations possibles

Chapitre I

CADRE GÉNERAL ET MILIEU PHYSIQUE

Présentation de la région d’étude

I. Localisation de la zone d'étude :

I.1. Situation géographique :

La Wilaya de Tébessa Elle est située à l'extrémité de l'Est Algérien, faisant partie des frontières AlgéroTunisienne, à environ 240 Km au Sud de Annaba, à 200 Km au Sud-Est de Constantine et à 90 Km au Nord de Bir-el Ater .

La plaine de Tebessa-Morsott fait partie du bassin versant de la Medjerda et du sous bassin d'oued Mellègue, dont l'altitude moyenne varie de 750 m au Nord et 900 m au Sud. Elle est allongée grossièrement Nord-West/Sud-Est et correspond à une vaste dépression fermée d'une superficie d'environ de 600 Km².Elle est délimitée au Nord par Dj. Zitouna, au Sud par Dj.Tazbent, à l'Ouest par Dj. Matloug et à l'Est par Dj. Djébissa et Bouramane. Seul, l'oued qui draine les eaux de la plaine, forme au Nord de Morsott de petites zones marécageuses.

Sa population estimée à 80 000 habitants se caractérise par son extrême jeunesse et son fort taux d'urbanisation. Tébessa est le chef lieu de la wilaya de Tébessa dont la population est estimée à près de 360 000 habitants. La wilaya de Tébessa couvre une superficie de 13 396 km². La majorité de la population est concentrée dans la ville de Tébessa reliée aux zones urbaines de Bekkaria, Boulhef-dyr, Hammamet, Bir D'heb, Ain Foda et Morsott.

La région d'étude fait partie du domaine de l'Atlas saharien oriental, précisément dans les monts qui constituent la partie orientale des monts de Nemamcha.

Ses limites administratives sont les suivantes (Fig.1,2) :

- 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 Houidjbet ;
- À l'est, par les frontières tunisiennes.

La source Ain Diba, se situe aux bordures Nord-Est du bassin versant Tébessa-Bekkaria-Hammamet. Ses coordonnées géographiques sont :

X= 35°27'26,94''

Y=8°09'10,84''

Z=893m

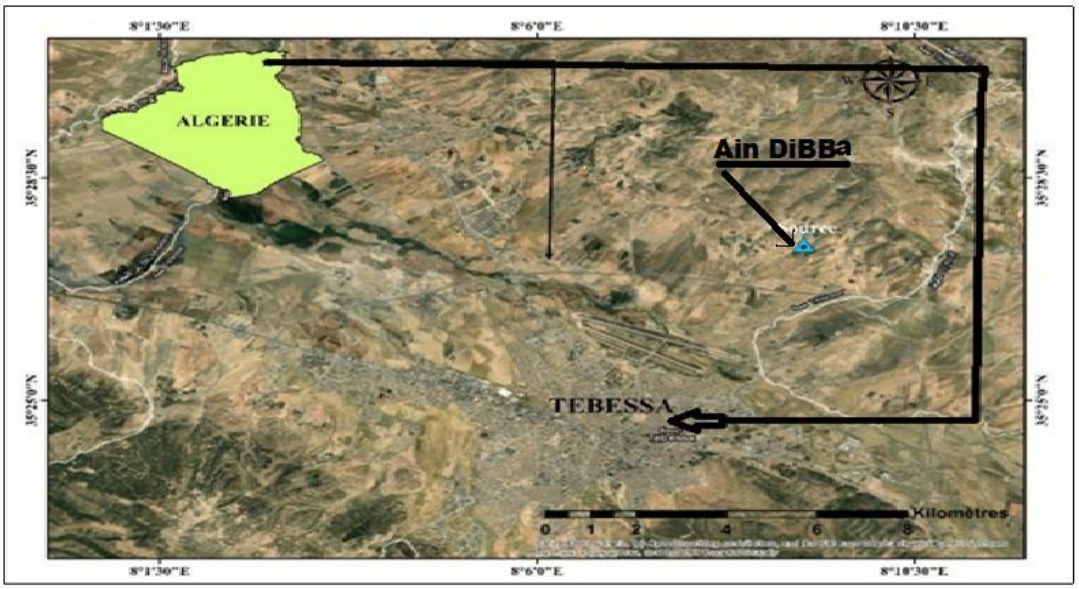


Fig. 1: Situation géographique de la région d'étude et localisation de la source Ain Diba

I.2. Limites géomorphologiques :

Les limites géomorphologiques de la région sont , les monts de Dyr, Belkefif et El Kouif constituent la limite Nord. Les monts de Gouraye , Djebissa et El Mouhad forment la limite Nord-Est et Est, tandis qu'au Sud, ce sont les monts de Bouroumane, Doukkane et Es'Sen. À

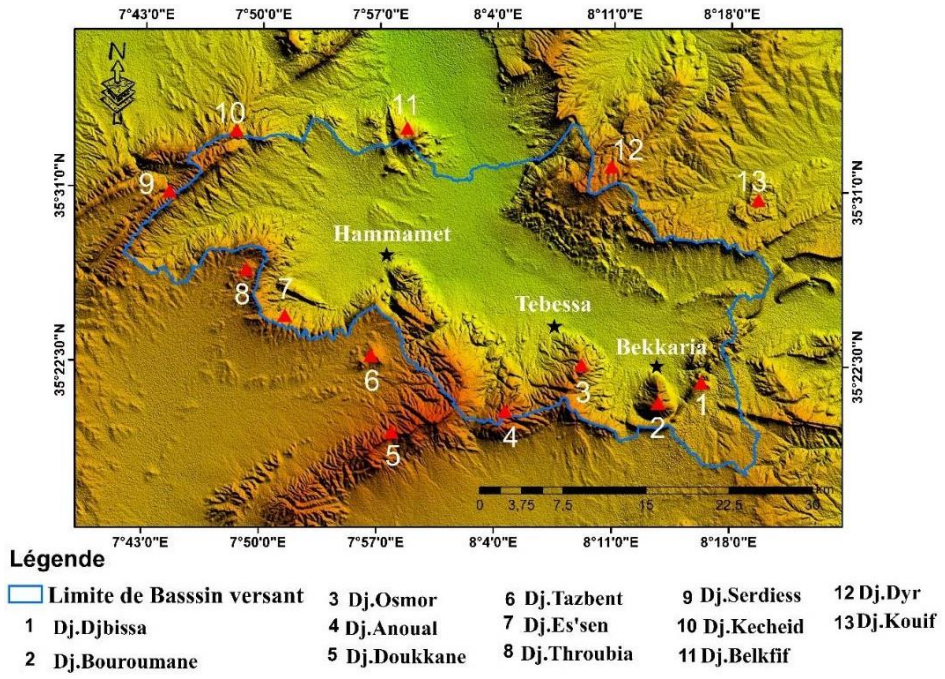


Fig. 2: Limites naturelles de la zone d'étude [Cheikhen Mostaph,2024]

l'Ouest, ce sont les monts de Belkfif, Serdies et Kecherid (Fig.2)

Le développement morphologique dans cette région a conduit à la constitution de reliefs typique pour un terrain sédimentaire, défini par une distinction lithologique qui se matérialise par l'opposition des pentes très faibles au centre de la plaine (2%), et les pentes fortes aux niveaux des bordures (18%). Ces reliefs sont formés d'un ensemble de synclinaux et anticlinaux à faciès prédominants de calcaires et de marnes qui datent du Crétacé, de l'Aptien jusqu'au Maestrichtien et paléogène avec la mise en place des formations triasiques (Figure 3).

- **Les monts septentrionaux** :

Le passage des hautes plaines de Mellègue aux monts de Tébessa se manifeste par le rétrécissement des plaines et par l'agrégation des unités géomorphologiques tel que les vallées perchées de Dyr et celui de Bou Rbaia. La plupart des plis dans cette bordure septentrionale sont coupé par des failles transversales.

- **Les monts méridionaux** :

Au sud, le fossé de Ain Chabro tranche les monts de Nememcha, interrompant les formes des re- liefs qui possédaient, auparavant une certaine symétrie.

Le relief devient de plus en plus complexe à l'Est de Dj.Doukkane, une barrière orientée de l'Ouest vers l'Est avant de s'incliner vers le Nord-Est où elle ferme la plaine de Tébessa. Cette barrière présente en petits massifs tels que Dj.Anouel, Dj.Azmor, Dj.Bouramane et Dj.Djebissa.

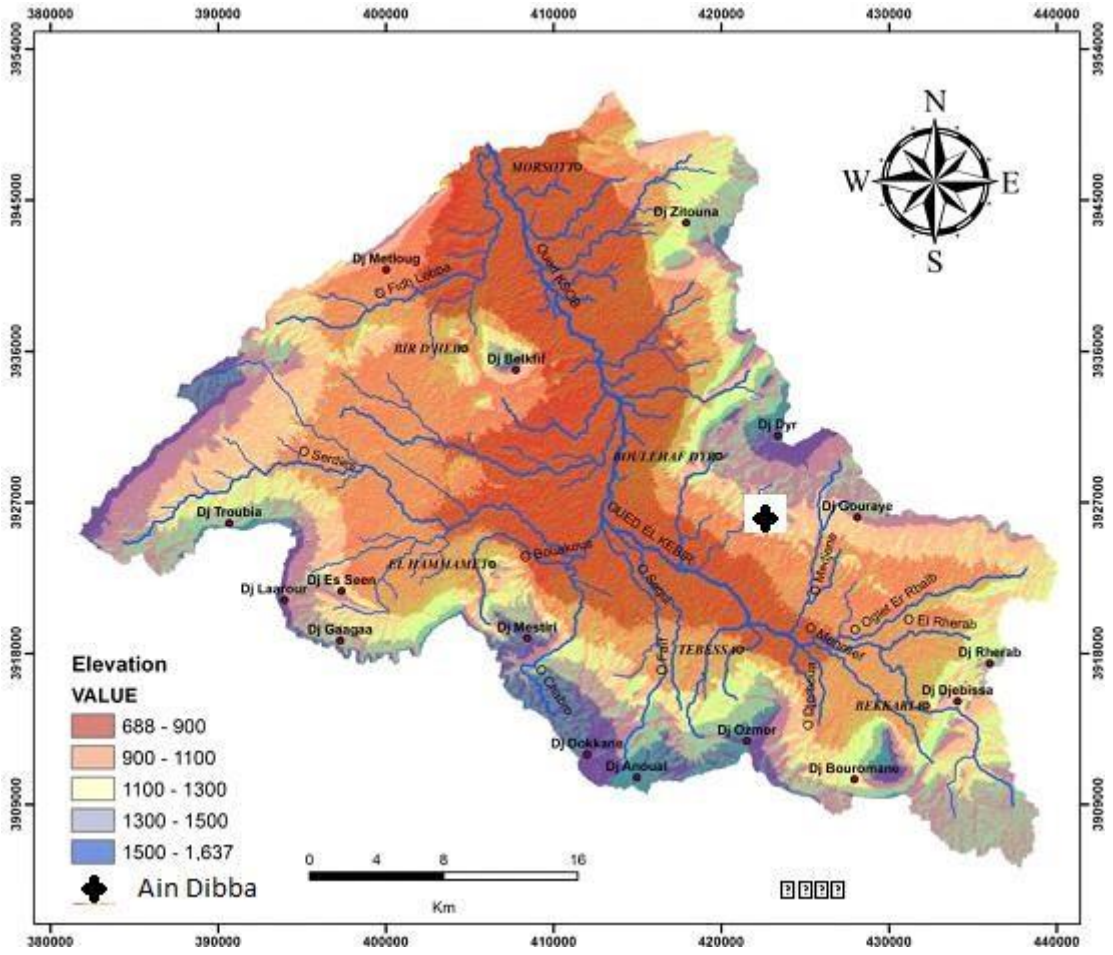


Figure 3 : Carte des pentes de la zone d'étude (Par : Smail Brahimi)

2.1- Réseau hydrographique

Les eaux de surfaces de la plaine de Tébessa–Morsott sont drainées par oued El-kébir qui prend le nom d'Oued Ksob, après sa confluence avec oued Chabro. La plupart de ces cours d'eaux sont caractérisés par un écoulement temporaire lié aux pluies irrégulières de la région (Fig.3).

Le réseau hydrographique est peu développé résultat d'un rythme de précipitation relativement modérée, il est représenté avec des petits cours d'eau temporaires aux larges vallées bien élaborées.

L'oued Chabro a un écoulement pérenne, il est soutenu principalement par le système aquifère de la zone d'étude, son écoulement est lié aussi aux précipitations, notamment orageuses, qui coïncident avec la fin du printemps et de l'été. L'écoulement du système hydrographique se fait du Sud vers le Nord, caractère typique des oueds de toute la région.

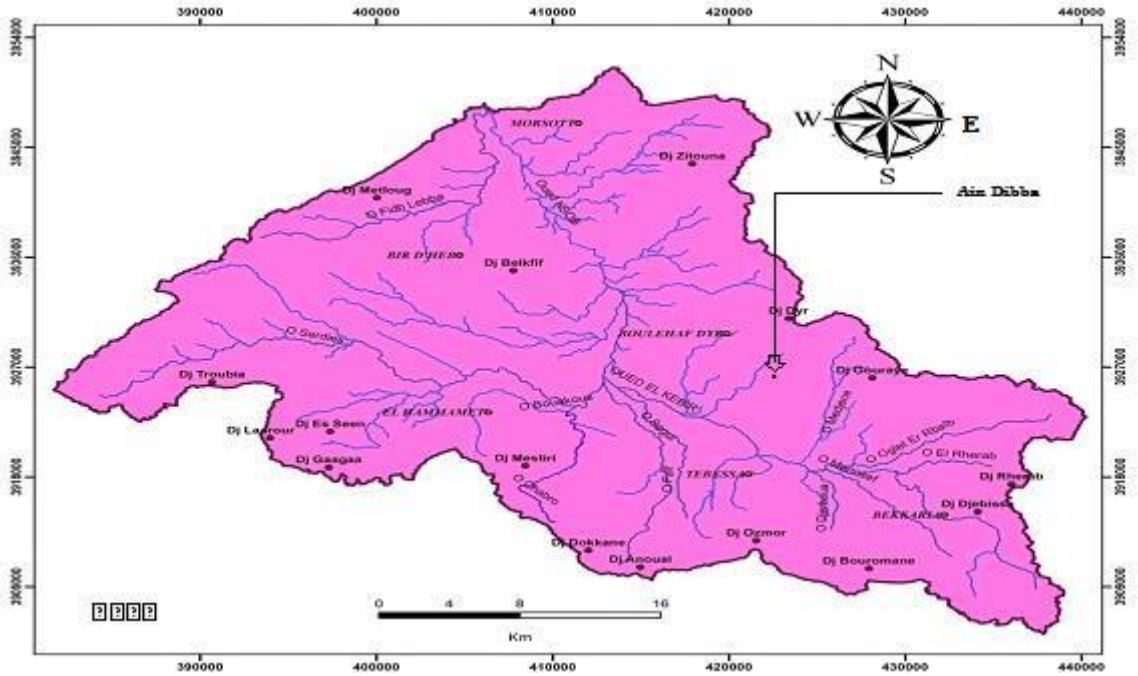


Figure 4: Carte du réseau hydrographique (Par : Smail brahimi)

2.2- La couverture végétale :

La couverture végétale se présente comme un facteur essentiel pour la préservation des sols contre l'érosion et la désertification. Dans le bassin de Tebessa-Morsott, elle est presque inexistante ou détériorée. On remarque la présence d'une couverture végétale discontinue qui se développe sur les sols calcaires, le pin avec le genévrier et localement le chêne qui constitue de très beaux forets.

Sur la plaine, les alluvions ne permettent que des récoltes de céréale, par contre on note la présence de figuier de barbarie, par ailleurs une végétation de saison envahit les sols salés du centre de laplaine.

Chapitre II

Etude géologique de la région de Tébessa

Introduction

Une étude géologique, à la fois lithologique et structurale, se révèle d'une importance capitale pour identifier les formations qui pourraient constituer des gisements d'eau souterraine et pour suivre leur évolution dans l'espace et dans le temps.

I – Caractéristiques géologiques

II – 1 – Le Trias

Le Trias affleure en de nombreux endroits grâce à des pointements diapiriques, qui auraient été observés pour la première fois à l'Éocène. Il constitue la majeure partie du Dj. Djebissa à l'extrémité est de la plaine. On le retrouve au sud du Dj. Belkfif, près du Dj. Hameimet Nord, et enfin au nord de Morsott, où l'affleurement s'étend largement en direction d'El Aouinet et de Souk Ahras.

Il est caractérisé par de grandes masses de gypse gris bleuté et parfois rougeâtre, ainsi que par des argiles vertes et bariolées. Ce faciès indique l'existence d'importantes lagunes où ont été déposées de grandes quantités de marne, de gypse et probablement de sel (F. Morel, 1955 ; Buisson, 1974).

II – 2 – Le Jurassique

Il a été noté l'absence de dépôts jurassiques dans la région (Dubourdieu, 1956 ; Chevenine et al., 1989), cependant certains forages pétroliers les ont rencontrés en dehors des zones diapiriques.

II – 3 – LeBarrémien

Les seules formations barrémiennes qui affleurent se trouvent au petit anticlinal de Sidi Embark, au nord-est de Dj. Ouenza, sur le flanc sud-ouest de l'anticlinal de Mesloula, le long de l'Oued Batma et au nord-ouest de DeharMesloula (Dubourdieu, 1956). Ailleurs, les mouvements d'effondrement (Boukhadra-Hameimat) et la poussée triasique, comme à Ouenza et Boujaber (Dubourdieu, 1956), empêchent l'observation des sédiments antérieurs à l'Aptien.

Les formations barrémiennes se composent principalement de marnes grises ou jaunes assez argileuses, contenant des ammonites pyriteuses. Vers le sommet, ces marnes sont intercalées de minces couches de calcaires noduleux gris clair avec une patine ocre (Dubourdieu, 1956). Ces formations n'excèdent pas 250 mètres d'épaisseur. Elles se sont déposées sur un haut fond relativement proche de la surface (Dubourdieu, 1956), témoignant des conditions de sédimen

tation en mer peu profonde qui ont perduré jusqu'au début de l'Aptien.

II – 4 – L'Aptien

Sur de vastes étendues, l'Aptien revêt une grande importance dans "la zone des diapirs" de la région de Tébessa en raison de la nature de ses dépôts et de leur développement substantiel (300 à 600 mètres d'épaisseur) (voir Fig. 11). Il est caractérisé par des roches carbonatées néritiques qui se sont formées dans des eaux chaudes peu profondes. Ces conditions ont favorisé le développement de processus organogènes de la sédimentation, conduisant à la formation de diverses structures. À l'Aptien, la mer était plus étendue qu'au Barrémien. Le phénomène le plus remarquable de cette période est la formation de récifs sur des rides allongées (Dubourdieu, 1956).

Au cours de l'Aptien supérieur, la région de Tébessa a vu l'émergence de nombreuses plates-formes isolées dont l'architecture est influencée par les remontées diapiriques (Dubourdieu, 1956). Ce complexe fait partie du domaine des hauts-fonds qui séparait, pendant l'Aptien, un domaine profond (le sillon de Sellaoua) d'un autre très subsident (le sillon atlasique oriental). Ces faciès aptiens annoncent une régression à la fin de l'Aptien.

La formation aptienne commence par un Aptien principalement marneux, caractérisé par une alternance de marnes, d'argiles, de grès et de calcaires à gastéropodes, mollusques et échinodermes. Cet Aptien marneux est surmonté par un Aptien calcaire, constitué de puissants blocs calcaires à ciment dolomitique, bioclastiques avec des orbitolines, des rudistes et qualifiés de récifaux (Dubourdieu, 1956).

Le Clansayésien, quant à lui, est composé de marnes grises à jaunes avec des intercalations gréseuses et calcaires (Dubourdieu, 1956). L'Aptien et les successions du Clansayésienapparaissent au cœur des anticlinaux de la région.

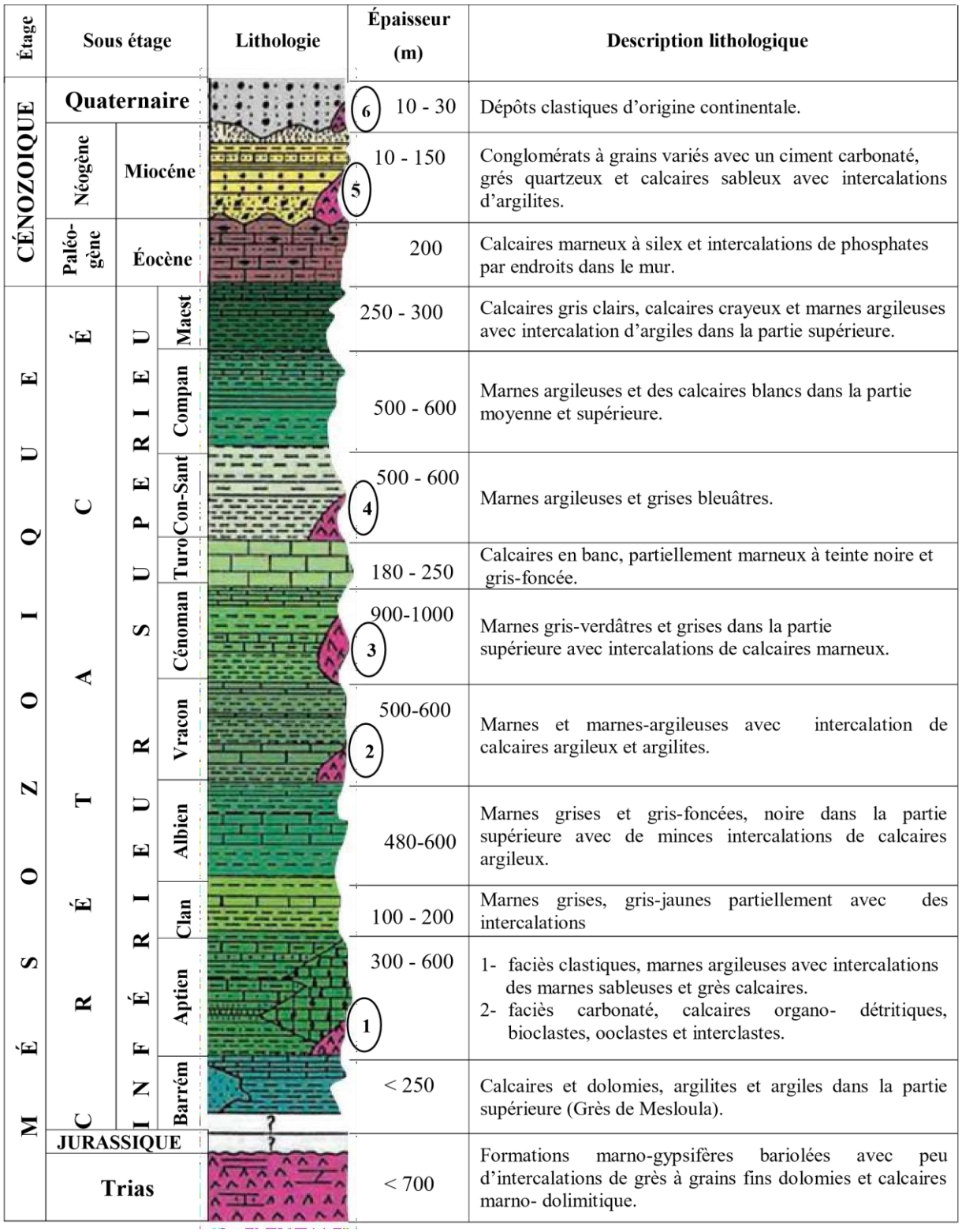


Fig. 11 : Colonne stratigraphique synthétique de la région de Tébessa. D'après *Dubourdieu 1956, 1959* ; *David 1956 ; Madre 1969 ; Fleury 1969 ; Thibieroz* et *Madre 1976 ; Chikhi 1980 ; Otmanine 1996 ; Bouzenoune 1993 ; Vila et al 2000 ; Salmi – Laouar 2004*.

Fig 5. : Colonne stratigraphique synthétique de la région de Tébessa

II - 4 - 1 – L'Aptien marneux

Il est caractérisé par de gros bancs massifs et épais de calcaires bréchiques à ciment dolomitique, de calcaires graveleux et bioclastiques contenant des orbitolines et des mollusques. Parfois, on trouve des intercalations de quelques niveaux de marnes feuilletées de couleur rouge violacée ou verte. On observe la présence de quelques lamellibranches et des moules internes de gastéropodes au niveau de Djebel Bouroumane. Cette formation peut atteindre une épaisseur de 450 mètres.

II – 4 – 2 – L'Aptien calcaire

Il surmonte l'Aptien marneux et contient généralement des milioles, des rudistes et des lamellibranches (Chikhi-Aouimeur, 1980), ainsi qu'une abondance de quartz automorphe. Son épaisseur varie généralement entre 100 et 170 mètres. Ces calcaires sont considérés comme un métallotecte lithologique car ils hébergent la majeure partie de la minéralisation ferrifère et/ou polymétallique (Dubourdieu, 1956 ; Bouzenoune, 1993).

II – 4– 3 – Le Clansayésien

Il affleure dans divers anticlinaux de la région étudiée, il s'agit de marnes grises, jaunes à ammonites, accompagnées de calcaires gréseux (Dubourdieu, 1956). La formation aptienne présente une épaisseur totale d'environ 700 mètres en moyenne.

II – 5 – L'Albien

Généralement, la formation albienne commence par un faciès carbonaté qualifié de « récifal » dans sa partie inférieure, puis devient marneux et marno-calcaire dans sa partie moyenne à supérieure. Dans la région de Tébessa, elle est caractérisée par une faune benthique dans des zones peu profondes. À l'Albien supérieur, la couverture albo-aptienne est interrompue par le Trias, ce qui entraîne le redressement des couches et la complexification des structures (plis évasés, plis en champignon, etc.) généralement scellées par le Vraconien (Bouzenoune, 1993 ; Othmanine, 1987 ; Nedjari-Belhacène et Nedjari, 1984).

Il convient de signaler une série monotone de marnes à argiles de couleur gris foncé, avec des intercalations de calcaires à marnes noires. Son épaisseur varie de 20 à 150 mètres.

II – 6 – Le Vraconien

Il est généralement composé de marnes avec des intercalations de calcaires argileux et d'argilites d'une épaisseur de 500 à 600 mètres (Dubourdieu, 1956). Dans certaines régions, il présente généralement une transgression sur le Trias (Thibiéroz et Madre, 1976) et sur l'Aptien (Othmanine, 1987).

Avec sa sédimentation marno-argileuse, le Vraconien forme un écran immédiat et exerce un contrôle principal sur la minéralisation polymétallique.

II – 7– Le Cénomanien

Dans la région de Tébessa, une série monotone de marnes argileuses verdâtres se met en place au Cénomanien inférieur. Au Cénomanien moyen, ces marnes présentent diverses intercalations calcaires peu développées, avec une faune plus ou moins abondante et des veinules de calcite fibreuse.

Au Cénomanien supérieur, la sédimentation devient carbonatée. L'épaisseur totale de la formation cénomanienne est estimée entre 750 et 1100 mètres. La sédimentation cénomanienne s'est déposée dans des conditions abyssales (profondes). Cette période est caractérisée par des décrochements traduisant un raccourcissement NE-SW (Othmanine, 1987). À l'approche du Turonien, la sédimentation change rapidement tandis que les fossiles disparaissent. Les marnes argileuses sont remplacées par des couches riches en carbonate de chaux (Dubourdieu, 1956). La limite supérieure du Cénomanien est difficilement distinguable (Dubourdieu, 1956).

II – 8 – Le Turonien

Il se distingue par son changement rapide de sédimentation vers des calcaires compacts, donnant lieu à des reliefs marqués. Le Turonien constitue les flancs des grands anticlinaux et synclinaux, et ses formations affleurent également en dehors des zones diapiriques.

L'analyse lithologique réalisée par Salmi-Laouar (2004) révèle que la partie inférieure du Turonien dans le massif d'Essouabaa, épaisse d'environ 200 mètres, est constituée d'une série d'alternances stratocroissantes de marnes, de calcaires marneux et de calcaires. Les marnes, parfois argileuses et de couleur grisâtre, varient de l'ordre métrique au plurimétrique en épaisseur. Les bancs de calcaires marneux et les calcaires fins micritiques ont également des épaisseurs de l'ordre métrique au plurimétrique. L'étude de la microfaune a révélé la présence de sections du genre Weithenella et du genre Hedbergella. Étant donné que ces genres sont très abondants à la limite Cénomanien-Turonien ainsi que dans le Turonien inférieur, l'âge du Turonien inférieur pour ces niveaux est confirmé.

À partir du Turonien inférieur, les conditions abyssales qui prévalaient commencent à évoluer vers des conditions de mer chaude moins profonde. Au Turonien supérieur, une mer relativement profonde s'installe avec l'accumulation d'une assise marneuse. Ce régime persiste jusqu'au Campanien.

II – 9 – Le Campanien-Santonien

Ces périodes ne sont pas subdivisées en raison du manque d'éléments de datation. Elles se caractérisent par des marnes argileuses gris verdâtre et jaune gris contenant des plaquettes de calcite fibreuse, avec des intercalations de marnes à lumachelles. Leur épaisseur varie de 200 à 600 mètres.

II – 10 – Le Maestrichtien

Cette période est marquée par des calcaires blancs bien lités, d'environ 60 mètres d'épaisseur, surmontés par une forte accumulation de marnes argileuses grises à noires (150 mètres). Ces dernières présentent à leur base quelques intercalations de calcaires (Dubourdieu, 1956). Le régime sédimentaire du Campanien supérieur et du Maestrichtien indique toujours la persistance des mêmes conditions de dépôts dans un milieu peu profond et une mer chaude, avec une prédominance de calcaires crayeux rarement récifaux (Chevenine et al., 1989).

II – 11 – Le Paléocène

Sa base est constituée de marnes similaires à celles du Maestrichtien supérieur, intercalées avec des couches phosphatées vers les niveaux supérieurs.

II – 12 – L'Éocène

L'Éocène inférieur et moyen est caractérisé par des calcaires à silex et d'autres contenant des Nummulites, notamment près des limites de la région de Tébessa. Leur épaisseur est d'environ 200 mètres.

II – 13 – Le Miocène

Les dépôts du Miocène inférieur et moyen reposent de manière transgressive sur les formations anciennes (Albien-Sénonien et même sur le Trias). Ils consistent en une accumulation importante de marnes et de grès, pouvant atteindre une épaisseur de 1000 mètres dans le bassin de Oulad Soukiès (au nord-ouest de l'Ouenza) (Dubourdieu, 1956 ; Kowalski et Hamimed, 2000). À leur base, on trouve des conglomérats contenant divers éléments calcaires, du silex gris, des galets ferrugineux et des éléments empruntés au Trias, témoignant d'une activité diapirique (Bouzenoune, 1993). Le remaniement de silex, considéré comme étant de l'âge Yprésien à la base du Miocène, indique l'existence d'une mer éocène où s'est déposée une sédimentation marine durant l'Éocène et le Miocène inférieur à moyen. La sédimentation à la fin du Miocène marque le début d'une phase de régression. La puissance moyenne du Miocène dans la région d'étude est d'environ 150 mètres (Dubourdieu, 1956).

II – 14 – Le Quaternaire

Les dépôts quaternaires sont d'origine continentale et se trouvent dans les parties basses des reliefs ainsi que sur de vastes surfaces telles que les plaines et les vallées actuelles. Ils se composent de croûtes calcaires, de limons éboulis, de cailloutis et de poudingues. L'épaisseur du Quaternaire varie entre 10 et 30 mètres (Dubourdieu, 1956). Les formations lithologiques pouvant être distinguées sont les formations actuelles, les formations anciennes et le Plio-Quaternaire.

II – 14 – 1 – Formations actuelles et récentes

- **Les Éboulis actuels** : ils sont présents au pied de tous les grands reliefs calcaires, mais ils se confondent souvent avec les éboulis anciens.
- **Les Travertins** : ils se forment le long des sources, principalement à Tébessa et à Tenoukla.
- **Les Alluvions actuelles** : elles sont rares car les oueds, en général, traversent les formations sur lesquelles ils s'écoulent. Sur les bordures de la plaine, elles prennent l'apparence de dépôts torrentiels.
- **Les Limons récents** : ils sont principalement développés dans la grande vallée de l'Oued Kébir. Dans la Merdja de Tébessa, des dépôts de gypse alluvionnaire sont exploités localement.
- **Les Croûtes calcaires** : ces dépôts superficiels résultent de l'évaporation d'eau chargée de calcaire, et se développent surtout sur les alluvions caillouteuses anciennes.

II – 14 – 2 – Formations anciennes

- **Les Alluvions anciennes** : elles forment les basses terrasses des oueds et se connectent généralement à des formations anciennes occupant des surfaces plus vastes, avec des niveaux localement discernables (comme dans le cours amont de l'Oued Oglat el Rbaïb).
- **Les Alluvions anciennes de piedmont** : ces formations constituent les bordures de la plaine de Tébessa, soit argileuses soit caillouteuses. Dans le premier cas, elles proviennent des marnes sénoniennes à l'ouest et au nord-est de Tébessa, des formations danomontiennes au nord-ouest, des formations cénomaniennes au sud-est ; dans le second cas, elles sont issues des calcaires maestrichtiens à l'ouest et au nord-est, des formations éocènes au nord, des formations turoniennes à l'est, et enfin d'éléments très divers sur les flancs du Djebel Djebissa. Elles sont souvent des cônes de déjection.

- **- Le matériel d'épandage ancien en terrasse** : constitué de cailloutis et d'argiles, généralement peu épais en général (sauf à l'ouest de Tébessa dans la région de Chabet el Hallouf), reposant sur les marnes crétacées.
- **- Le matériel d'épandage ancien** : éboulis et cônes de déjection

a. Éboulis et cônes de déjection anciens, ravinés par les oueds actuels ;

b. Grands éboulis : amas de blocs, souvent énormes, de calcaires maestrichtiens paraissant soliflués, disloqués et en cours de destruction par l'érosion ;

c. Localement : anciens cônes de déjection rougeâtres, formés d'esquilles calcaires bien cimentées, empruntées exclusivement aux reliefs maestrichtiens au pied desquels ils se trouvent (Djebel Mestiri, Chabet el Hmara, Ksar Tebinet). Un pendage vers l'amont est parfois bien visible. Il peut s'agir, soit du rejet récent d'accidents de la bordure du fossé d'effondrement, soit de mouvements de solifluxion sur les marnes. Une période très humide a dû précéder leur formation.

Les Cailloutis anciens du Dj. Djebissa : Ils sont souvent perchés sur les argiles à gypse du Trias ou sur les marnes cénomaniennes dans la région du Dj. Djebissa.

II – 14 – 3 – Plio-Quaternaire (villafranchien)

Il est composé de :

a. Argile rouge (O. OglatRbaïb, O. Kébir, Kt el Kramassa, O. Serdiess) ;

b. Conglomérats (contreforts, Est du Dj. Djebissa).

À Kt Sefra et dans l'Oued Naguess (près de Tébessa), l'argile et les conglomérats, alternant, n'ont pas été distingués. Quelquefois horizontaux, ces sédiments présentent, la plupart du temps, un pendage qui, s'il tient parfois à leur origine (dépôts de pente anciens à l'E du Dj. Djebissa), peut être aussi d'origine tectonique (O. Naguess, près de Tébessa).

À cette série se rapporte la plus grande partie des terrains de comblement du fossé d'effondrement. Un sondage, exécuté pour la recherche d'eau dans la basse plaine de Tébessa, les a traversés sur 171m. Ils renferment, en général, une faune d'Hélicidés. L'origine des sédiments détritiques est toujours immédiatement proche

III – Tectonique de la région

III – 1 – Les phases de l'orogenèse

La structure actuelle de l'Atlas Saharien Oriental en plis coffrés de direction NE-SW devenant E-W à l'approche de l'Accident Sud Atlasique (monts de Négrine) ainsi que la fracturation de direction NNE-SSW, NW-SE, NE-SW, E-W et N-S est le résultat d'une phase majeure

compressive atlasique qui a affecté cette région à l'Eocène, d'Ouest en Est. Cependant, d'autres phases orogéniques sont identifiées, elles sont antérieures ou postérieures à cette dernière.

- **La Phase Néocimmerienne (Berriasien moyen)**

a- Au Mésozoïque

C'est la phase anté-néocommienne de Durand Delga., 1949, elle affecte l'Atlas Saharien (N,Kazitani., 1986) et la Plate Forme Saharienne (Conrad., 1970- 1980) et génère des plis concentriques droits orientés N110-N120. Les structures qui en résultent ne sont cependant décrites que localement.

- **La phase Autrichienne (Aptien et Albien moyen)**

Cette phase engendre des plis de directions différentes, et se traduit par des structures plissées de direction NW-SE dans les confins Algéro-tunisiens (N, Kazi Tani., 1986). C'est une phase de raccourcissement E-W, matérialisée par des jeux inverses sur des failles et des décrochements de direction NE-SW, et des plis N-S (Boudjemaa., 1987).

- **La phase Laramienne (Turonien terminal au Sénonien)**

Cette phase a été reconnue dans l'Atlas Saharien en régime distenssif (structures synsédimentaires distenssives à Khenchla), elle a donnée naissance à des plis de direction NW-SE et des failles d'orientation NE-SW ou ENE-WSW (N. Kazi Tani., 1986).

b- Au Cénozoïque

- **La phase Pyrénéenne (fini Éocène)**

Cette phase correspond à la phase Atlasique compressive de direction N120 à N150; liée à la fermeture de la Tethys occidental lors de la rotation de l'Afrique autour d'un pôle situé à l'Ouest de Tanger, conduisant à la collision entre la partie Oriental de l'Alboran et la marge Africaine tellienne, elle engendre de grands plis de direction NE-SW (Anticlinaux de Hamimat et de Dj Doukkane) à ENE-WSW (anticlinaux de Dj. Boudjellal ; Dj Bottena; Dj. Onk kemaken; et celui du Dj. Abiod) et une fracturation parallèle ou oblique aux structures anticlinales E-W, NW-SE, WNW-ESE (Kazi Tani., 1986; D. Bureau., 1986 et R.Guiraud.,1990) ainsi que des rejeux en failles inverses sur les directions NE-SW et ENEWSW (Boudjemaa.,1987).

- **La phase intra Néogène**

Elle apparaît dans les Aurès et elle traduit un effondrement du bassin lié aux jeux de décrochements et des failles normales (N. Kazi Tani., 1986). Les déformations résultantes sont des mouvements verticaux de vaste étendue, des discordances et des compressions engendrant un soulèvement par saccades successives du massif des Aurès. Ces déformations sont produites pendant le Miocène inférieur et moyen et elles se poursuivent jusqu'à Miocène terminal où on a

une surrection des Aurès à la suite d'une compression au niveau de la marge septentrionale de l'Afrique du Nord.

- **La phase Plio-Quaternaire**

Cette Phase génère des directions de plis E-W et des failles de direction ENE-WSW dans la région méridionale de l'Atlas Saharien (Burollet., 1956).

D'autres auteurs décrivent des phases bien distinctes au cours de cet intervalle.

- **Une phase orogénique datée Fini Pliocène**

Elle est décrite comme étant aussi importante que la phase Atlasique engendrant des plis et des fractures de direction ENE-WSW et des plissements E-W (N. Kazi Tani., 1986 et R.Guiraud., 1990).

- **Une phase Quaternaire distenssive**

Elle forme des grabens de direction subméridienne (N. Kazi Tani., 1986), (Boudjemaa., 1987) a décrit une phase post villafranchienne compressive de direction N-S qui s'exprime entre Biskra et Négrine.

Cette région a subi les cinq phases de l'orogenèse alpine (Kowalski et al., 2002) :

a. La phase compressive fini-lutétienne

Elle est caractérisée par une contrainte maximale d'orientation N 320-330°E. Elle se manifeste par des plis d'orientation atlasique N 50°-60°E bien visibles sur les cartes géologiques d'El-Aouinet (Dozet et al., 1985), de Meskiana (Kuscer et al., 1985) et de Morsott (Blés, Fleury., 1970), mais moins nettes sur la carte géologique de Tébessa (Durozoy, 1956) à cause de la superposition des phases ultérieures. Elle se manifeste clairement au SW de Tébessa (carte géologique d'Aïn Télidjène, Vila., 1995).

b. La phase distensive du Miocène Inférieur

Elle est responsable de la formation et du développement du bassin d'El Ma Labiod au cours du Langhien-Serravallien et Tortonien, ainsi que celui des Oulad Soukies et du graben de Foussana et Kasserine en Tunisie.

La distension miocène a facilité le diapirisme dans le fossé des Oulad Soukies, à Djebel

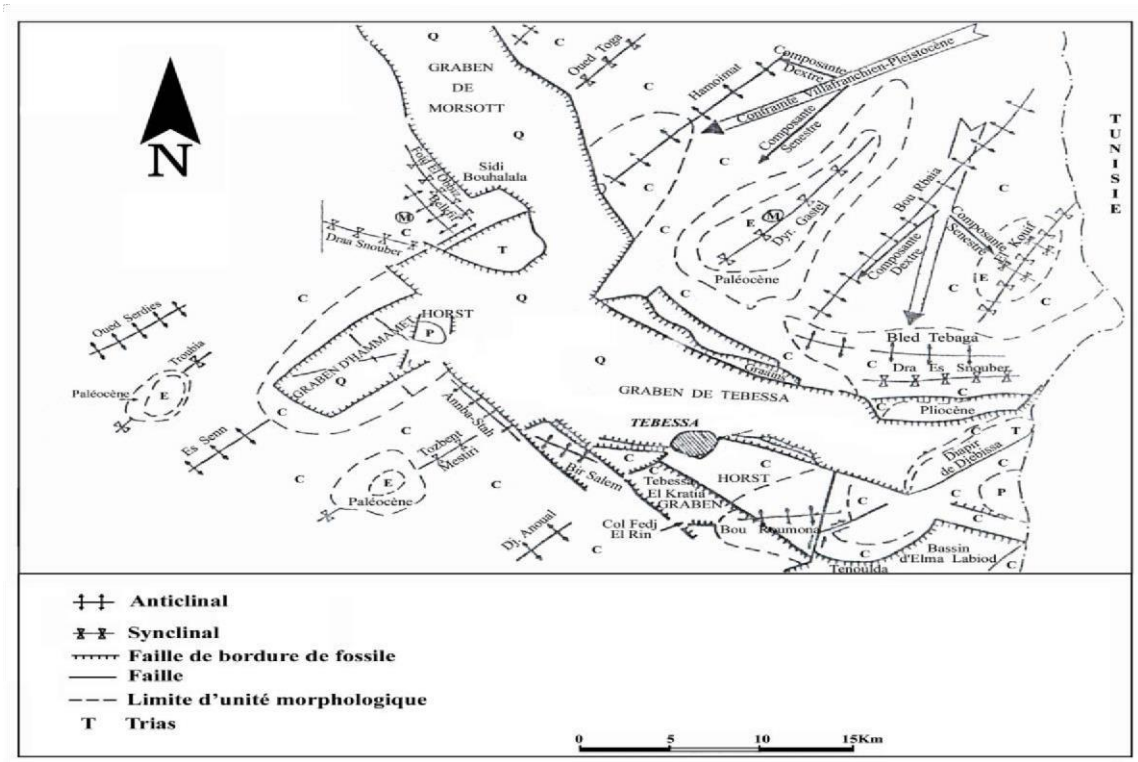


Fig 06. : Esquisse tectonique des environs de Tébessa, d'après W. M. Kowaleski et al. 2002. (par : smail brahimi)

Ouenza, à Djebel Boukhadra et dans la zone entre Djebel Belkfif et Hameimat.

c. La phase compressive du Miocène supérieur

Elle ne se manifeste que dans la zone de Sebkha Sellaoua et plus au Nord. Dans la zone d'étude, ces manifestations sont amorties, en accord avec Vila., 1980. Les dernières manifestations de la compression miocène vers le Sud ont été observées dans les monts de la Haute Mejerda.

d. La phase compressive du Pliocène inférieur

Elle a une contrainte maximale N 0°-20°E responsable de la formation des plis orientés N90°-110°S (l'anticlinal de Bled Tebaga, le synclinal de Draa Es Snouber, l'anticlinal de Bir Salem et les replissements de l'anticlinal fini-Lutétien de Bouroumane, avec la formation de l'anticlinal de Bouroumane-Tella-Djebel Anoual) sur la carte de Tébessa. On observe aussi la formation du synclinal de Draa Snouber sur la carte de Meskiana.

L'effondrement du fossé de Morsott, provoqué par la composante senestre de la contrainte N 0°-20°E au cours du stade distensif, était accompagné par le percement du diapir de Belkfif-Hameimat (diapirisme mio-pliocène), qui s'effondrait partiellement dans le fossé. La composante dextre facilitait la réactivation du diapirisme du Djebel Djebissa, qui se manifestait comme un diapirisme sous-marin à l'Aptien-Albien, provoquant la réduction drastique du profil Aptien-Albien de ce Djebel (Vila, 1994).

e. La phase compressive du Pliocène Supérieur

Elle est responsable de la formation des structures plissées, plus jeunes que le fossé de Morsott, qui lui sont parallèles. À cette phase appartiennent l'anticlinal de Djebel Belkfif, le synclinal Faid Al Lobba (Morel 1957) et l'anticlinal d'Oued Anmba-Djebel Stah.

Ces plis, orientés N 160°-170° E, sont formés par la contrainte maximale N 80° E et détectés par Blés (1969) à El Kouif. La composante dextre de cette contrainte est responsable de l'effondrement du fossé de Tébessa lié à l'effondrement et au basculement d'une partie des structures plissatives du Pliocène inférieur (comme une partie de l'anticlinal de Bled Tebaga et du synclinal de Draa Snouber).

La composante senestre de cette contrainte a réactivé la montée du diapir de Djebel Belkfif, avec sa couverture turonienne, et de la zone de Sidi Bouhalala.

Ce soulèvement diapirique a déformé le fossé de Morsott et parallèlement, s'est produite la réactivation du diapir du Djebel Djebissa, qui monte jusqu'à maintenant.

La zone de jonction des fossés de Morsott (orienté NNW-SSE) et de Tébessa (orienté WNW-ESE) constitue une sorte de décrochement.

La prolongation septentrionale du fossé de Tébessa déborde cette zone de jonction en modifiant partiellement le synclinal de Draa Snouber (Pliocène inférieur) à l'Ouest du Djebel Belkfif. Par contre, les plis du Villafranchien inférieur, parallèles au fossé du Morsott, sont conservés. La composante senestre de la contrainte maximale du Plio – Villafranchien est responsable de la formation du fossé de Hammamet. Le substratum de ce fossé basculé est constitué d'un système de horsts et de grabens orientés SW - NE.

III – 2 – La formation du fossé d'effondrement de Tébessa

L'effondrement, dans toute la région étudiée, n'est observable qu'après la phase atlasique fini-lutétienne qui se manifeste dans l'Atlas Saharien par des plis dirigés SW-NE.

Le fossé de Morsott, dirigé NNW-SSE, s'est formé après le stade compressif de la phase Pliocène inférieur. La jonction entre le fossé de Morsott et le fossé de Foussana a été établie au cours du Villafranchien inférieur par la formation du fossé de Tébessa.

Les sédiments du Pliocène supérieur (Villafranchien inférieur), appartenant au premier stade d'effondrement du fossé de Tébessa, ont été en grande partie érodés en liaison avec le deuxième stade d'effondrement affectant presque toute la surface du fossé au Villafranchien supérieur (Pléistocène inférieur). Dans le fossé de Foussana, les sédiments du Miocène sont couverts par la formation d'Oued Segui (Villafranchien inférieur) qui est contemporaine des sédiments du premier stade d'effondrement du fossé de Tébessa.

Les puissantes séries de cailloutis témoignent dans le fossé de Tébessa de l'importance du deuxième stade d'effondrement du Pléistocène inférieur. Une subsidence beaucoup plus modérée après le deuxième stade d'effondrement a favorisé, au Pléistocène moyen, la sédimentation d'argiles au cours du troisième stade d'effondrement.

Au Pléistocène supérieur a eu lieu un quatrième stade d'effondrement très important dans la zone axiale du fossé de Tébessa. Selon A. Zerdazi (1990), cet effondrement a provoqué la formation d'un graben d'une largeur d'environ 2 km. L'ampleur de l'effondrement a provoqué l'érosion partielle des sédiments de Q2 et le dépôt des galets de la série Q3 dans les zones érodées.

La subsidence était ralentie rapidement au cours de l'Holocène, mais elle se poursuit encore actuellement. Trois séismes d'intensité 4-5 sur l'échelle de Richter ont eu lieu au cours de l'année 1995, semblant bien être en relation avec le stade de distension de la phase plioquaternaire.

La zone axiale du graben de Tébessa, qui est actuellement le siège des dépôts alluvionnaires, poursuit son affaissement parallèlement aux soulèvements des marges du fossé lui-même.

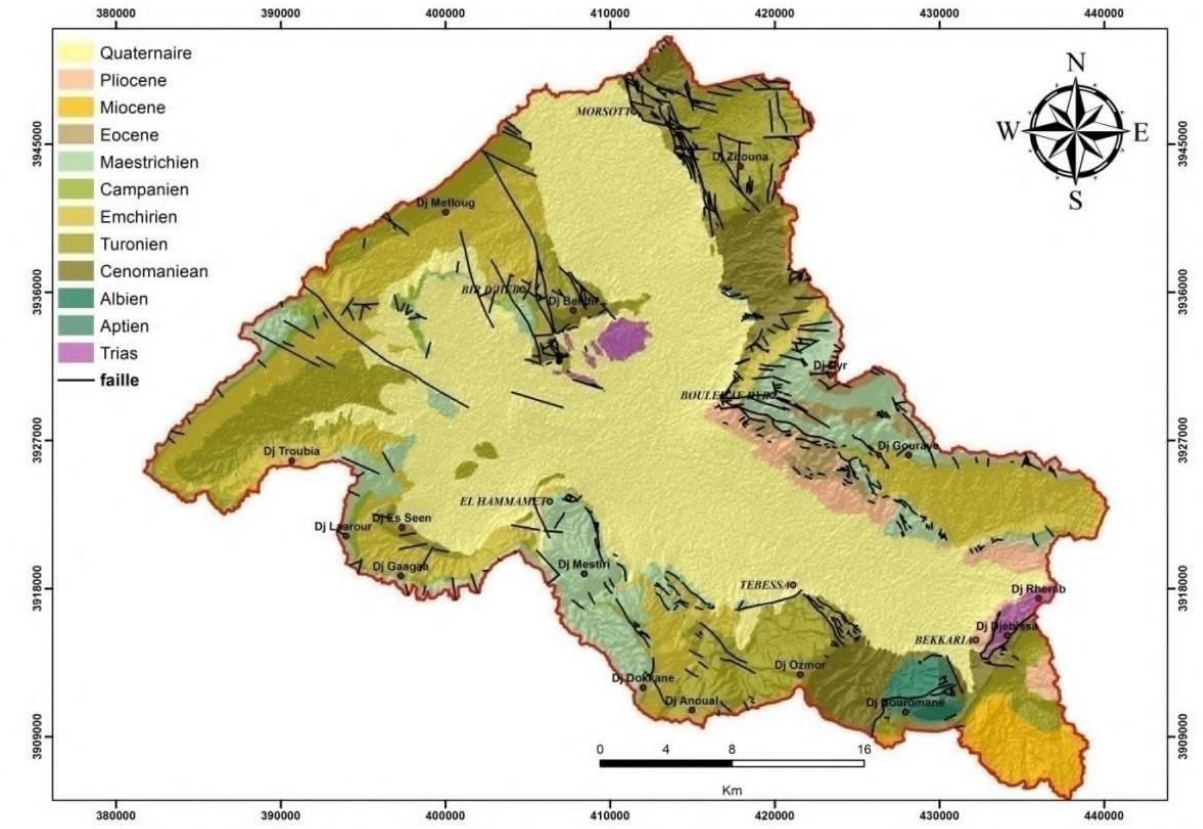


Figure 07 : Extrait de carte géologique de la zone d'étude (par : smail brahimi)

Le terrain d'étude appartient à la terminaison orientale de l'Atlas Saharien oriental, caractérisée par un Trias évaporitique porté à la surface suite à des déformations tectoniques souvent très violentes, et par une couverture qui va du Crétacé inférieur (Barrémien) au Miocène. Celle-ci est, en partie, recouverte par du matériel clastique Quaternaire d'origine continentale.

Les marnes bariolées à gypse, les dolomies et des débris de roches de différentes natures constituent les formations typiques du Trias dans cette région. Les assises d'âge Crétacé (Barrémien-Maastrichtien) sont représentées par des alternances de marnes et de calcaires. L'Eocène est constitué de calcaires marneux à silex et enfin les dépôts miocènes essentiellement conglomératiques et gréseux marins sont transgressifs sur les formations plus anciennes.

L'ensemble des formations sédimentaires est plissé suivant une direction d'axe NESW. Les plis résultent d'une tectonique compressive correspondant à la phase Atlasique d'âge Eocène (Dubourdieu et Durozoy, 1950 ; Dubourdieu, 1956 ; Vila, 1980 ; Kazi-Tani, 1986). La partie méridionale de ces plis est recoupée par des fossés d'effondrement (ex: Ouled Boughanem et Tébessa-Morsott, Foussana-Kasserine) remplis par des formations quaternaires. Ces fossés, orientés NW-SE à N-S, résultent d'une tectonique distensive d'âge miocène (Dubourdieu, 1956;Castany, 1954). La succession des déformations (compression, distension) est accompagnée d'épisodes d'ascension et de percement des formations triasiques (diapirisme) depuis l'Aptien (Thibiéroz et Madre, 1976;Aoudjehane et al. 1992;Pertuisot et al. 1998) jusqu'à l'Actuel(Fig.7).

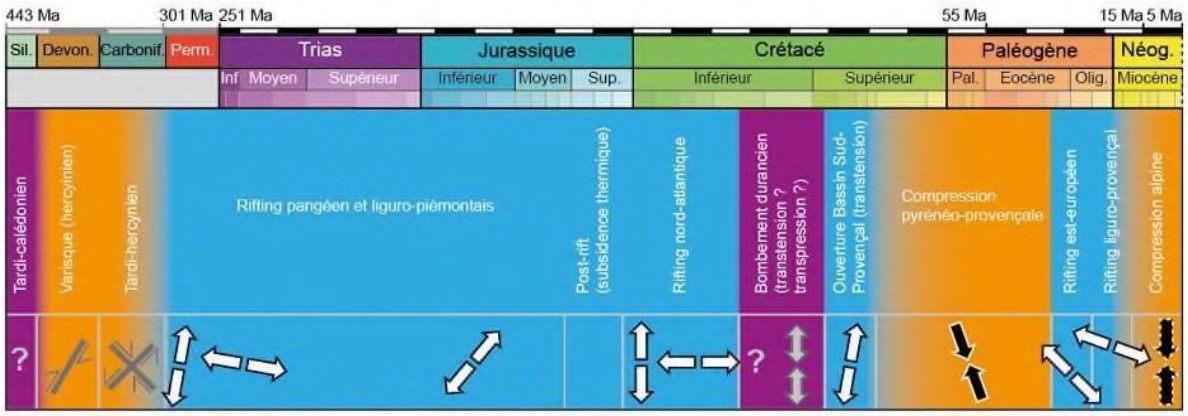


Fig.08:Synthèsedel'histoiregéodynamiquedelaProvenceaveclesprincipalesdirections (Fournillon.2012) (par : smail brahimi)

b. Les diapirs dans la région d'étude

Les nombreux diapirs de Trias évaporitique présentent deux types morphologiques principaux des corps de section elliptique, parfois très étirés de direction NE-SW et des corps à contours quasi circulaires, de faibles dimensions, souvent en relation avec les fractures.

Il est probable que les deux types d'appareils ont été édifiés à partir de la même série triasique constituée par un ensemble salifère épais à la base, puis un ensemble principalement détritique et carbonaté.

Les pointement triasiques sont considérés comme diapiriques pour certains auteurs comme Dubourdieu (1956 et 1959), Thiébéroz et al (1976) ; Bouzenoune et al.(1993 ;1995). Plus récemment, une nouvelle interprétation a été donnée à ces pointements triasiques. En effet, J. M Villa (1993) et ses collaborateurs interprètent une partie de ces derniers comme étant des glaciers de sel sous marin à matériel triasique resédimenté.

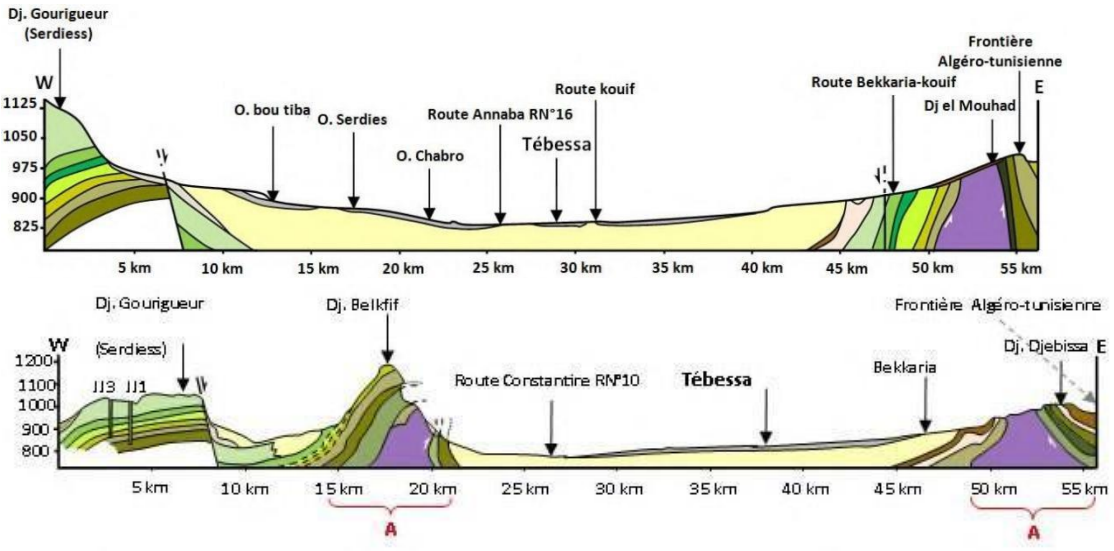
Cependant, Kowalski et Hamimed (2000) ont réfuté cette théorie de « glaciers de sel » et suggèrent pour les régions situées entre Tébessa et Ouenza, un diapirisme polyphasé, lié aux distensions albo-aptienne et mio-plio-quaternaire. Ceci, est argumenté par les observations de terrain :

Réduction des sédiments albo-aptiens,

Contacts verticaux et intrusifs avec des séries plus anciennes que l'Albien (Barrémien) ou plus jeune que celui-ci (Cénomanien, Turonien et Miocène d'Ouenza).

Le gypse et le sel gemme

On trouve le gypse dans les argiles ; il est généralement saccharoïde, d'environ 2 à 5 cm d'épaisseur, en ce qui concerne le sel gemme, sauf en période de sécheresse, on ne le trouve pas en surface, sa présence est attestée principalement par l'existence des sources ou des cours d'eau salés.



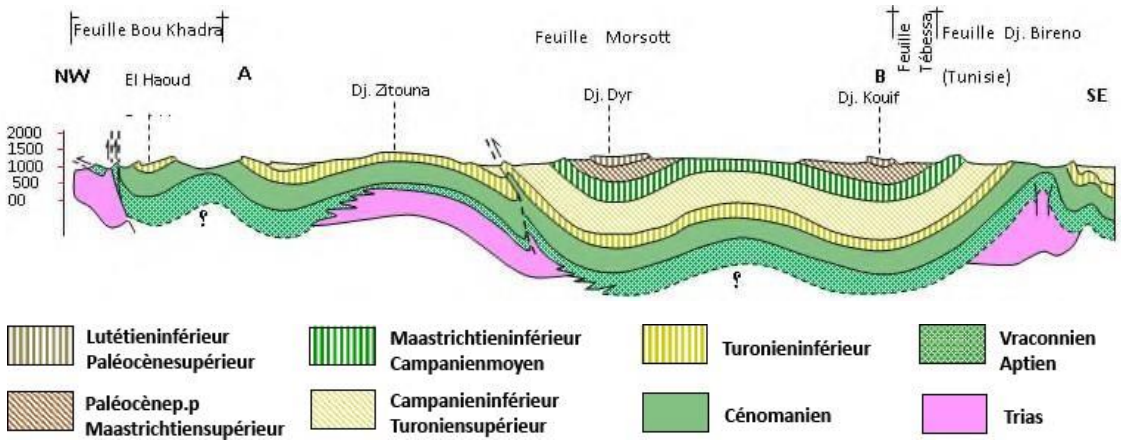


Fig. 09: Coupe Géologie schématique de la zone d'étude (in Amor Hamad 2018)

Chapitre III

Hydrologie de la région

III- Caractéristiques hydrologiques du bassin versant

III-1. Caractéristiques de forme

III.1.1 La surface

Sur une carte topographique à l'échelle 1/50 000, nous avons ensuite déterminé la surface du bassin versant de la région de Tébessa en choisissant l'exutoire au niveau de l'Oued Kébir le périmètre estimé d'environ 208.94 km, et ce bassin couvre une superficie de 960.044 km² [Cheikhen-Mostaph, 2024]

III.1.2. La forme du bassin

La forme du bassin a une influence significative sur l'écoulement superficiel global, ainsi que sur la forme de l'hydrogramme en réponse à une pluie donnée. L'indice de compacité de Gravlius (Kc)donne la forme d'un bassin versant par la relation suivante :

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

Avec

A : aire du bassin (*Km*^{2}). *P* : son périmètre (*Km*).

A N : *P = 208.94km* et *A = 960.044km*^{2}d'où *Kc = 1,88*.

La valeur ainsi obtenue (*Kc = 1,88*) traduit une forme allongée, du bassin étudié.

Plus cet indice se rapproche de l'unité, plus le bassin versant est de forme quasiment circulaire (compacte), ce qui signifie que le temps de concentration (tc) des eaux de ruissellement sera court. En revanche, dans le cas d'un bassin de forme allongée, la réaction sera différente.

III-1 - 3 -Les dimensions du rectangle équivalent

Le concept du rectangle équivalent, ou rectangle de Gravelius, introduit par (L. Roche en 1963), facilite la comparaison des bassins versants en ce qui concerne leur influence principalement sur l'écoulement. Cette approche consiste à transformer géométriquement le bassin réel en un rectangle.

Notons par L et l respectivement la longueur et la largeur du rectangle équivalent ; son périmètre et son surface s'expriment respectivement par les relations suivantes :

$$P = 2.(L+l),\ A = L.l \text{ et l'indice de compacité étant : } K_C = 0{,}28\frac{P}{\sqrt{A}}.$$

$$L = \frac{K_C\sqrt{A}}{1{,}12}\left[1+\sqrt{1-\left[\frac{1{,}12}{K_C}\right]^2}\right];\ \text{si } K_C \geq 1{,}12$$

La combinaison de ces trois lois donne :

A N : *L = 93.78Km* et *l = 10,23Km*.

Ces deux valeurs confirment bien la forme allongée du bassin en question.

III – 2 – Le relief

Comprendre l'incidence du relief sur l'écoulement est assez simple, car de nombreux paramètres hydrométéorologiques tels que les précipitations, les températures, etc., varient en fonction de l'altitude et de la morphologie du bassin. De plus, la vitesse d'écoulement est influencée par la pente. Le relief est généralement représenté sur les cartes topographiques par des courbes de niveau et se caractérise également par les éléments suivants :

III – 2 – 1 – La courbe hypsométrique :

Elle offre une perspective synthétique de la pente du bassin, reflétant ainsi le relief. Cette représentation graphique montre la distribution de la surface (ou le pourcentage de la surface, sur l'axe des abscisses) du bassin en fonction de son altitude (sur l'axe des ordonnées). Une telle analyse met en lumière le profil caractéristique du bassin et de ses pentes, un facteur déterminant pour l'écoulement.

III-2 – 1 – 1 – Répartition des tranches d'altitudes et élaboration de la courbe :

La quantification des surfaces par intervalle d'altitude (c'est-à-dire la superficie entre deux courbes principales adjacentes) nous a conduites à retenir les valeurs synthétisées dans le tableau suivant (Tableau 1).

Tableau N° 1 : Répartition des surfaces en fonction des tranches d'altitudes.

Tranche d'altitude H_i(m)	**Surface partielle (S_i)**		**ΔH_i (côte moy)** (m)	**Δ Hi x Si** (m$\times$m^2)	**Surface cumulée** (%)
	Km2	%			
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

À partir des données ainsi recueillies, le tracé de la courbe hypsométrique représentative sera facile à réaliser. Veuillez consulter la Figure 5 pour plus de détails.

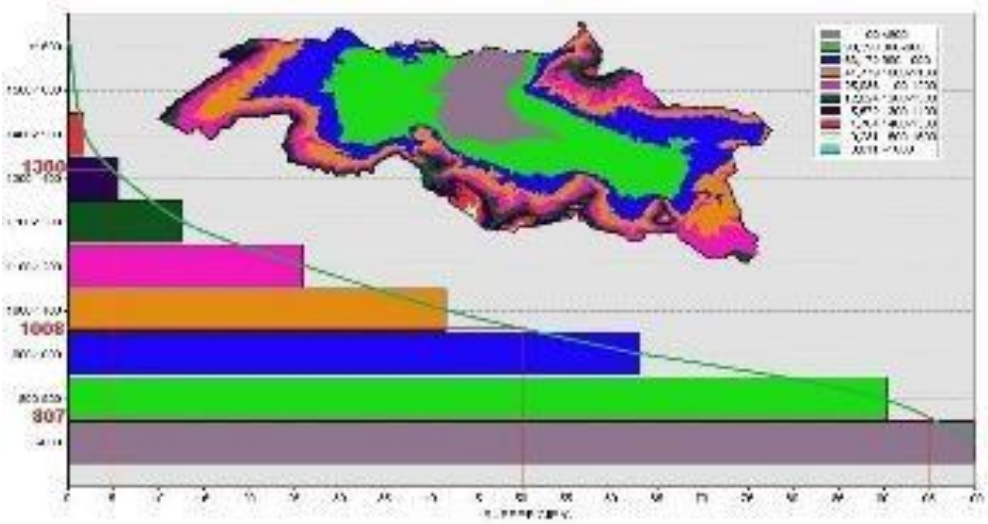


Fig. 10: Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques à travers le bassin de Tébessa. (Djebassi Toufik 2021)

L'analyse de ce graphique révèle que la zone située entre les altitudes de 742 et 1000 mètres constitue une plaine, représentant 58.21% de la surface totale.

La tranche d'altitude de 1000 à 1300 mètres correspond à 36.10% de la superficie, formant des montagnes qui entourent la plaine : au Nord (Dj. Belkfif), à l'Est (Dj. Dyr) et à l'Ouest (Dj. Serdies). Les 5.69% restants représentent les zones d'altitude dépassant 1600 mètres, caractérisées par les monts qui délimitent la plaine au Sud (Dj. Bouroumane, Dj. Doukkane).

III – 2 – 2 – Les altitudes caractéristiques

III – 2 – 2 – 1 – Les altitudes maximale et minimale

Ces valeurs sont directement extraites de la carte topographique. L'altitude maximale représente le point le plus élevé du bassin, tandis que l'altitude minimale désigne l'endroit le plus bas, généralement à l'exutoire. Elles définissent l'amplitude altimétrique du bassin versant et sont également utilisées dans le calcul de la pente.

Dans le bassin de Tébessa, ces deux données varient de 750 mètres à 1 626 mètres, ce qui représente une différence d'environ 882 mètres entre le point culminant et l'exutoire.

$$H_{moy} = \sum_{1}^{n} \frac{A_i h_i}{A} \equiv m \qquad \text{Avec :}$$

H_{moy}: Altitude moyenne du bassin (m), A_i : Aire comprise entre deux courbes de niveau

(Km^2), h_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m), A : Surface totale du bassin versant (Km^2).

$$A\ N : \quad H_{moy} = 993.73m$$

Cette valeur fournit des informations sur l'importance de l'altitude, qui, bien qu'elle semble modérée par rapport à l'ensemble du bassin versant, n'en demeure pas moins significative et ne doit pas être sous-estimée.

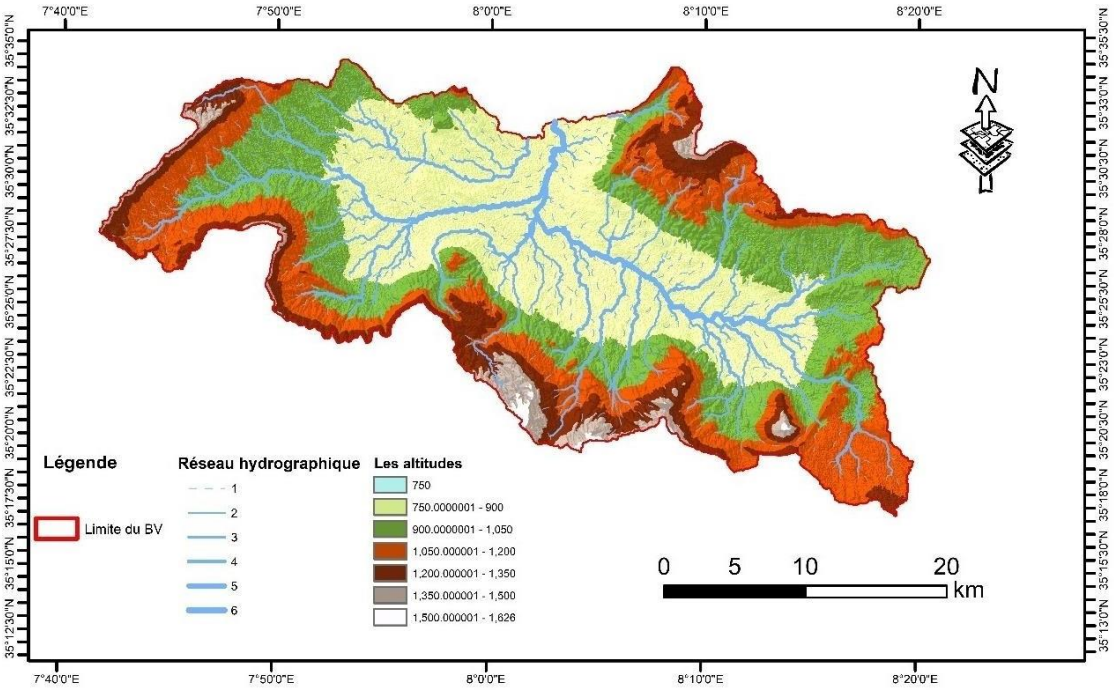


Fig. 11: Carte des répartitions des altitudes dans le bassin de Tébessa [Cheihkane Mostaph,2024]

III – 2 – 2 – 3 – L'altitude médiane

Cette valeur correspond à l'altitude lue au point d'abscisse 50% de la surface totale du bassin (H50%) sur la courbe hypsométrique. Si cette courbe présente une pente régulière, cette mesure sera similaire à l'altitude moyenne. Dans le cas du bassin de Tébessa, la valeur correspondante est d'environ 1008 mètres. Elle n'est pas très éloignée de l'altitude moyenne, ce qui confirme la régularité de la pente de la courbe.

III – 2 – 3 – Les pentes :

D'un point de vue hydrologique, l'importance du relief est incontestable, car l'une des caractéristiques déterminantes de la topographie est la pente, qui joue un rôle crucial dans le ruissellement des eaux. La caractérisation du relief peut être réalisée à l'aide d'au moins deux indices.

III– 2 – 3 – 1 – La pente moyenne :

En tant que variable indépendante, la pente offre une indication précieuse sur le temps nécessaire pour le ruissellement direct, et donc sur le temps de concentration (tc), ce qui influence directement le débit maximal pendant une averse. En calculant la moyenne pondérée des pentes, selon (Carlier et Leclerc 1964), pour toutes les surfaces élémentaires délimitées entre deux altitudes données, la relation suivante fournit une estimation de cette caractéristique :

$I_m = \frac{DL}{A} \equiv \%$ Avec :

I_m: Pente moyenne (*m/Km*). *L* : Longueur totale des courbes de niveau (*Km*).

D : Équidistance entre deux courbes de niveau (*m*). *A* : surface du bassin versant (Km^2).

Le développement de cette formule donne :

$I_m = \frac{DL}{A}$ D'où $I_m = \frac{DL}{Ll}$ donc : $I_m = \frac{D}{l}$

Or D = $H_{5\%}$ - $H_{95\%}$ et *l* = largeur du rectangle équivalent.

$I_m = \frac{1360-807}{10.23}$ d'où $I_m = 54.056$

III– 2 – 3 – 2 – Les Indices de pente

III – 2 – 3 – 2 – a – L'indice global de pente (*Ig*)

Les points sélectionnés sur la courbe hypsométrique sont tels que l'aire, supérieure ou inférieure, soit égale à 5% de la surface totale. À partir de cela, nous obtenons les altitudes H5% et H95%, entre lesquelles se situe 90% de la superficie du bassin, ainsi que le dénivelé utile (D). Cet indice est alors défini par le rapport entre le dénivelé utile (D) et la longueur du rectangle équivalent (L), dont la relation s'exprime ainsi :

$I_g = \frac{D}{L} m/km$ Avec :

L : Longueur du rectangle équivalent (*Km*).

D : Dénivelée utile (*m*), donnée par : $D = H_{5\%} - H_{95\%}$.

A N : $H_{5\%} = 1\,360m$ et $H_{95\%} = 807$ d'où $D = 553m$ et $L = 93.78Km$.

$I_g = \frac{D}{L} = \frac{553}{93.78}$ *donc* $I_g = 5.89m/km$ *autrement dit* $I_g = 0.589\%$

Cette valeur permet de caractériser le relief du bassin de Tébessa comme étant assez faible (Ig> 0.5), selon la classification établie par les services de l'Institut de Recherches en Développement (IRD), anciennement l'Office de Recherches Scientifiques et Technologiques d'Outre-Mer (ORSTOM). Il convient de noter que cet indice peut être utilisé pour comparer les bassins versants et les classer, mais il n'est significatif que pour ceux d'une superficie d'environ 25 km². De plus, il présente l'inconvénient de diminuer lorsque la surface augmente. Par conséquent, il semble plus approprié de recourir à une mesure qui exprime de manière plus évidente cette caractéristique.

III – 2 – 3 – 2 – b – La dénivelée spécifique (D_s) :

Cette valeur bénéficie de son origine dans l'expression de l'indice global de pente (Ig), également connu sous le nom de pente globale. Il est admis que cette valeur est inversement proportionnelle à la racine carrée de la surface, une fois ajustée pour tenir compte de son effet.

$D_S = I_g\sqrt{A}$. D'où $D_S = \frac{D}{L\sqrt{LI}}$. On obtient : $D_S = D\sqrt{\frac{I}{L}} \equiv m.$

Il semble que la dénivelée spécifique ne soit influencée que par l'hypsométrie (D = H5% - H95%) et la forme du bassin (I/L), ce qui conduit à une seconde classification, établie par le même service de l'IRD, mais sans considération de la surface.

$D_s = 553\sqrt{\frac{10.23}{93.78}}$ *D'où :* $D_s = 182.645m$

Cette valeur qualifie le relief du bassin de Tébessa comme étant assez marqué (Ds > 100). En effet, cette caractéristique conditionne la réponse du bassin aux précipitations.

III– 2 – 3 – 2 – c – L'indice de pente de Roche (I_p) :

Il caractérise, au fait, la pente globale du bassin et s'exprime par la relation suivante :

$I_P = \frac{1}{\sqrt{L}}\sum_1^n \sqrt{a_i d_i}$. Avec :

L : Longueur du rectangle équivalent

a_i : Représente la fraction en % de l'aire comprise entre deux courbes de niveau voisines, distantes de $d_i \cdot \sqrt{a_i \cdot d_i}$.

Tableau N° 02 : Indice de pente de Roche. Bassin de Tébessa. (Djebassi Toufik 2021)

Tranche d'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	39.737
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

AN : L=93.78km et $\sum \sqrt{a_i d_i} = 262.356$ *D'où :* $I_p = 27.091$

La valeur de cet indice s'avère assez importante et laisse conclure l'importante discontinuité qui marque le relief du bassin.

La densité de drainage

Elle est influencée par la géologie (structure et lithologie), les caractéristiques topographiques du bassin versant, ainsi que, dans une moindre mesure, par les conditions climatiques et anthropiques. D'un point de vue physique, elle représente la superficie du bassin nécessaire pour maintenir des conditions hydrologiques stables dans un réseau hydrographique unitaire (une section du réseau). On peut l'exprimer de manière inverse sous la forme de $C = 1/D_d$ (selon Schumm), où C représente la constante de stabilité du cours d'eau.

La densité de drainage, introduite par Horton, se définit comme la longueur totale des cours d'eau rapportée à la surface du bassin. C'est un paramètre qui indique le degré de densité ou de dispersion du réseau hydrographique.

Une expression appropriée pour lui donner une mesure est la suivante :

$$D_d = \frac{\Sigma L_i}{A} \equiv km/km^2. \quad \text{Avec :}$$

D_d: Densité de drainage.

Li : Longueur de cours d'eau (*Km*), *A* : Aire du bassin (Km^2).

AN: $A = 960.044\ Km^2$, $\sum Li = 4659km$. D'où: $D_d = 4.853km/km^2$.

III – 3 – 3 – Le temps de concentration :

Il s'agit du temps nécessaire pour qu'une particule d'eau, ou une goutte d'eau, parcoure depuis le point hydrologiquement le plus éloigné en amont du bassin jusqu'à l'exutoire considéré. Ce temps est influencé par plusieurs facteurs, tels que l'intensité des précipitations, la pente, la lithologie et la couverture végétale, qui peuvent agir individuellement ou en combinaison pour entraver ou favoriser l'écoulement.Ce paramètre peut être estimé à l'aide de différentes formules, dont celle de (Giandotti), dont l'expression est la suivante :

$$t_c = \frac{4\sqrt{A+1,5.L_p}}{0,8\sqrt{H_{moy}-H_{min}}}$$ Avec :

t_c : Temps de concentration (*h*).

A : Surface du bassin (Km^2).

H_{moy} : Altitude moyenne (*m*).

L ou L_P : Longueur du thalweg principal (*Km*).

H_{min}: Altitude minimale (*m*).

AN :*tc = 10,16h*. D'où : *tc = 10heures, 09 min et 36 secondes.*

Le réseau hydrographique est formé suite à l'interaction de nombreux facteurs tels que le climat, le relief, la lithologie, etc. Cette densité semble relativement élevée compte tenu de la surface du bassin, ainsi que de la densité et de la ramification du réseau. Cette situation découle probablement des caractéristiques physiques particulières de ce dernier.

Tableau N° 03 : Récapitulation des paramètres morphométriques. Bassin de Tébessa.

Paramètre(symbole)	Unité	Formule / Moyen de détermination	Résultat
Altitude maximale (Hmax)	m	Déduite de la courbe hypsométrique	1626
Altitude médiane (Hm ou H50%)	m	Lue sur carte topographique	1008
Indice de compacité (Kc)	/	$K_c = 0.28\frac{P}{\sqrt{A}}$	1.88
Dénivelée spécifique (Ds)	m	$D_s = D\sqrt{\frac{l}{L}}$	185.28
Altitude moyenne (Hmoy)	m	$H_{moy} = \sum_1^n \frac{A_i h_i}{A}$	993.77
Largeur du rectangle équivalent (l)	km	$l = \frac{P - 2L}{2}$	10.23
Longueur du rectangle équivalent (L)	km	$L = \frac{P - 2l}{2}$	93.78
Indice de pente global (Ig)	m/km	$I_g = \frac{D}{L}$	5.89
Indice de pente moyenne (Im)	%	$I_m = \frac{D}{l}$	54.056
Indice de pente de Roche (Ip)	%	$I_P = \frac{1}{\sqrt{L}}\sum_1^n \sqrt{a_i . d_i}$	27.091
Périmètre (P)	Km	Curvimètre sur carte topographique	208.94
Surface (A ou St)	Km^2	Planimétrée sur carte topographique	960.044
Classe de relief (R)		Déduit de la Ds	Assez faible
Altitude minimale (Hmin)	m	Lue sur carte topographique	750
Temps de concentration (tc)	h	$t_c = \frac{4\sqrt{A + 1{,}5.L_p}}{0{,}8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}}$	10.16

Chapitre IV

Hydrogéologie des nappes d'eau dans la région d'étude

Introduction

L'analyse de la structure géologique et hydrogéologique a révélé une complexité dans le système aquifère du bassin d'effondrement Tébessa-Morsott-Hammamet. Nous avons identifié deux horizons significatifs :

- l'un dans les formations calcaires, principalement le long des bordures,
- et l'autre dans les formations alluviales, telles que les argiles remaniées, les cailloutis et les sables.

Dans ce contexte nous devons présenter une aperçue générale sur les deux systèmes et identifier leurs relations structurale et hydrogéologique :

I – 1 – La nappe alluviale et le milieu poreux :

Le bassin d'effondrement Tébessa-Morsott, principalement constitué de matériaux de remplissage du mio – plio – quaternaire, couvre presque entièrement la plaine et crée ainsi un environnement propice à la capture et au stockage des eaux, qu'elles proviennent de l'infiltration directe ou des systèmes aquifères adjacents.

La série détritique de cette région présente une hydrogéologie complexe du aux plusieurs facteurs tels que :

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

Malgré cette complexité, les autorités ont choisi et favorisé cette région pour implanter un grand nombre d'ouvrages de captage, en raison de l'importance de son réservoir en eau.

III – L'étude de la piézométrie :

L'étude et la cartographie piézométrique revêtent une grande importance dans la compréhension des systèmes aquifères, en fournissant des informations cruciales sur leur morphologie, leur comportement hydraulique, hydrodynamique et leurs conditions limites.

Ces outils permettent d'identifier le sens d'écoulement des eaux souterraines, de comprendre l'origine de l'alimentation des nappes d'eau, de détecter d'éventuels liens entre différentes unités hydrogéologiques, ainsi que de suivre l'évolution temporelle de la surface piézométrique.

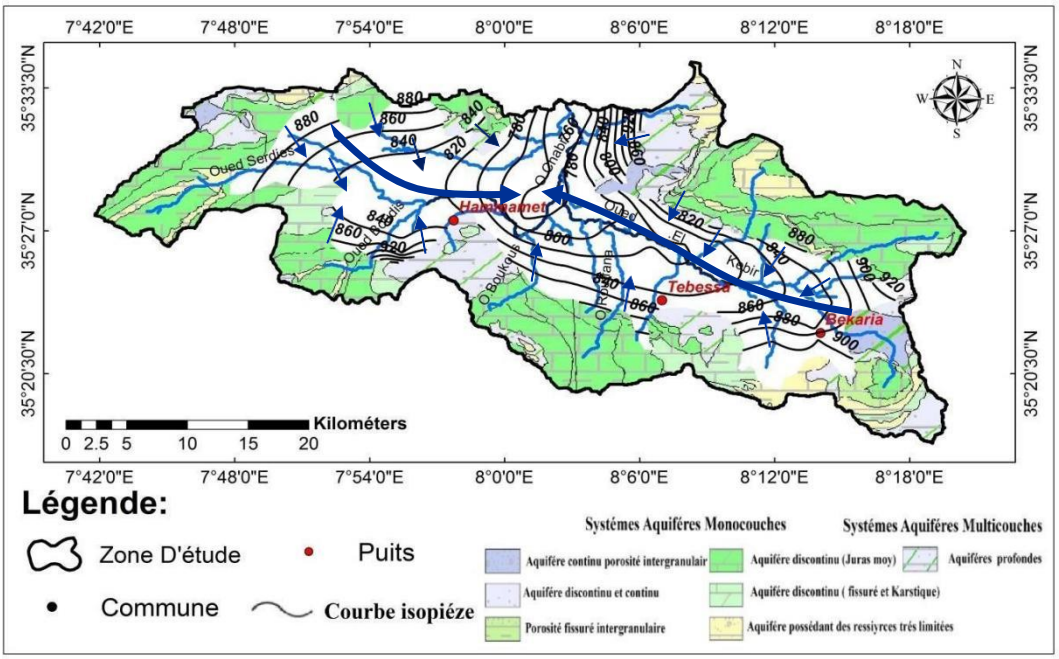


Fig. 13: Carte piézométrique (ANRH, Juin 1994. Plaine de Tébessa).

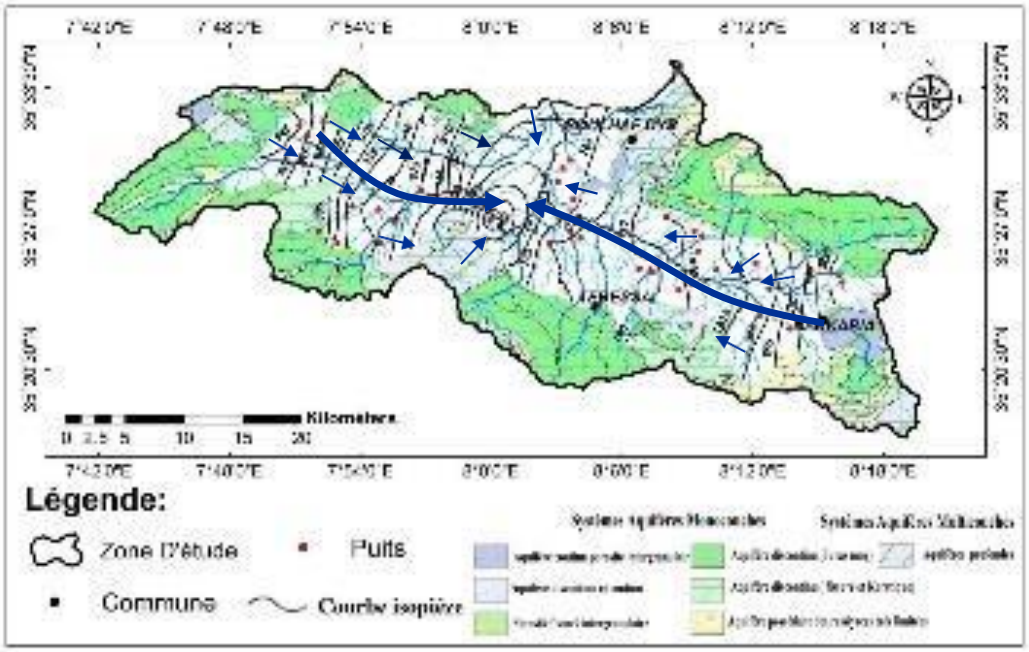


Fig. 14: Carte piézométrique (Par Djebassi Mai 2020. Plaine de Tébessa). (Djebassi Toufik 2021)

L'observation des représentations cartographiques de la surface piézométrique pour les années 1994 et 2020 ont révélé un changement significatif dans la morphologie de la nappe phréatique au cours de ces deux décennies.

- Les eaux souterraines en provenance de la région de Bekkaria (nord-est, est et sud-est) suivent une direction dominante est-ouest, convergeant vers le centre de la plaine.

En revanche, les eaux de la région de Hammamet prennent une direction opposée, d'ouest en est. Ces différentes masses d'eau se rencontrent au centre de la plaine, à Aïn Chabro.

En 1994, ces eaux continuaient leur trajectoire vers le nord, mais actuellement, elles restent concentrées dans la zone d'Aïn Chabro. Cette dernière ne fonctionne plus comme une zone de convergence, mais plutôt comme une zone dépressionnaire, en raison des exploitations excessives.

- La variabilité du gradient hydraulique est notable entre les régions de Hammamet, où il est d'environ 0,6 %, le centre de la plaine, caractérisé par une bonne perméabilité avec un gradient d'environ 0,4 %, et la région de Bekkaria à l'est, où le gradient est encore plus élevé, oscillant entre 2,4 % et 3,1 % [Djebassi T.,2021]

III – 3 – Les conditions aux limites de la nappe :

Compte tenu de sa situation géographique et du contexte hydrogéologique régional, l'étude du

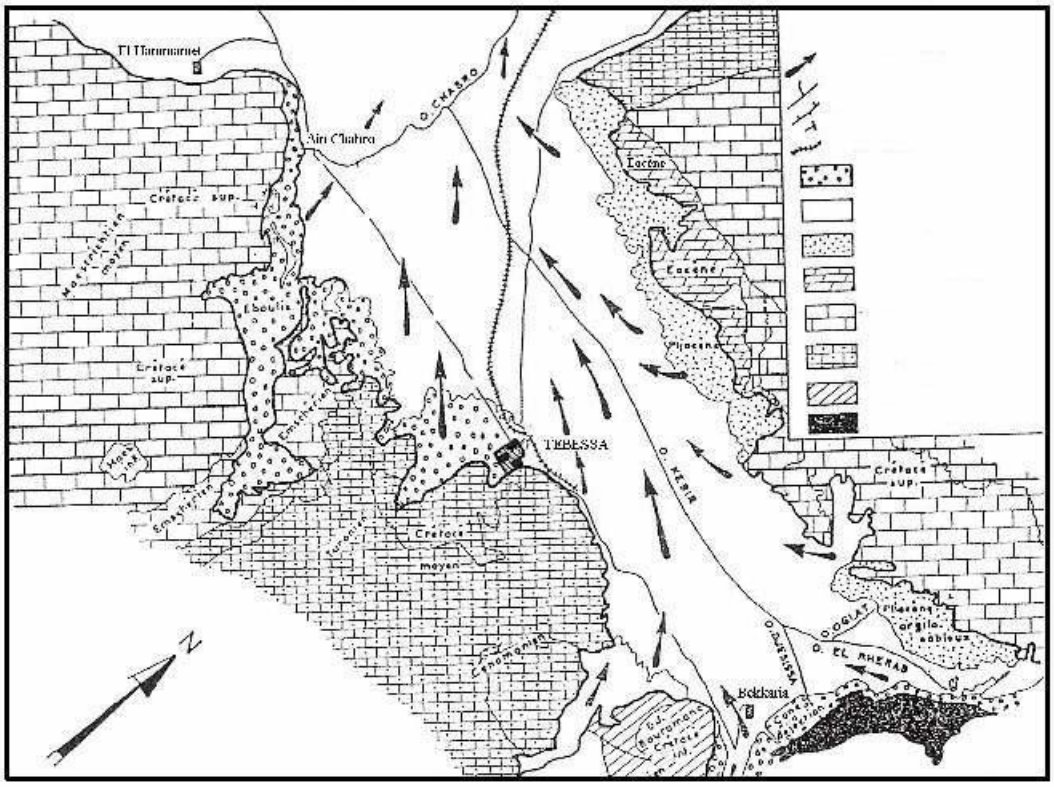


Fig. 15: Carte Géologique et des conditions aux limites. Géologie d'après CGG 1970.

comportement du système aquifère de la région de Tébessa révèle que l'alimentation se Fait de :

1. Les eaux de précipitations infiltrent particulièrement dans les zones à forte perméabilité, notamment à Bekkaria, Aïn Chabro et Hammamet, où les affleurements du remplissage alluvionnaire favorisent ces infiltrations. Ces apports d'eau de pluie alimentent directement la nappe alluviale. En revanche, au centre, l'infiltration devient presque nulle en raison de la présence d'argiles ou de dépôts fins.

De plus, les eaux de surface, notamment celles de l'Oued Bouakous et de l'Oued Serdies, contribuent de manière significative au système en se perdant dans les alluvions à Hammamet et Aïn Chabro.

2. Le milieu fissuré est alimenté par les précipitations, telles que les pluies et la fonte des neiges, grâce à son étendue et à la multiplication et la largeur des fissures, surtout aux bordures. Les failles qui affectent ces bordures mettent en contact direct les formations du remplissage et celles fissurées, notamment aux cônes de déjection. À Bekkaria, en particulier, cette structure reçoit les eaux provenant des calcaires de Dj. Bourommane.

3. L'alimentation de la nappe alluviale par les calcaires fissurés des bordures doit être mentionnée, bien que ce processus soit assez complexe. La complexité de cette situation résulte des jeux de failles qui, par endroits, ont provoqué une discontinuité du niveau fissuré et l'apparition de marnes, mettant en contact direct les formations du remplissage et celles fissurées. Il est fort probable qu'une alimentation en profondeur existe en faveur de ces failles.

IV– Cartographie des paramètres hydrodynamiques :

IV- 1– La carte de transmissivité :

La morphologie de l'aquifère varie en raison de l'hétérogénéité du système aquifère, révélant trois secteurs distincts :

- À l'Ouest (secteur de Aïn Chabro) : La transmissivité y est élevée. Cette caractéristique est due à la présence de gros graviers (cailloutis de calcaire) qui constituent l'aquifère.
- Secteur de Tébessa : Ce paramètre diminue de manière significative. Au centre de la plaine, les valeurs sont faibles, en raison des formations argileuses et marneuses. Cependant, sur les bordures méridionales calcaires, les valeurs augmentent.
- Secteur de Bekkaria : La transmissivité devient sensiblement élevée, en raison de la présence de formations sableuses.

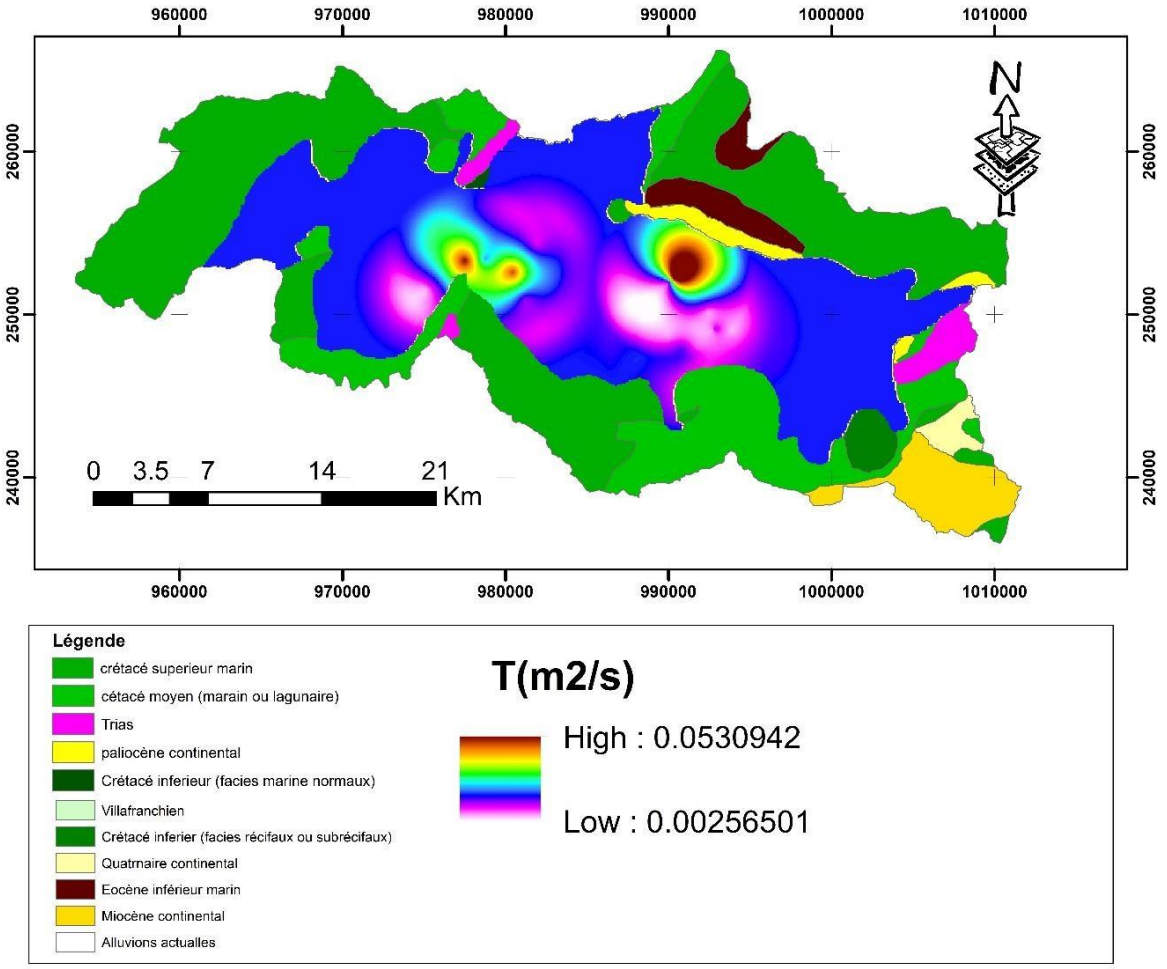


Fig. 16: carte de Transmissivité plaine de Tébessa Mai 2005[Cheiken Mostaph,2024]

IV-2 – La carte de perméabilité :

- Secteur d'Aïn Chabro : Caractérisé par des valeurs élevées de perméabilité.
- Secteur de Tébessa : Les valeurs de perméabilité deviennent faibles au centre de la plaine, à cause de la présence de formations imperméables (argile et marne).
- Bordure méridionale : Caractérisée par des valeurs élevées, en raison de l'influence des calcaires de bordure qui alimentent la nappe latéralement. Cette variation est due à l'hétérogénéité géologique de ce secteur.
- Secteur de Bekkaria : Les valeurs de perméabilité sont relativement importantes.

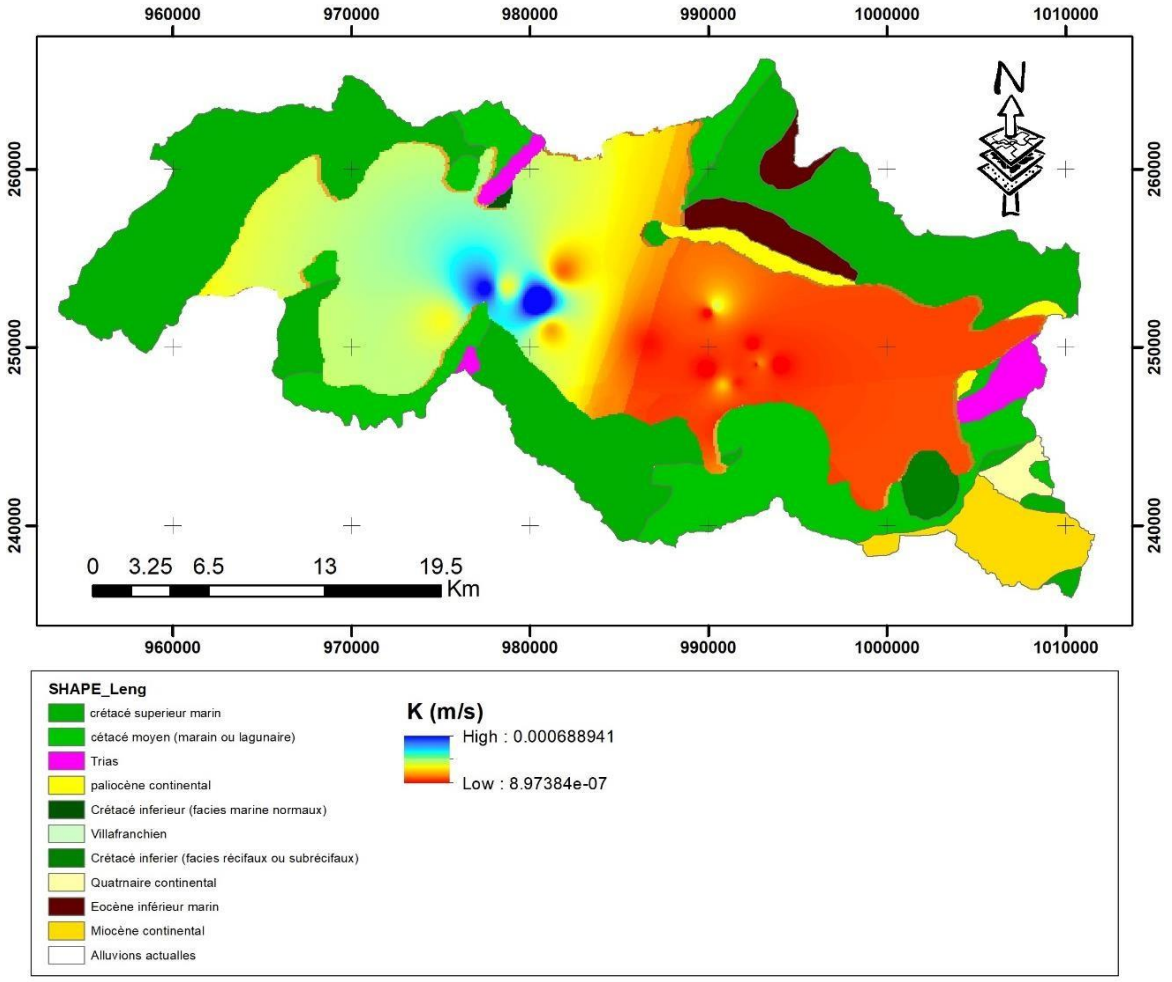


Fig. 17: carte de perméabilité plaine de Tébessa Mai 2005[Cheiken Mostaph,2024]

I – 2 – La nappe des calcaires et le milieu fissuré :

Le milieu fissuré est principalement composé de formations calcaires, comprenant celles du Turonien, du Maestrichtien et de l'Éocène. Les calcaires de l'Éocène sont souvent situés à des profondeurs relativement faibles, en particulier le long des bordures Nord-Est de la région. En revanche, au centre, ces calcaires sont rarement atteints par les forages en raison de leur profondeur, estimée entre 500 mètres et 2000 mètres selon M. Zerdazi.

Ce milieu présente un potentiel hydraulique significatif, manifesté par plusieurs sources émergeant le long de ces formations, telles que celles Ain Dibba et Aïn Kissa (au nord-est), de Bouakous (au sud-ouest) et de Gaâgaâ à l'ouest.

Le forage F9, l'un des deux forages implantés à Boulhef Dyr, exploite les calcaires du Maestrichtien du Dyr. Selon une étude géophysique réalisée par le défunt Professeur Kachi S., ces forages atteignent une profondeur de 150 mètres et ont fourni un débit de 60 litres par seconde lors des essais à l'air lift, entraînant un rabattement de 0,4 mètre. Par la suite, le niveau d'eau s'est stabilisé à 26 mètres.

– Identification hydrogéologiques des sources existantes dans les bordures Nord-Est

Le réseau souterrain de la région d'étude n'est pas connu. La dispersion de l'énergie, par l'absence de concentration des écoulements, n'est pas apte à créer de grandes cavités. Les avens, qui sont des successions de puits verticaux et de galeries en méandres due à la tectonique et à la décompression, forment des collecteurs qui drainent des volumes d'eau important.

Les formes de reliefs caractérisées parfois par des fortes pentes, le soutirage des eaux par des exutoires très bas, la structure géologique et la décompression, favorisent l'installation de réseaux à grandes circulations verticales. Ils donnent naissance aux sources décrites plus bas.

D'après l'étude géologique et le travail de terrain on a peut déterminer cinq aquifère fissuré sous la base de leur comportement et l'âge géologique [Hamad O., 2021]:

- aquifère du calcaire éocène.
- aquifère du calcaire maastrichtien.
- aquifère du calcaire turonien.
- aquifère du calcaire cénomanien.
- aquifère du calcaire Albo-aptien.

Chapitre V

Caractéristiques hydroclimatologiques de la région et impact des changements climatiques

Etude des variations des paramètres climatiques et impact du changement climatique sur les ressources en eau de la région d'étude

INTRODUCTION

Le climat des zones semi-arides est caractérisé par une variabilité climatique liée aux irrégularités topographiques et aux influences opposées de la Méditerranée et du Sahara.

Le climat algérien est un climat de transition. Il varie du type méditerranéen dans le Nord au type désertique dans le Sahara. Du fait de son appartenance géographique et bioclimatologiste à la zone aride et semi-aride (Djabaili, 1984 et ANAT, 1992), l'Algérie du Nord est soumise à des conditions hydro climatique défavorables, caractérisées par des précipitations irrégulières avec des variations interannuelles importantes et une forte irrégularité saisonnière et interannuelle des écoulements (ANAT, 1992).

La plaine de TEBESSA se situe au Nord-Est du territoire algérien, se localisant à mi-chemin entre la Méditerranée et le début du domaine saharien, ce qui lui confère un climat se caractérisant par un régime climatique aride et semi-aride.

Le comportement des nappes aquifères et la variation du niveau piézométrique dépendent étroitement des précipitations et des prélèvements. Il est important de signaler à cet effet que l'alimentation est régie par la fraction de pluie qui s'infiltre vers la zone saturée, constituant à moyen terme la véritable ressource mobilisable.

II- CLIMATOLOGIE :

La station météorologique de TEBESSA gérée par l'office national de la météorologie, et dont la période d'observation va de 1987 à 2017 pour la station de TEBESSA, a servi pour l'évaluation des facteurs du bilan. Cette station est située selon les coordonnées suivantes :

Tableau 4 : Les coordonnées de station météorologique :

Coordonnées				
TEBESSA	991,9	247,2	980 m	1980-2024

II-1- Lesfacteursclimatiques :

II.1.1-Lesprécipitations :

Lesprécipitationsconstituentunecomposanteessentielledu cycle d'eau. Ellespermettent les renouvellementtotaloupartiedesnappesparlebiaisdesinfiltrationstellesconditionnentl'écoulements

aisonnièrelerégimedescoursd'eaux. En général,quatreaspects sontdiscutés ; Ils'agit du coefficient pluviométrique etdesrépartitionssaisonnières,mensuellesetannuelles.

.Lesmoyennesdesprécipitations pourla station son trèsuséesdanslestableauxsuivants :

Tableau 5 : Précipitations moyennes mensuelles à la station de Tebessa(1980/2024)

P. (mm)	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout	Total
1980-2024	39.73	29.01	23.92	22.86	11.09	21.76	30.19	27.25	38.85	23.42	9.84	19.60	297.52

Une moyenne mensuelle des précipitations a été calculée sur une série des 44 ans pour la station, Tebessa, L'étude de l'évolution des précipitations mensuelles nous ont permet de mettre en évidence d'une part une moyenne mensuelle avec des maximums de 39.73mm au mois deSeptembre ; et un minimum au mois de juillet9.84 mm.

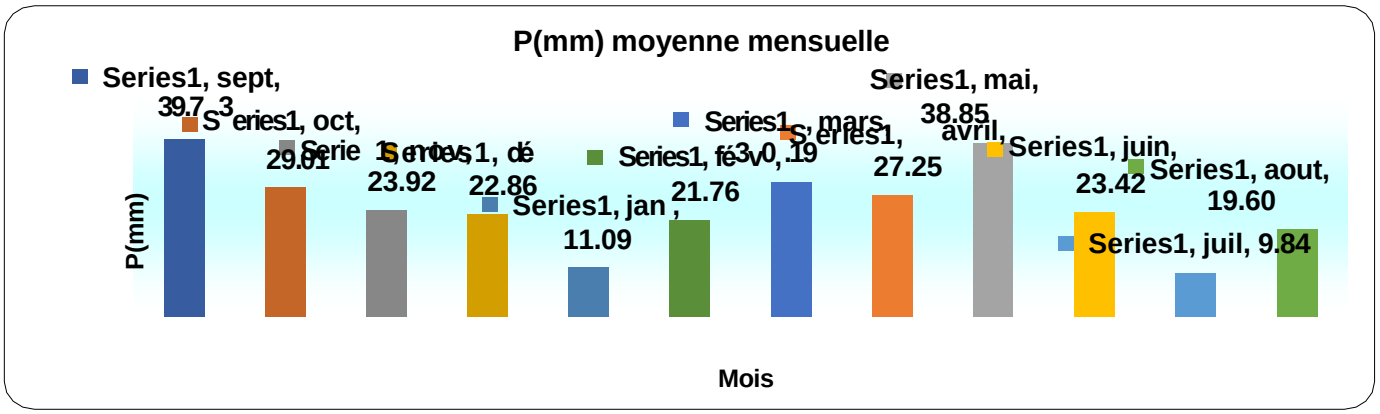


Figure 18 : Précipitation moyenne mensuelle pour une période de44ans (1980-2024).

Le mois de septemebre est le plus pluvieux, avec 39.73 mm, alors que le mois de Juillet est le plus sec, avec 9.84mm et la saison la plus pluvieuse c'est l'hiver avec 125mm.L'amplitude de précipitation est de 35.1 mm

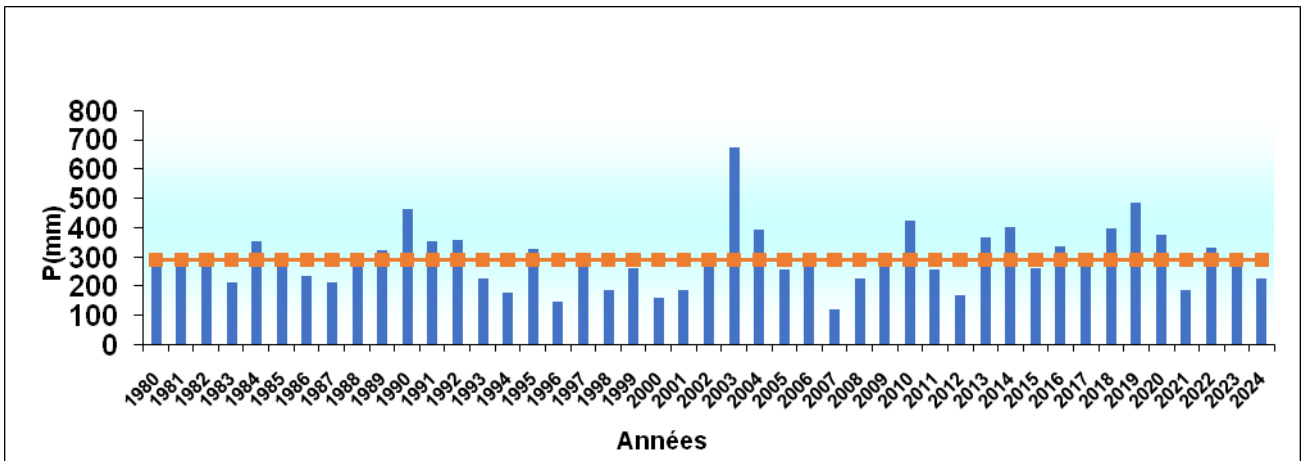


Figure 19 : Précipitation moyenne annuelle pour une période de44 ans (1980-2024).

Cette série permet de dire que: La répartition des précipitations interannuelles à la station Tebessa est extrêmement irrégulière d'une année à l'autre. Le maximum de la pluviométrie a été observé en 2003 avec 674.75 mm et alors que le minimum a été enregistré en 1994 de 178.2mm et 2007 avec 124mm. Le module pluviométrique interannuel est égal à 378mm.

II.1.2-Les températures :

Latempératureestunfacteurtrèsimportantdansl'évolutiondudéficitd'écoulementquientredansl'estimationhydrologique, ceparamètreestindispensableàlaclimatologie, vusonpouvoirévaporateur qu'inexercé surles surfaces mouillées, etqu'ilestàl'originedubonfonctionnement du cycle de l'eau.

L'analyse destempératuresestbaséesurdesobservationseffectuéesauniveaude la stationsuivante :la stationTebessa

Tableau 06 Température moyenne mensuels de la région de Tebessa

T (°C)	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Aout
(1980 - 2024)	22.15	17.51	11.69	8.18	6.64	7.72	10.93	14.20	18.91	23.74	27.56	26.59

D'aprèscetableau,on peut distinguer :

-Unediminutiondelatempératureàpartirdumoisde Septembrepour atteindre SavaleurminimaLéau mois de Janvier, c'est le mois le plus froid.

UneélévationdelatempératureoùlatempératurecroitprogressivementdumoisdeFévrierpour arrivera une valeur maximale au mois de Juillet, c'est le mois le plus chaud.

Pour la caractérisation de ce paramètre il faut connaître plusieurs variables : la moyenne des maxima (M), la moyenne des minima (m) la moyenne mensuelle (M+m)/2 et l'amplitude thermique (M-m).

Les données de la température durant la période (1980-2024) sont représentées sur le tableau avec des courbes de variation de la moyenne mensuelle et annuelle de température.

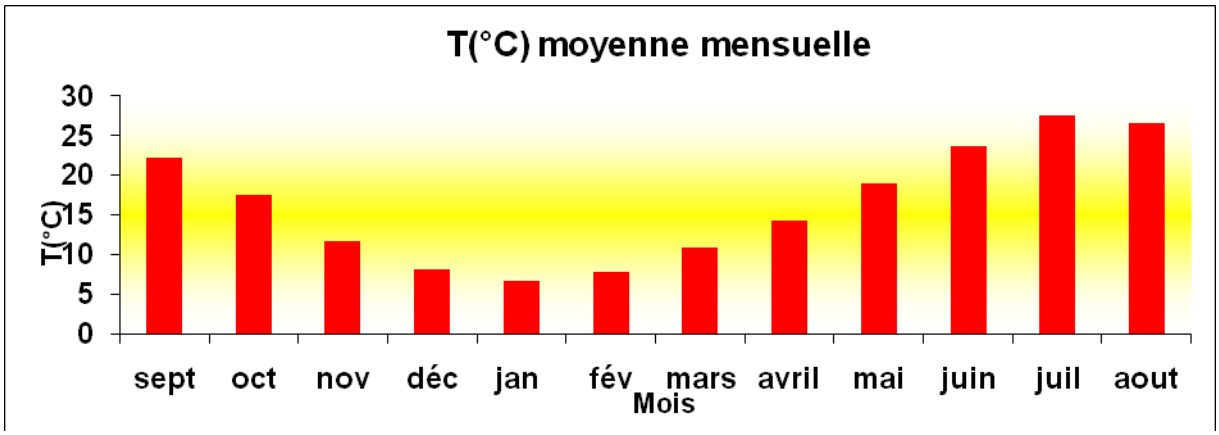


Figure 20 : Température moyenne mensuelle pour une période de 44 ans (1980-2024)

L'histogramme des variations des températures moyennes mensuelles (Fig.) montre que le mois de Janvier est le mois le plus froid avec **6.64 °C** et le mois de Juillet est le plus chaud avec **27.56 °C.**

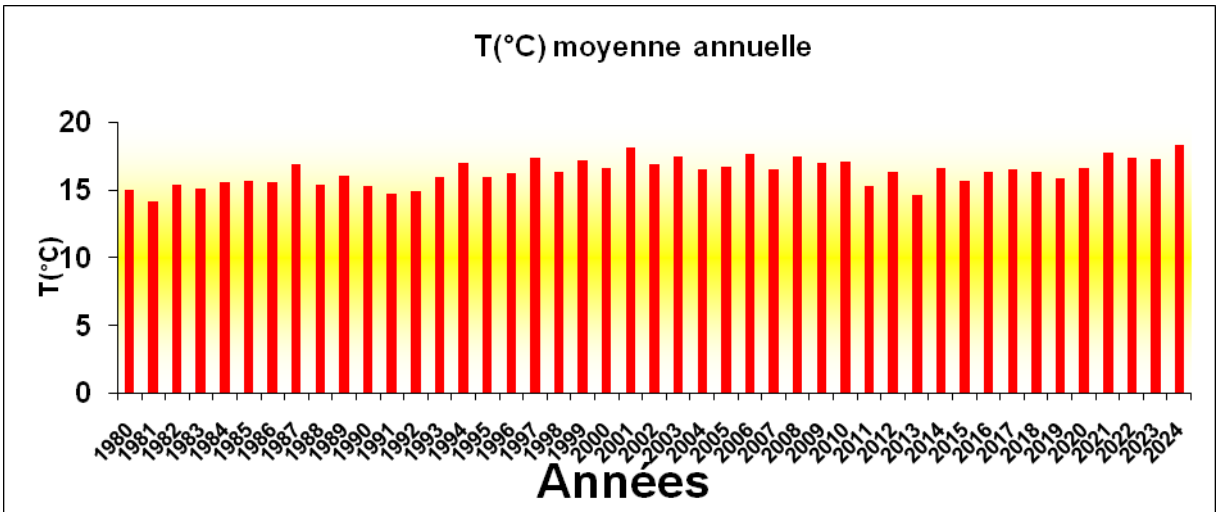


Figure 21: Température moyenne annuelle pour une période de 44 ans (1980-2024)

L'année la plus Froide étant **1981,** avec une moyenne annuelle de **14°C**, et l'année **2001 et 2004** étant la plus chaude avec une moyenne annuelle de **18°C**.

II.3-Le régime pluviométrique saisonnier :

Murset en 1935 a défini la première notion du régime saisonnier, il a calculé la somme des précipitation par saison, prenant en considération que l'Automne est formé par les trois mois suivant: Septembre, Octobre, Novembre, et a effectué le classement des saisons par ordre de pluviosité décroissante, signalant chaque saisons par son initial (P: Printemps, H : Hiver, E : Eté, A : Automne).

Pour la station de Tebessa on remarque que la saison la plus arrosée c'est le printemps avec 25.89 % (96.29 mm), puis le l'automne avec 24,92% (92.66 mm), l'hiver avec 14.98 % (55.71

mm) et en fin l'été avec 14.21 % (52.86 mm) donc nous avons un régime saisonnier de type APHE.

Tableau 07: Le régime pluviométrique saisonnier à la station de Tebbesa pour la période 44 ans (1980-2024)

station	Mois / précipitations	Automne			Hiver			Printemps			Eté			Année	Type
		Sept	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aou		
TEBESSA	P mensuelle (mm)	39.7	29.0	23.9	22.9	11.1	21.8	30.2	27.2	38.8	23.4	9.8	19.6	372	
	P saisonnière (mm)	92.66			55.71			96.29							
	P saisonnière (%)	24.92			14.98			25.89			14.21			100%	APHE

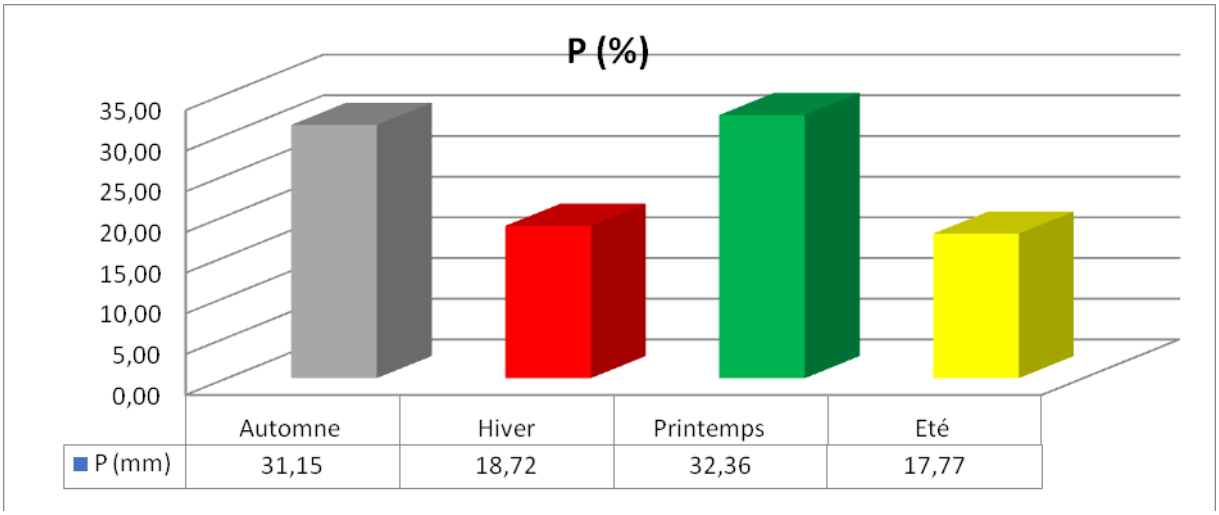


Figure 22 :le régime pluviométrique saisonnier pour une période de 44 ans (1980-2024)

II.4-Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussen :

IL permet de comparer mois par mois la température et la pluviosité. Les ordonnées sont choisies de telle sorte que 10 °C correspondent à 20 mm de pluie.

Une période de l'année est considérée comme sèche, lorsque la pluviosité, exprimée en mm, est inférieur ou égale au double de la température, exprimée en degrés Celsius.

L'analyse des températures et des précipitations permet de tracer le diagramme ombrothermique, suivant :

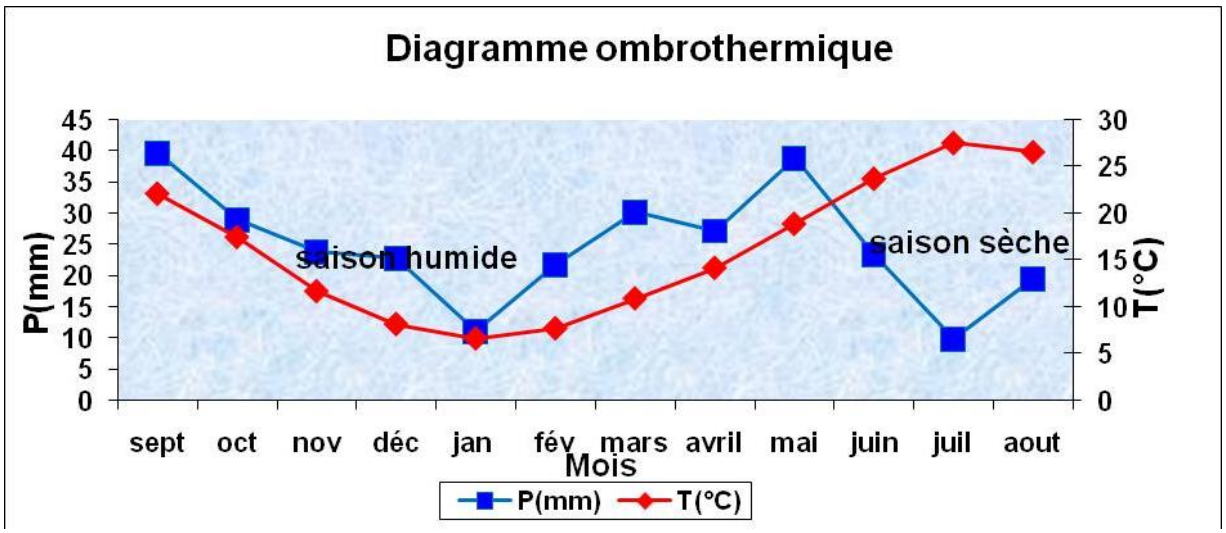


Figure 23 : Diagramme ombrothermique de la station Tebessa

Nous constatons que la saison sèche est formée par plusieurs mois secs consécutifs. Le diagramme de Gaussen permet de mettre en évidence une saison humide débutant au mois de novembre qui se termine au mois de mai, et une saison sèche qui s'étale du mois de juin jusqu'au mois d'octobre.

II.5-Indice de De Martonne :

En 1925 Emmanuel De Martonne a proposé une formule climatologique permettant le calcul d'un indice dit indice d'aridité (I_a). Cet indice est fonction de la température (T en °C) et des précipitations (P en mm) et permet de déterminer le type de climat qui caractérise la zone d'étude.

Cet indice est calculé par la relation suivante :

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

Où :

I : indice d'aridité

P : précipitations moyennes annuelles en mm.

T : températures moyennes annuelles en °C

Application : **P** = 371.89 mm ; **T** = 12.3°C

⇨ **I=11.10**

Suivant les valeurs de **(I), De Martonne** a établi la classification suivante :

I < 5 : climat hyperaride ;

5< I < 7,5 : climat désertique ;

7,5 < I < 10 : climat steppique ;

10 < I < 20 : climat semi-aride ;

20 < I < 30 : climat tempéré ;

30 < I < 55 : climat humide.

I=14.70 ce qui implique que la zone d'étude bénéficie d'un climat semi-aride.

II.2.3.Indice d'aridité mensuel :

L'indice d'aridité mensuel est défini par la relation suivante :

$$I = \frac{12.P}{T° + 10}$$

Où :

I : Indice d'aridité mensuel

P : Précipitations moyennes mensuelles en mm

T° : Température moyenne mensuelle en °C.

Tableau 08 : Indices d'aridité mensuels (I) (Source : station météorologique Tebessa).

Mois	Indice	Etage bioclimatique
SEP	35.37749383	humide
OCT	31.40628831	humide
NOV	45.81909559	humide
DEC	63.25083387	humide
JAN	77.81506514	humide
FEV	56.78451976	humide
MAR	46.2802638	humide
AVR	38.4736043	humide
MAI	35.88742467	humide
JUN	19.78607779	tempéré
JUL	14.4296531	semi aride
AOU	18.11540002	semi aride

Selon la classification précédente par De Martonne, les mois de septembre, octobre,février et mars présentent un climat semi-aride. Le mois de novembre, décembre, janvier et mai aun climat tempéré. Les mois de juin, est caractérisé par un climat steppique, alors que lemois de juillet devient hyperaride, et aout désertique.

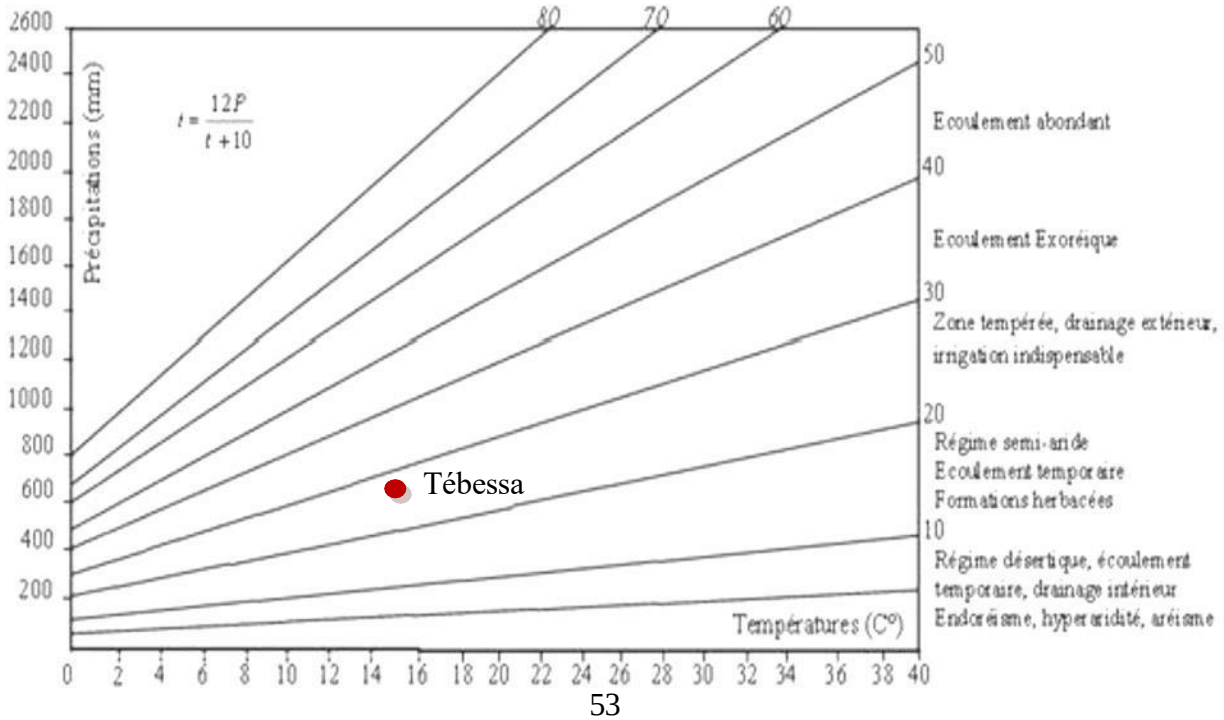


Figure 24 : Abaque de l'indice de l'aridité de De Martonne.

II.5.1-Indice de Paul Moral :

Les résultats précédents sont confirmés par l'indice pluviométrique de Moral (IM), qui utilise aussi la hauteur annuelle des précipitations (en mm) et les températures moyennes annuelles en °C. Cet indice permet de dire :

Si IM<1 on a climat sec et si IM >1 on a climat humide.

$$\mathbf{IM} = \frac{\mathbf{P}}{(\mathbf{T^2 - 10T + 200})}$$

Pour

P = 376.73 mm

T = 15.43 °C

Ce qui donne

IM = 1.35

On peut dire que le climat de la plaine de TEBESSAest à la limite sec-humide, c'est-à-dire qu'il peutêtre qualifié de semi-aride.

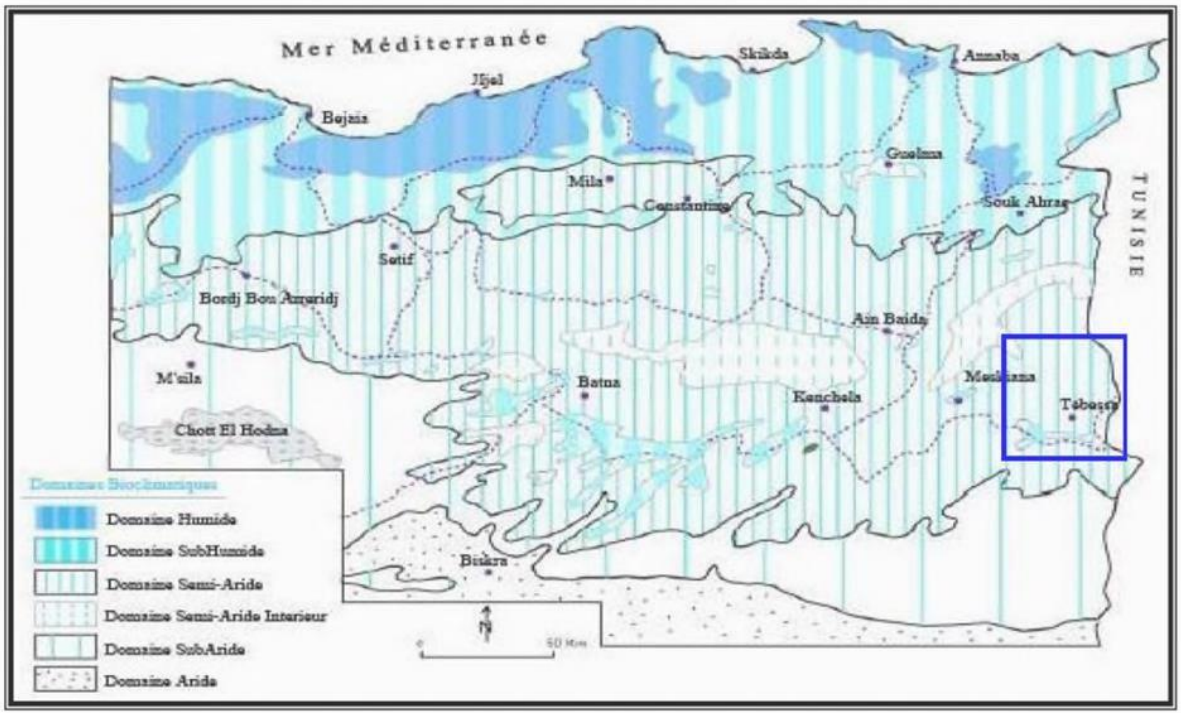


Figure 25 :Carte simplifiée des zones bioclimatiques de l'Est algérien Côte M., 1998).

II.6 ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION :

II.6.1 Introduction :

L'évaporation représente le processus au cours duquel l'eau se transforme en vapeur.

L'ensemble des processus d'évaporation et de transpiration est connu sous le nomd'évapotranspiration. Cette dernière est l'une des composantes fondamentales du cyclehydrologique. La précision avec laquelle elle est estimée est essentielle pour le calcul du biland'eau, du calcul de l'irrigation, de la gestion des ressources hydriques et également pour ledimensionnement des ouvrages d'aménagement.

L'estimation de ce paramètre a été fait à l'aide de la formule de G.W.Thornthwaite.

II.6.2 Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) :

Pour estimer l'évapotranspiration potentielle, on utilise des méthodes basées sur des variables climatiques. Cependant le choix dépend principalement du type de données climatiques disponibles et du type de climat de la région. La formule empirique qu'on utilise est : THORNTHWAIT

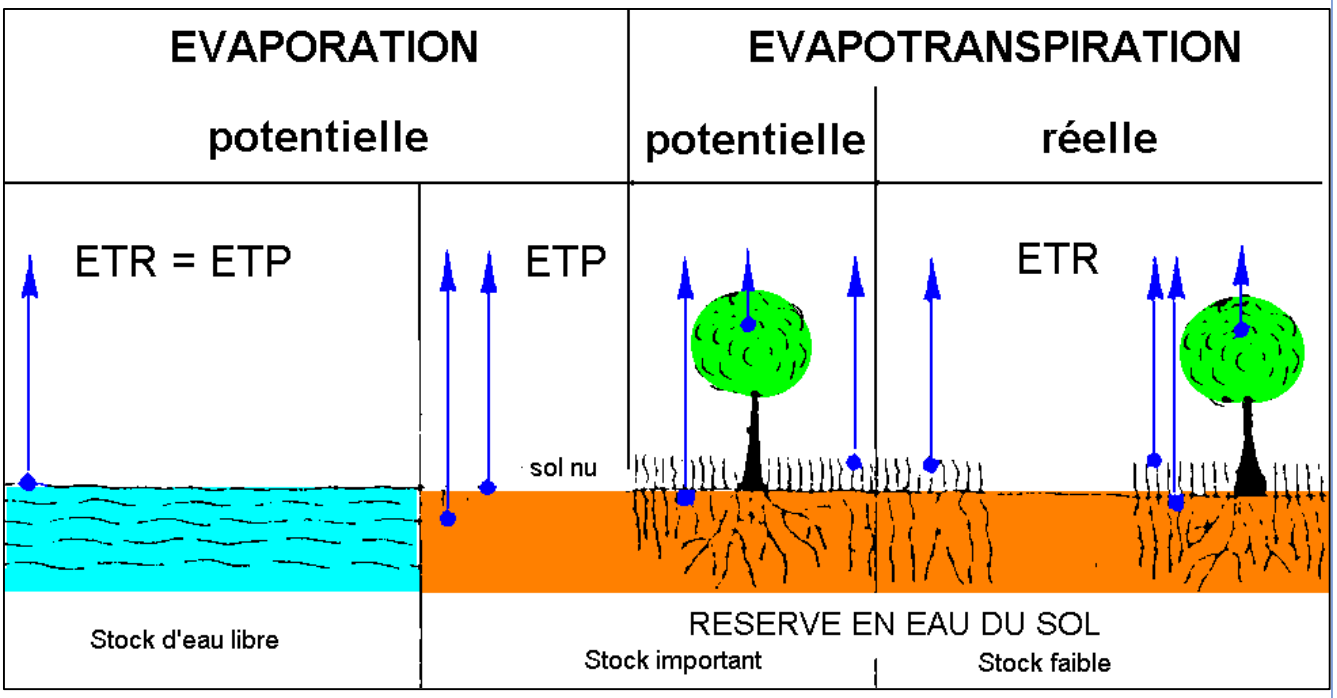


Figure 26: Evaporation et Evapotranspiration potentielle et réelle

II.6.2.2-Formule de Thornthwaite:

L'agronome américain G.W. Thornthwaite proposa en 1948 une expression pourl'estimation de l'évapotranspiration potentielle en tenant compte seulement de la températuremensuelle. Le développement de cette expression donne la formule suivante :

$$ETP = 16\left(\frac{10T}{I}\right)^{a} * K, \text{ (en mm).}$$

Où :

ETP: Evapotranspiration potentielle mensuelle en mm

T: température moyenne mensuelle du mois considéré en °C

a: Coefficient calculé par la formule suivante:

$$a = 1{,}6\left(\frac{I}{100}\right) + 0{,}5$$

Application: **a**=1,71

I : Indice thermique annuel qui est égal à la somme des douze valeurs de l'indice thermique mensuel. Cet indice est calculé par la formule suivante:

$$i = \left(\frac{T}{5}\right)^{1{,}5}$$

K : Coefficient de correction, qui dépend de la latitude.

Les résultats de calcul de l'ETP par cette méthode sont présentés dans le tableau

$$I = \sum_{1}^{12} i$$

Les valeurs de l'ETP ne sont pas corrigées, donc il faut faire le coefficient de correction « **K** » qui dépend de l'altitude, prend en considération la duré d'insolation thermique tirée d'un abaque, notre station se trouve à une altitude de**1063** m.

ETP corrigé=ETP. K

Les résultats obtenus sont : **I = 77.2a = 1,72**

Tableau 09*:* Coefficient de correction K dépend du site considéré (climat semi aride)

Mois	**Sept**	**Oct**	**Nov**	**Déc**	**Jan**	**Fév**	**Mars**	**Avril**	**Mai**	**Juin**	**Juil**	**Août**
K	1.03	0.97	0.86	0.84	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16

II.6.2.3-Evapotranspiration réelle (ETR)

L'évapotranspiration réelle c'est la qualité d'eau réellement évaporée. Elle représente la quantité de vapeur d'eau relativement dégagée vers l'atmosphère par les sols et les végétaux.

Des méthodes peuvent être proposées :

- La méthode de Turc.
- La méthode de Thornthwaite**.**
- La méthode de M. Coutagne

On a choisi la méthode de TURC afin de déterminer l'évapotranspiration réelle (ETR)

II.6.2.4-Formule de TURC :

C'est la méthode la plus répandus, elle tient compte des précipitations et des températures moyennes annuelles.

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

ETR : évapotranspiration réelles (mm).

P : précipitation moyenne annuelle en (mm).

L : $300+25T+0.05T^3$où

T est la température moyenne annuelle en C°.

***Application numérique : L= 925,31 ETR= 296.51mm.**

II.6.2.5-Formule de M. Coutagne :

Qui s'écrit de la manière suivante :

$ETR = P - \lambda P^2$ avec :

$\lambda = 1/ (0.8 + 0.14T)0.33$

P :précipitation moyenne annuelle en (m).

L'application de cette formule est conditionnée par la relation suivante :

$1/8\lambda \leq 1/2\lambda$

Soit ETR = 265.68 mm

II.7-Le bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite :

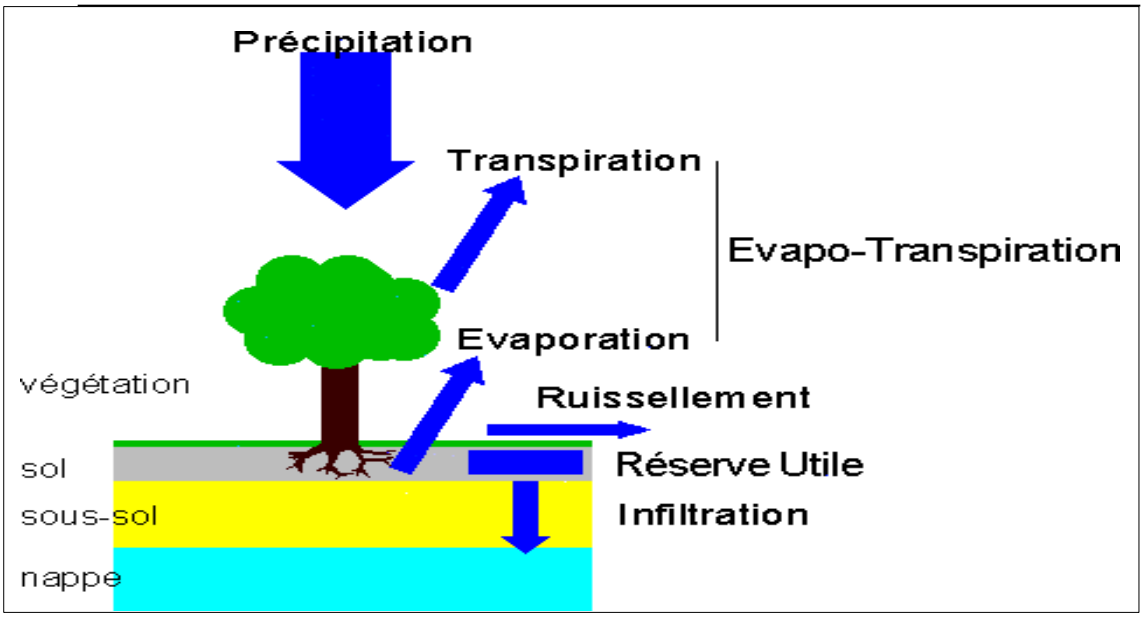


Figure 27 : Utilisation de l'eau du sol par les végétaux lors du cycle de l'eau.

Le bilan hydrique est établi pour un lieu et une période donnée par comparaison entre les apports et les pertes en eau dans ce lieu et pour cette période. Il tient aussi compte de la

constitution de réserves et des prélèvements ultérieurs sur ces réserves. Les apports d'eau sont effectués par les précipitations.

Les pertes sont essentiellement dues à la combinaison de l'évaporation et la transpiration des plantes, que l'on désigne sous le terme d'évapotranspiration.

Les deux grandeurs sont évaluées en quantité d'eau par unité de surface, mais elles sont généralement traduites en hauteurs d'eau, l'unité la plus utilisées étant le millimètre. Ces deux grandeurs étant ainsi physiquement homogènes, on peut les comparer en calculant soit leur différence (Précipitations moins évaporation), soit leur rapport (Précipitations sur évaporation). Le bilan est évidemment positif lorsque la différence est positive ou que le rapport est supérieur à un. On choisit l'un ou l'autre expression en fonction de commodités ou de diverses. L'écoulement à partir d'une unité de surface sera compté dans les pertes.

L'infiltration est considérée comme une mise en réserve sous forme de nappes souterraines ou d'eau capillaire dans le sol. Les précipitations solides constituent des réserves immédiatement constituées.

Elles ont une durée variable, inter-saisonnière dans le cas des tapis neigeux, inter-saisonnière et interannuelle dans le cas des glaciers, voire inter-séculaire dans le cas de calottes polaires ou des grandes masses de très hautes

La détermination de l'ETR en fonction de L'ETP et de la quantité d'eau disponible (pluie+RFU)

ETR peut être évalué par l'établissement du bilan comme par l'application de certaines formules empiriques .ce paramètre peut être calculé d'âpres G.Thornthwaite en utilisant les conditions suivantes :

1- Si : $\mathbf{P > ETP} \longrightarrow$ ETR = ETP $\longrightarrow$ RFU = P – ETP.

2- Si : $\mathbf{P = ETP} \longrightarrow$ Les précipitations sont suffisantes pour alimenter le sol mais il n'y aura pas de surplus pour alimenter la RFU $\longrightarrow$ [RFU = 0].

3- Si : $\mathbf{P < ETP} \longrightarrow$ il y aura épuisement des réserves, dans ce cas on aura un déficit du bilan (ETP – ETR), ou encore (ETP-P) qui représentera la quantité d'eau qu'il faudra ajouter à l'ETR pour atteindre l'ETP,

L'application de la méthode de Thornthwaite pour l'année moyenne a donné les résultats qui sont mentionnés dans les tableaux suivants :

Tableau 10 : Bilan hydrologique moyen 44 ans (1980-2024)de la plaine de TEBESSA, par la méthode de Thornthwaite :

P(mm)	39.73	29.01	23.92	22.86	11.09	21.76	30.19	27.25	38.85	23.42	9.84	19.60	297.52
T(C°)	22.15	17.51	11.69	8.18	6.64	7.72	10.93	14.20	18.91	23.74	27.56	26.59	195.84
K	1.03	0.97	0.86	0.84	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	
ETP(mm)	103.39	64.24	28.28	14.86	10.72	13.61	30.15	50.21	91.66	135.93	179.03	158.73	880.80
P-ETP(mm)	-63.66	-35.23	-4.36	8.01	0.37	8.15	0.05	-22.96	-52.81	-112.51	-169.19	-139.13	
RFU(mm)	0.00	0.00	0.00	6.97	7.34	15.49	15.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	45.33
ETR(mm)	39.73	29.01	27.65	15.16	10.72	13.61	30.15	27.25	38.85	19.81	10.16	19.60	281.68
EX(mm)	0.00	0.00	0.00	1.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.04
DA (mm)	63.66	35.23	-4.36	0.00	0.00	0.00	0.00	9.45	52.81	112.51	169.19	139.13	577.62
R(mm)	1.96	1.97	5.71	18.06	3.95	18.54	10.09	2.67	2.33	0.23	0.01	0.10	65.62

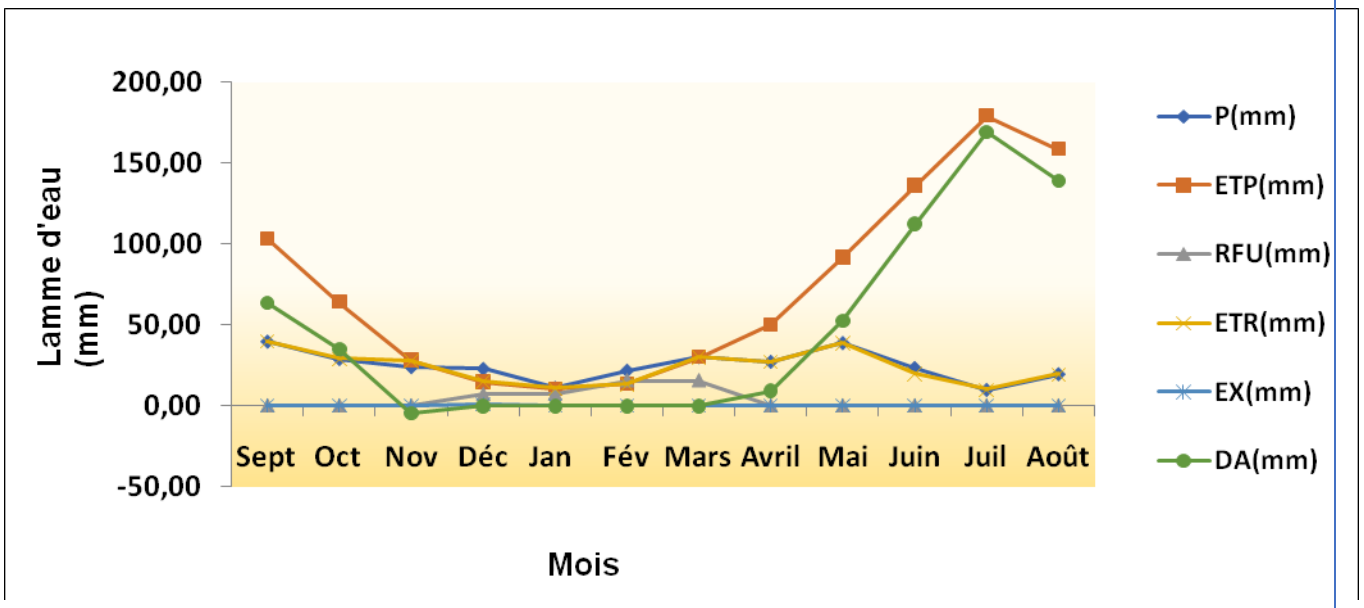


Figure 28 :Le Diagramme Pluvio-thermique de44 ans (1980-2024)dans la région de Tebessa

II.7.1-Interprétation du bilan hydrologique :

- **La première** est déficitaire où l'ETP est importante à partir de mois de Mai jusqu'au mois d'octobre, avec des valeurs atteignant les 191.96 mm au mois de juillet, dans cette période les sols sont secs et leur niveau de la réserve hydrique est nul, rendant la nécessité de l'irrigation.
- **La deuxième** période est humide qui commence à partir du mois de septembre où les précipitations couvrent les besoins de l'évapotranspiration potentielle et permettent la reconstitution du stock qui s'accompagne d'une augmentation de la RFU, qui atteint son maximum entre les mois de Janvier et Avril. Toute la pluie non retenue par la couche superficielle du sol, s'infiltre et rejoint la zone saturée. Au-delà de cette période, la réserve commence à diminuer jusqu'à l'épuisement du stock.

Le bilan hydrologique permet d'évaluer la répartition des précipitations entre les différents composants de ce bilan, à savoir : l'écoulement, l'infiltration etl'évapotranspiration.

Le bilan est établi selon la formule suivante : $\mathbf{P = ETR + R + I}$

Où :

P : La précipitation moyenne annuelle en (mm).

ETR : L'évapotranspiration réelle en (mm).

R : Le ruissellement en (mm).

I : L'infiltration en (mm).

II.8-Ruissellement superficiel et l'infiltration :

Il est estimé à partir de la formule de **Tixeront-Berkalloff** qui est la suivante :

$$R = P^3 / 3(ETPc)^2$$

L'infiltration est le passage de l'eau à travers la surface du sol, il est exprimé par la formule suivante :

$$P = ETR + R + I \rightarrow I = P - (ETR + R)$$

II.9-Les principaux facteurs de l'évapotranspiration

Les facteurs qui conditionnent l'évapotranspiration sont nombreux et mal connus ; on citera quelques-uns, à savoir :

II.9.1-Les facteurs physiques

- la température de l'air
- la vitesse et turbulence du vent
- le degré d'insolation
- la pression atmosphérique

II.9.2-Les facteurs géographiques

- l'état de la surface évaporant du sol
- l'humidité relative de l'air

II.9.3-Les facteurs biologiques :

- **Tableau 11 : Pourcentage et volume de précipitation et ruissellement et infiltration**

Précipitation (P)		Evapotranspiration réelle (ETR)		Ruissellement (R)		Infiltration (I)	
(mm)	(%)	(mm)	(%)	(mm)	(%)	(mm)	(%)
297.52	100,00	296.51	96.15	11.31	5.48	6.18	1.64

- les espèces végétales
-
- la profondeur des racines.

Partie II : Changement climatique :

II.10. INDICATEURS DE SÉCHERESSE MÉTÉOROLOGIQUE

Les indicateurs de sécheresse météorologique utilisent les données de précipitation (pluie et neige) pour déterminer les sécheresses météorologiques. Un défi pour tous les indicateurs basés sur les précipitations est la grande variété dans la distribution temporelle et spatiale des précipitations (Steinemann et al., 2005).

II.10.1. Indice de précipitation standardisé

L'Indice de Précipitation Standardisé est un indice de sécheresse météorologique, développé par McKee et al. (1993) pour caractériser les conditions d'humidité ou de sécheresse. Le SPI consiste en un indice normalisé obtenu par l'ajustement d'une distribution gamma aux enregistrements de précipitations à long terme, où l'ajustement est fait pour chaque mois civil pour tenir compte des différences saisonnières. Les distributions mensuelles ajustées sont ensuite transformées en une distribution normale standard et les valeurs normalisées estimées sont combinées pour produire la série chronologique de SPI. McKee et al. (1993) suggèrent de calculer le SPI pour des échelles de temps de 3, 6, 12, 24 et 48 mois. Parce que l'indice SPI est uniquement basé sur les données de précipitations, il est limité dans sa capacité à représenter les conditions de sécheresse lorsque d'autres composants environnementaux comme la température ne sont pas stationnaires (Vicente-Serrano et al., 2010). Néanmoins, des études ont montré que les conditions de sécheresse sont principalement déterminées par la variabilité des précipitations, et l'indice SPI est raisonnablement corrélé avec l'indice Palmer à des échelles de temps de 6-12 mois (Heim 2002 ; Redmond 2002). L'Organisation météorologique mondiale (2009) a indiqué que l'indice SPI est l'indicateur le plus approprié pour les sécheresses météorologiques.

L'approche SPI présente un certain nombre de points forts :

1. elle n'utilise qu'un seul paramètre relativement communément disponible (c'est-à-dire les précipitations) ;
2. il peut être estimé pour une variété d'échelles de temps (en calculant en utilisant les données de précipitations pour une gamme de périodes d'accumulation) ;
3. il est relativement simple par rapport à d'autres indices largement utilisés tels que l'indice de gravité de la sécheresse de Palmer (PDSI).
4. il est spatialement constant, contrairement au PDSI.

Un certain nombre d'inconvénients potentiels liés à SPI ont également été reconnus, notamment :

1. l'hypothèse selon laquelle des distributions de probabilité appropriées peuvent être trouvées pour modéliser les séries chronologiques de précipitations observées (Guttmann, 1999 ; Wu et al., 2007 ; Angelidis et al., 2012) ;

2. l'exigence d'une longue série chronologique de précipitations (Guttmann, 1999) ;

3. la nécessité de séries temporelles de longueur constante lorsque plusieurs sites sont évalués et comparés (Wu et al., 2005) ;

4. dans les analyses régionales où l'objectif est d'identifier les zones qui peuvent être plus sujettes à la sécheresse que d'autres, les sécheresses extrêmes mesurées par SPI auront tendance à se produire avec la même fréquence à tous les endroits à mesure que l'échelle de temps des analyses augmente (Lloyd-Hughes et Saunders, 2002).

Le calcul de l'indice SPI se fait en trois étapes. Tout d'abord, une distribution gamma est ajustée à la série chronologique des précipitations cumulées observées à un site particulier. La série chronologique des précipitations est désignée par zi pour i = 1, 2, ..., n, où i est le nombre de mois écoulés depuis le début de la série chronologique et n est le nombre total d'observations. Pour chaque i = 1, 2, . . ., n, McKee et al. (1993) ont ensuite utilisé la distribution ajustée suivante :

pour déterminer pi, la probabilité qu'une valeur tirée au hasard de la distribution ajustée soit inférieure ou égale à zi. Enfin, McKee et al. (1993) ont appliqué la fonction de distribution cumulative normale inverse (avec une moyenne de zéro et une variance de un) à ces pi pour obtenir une série chronologique de longueur n de valeurs SPI désignée ici par SPIq (i), où q est le nombre de mois sur lesquels les précipitations sont accumulées. Le SPI résultant est une variable continue, cependant, McKee et al. (1993) ont également défini arbitrairement l'intensité de la sécheresse en fonction du SPI où :

SPI $\leq$ -2 correspondant à une sécheresse extrême,

-1,5 $\geq$ SPI > -2 correspondant à une sécheresse sévère,

-1,0 $\geq$ SPI > -1,5 correspondant à une sécheresse modérée,

0 $\geq$ SPI > -1 correspondant à une sécheresse mineure,

SPI > 0 correspondant à une absence de sécheresse.

Guttman (1999) recommande d'utiliser au moins 50 ans de données pour les périodes de sécheresse de 1 an ou moins, et plus pour les sécheresses pluriannuelles. Cependant, d'autres études par Hayes (2006) et Naresh Kumar et al. (2009) ont utilisé des périodes plus courtes de 39 et 30 ans, respectivement. Ces enregistrements à long terme (X) sont convertis en valeurs log-normales après suppression des valeurs nulles, pour calculer la statistique U avec :

$$U = ln(\overline{X}) - \frac{\sum ln(X)}{N}$$

Où N est le nombre d'observations. La statistique U est ensuite utilisée pour le calcul de deux paramètres de forme (α et β) de la distribution gamma avec :

$$\alpha = \frac{\overline{X}}{\beta} \quad \beta = \frac{1 + \sqrt{1 + \frac{4U}{3}}}{4U}$$

Ces paramètres de forme sont ensuite mis en œuvre dans l'équation de base de la distribution gamma :

$$G(x) = \frac{\int_0^x x^{a-1} e^{\frac{-x}{\beta}} dx}{\beta^{\alpha} \Gamma(\alpha)}$$

Pour tenir compte des valeurs nulles des précipitations dans les enregistrements à long terme, une nouvelle fonction de probabilité cumulative est introduite :

$$H(x) = q + (1 - q)\, G(x)$$

Où q est le pourcentage de valeurs nulles. Cette nouvelle fonction de probabilité est transformée en une variable aléatoire normale standard de moyenne zéro et de variance un. Les méthodes pour cette transformation peuvent être trouvées dans Edwards & McKee (1997) et Naresh Kumar et al. (2009). La variable aléatoire créée est la valeur de l'indice SPI. Pour cette recherche, l'indice SPI pour un mois est utilisé comme indicateur, afin de s'assurer que l'indice SPI fonctionne comme un indicateur de sécheresse des précipitations.

Le SPI quotidien est développé dans cette étude pour surmonter les difficultés avec le SPI standard utilisant seulement des valeurs mensuelles. Les valeurs SPI sont calculées pour chaque jour sur la base d'un cadre temporel mensuel mobile (c'est-à-dire une moyenne mobile arrière de 30 jours). Les paramètres α et β sont estimés pour chaque jour sont basés sur les 30 jours précédents avec l'équation 15. Avec ces paramètres α et β, les valeurs SPI peuvent être calculées pour chaque jour séparément à l'aide des équations 16 et 17. Comme les valeurs à la fin du mois sont égales aux valeurs SPI mensuelles qui sont calculées le dernier jour du mois, les différences entre le SPI mensuel et le SPI quotidien sont importantes. Par conséquent, il est justifié d'utiliser un SPI quotidien au lieu du SPI mensuel.

II.10.2. Indice standard de précipitation-évapotranspiration

Le SPI est généralement calculé en additionnant les précipitations sur k mois, appelés périodes d'accumulation, et en adaptant ces valeurs de précipitations accumulées à une distribution statistique paramétrique à partir de laquelle les probabilités sont transformées en distribution normale standard (μ=0, σ=1) (McKee et al., 1993 ; Guttman, 1999 ; Lloyd-Hughes et Saunders, 2002). L'indice standardisé de précipitation-évapotranspiration (SPEI) proposé plus récemment (Vicente-Serrano et al., 2010 ; Beguería et al., 2013) utilise un concept similaire, mais normalise plutôt les anomalies du bilan hydrique climatique accumulé, défini comme la

différence entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle (PET). Une fois que les précipitations accumulées ont été transformées en probabilités, ces probabilités sont converties en distribution normale standard pour créer les valeurs finales de l'indice de sécheresse. De cette façon, les valeurs SPI et SPEI sont statistiquement interprétables, représentant le nombre de déviations standard par rapport aux précipitations accumulées typiques, ou le bilan hydrique climatique, pour un endroit et une période de l'année donnés.

Le processus de transformation de la distribution souvent très asymétrique des précipitations cumulées (SPI) et du bilan hydrique climatique (SPEI) en une distribution normale standard nécessite le choix et l'ajustement d'une distribution de probabilité univariée. La sélection d'une distribution de probabilité paramétrique appropriée est une décision clé dans le calcul de ces indices de sécheresse, car la sélection d'une distribution inappropriée peut donner un biais aux valeurs de l'indice, exagérant ou minimisant la gravité de la sécheresse (Sienz et al., 2012).

Dans cette étude, SPI et SPEI sont calculés à une résolution temporelle quotidienne, tout en conservant une période de moyenne mensuelle. Cela diffère des études précédentes qui utilisent des données mensuelles, en additionnant les précipitations le dernier jour de chaque mois. En utilisant un pas de temps quotidien, l'indice de sécheresse conserve la plus haute résolution de l'ensemble des données climatiques originales, fournissant des détails utiles pour la durée de la sécheresse et les transitions climatiques au cours des mois. Les périodes d'accumulation considérées dans cette étude sont les périodes communément utilisées : 1, 2, 3, 6, 9, et 12 mois, qui sont considérés comme équivalents à 31, 61, 91, 183, 274, et 365 jours. Les distributions prises en compte pour le SPI sont les suivantes : (1) Gamma, (2) Gumbel, (3) Logistique, (4) Log-Logistique, (5) Lognormal, (6) Normal et (7) Weibull. Les distributions prises en compte pour la normalisation de SPEI comprennent (1) la distribution logistique généralisée, (2) la distribution des valeurs extrêmes généralisées (GEV), (3) la distribution normale et (4) la distribution de Pearson de type III.

II.10.3. Résultats et discussion :

Les résultats du calcul du SPI et du SPEI à l'échelle de 12 mois sont présentés respectivement dans (**Figure II.11**a et b) (Rahal et al 2021). SPI et SPEI donnent une évaluation différente de l'intensité de la sécheresse, mais mettent en évidence les mêmes périodes quant à leur occurrence. Pour les considérations suivantes, nous considérerons l'indice SPEI, considéré plus fiable que SPI à la lumière de l'inclusion de la température dans le calcul. **TableauII.9** montre, concernant les différentes catégories SPEI de sévérité de la sécheresse ou de l'humidité, le nombre de mois de la période 1980-2024, et le pourcentage de mois dans les deux périodes 1987-2003 et 2004-2024.

La **Figure 11**b et le **Tableau9** indiquent que dans la période 2004-2020, par rapport à la période 1987-2003, il y a eu une diminution du pourcentage de mois de sécheresse modérée, sévère et extrême, ainsi que de mois extrêmement, sévèrement et modérément humides, avec une augmentation du pourcentage de "mois normaux". Sur l'ensemble de la période d'analyse, 50,5% des mois présentent un SPEI<0 ; la comparaison entre les deux sous-périodes indique une diminution du nombre total de mois avec SPEI<0 pendant la période 2004-2020. Ainsi, la plaine de Tebessa a souffert de sécheresses beaucoup plus dans le passé que dans la période plus récente.

Les valeurs SPEI indiquent que les années d'échantillonnage (2018 et 2019) sont " normales " ; cependant, elles sont précédées d'une période de fortes sécheresses météorologiques (printemps 2016-hiver 2017). Les seules données utiles pour comprendre la réaction des eaux souterraines de la plaine de Tebessa à la succession des périodes de sécheresse sont celles collectées pour la période 2003-2018 par TEBESSA.

Les séries temporelles sélectionnées couvrent la gamme de niveaux caractérisant la partie est de la zone d'étude. Les tendances temporelles considérées montrent que, après la sécheresse sévère de la période 2000-2002, les niveaux d'eau ont augmenté régulièrement jusqu'au milieu de 2005 sous l'influence de la période humide 2003-2005. Puis, à partir de cette période, les niveaux d'eau, dans une séquence de périodes normales, ont progressivement baissé. Ils ont atteint leurs niveaux les plus bas en janvier 2018 (dernière mesure) après la période de sécheresse sévère de 2015-2017 : par rapport aux niveaux maximums mesurés à la mi-2005, les niveaux d'eau ont montré une diminution entre 5 et 23 m. D'autres enregistrements (non inclus dans la **Figure11**c car interrompus) ont montré qu'à la fin de cette période de sécheresse, certains puits étaient complètement secs. La dernière période de sécheresse est suivie par une période de faible recharge, qui est devenue modérément humide seulement à la fin de 2024**Figure 11**b.

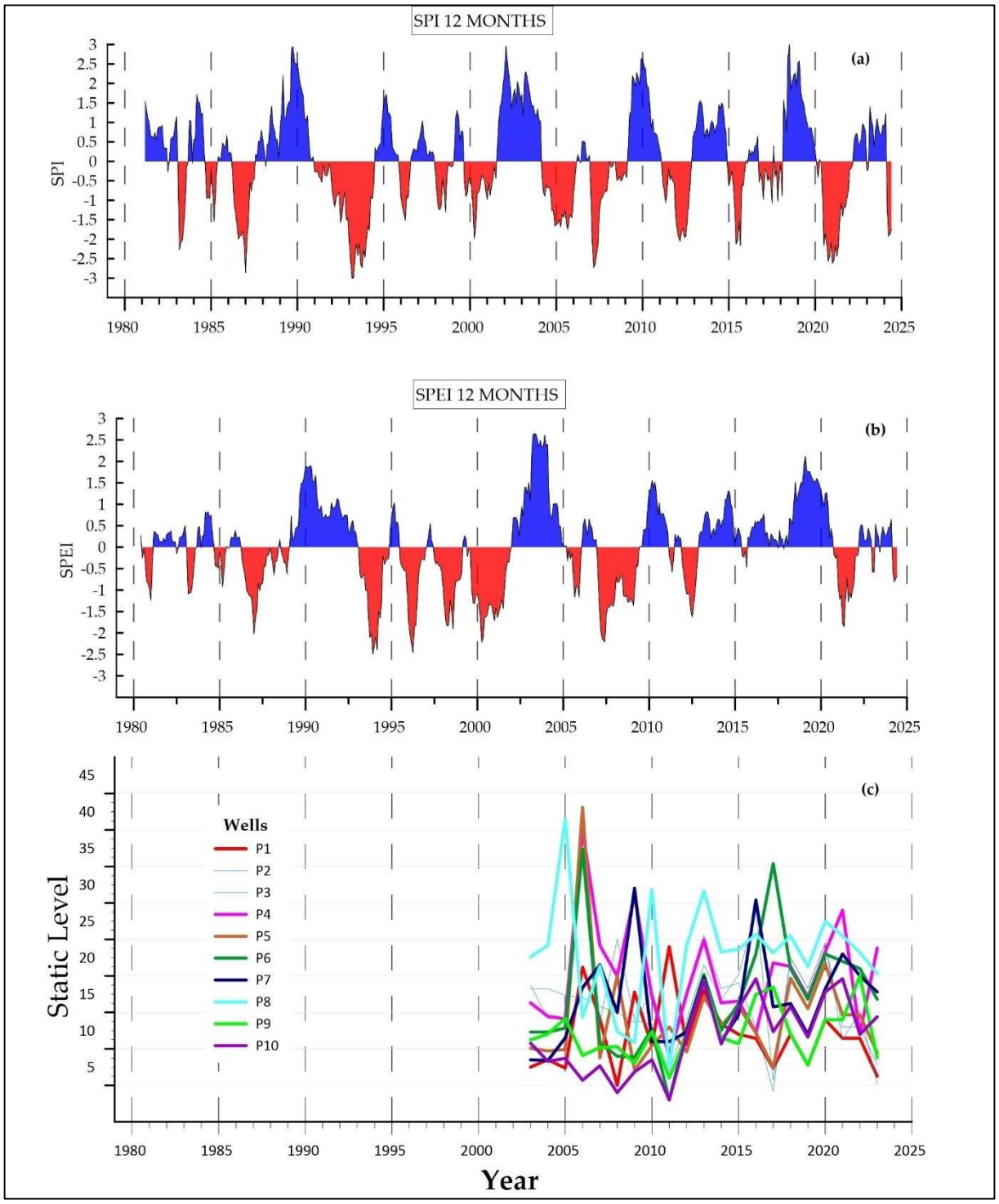


Figure 29: SPI (a) et SPEI (b) calculés sur une échelle de 12 mois ; et tendances historiques des niveaux d'eau

Tableau 12 : Distribution (%) des différents types de sécheresse selon le SPEI

Periode	% des mois avec SPEI < 0 sur le total des mois de la période
1980–2024	**45.37 %**
1987–2003	**59.8 %**
2004–2024	**34.13 %**

Catégories de sévérité de la sécheresse/de l'humidité	Valeur de SPEI	Nombre de mois 1980-2024	Periode 1980-2024
			% de mois/total des mois
Extrêmement humide	SPEI ≥ 2	13	2.46 %
Fortement humide	$1.5 \leq$ SPEI $<$ 2	24	4.54 %
Modérément humide	$1 \leq$ SPEI $<$ 1.5	36	6.81 %
Normal	-1 < SPEI <1	356	67.3 %
Modérément sec	-1.5 < SPEI $\leq$ -1	62	11.72 %
Sécheresse sévère	-2 < SPEI $\leq$ -1.5	23	4.35 %
Sécheresse extrême	SPEI $\leq$ -2	15	2.84 %

Les données disponibles permettent d'évaluer, la "sécheresse des eaux souterraines" de 2003 à 2024, après la première période de sécheresse sévère de 2000-2002. Les sécheresses des eaux souterraines (avec des effets sur la qualité et la quantité des eaux souterraines) sont consécutives aux sécheresses météorologiques mais sont généralement retardées par rapport à l'apparition des effets superficiels de l'épuisement de l'eau (Robins et al., 1997). Les retards dépendent principalement de la sévérité et de la durée des sécheresses météorologiques, de leur séquence temporelle, des caractéristiques physiques des aquifères et de la demande en eau souterraine pendant la rupture des précipitations. À la lumière des considérations ci-dessus et malgré la faible fréquence des mesures de niveau d'eau, nous pouvons conclure que les deux années

étudiées 2023-2024 ont été sous l'effet d'une longue sécheresse des eaux souterraines, avec une influence sur les caractéristiques géochimiques des eaux souterraines.

Le nombre de mesures de niveau d'eau d'avril 2018 et la distribution des puits dans l'espace étaient adéquats pour permettre l'élaboration des courbes de niveau d'eau par Krigeage Ordinaire, (Rahal et al 2021) **Figure29**Les niveaux d'eau ont varié de plus de 800 à moins de 830 m AMSL, soulignant une direction d'écoulement des eaux souterraines depuis les zones de recharge situées dans les montagnes de l'est et du sud vers l'ouest . le nombre ou la répartition spatiale des puits prospectés ne permettent pas un traitement géostatistique significatif.

II.10-Conclusion

La région d'étude est soumise à un climat semi-aride (environ de six mois secs), elle est caractérisée par un hiver froid et pluvieux et un été chaud et sec.

- Les précipitations moyennes annuelles, sur une période de 44 ans (1980– 2024), sont estimées à 376.73mm, leurs répartitions mensuelles montre deux grandes saisons bien distinctes, la première est humide, qui s'étend du mois de Novembre à Mai, soit de 67 % de la pluviométrie annuelle. La deuxième est sèche, qui s'étale sur les mois de Juin et Octobre, avec seulement 33 % de la pluviométrie annuelle. L'évapotranspiration réelle est estimée à 362.24mm, mobilisant 96,15 % des précipitations.
- Les températures moyennes mensuelles varient entre 6.6 °C et 27.6 °C, avec une moyenne annuelle de 16.5 °C.Le mois de juillet étant le plus chaud, et janvier le plus froid. Près de 58% de l'ETP est enregistrée durant les trois mois de l'été
- Le ruissellement ne représente que 5.48 % des précipitations, ce qui représente 20.67 mm.
- L'infiltration est estimée à 1.64 %. Ce qui permet de percoler 6.18 mm Cette dernière contribue à l'alimentation des nappes souterraines à partir de la surface.
- Le déficit agricole estimé est de 577.89 mm étalé sur la période allant de mai jusqu'à octobre. Notons que le bilan hydrologique est déficitaire.
- La chimie des eaux est influencée par la répartition des précipitations et des températures par dilution pendant la période pluvieuse et concentration lors de l'évaporation durant la période sèche.

Hydrogéologie de la nappe fissurée aux bordures Nord-Est et conditions d'émergence de la source Ain Dibba

I. Introduction

L'examen de la série stratigraphique nous permet d'indiquer les formations susceptibles d'être aquifères ; ainsi que la formation imperméable qui jouent le rôle d'un substratum :

Les formations perméables :

- Les calcaires maestrichtiens fissurés avec des Incérâmes ;
- Les calcaires éocènes fissures qui constituent le cœur de la synclinale perche du Djebel-Dyr (Fig30)

Les formations imperméables :

- Les formations marneuses du Dano-Montien (paléocène)
- Les formations campaniennes.

Les études géophysiques effectuées sur la région Nord de la zone d'étude, montrent que les calcaires Maestrichtiens sont favorable à la présence des réservoirs aquifères fissures grâce à :

- La mise en place d'une structure en cuvette et synclinale
- Un nombre important de faille affectant la zone d'étude (Fig.31)
- Une épaisseur importante des formations calcareuses (150à200m) ;
- Son extension favorable à une infiltration permanente par le réseau de fissuration.

Les travaux d'investigation et les études hydrogéologiques préliminaires déjà effectuées reconnaissent l'existence de trois systèmes aquifères :

1. **Aquifère des calcaires fissures Eocène** : a partir des conditions d'émergence des sources (source Ain Dibba) et la morphologie de l'extension de la formation des calcaires éocènes (coupes 1,2), la nappe des calcaires éocènes peut être considérée comme un réservoir karstique de type épikarst.

L'identification spatiale des paramètres des physico-chimiques spécifiques au milieu fissure et karstique de l'Eocène du synclinal de Dyr en fonction des conditions hydro climatiques, nécessite dans un premier temps la reconstitution des conditions hydrogéologiques d'émergence de l'ensemble de ses sources.

Toutes les sources dans cette région (Fig.30) sont utilisées par la population rurale pour répondre à leurs besoins d'alimentation en eau potable et l'irrigation des petites parcelles maraîchères et fruitières.

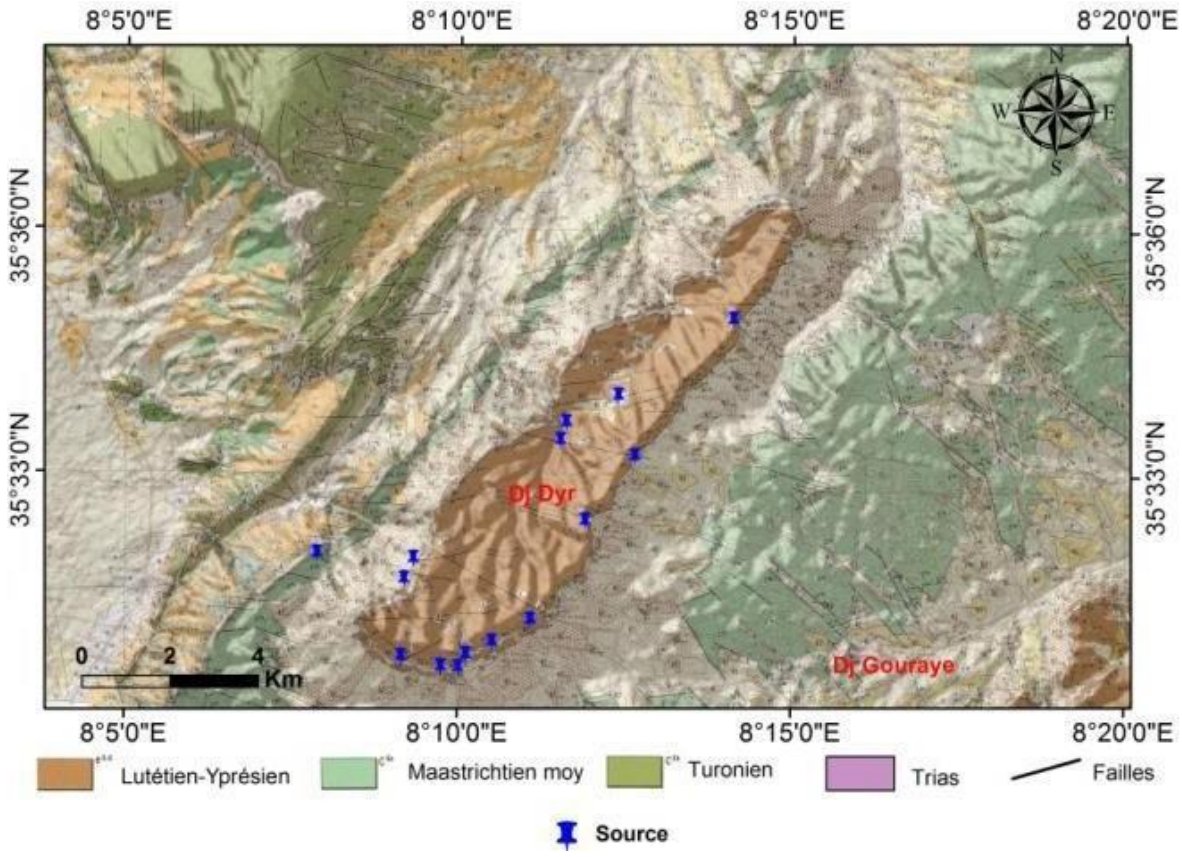


Fig. 30: les sources de Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

2. **Aquifère des calcaires fissures Maestrichtien** : la formation carbonate maastrichtienne est généralement composée par des calcaires dures et très fissures, elle constitue les grandes massifs montagneux de la région de Bourbia Les forages de grandes profondeurs réalises (AZ1, AZ1 bis) ont pu reconnaître ce système aquifère comme un fissure et karstique de grande potentialité hydrique. Les caractéristiques hydrogéologiques locales indiquent une nature de type holokarst.
3. **Aquifère de calcaire fissures Turonien** (nous avons le cas de l'émergence de la source Ben Falia au col de Bekkaria)

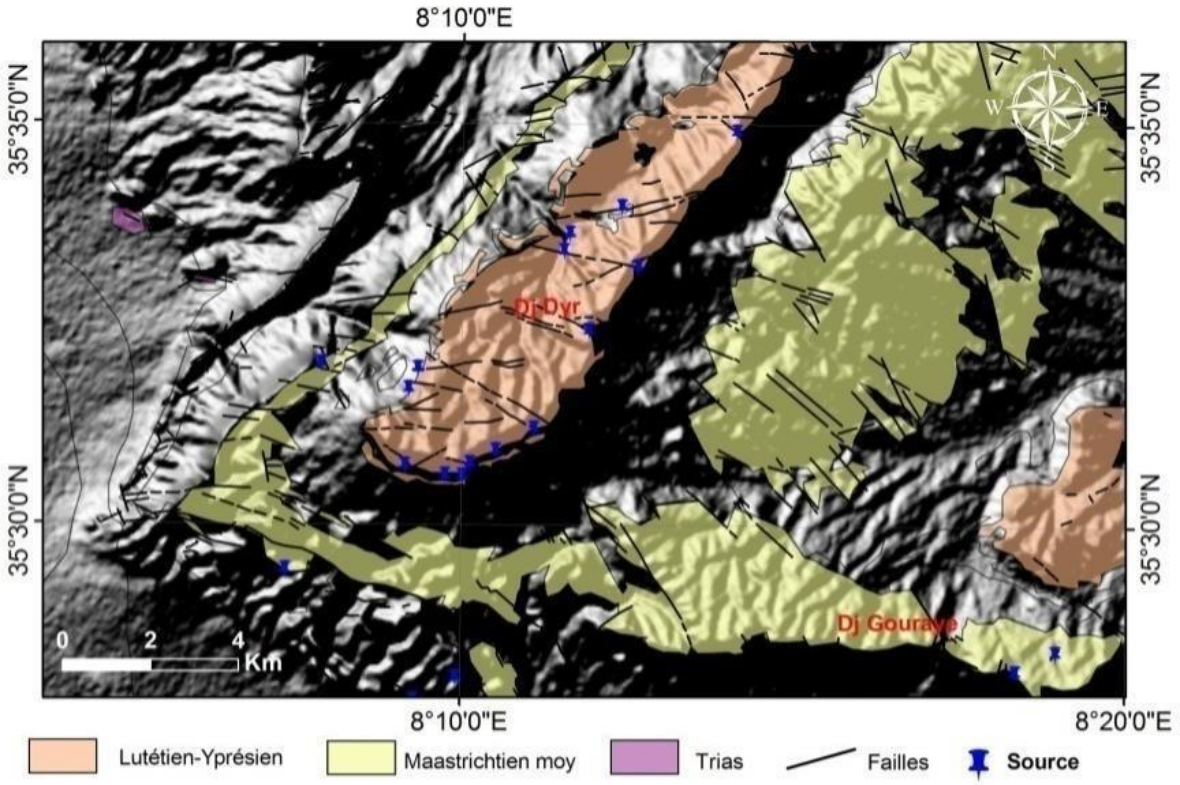


Fig. 31: carte de localisation des calcaire Maastrichtien et éocène dans la région Nord de la zone d'étude (Dj Dyr) (Par : Hamad amor)

1. Conditions hydrogéologiques d'émergence des sources aux bordures Nord Est (Dj.Dyr):

La compagne d'exploration et d'observation in-situ de chaque source et l'identification des condition géologique et hydrogéologiques , ont permis d'individualiser, trois types de condition d'émergence de ces vingt sources à savoir [Hamad,2021]:

- **Première Famille** :

Elle se caractérise essentiellement par le bon développement local de la fracturation en donnant à l'aval des sources considérées par leur unique mode d'alimentation ''infiltration'' comme

exsurgences. Ce phénomène a été constate au niveau des sources Gastel Amont et Ain Boussemane.

A ces deux endroits, il a été observe à la sortie un développement de la fracturation affleurant en surface avec des ouvertures verticales atteignant 0,30 m d'épaisseur, leur fonçage latérale en amont , suivant des parcours droits et rectilignes , a permis de reconstituer en surface des gouffres appelés les avens.

L'écoulement permanent de ces sources en aval, a donne avec le temps une surface creusée de plusieurs rigoles très large de 0,50 à 1m chacune, qui sont séparées par des lames tranchantes (le lapiez). Il est signale ainsi qu'à la proximité de ces sources des petites dépressions circulaires ''dolines'' (Fig.31) très épaisses ont été remarquées .Selon le modèle de karstification, la reconstitution de ce premier type peut exprimer le modèle épikarstique de la figure (Fig.32).

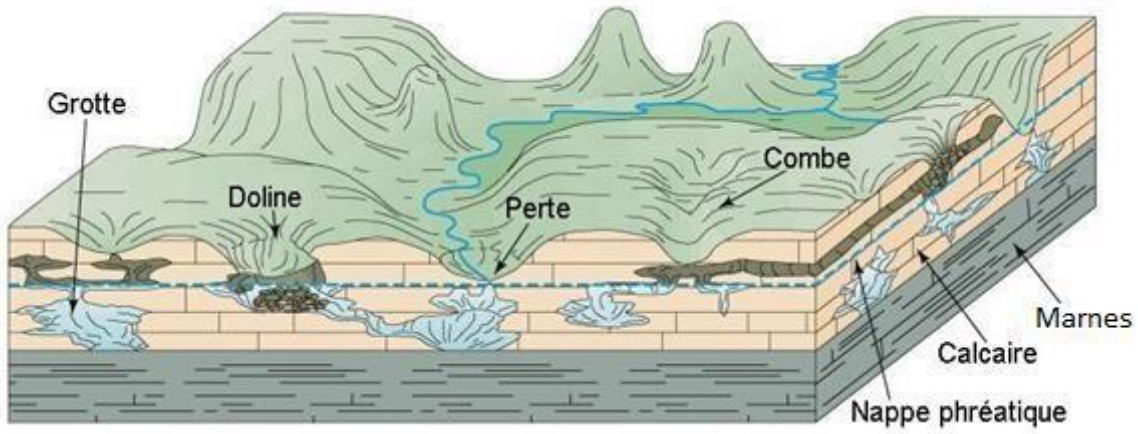


Fig. 32: Modelé 3D Karstique des calcaires éocène Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)[Hamad,O.,2021](Par : Hamad amor)

- **Deuxième Famille :**

Elle concerne les sources de débordement (trop plain) où les conditions de leur émergence sont dues principalement à la morphologie globale d'une part du levé topographique et d'autre part du substratum imperméable.

Ce type caractérise la totalité des sources émergentes le long des bordures Est Ouest suivant les lignes principales de failles où la morphologie topographique de surface en aval se présente en grandes falaises où les marnes paléocènes sont en affleurement à la base

- **Troisième Famille :**

L'émergence des sources de la bordure Sud Est est évidement dû à la structure tectonique régionale du bassin d'effondrement de Tébessa –Morsott. Ces sources sont alors visualisées

suivant le plan de faille d'effondrement de direction Préférentielle Est -Oust .La ligne d'émergence est toujours liée à celle du contacte des calcaires Eocènes et les marnes paléocènes. Par ailleurs, ces sources du Sud peuvent être ainsi considérées comme des sources de débordements (trop plein).

- **- Ecoulement des sources et leur variabilité**

Dans un objectif d'évaluation, dans un ordre spatio-temporel, la variabilité d'écoulement de l'aquifère Eocène de Dyr à travers l'ensemble de cette émergence, des mesures de débit ont été effectuées selon l'importance de débit par Hamad O.,2021 dans le cadre de sa thèse de doctorat. Il a peut réalisé ainsi une compagne de mesure et de jaugeage du débit d'écoulement selon un programme consiste :

* Dans un contexte spatial ; à jauger l'ensemble des sources durant la période d'inventaire.

* Dans un contexte temporel et spatial ; à exécuter quatre jaugeages hebdomadaires de quatre (4) Source représentatives.

b.1- **Méthode de jaugeage au moulinet**

Le jaugeage au moulinet consiste à explorer le champ de vitesse dans la section à travers laquelle on doit mesurer le débit liquide. La section de mesure a été choisie suivant deux principaux critères.

- Un parcours d'écoulement rectiligne de la rivière sans la moindre turbulence possible du régime (écoulement laminaire).

• Un lit bien calibre avec un profil en travers relativement constant suivant un profil en long de parcours de la source. La méthode consiste alors à explorer le champ de la vitesse point par point le long d'une verticale suivant l'état d'écoulement. Le jaugeage a été effectue à l'aide du moulinet de ANRH de Tébessa en mesurant la vitesse sur un seul point repéré en abscisse et en ordonnées suivant sa position horizontale et verticale. La vitesse est calculée en appliquant l'équation suivante :

$$V=a\,(N/t)+b$$

Où ; a : pas de mesure de l'hélice.

b : coefficient de frottement.

N : nombre de trous.

t : temps en secondes.

Les valeurs de **a**, **b** dépendent de l'hélice utilisée :

L'hélice n° 04 : **a** = 0,1345, **b**= 0,024

Le dépouillement pour le calcule du débit instantané a été fait par la méthode des paraboles d'une seule intégration.

b.2- Méthode de jaugeage par flotteur

Cette méthode consiste à déterminer la vitesse d'un flotteur à travers une section bien définie, le produit de la vitesse avec la section donne le débit instantané en (m3/s).

b.3- Méthode de jaugeage par déversoir

Le débit d'écoulement a mesure se base sur la simple technique de chronométrage du remplissage d'un déversoir utilise de volume d'eau bien définit.

Pour le cas de la source Ain Dibba, nous avons pu mesurer son débit par cette méthode. Les résultats sont généralement reflettent un débit faible varie entre 0,1 et 0,2 l/s et pendant les épisodes pluvieuse le débit augmente pour atteindre 0,5 l.s :

- Variabilité spatiale

A partir des résultats de jaugeage effectué par [Hamad,O., 2021] et les conditions d'émergences des sources, on peut constater deux choses :

• La vidange globale du système aquifère Eocène de Dyr Gastel est plus importante au coeur du synclinale où le débit de déversement atteint 1.1, 1.7 et 3.2 l/s respectivement au niveau des sources Ain Boussoumène, Ain Erkel et Gastel amont.

• Aux bordures Est et Ouest l'écoulement a travers les sources de débordement (trop plein) devient plus faible et le débit ne dépasse pas les 0.5 l/s ; a la partie Sud l'écoulement des sources de AIN-TRAB(3), AIN-KHEBABCHA, AIN-KBIRA, AIN-ZOUIGHA, AIN

GUMAL et AIN- SAMAIA, connaît une augmentation de son débit atteignant une valeur de 2.5l/s au niveau de la source AIN-ZOUIGHA.et les sources qui se trouvent augraben éocène vers le Sud(bat) comme AIN DIBBA ,AIN ELGALTTA.

Cette tendance de répartition spatiale, permet de relier la potentialité aquifère d'Eocène à la morphologie structurale et à la technique très disloquant du secteur. La source d'Ain-Gastel Amont pourrait être considérée comme le principal point d'exutoire du système aquifère karstique d'Eocène.



Fig.33: les principales sources des calcaires éocènes. A : Ain Kababcha .B : Ain Kabira .C : Ain Gumal .D : Ain Zouigha .E : Ain Erkel. F : Ain Dibba et Elgalatta. Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)[Hamad, O.,2021]

- Variabilité spatio- temporelle des débits instantanés hebdomadaires :

En fonction des précipitation les illustrations graphiques de la variabilité hebdomadaire des débits d'écoulements des quatre sources ont permis de constater que l'écoulement des sources est généralement soutenu par les précipitation, avec un effet de vidange moins retardé; autrement dit, l'influence des précipitation est rapide sur l'allure hydrométrique.

- **Variabilité de l'écoulement des sources :** A partir des résultats de jaugeage des débits (Tab.21) et leurs report sur carte, et les conditions d'émergences des sources, nous pouvons relever que :

Le débit d'écoulement de vidange globale du système aquifère est très faible dans la zone d'impluvium d'Ain Kissa –Ain Gouraye avec une légère augmentation au niveau d'Ain Kissa amont à une valeur de 0.5 l/s

Il devient plus important en allant vers l'aval pour atteindre le maximum à l'exutoire avec un débit très élève à la source de Ain Zergua de 19.21 l/s marquant aussi une potentialité aquifère de 20 l/s au niveau des forages implantes en amont de celle-ci ;

Au long de la bordure Nord – Ouest, les sources se déversent avec des débits moins important et qui varient entre 0.06 à 2.7 l/s.

Cette variabilité spatiale nous permet de déduire que la potentialité aquifère du Maestrichtien dépend de sa morphologie et sa structure globale. Elle peut être très élevée de l'amont vers l'aval suivant l'axe du synclinal qui pourrait être probablement considère comme l'axe principal du drainage de l'aquifère karstique.

- **Variabilité journalière de l'écoulement de la source d'Ain Zerga :**

Les mesures journalières des hauteurs d'écoulement d'eau au niveau de la station d'Ain Zerga sur une période de deux mois et les débits instantanés hebdomadaire nous ont amené d'établir la courbe de corrélation liant les débits avec les hauteurs (Q =f(h)), (Fig.07.c) et de déterminer les débits journaliers correspondants(Tab.22) (Tab.23).

L'établissement de la courbe de la variabilité journalière des débits d'écoulement de la source de Ain Zergua sur une période de deux mois en fonction des précipitations (Fig.79) nous confirme le soutènement de l'écoulement par les précipitations avec le phénomène de vidange retarde en fonction de l'effet thermique (Fig.98).[HAMAD,O.,2021]

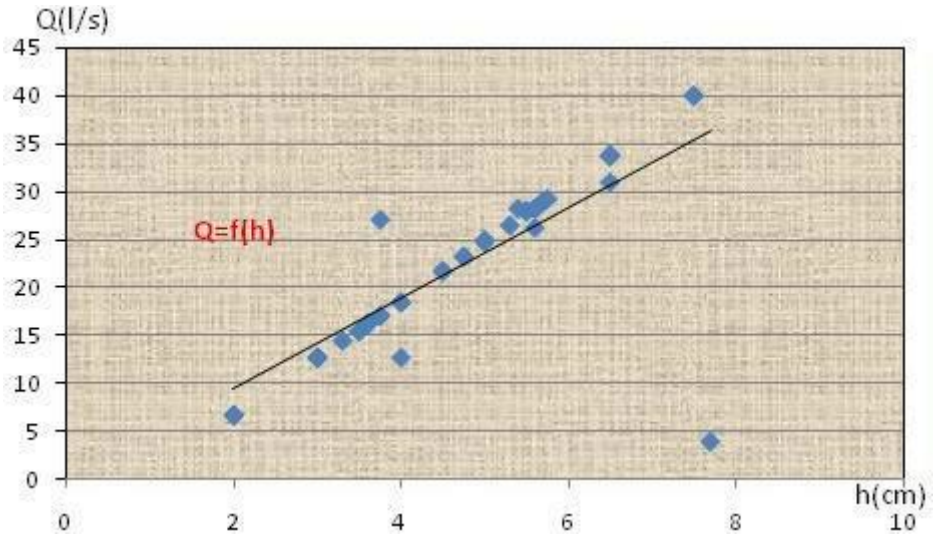


Fig. 34: Courbe de corrélation des débits en fonction des hauteurs. Ain Zerga 2016. Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.) (Par : Hamad amor)

Variabilité de débit de Ain Dibba :

Nous avons suivi le débit de la source de Ain Dibba pendant une période de 4mois de l'année 2025 (Février, Mars,Avril ,mai 2025). Les débits enregistrés étaient faibles et dépendent des précipitations ce qui confirme l'alimentation directe de la source par les infiltrations instantané des pluies tombées dans la région (Tableau).

Tableau 13 : débits mensuels mesurés de la source Ain Dibba

Date	Débit mesuré (l/s)
25-févr-25	0,2
11-mars-25	0,19
28-avr-25	0,27
11-mai-25	0,35

Nous avons représenté ces résultats dans le graphique suivant :

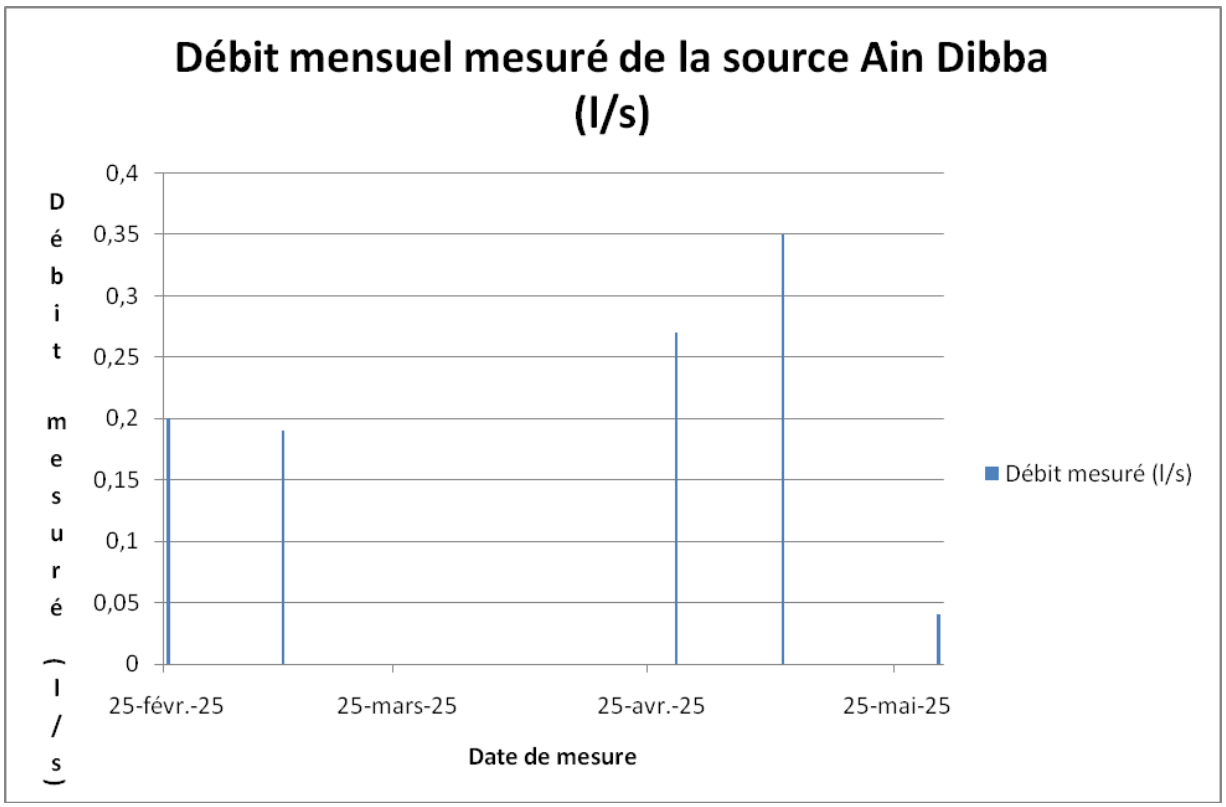


Figure 35 : Débit mensuel mesuré de la source Ain Dibba

Les débits mesurés sont généralement faible et ont une correlation directe avec les précipitation.

iii



Figure 36 : Source Ain Dibba localisation et captage

B/ **Condition hydrogéologiques d'émergence des sources**

Les études antérieures ont montré qu'il y a une forte liaison qui existe entre le réseau de la fracturation et les sources. La reconstitution et l'interprétation des coupes hydrogéologiques schématiques nous ont permis de dégager trois types de familles de condition d'émergence [Degaichia, O., 2014 ; Hamad,O.,2021] :

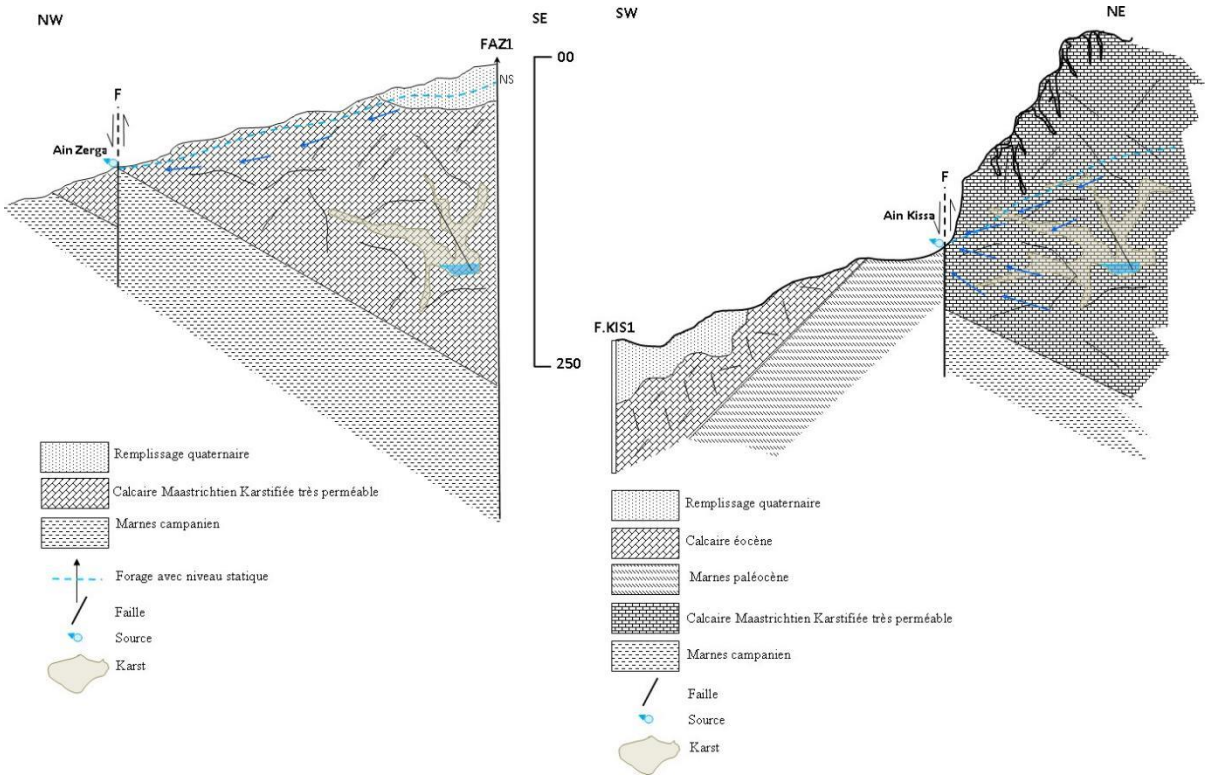


Fig. 37: Coupe hydrogéologie sur les deux sources Ain Zerga et Kissa. Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)[Hamad,O.,2021]

TYPE 1 :

Il est caractérisé par une émergence de source sous l'effet :

- Du développement de la fracturation ;
- D'un sens d'écoulement convergent vers la source, marquant la vidange permanent de l'aquifère en question ;
- D'une surélévation en aval du substratum imperméable des marnes campaniennes, marquant la structure synclinale de Dj Dyr.

Ce phénomène d'émergence , nous l'avons constate à la source principale du réservoir aquifère Maastrichtien de Ain Zerga ,où la circulation des eaux se fait suivant des fractures de grande dimensions (20 à 30 cm), des joints stratification de 5 à 10 cm d'épaisseur et des poches karstique de 40 à 60 cm de diamètre.

TYPE II :

Il concerne l'émergence de la source de Ain Bouhadra, où ses conditions sont dues à la mise en place d'un contacte anormal de formation calcareuse aquifère Maastrichtien avec les marnes campaniennes a travers une faille incline sur une zone de distension d'environs 3m d'épaisseur avec un remplissage de 25 cm de calcite sur la plan distensif oriente suivant une direction Nord-est Sud-ouest.

Cette source peut être considérée comme une source de débordement (trop plein), où son débit d'écoulement est en relation direct avec les précipitations.

La source de Benrahmoune se présente elle aussi avec les mêmes conditions mais son alimentation se fait par l'intermédiaire d'un remplissage alluvionnaire du Quaternaire.

TYPE III :

L'émergence des sources est due à la mise en place de la structure tectonique global de la fosse d'effondrement de Tébessa (Fig. 97.a), où l'ensemble des sources du secteur Sud-Ouest apparaissent suivant le plan de failles d'effondrement de direction préférentielle Est-Ouest et au contacte du calcaire Maestrichtien avec les marnes sus-jacentes.

Par ailleurs à partir de leurs conditions d'émergences, ces sources peuvent être ainsi classées comme des sources de débordement (trop plein).

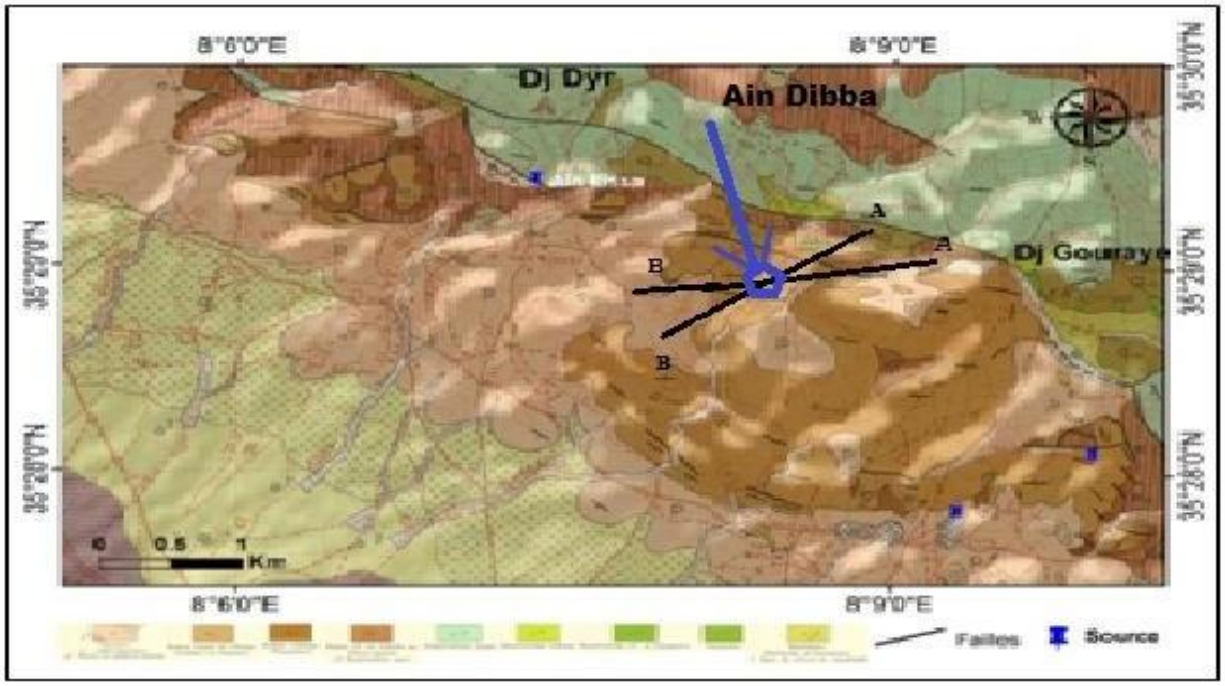


Fig. 38.a: carte de position d'Ain Kissa et le rôle de la fracturation et le contacte marneux. Dj Dyr Nord de la région d'étude[Hamad,O.,2021]

Pour le cas de Ain Dibba l'interprétation des coupes géologiques établies montre que la source s'émerge des calcaires karstifiés de l'Éocène suite d'une faille au niveau de Kef Djelma où les formations marneuses du Maestrichien Inférieur affleurent. La fracturation des calcaires Eocènes favorise une circulation souterraine active de type epikarst selon l'étude de Hamad, 2021 (Figure). Effectivement, à partir de la morphologie de l'extension des formations calcaireux d'âge éocène (coupes 1,2), et les cavités de tailles petites-à moyennesl ,on peut dire que la nappe des calcaires éocènes peut être considérée comme un réservoir karstique de type épikarst.

D'un autre coté, une surélévation du substratum imperméable des marnes grises du Maestrichien inférieur et moyen au niveau des piedmonts du Dj.Gouraye peuvent contribuer à l'émergence de la source (coupe 1,2)

Ce phénomène d'émergence , nous l'avons constate à la source principale du réservoir aquifère Maastrichtien de Ain Zerga ,où la circulation des eaux se fait suivant des fractures de grande dimensions (20 à 30 cm), des joints stratification de 5 à 10 cm d'épaisseur et des poches karstique de 40 à 60 cm de diamètre [Hamad,O.,2021]

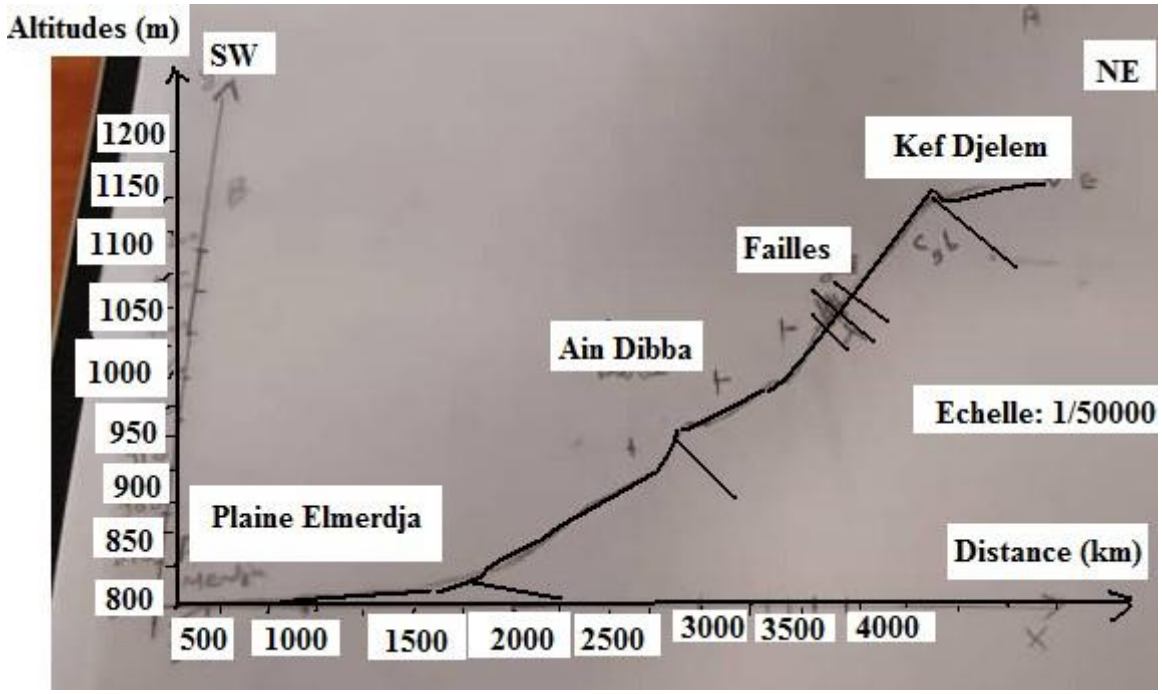


Figure 39 : Coupe schématique de l'émergence de la source Ain Dibba

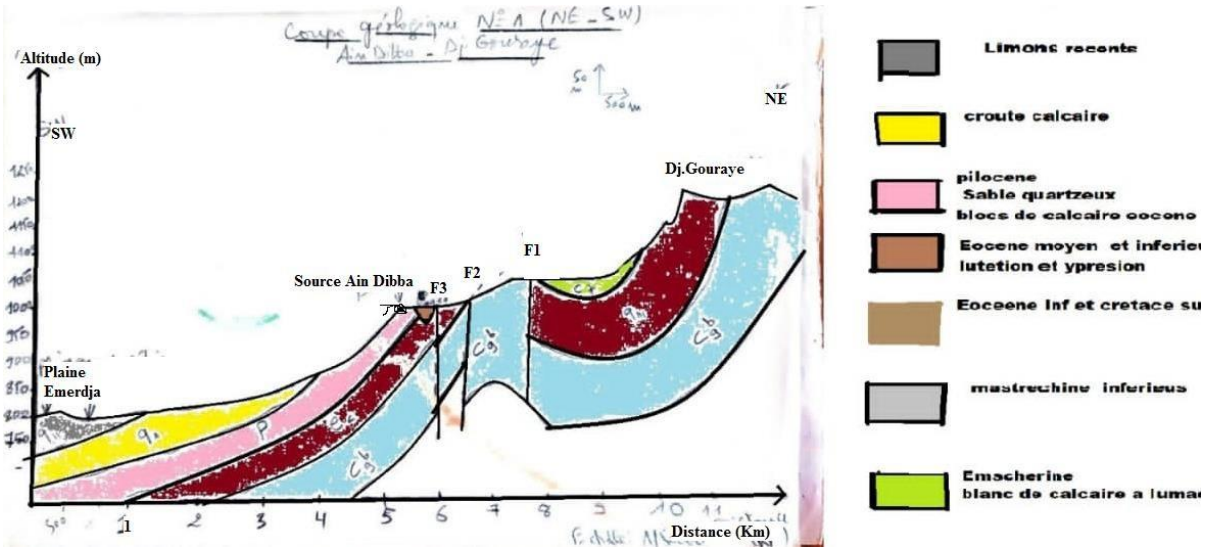


Figure 40 : Coupe géologique présentant l'émergence de la source Ain Dibba

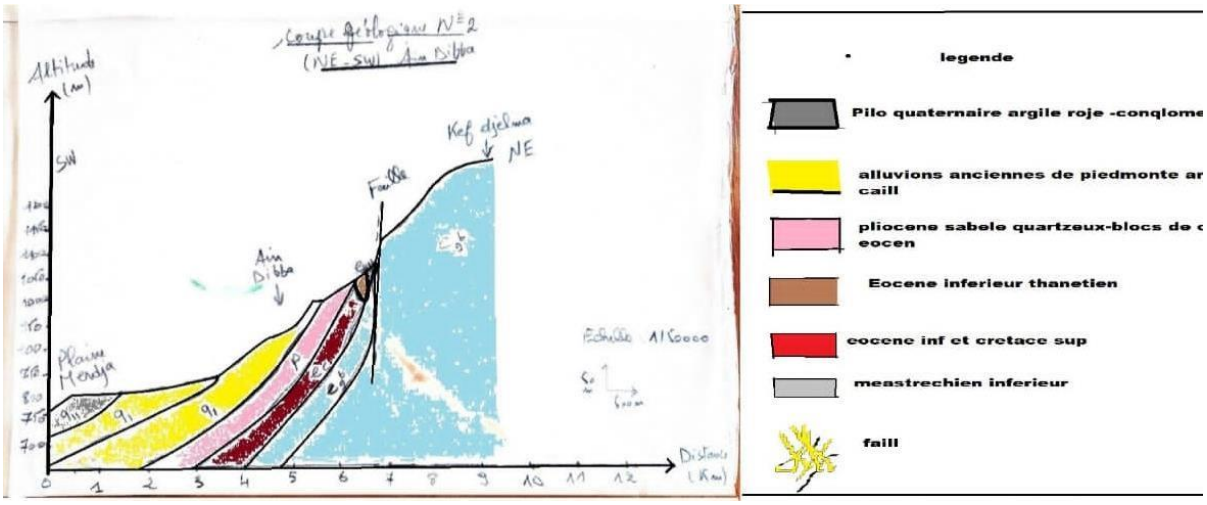


Figure 41 : coupe géologique 2 de l'émergence de la source Ain Dibba

Conclusion

En conclusion, la source Ain Dibba montre une émergence sous l'effet de développement de trois failles successives au niveau du Dj.Gouraye d'une orientation NW-SE (coupe 2). Selon le sens d'écoulement superficiel des eaux de la source allant du NE vers SW où le contact des alluvions anciens et croutes calcaires du Pliocène de la plaine de Tébessa avec les calcaires éocénes. Cette source est caractérisée par un écoulement permanent et son débit présente une augmentation en relation directe avec les précipitations, ce qui montre que les calcaires éocènes renferment un aquifère karstifié rechargé directement par les eaux de pluie et la source présente le point de vidange permanent de cet aquifère.

CHAPITRE VI :

Identification de la qualité chimique des eaux de la source Ain Diba

Introduction

La qualité chimique de l'eau couvre une importance particulière, car elle constitue un enjeu environnemental décisif et un facteur déterminant dans divers domaines d'utilisation. Le processus de chimisme des eaux est étroitement lié à certains paramètres, tels que la nature géologique du milieu récepteur et le temps de séjour ou la vitesse de circulation des eaux. Ces facteurs peuvent agir conjointement ou séparément. Plusieurs facteurs conditionnent les concentrations de ces éléments naturels, comme les paramètres climatiques, l'activité anthropique et les échanges entre l'eau et la roche.

Dans le cadre de notre étude, pour étudier la qualité chimique des eaux de la source Ain Dibba, étudier sa variabilité chimique dans le temps, nous avons utilisés les données physico-chimiques des campagnes d'échantillonnage réalisés durant l'année 2025 à savoir les mois (Février, Mars,Avril ,Mai 2025) avec d'autres données du mois de Novembre 2024 et une donnée daté de 2016 [Hamad,O.,2021]

Cycle de l'eau et minéralisation

Le cycle hydrologique désigne le cycle complet des phénomènes subis par l'eau depuis la vapeur d'eau atmosphérique, en passant par l'état liquide ou solide sous forme de précipitations, pour s'écouler sur ou sous terre jusqu'à la mer, et finalement retourner à la forme de vapeur d'eau atmosphérique par l'action de l'évaporation et de la transpiration.

Au cours de ce cycle, l'eau acquiert sa minéralisation au contact des différents réservoirs géologiques, biologiques et atmosphériques, processus auxquels se superposent les impacts des activités humaines sur la qualité de l'eau.

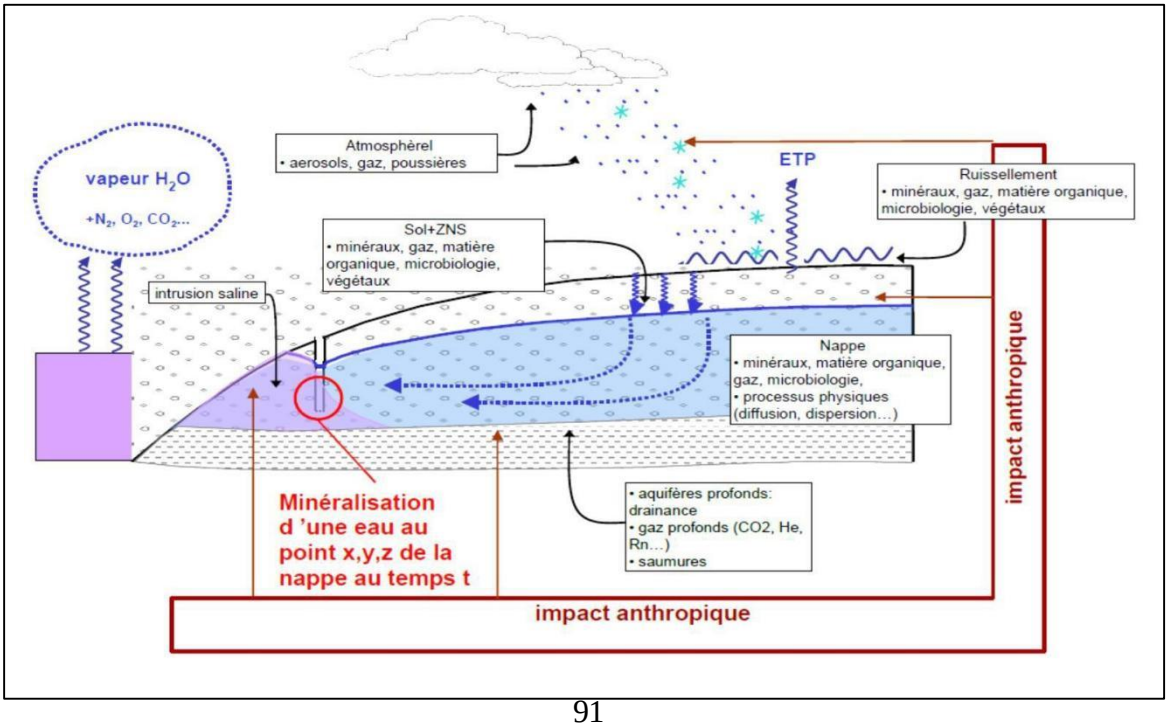


Figure 42 : Le cycle de l'eau et l'acquisition de la minéralisation de l'eau (Par : rahal omar)

V.3. Matériel et méthodes :

1- Matériels

1.1/ Matériel de prélèvement et expérimental :

- *Bouteille en plastique propre,*
- *Bécher*
- *Pipette graduée*
- *Erlen meyer*
- *Fiole jaugée*
- *Éprouvette*
- *Tube à essai*
- *Burette*
- *Portoir*
- *Cuve en verre*

1.2/ Appareils:

- *Spectrophotomètre d'absorption moléculaire*
- *Spectrophotomètre de flamme*
- *Balance de précision*
- *pH - mètre*
- Thermomètre
- Conductimètre
- *Réfrigirateur*
- *Chronomètre*
- *Agitateur magnétique*
- **1.3/ Réactifs:**
- *Nitrate d'argent ($AgNO_3$)*
- *Solution alcoolique de phénolphtaléine*
- *Acide chlorhydrique (HCl)*
- *Tampon ammoniacal*
- *Complexomate de magnésium*
- *Noir ériochrome T (N.E.T)*

- *EDTA disodique*
- *Oxalate d'ammonium*
- *Alizarine complexon*
- *Solution de méthyl orange (hélianthine)*
- *Nitrate de lanthane*
- *Acétone*
- *Chlorure de Baryum ($BaCl_2$)*
- *Nitroprussiate de sodium*
- *Solution alcoolique de phénol*
- *Solution veydante*
- *Solution de griess*
- *Cadmium métallique*
- *Tween 20*

1. Solution de bichromate de potassium:

Composant principal *: $K_2Cr_2O_7$ (1 g).*

Solvant : Eau distillée (quantité suffisante pour 100 ml).

2. Solution de nitrate d'argent N/10 :

Composant principal *: $AgNO_3$ (17,3 g).*

Solvant : Eau distillée (quantité suffisante pour 1000 ml).

3. Solution alcoolique de phénolphtaléine à 0,5 %

Composant principal *: Phénolphtaléine (5 g).*

Solvants *: Alcool éthylique (500 ml) et eau distillée (500 ml).*

4. **Solution tampon ammoniacal pH = 9,6**

Composant principal *: Chlorure d'ammonium (NH_4Cl, 37,4 g).*

Solvant *: Eau distillée (900 ml).*

5. Solution alcoolique de noir ériochrome T 0,5 %

- ***Composant principal*** *: Noir ériochrome T (0,5 g).*

Solvant *: Alcool éthylique (quantité suffisante pour 100 ml).*

1. Solution d'EDTA N/50

Composant principal *: Sel disodique de l'acide éthylènediaminetétracétique (EDTA, 3,72 g).*

Solvant *: Eau distillée (quantité suffisante pour 1000 ml).*

2. Solution d'alizarine complexon : 0,0167 M (pH = 7)

Composition :

***Alizarine** : 0,634 g*

***Eau distillée** : 50 ml*

***Ajustement du pH** : Ajout d'ammoniac (NH_3) jusqu'à pH = 7.*

3. ***Solution de nitrate de lanthane : 0,0167 M***

***Composant principal** : Nitrate de lanthane ($La(NO_3)_3$, 3,616 g).*

***Solvant** : Eau distillée (500 ml).*

4. Solution de Chlorure de Baryum ($BaCl_2$) avec Tween 20

Composition :

***Chlorure de baryum ($BaCl_2$)** : 100 g*

***Tween 20** (agent tensioactif) : 50 ml*

***Eau distillée** : q.s.p. (quantité suffisante pour) 1000 ml*

5. **Solution de nitroprussiate de sodium**

Composant principal : Nitroprussiate de sodium ($Na_2[Fe(CN)_5NO]$, 0,5 g).

Solvant : Eau distillée (100 ml).

6. **Solution alcoolique de phénol**

Composant principal : Phénol (10 g).

Solvant : Alcool à 95° (quantité suffisante pour 100 ml).

7. **Solution "veydante"**

Composition : Mélange de 25 ml de solution (A) + 100 ml de solution (B).

Prélèvement des échantillons

Le prélèvement des échontillons d'eau a été effectué manuellement à partir d'un point de captage de la source. En utilisant une bouteille en plastique, stérilisée, bien rincer avec l'eau de la source puis rempli par l'eau de la source et bien fermée. L'échantillon ainsi obtenu est transporté immédiatement au laboratoire pour faire les analyses possible.

Analyse au laboratoire

Résultats et interprétation: les analyses des paramètres physico-chimiques ont été effectué sur terrain et au laboratoire de département des sciences de la Terre et de l'Univers de l'Université Cheikh Larbi Tébessi. Le tableau suivant présente les résultats obtenus (Tableau **Les propriétaires physique :**

1. Température (T°) :

La température influence fortement la solubilité des gaz et la vitesse des réactions chimiques. Elle a été mesurée **in situ** à l'aide d'un thermomètre numérique. Elle permet également d'évaluer l'origine des eaux (superficielle ou profonde).

2. Total DissolvedSolids (TDS) :

Le TDS représente la concentration totale des solides dissous dans l'eau. Il est exprimé en mg/L et reflète la minéralisation globale. Une valeur élevée de TDS peut indiquer une pollution ou un contact prolongé avec des roches riches en minéraux.

3. Oxygène dissous (OD ou Os)

L'oxygène dissous est un indicateur de l'aération de l'eau. Il est influencé par la température, la turbulence et la présence de matière organique. Des concentrations faibles peuvent indiquer une pollution organique ou une stagnation.

4. Potentiel hydrogène (pH) :

Le pH mesure l'acidité ou la basicité de l'eau. Il est un paramètre crucial pour l'équilibre chimique et la solubilité des éléments. Un pH neutre (autour de 7) est généralement favorable à la majorité des usages de l'eau.

5. Salinité :

La salinité indique la concentration des sels dissous, principalement les chlorures, sulfates, sodium, etc. Elle est un paramètre clé pour déterminer l'aptitude de l'eau à l'irrigation ou à la consommation.

6. Conductivité électrique (CE)

La conductivité électrique mesure la capacité de l'eau à conduire le courant électrique, directement liée à la concentration en ions dissous. Elle est souvent utilisée comme indicateur rapide de la minéralisation.

- 

- **2.3Méthodes d'analyses chimiques**

Les méthodes analytiques groupées permettent de concourir à une appréciation de la qualité de l'eau par voie chimique. Il convient cependant, d'attirer l'attention de l'hygiéniste sur le fait que ces déterminations, considérées séparément, peuvent conduire à des interprétations erronées.

En effet, ce n'est pas un résultat isolé qui présente de l'intérêt, mais plutôt une variation significative d'une mesure antérieure; encore que, pour l'interprétation, il soit indispensable de la confronter avec d'autres mesures caractéristiques.

2.3.1- Dosages des chlorures

Méthode de Mohr

Principe

Les chlorures sont dosés en milieu neutre par une solution titrée de nitrate d'argent, en présence de bichromate de potassium. La fin de la réaction est indiquée par l'apparition de la teinte rouge, caractéristique du bichromate d'argent.

Mode opératoire

Introduire 50 ml d'eau à analyser préalablement filtrée dans un erlenmeyer. Ajouter 1 ml de bichromate de potassium, puis verser alors au moyen d'une burette la solution de nitrate d'argent (N/10) jusqu'à apparition d'une teinte rougeâtre. Soit V le nombre de ml de nitrate d'argent (0,1 N) utilisé.

Expression des résultats

Pour une prise d'essai de 50 ml, la teneur en chlorures, exprimée en mg/l:

V1 = Chute de burette V2 = Prise d'essai

V1×3,55×100---------- = V1×3,55×100 50

V1×71=Cl— mg/l

2.3.2-Dosage des bicarbonates

Détermination de l'alcalinité (TA et TAC)

L'alcalinité d'une eau correspond à la présence de bicarbonates, carbonates et hydroxydes.

Détermination du TAC

TAC ou le titre alcalimétrique complet correspond à la teneur de l'eau en alcalis libres, carbonates et bicarbonates. Utiliser l'échantillon traité précédemment ou le prélèvement primitif s'il n'y a pas eu de coloration. Ajouter 2 à 3 gouttes de solution d'hélianthine, une coloration jaune apparaît. Titrer avec le même acide HCl (N/50) jusqu'à virage de la coloration jaune au jaune orange (pH=4,3) s'assurer qu'une goutte d'acide en excès provoque le passage de la coloration du jaune orange en rose orange (pH=4). Soit V2 le

nombre de ml d'HCl utilisé. Retrancher de ce volume 0,5 ml quantité de HCl nécessaire pour le virage de l'indicateur qui est un peu plus faible que le pH de neutralisation exacte du bicarbonate.

Expression des résultats

TA : Il est égale au nombre de ml d'acide HCl (N/50) nécessaire pour neutraliser 100 ml d'eau en présence de phénolphtaléine. L'unité du TA est le meq. Si la prise d'essai est de 100 ml le TA pour un litre d'eau serait.

$TA=50n1\times10=5n1mEq/l$

Le TA peut être exprimé en degré Français. En effet comme un degré français (°F) correspond à 10 mg de $CaCO_3$ donc 1 meq = 5 °F.

TA=n1 degre´ Franc¸ais TA=n1 °F

TAC : Il est exprimé de la même manière que le TA

$TAC=5N=5n2-0,5mEq/l$

$TAC=N\circ F=(n2-0,5)$ °F

Le TAC est exprimé en HCO_3

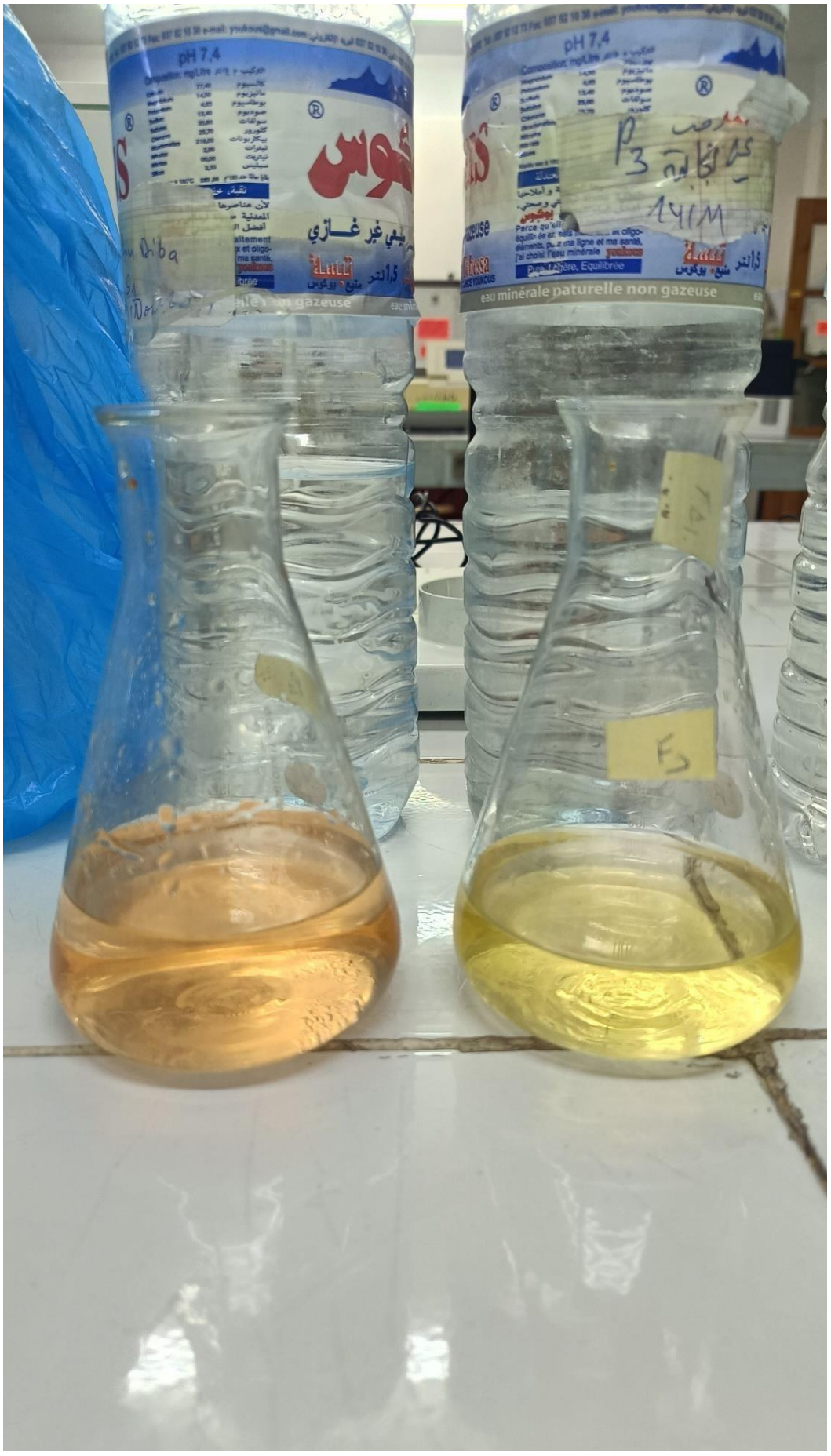
$HCO3-$ mg/l=TAC (°F)×12,2

2.3.3- Dosage de la dureté ou hydrométrie (Totale, Calcique et Magnésienne)

Méthode par complexométrie (EDTA) : « Méthode par remplacement »

La dureté totale ou titre hydrotimétrique (TH) correspond à la somme des concentrations calcique et magnésienne.




pH 7,4
eau minérale paturelle non gazeuse
P3
F5

- **Principe**

Cette méthode est utilisée lorsque l'indicateur donne avec le cation à doser un complexe trop peu stable qui conduit à un virage peu net. Il est alors possible de sensibiliser le virage de l'indicateur en ajoutant une trace de complexomate d'un autre cation qui donne un complexe plus stable avec l'indicateur.

Mode opératoire

Dans un erlenmeyer, introduire 50 ml d'eau à analyser, 2,5 ml de tampon ammoniacal, 1 ml de complexomate de magnésium à 1 %, 3 gouttes de N.E.T (noir ériochrome T), chauffé à une température de 70 - 80 °C puis titré par la solution d'EDTA jusqu'au virage au bleu. Établir un témoin en opérant de la même manière en remplaçant les 50 ml d'eau à analyser par le même volume d'eau distillée.

Ce témoin sert à l'appréciation de la tête de virage. N_1: Nombre d'EDTA utilisé.

Expression des résultats

Le volume de la solution titrante d'EDTA correspond à la concentration du (Ca2++Mg2+) exprimée en Eq/l. Ce volume multiplié par 10 donne la concentration du (Ca2++Mg2+) en mg/l.



Dosage du magnésium (Mg2+)

Mode opératoire

Dans un erlenmeyer verser 100 ml d'eau à analyser et 10 ml d'oxalate d'ammonium, puis agiter et laisser reposer 30 minutes puis on filtre. Récupérer 50ml exactement mesuré du filtrat et opérer comme précédemment.

1. Dosage du Magnésium (Mg^{2+})

Le volume de solution titrante d'EDTA utilisé correspond directement à la concentration de Mg^{2+} en mEq/l

Pour convertir en mg/l, multiplier ce volume par 10

2. Dosage du Calcium (Ca^{2+})

La dureté calcique est obtenue par soustraction :

[Ca^{2+}] (mg/l) = Dureté totale (TH) - [Mg^{2+}] (mg/l)

3. Dosage du Sodium et Potassium (Na^+ et K^+)

Méthode : Spectrophotométrie de flamme par émission atomique

Principe : Excitation des atomes par une flamme produisant un spectre d'émission mesurable

4. Dosage des Sulfates (SO_4^{2-})

Méthode : Néphélométrique

Principe :

Précipitation des sulfates en sulfate de baryum ($BaSO_4$) en milieu chlorhydrique

Stabilisation du précipité avec du Tween 20

Mesure des suspensions homogènes par spectrophotométrie

1. Dosage des Sulfates (SO_4^{2-})

Principe : Formation d'un précipité de sulfate de baryum ($BaSO_4$) en présence de chlorure de baryum ($BaCl_2$) en milieu acide (HCl à 10 %). La turbidité mesurée par spectrophotométrie à 420 nm est proportionnelle à la concentration en sulfates.

Mode opératoire :

Mélanger 50 mL d'eau filtrée, 2 mL d'HCl 10 %, et 10 mL de $BaCl_2$.

Préparer un témoin avec de l'eau distillée.

Agiter, laisser reposer 10 min, puis mesurer l'absorbance.

Résultats : Exprimés en **mg de SO_4^{2-}/L** via une courbe d'étalonnage.

2. Dosage de l'Azote Ammoniacal (NH_4^+)

Principe : Réaction en milieu alcalin entre l'ammonium, l'hypochlorite (oxydant), et le phénol, catalysée par le nitroprussiate, formant un **bleu d'indophénol** mesurable à 640 nm.

Mode opératoire :

Ajouter dans un tube :

20 mL d'eau à analyser.

1 mL de phénol alcoolique.

1 mL de nitroprussiate à 0,5 %.

2,5 mL de solution oxydante (hypochlorite).

Agiter, laisser réagir 1h30, puis mesurer l'absorbance.

Résultats : Lue via une courbe d'étalonnage (concentration en NH_4^+ déduite).

Points Clés à Vérifier

Précision des volumes : Utilisation de pipettes précises pour les réactifs.

Temps de réaction : Respecter strictement les durées (10 min pour SO_4^{2-} ; 1h30 pour NH_4^+).

Contrôle qualité : Témoin indispensable pour les sulfates ; étalonnage critique pour les deux méthodes.

Spectrophotométrie : Régler les longueurs d'onde correctement (420 nm et 640 nm).

Ces méthodes sont adaptées pour des analyses environnementales (eaux naturelles, rejets industriels) avec une sensibilité dépendante de la qualité des réactifs et de l'étalonnage.

Expression des résultats

La **teneur en azote ammoniacal** est exprimée en **mg de NH_4^+ par litre d'eau**.



2.3.7. Dosage des nitrites et nitrates

Principe

Cette méthode repose sur la **réaction de copulation des nitrites** en présence :

d'**α-naphtylamine** (ou alphanaphtylamine),

et d'**acide sulfanilique**,

formant un **complexe coloré rouge**, mesurable par spectrophotométrie.

Pour doser les **nitrates**, ceux-ci sont d'abord réduits en nitrites à l'aide de **cadmium métallique**, permettant une analyse totale (nitrites + nitrates).

•



Corrections apportées :

"Teneur en accès annoniment" → **"Teneur en azote ammoniacal"** (probable erreur de frappe/OCR).

"mg de |df4||df4|" → **"mg de NH_4^+"** (notation chimique standard).

"Par titre d'eau" → **"Par litre d'eau"**.

"Alphanaphislamine" → **"α-naphtylamine"** (nom correct du réactif).

"Acide sulfonilique" → **"Acide sulfanilique"**.

Clarification du principe : ajout de détails sur la réduction des nitrates par le cadmium.

Dosage des nitrites libres

Prélever 10 mL d'échantillon (filtrer si nécessaire) dans une fiole jaugée de 25 mL.

Ajouter 10 mL de réactif de Griess (mélange égal des solutions A et B).

Placer à l'obscurité pendant 15 minutes pour développer la coloration.

Mesurer l'absorbance à 520 nm par spectrophotométrie.

Déterminer la concentration en nitrites à l'aide de la courbe d'étalonnage.

Dosage des nitrites totaux

Prélever 25 mL d'échantillon dans une fiole de 50 mL.

Ajouter 5 mL de solution tampon ammoniacale (pH = 9,6).

Introduire 2 g de cadmium métallique.

Laisser à l'obscurité pendant 5 à 10 minutes en agitant toutes les 2 minutes.

Filtrer et transférer le filtrat dans une fiole jaugée de 50 mL.

Rincer le cadmium avec de l'eau distillée et ajuster le volume à 50 mL.

Procéder au dosage des nitrites comme pour les nitrites libres (réactif de Griess, incubation, lecture à 520 nm).

Dosage des nitrites totaux

Prélever 25 ml d'échantillon dans des fioles de 50 ml.

Ajouter 5 ml de la solution tampon ammoniacale à pH = 9,6, puis ajouter 2 g de cadmium métallique. Placer le tout à l'obscurité pendant 5 à 10 minutes en agitant toutes les 2 minutes.

Transvaser l'eau de l'échantillon dans une fiole jaugée de 50 ml après filtration. Laver le cadmium à plusieurs reprises avec de petites quantités d'eau distillée et ajuster le volume à 50 ml.

Effectuer le dosage des nitrites totaux en suivant la même procédure que pour les nitrites libres.

Formule des Nitrites Totaux

La quantité des nitrites totaux est calculée avec la formule suivante :

Nitrites totaux (mg/l)=X·V′(50)V(25)=X·2Nitrites totaux (mg/l)=$V(25)X \cdot V'(50)=X \cdot 2$

Variables :

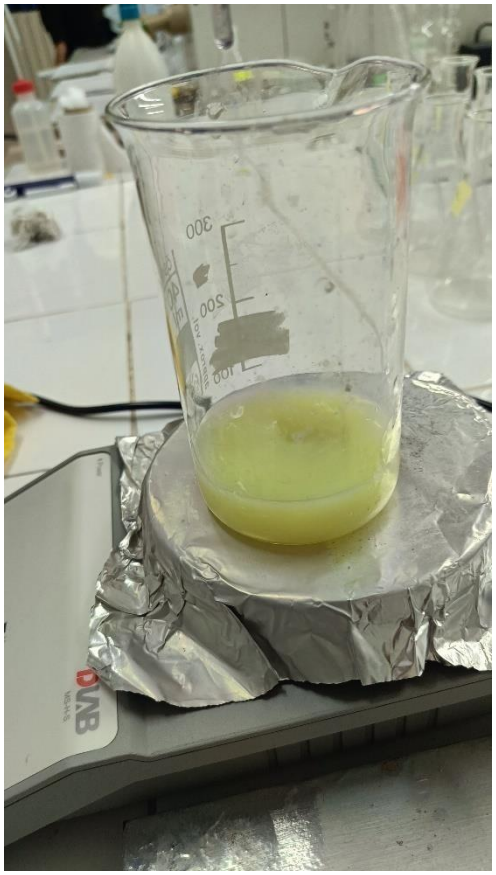
X*X* : Teneur en nitrites de la prise d'essai (en mg/l).

V*V* : Volume initial de la prise d'essai (25 ml).

V′*V′* : Volume final de la prise d'essai (50 ml).

Expression des résultats :

La teneur en nitrites (libres et totaux) est exprimée en **mg de $NO2-NO2-$** par litre d'eau.





Les résultats des analyses effectuées sur terrain et dans le laboratoire de l'université sont données au tableau suivant :

Tableau 14 : Résultats des analyses physico-chimiques des eaux souterraines de la source de Ain Dibba

Nom	PH	Cond µS/Cm	TDS mg/l	Ca++ mg /L	Mg++ (mg/L)	Na+ (mg/l)	K+ (mg/l)	$SO4^{-2}$ (mg/l)	Cl- (mg /L)	HCO3 (mg/L)	NO3- (mg/l)
s*1	7,53	1465	819	83,37	53,16	210	7,5	150	85,2	545,34	30,53
S1	9,8	1408	806	62,52	81,73	140	8	150	120,7	528,26	31,1
Ain Dibba	7,71	1420	1766	67,33	75,63	320	10,01	320	162,3	545,34	38,3
P3	7,56	3060	1715	80,16	195,30	210,2	10,2	600	234,3	345,2	39,2
P4	7,54	4500	2120	25,65	310,30	255	8	650	532,5	294,02	44,3
P1	7,93	5000	2162	36,87	325,20	260	6	600	568	321,3	44,4
F1	7,84	3080	1778	57,72	195,30	239	12	345,2	404,7	323,3	36,4
F3	8,38	1759	1523	70,20	120,20	180,9	7	458	452	202	32,2
2016	7,35	980	396	40,08	31,80	17,29	1,34	26,88	43,65	234,24	0,55

I-1-Interprétation des paramètres physiques

I – 1 - 1 -La température

C'est un paramètre qui régit la solubilité des sels et des gaz et permet de distinguer les eaux de surface des eaux souterraines. Il dépend soit du climat et donc de la température de l'air (pour les eaux de surface), soit de la profondeur (gradient géothermique, réactions chimiques pour les eaux profondes). La mesure de ce paramètre a été réalisée in situ à l'aide d'un thermomètre à mercure. Les valeurs obtenues montrent que les eaux de la source ont une température comprise entre 10 et 21°C.

I -1 -2 – Le potentiel d'Hydrogène :

La valeur du pH détermine la potabilité de l'eau. Les échelles de classification en fonction du pH sont les suivantes :

- Une solution de pH = 7 est dite neutre.
- Une solution de pH < 7 est dite acide.
- Une solution de pH > 7 est dite basique ou alcaline.

Les valeurs moyennes de pH enregistrées varient entre 7,35 et 9,80. Cependant, on note la

présen’affecte pas significativement le pH global des eaux de la région, indiquant que ces eaux ont un pH proche de la neutraliténce de quelques points d'eau avec un pH supérieur ou égal à 9,80. Cette variation

.

I – 1 – 3 - La conductivité électrique *CE*

La conductivité électrique est un indicateur de la minéralisation des eaux. Elle peut être mesurée soit sur le terrain soit au laboratoire. La mesure de la conductivité électrique d'une eau est effectuée à l'aide d'un conductimètre, ou elle peut être réalisée à l'aide d'un multi-paramètre qui inclut la température, le pH et la conductivité. Les valeurs de conductivité électrique sont exprimées en micro-siemens par centimètre (µS/cm) ou en milli-siemens par centimètre (mS/cm), et elles sont toujours ramenées à la température standard de 25°C.et exprimées en µS/cm, selon la relation suivante :

$$CE_{25} = CE_{Tmes} * \frac{1}{(1-0.022)(25-Tmes)}$$

Avec :

Tmes : température de mesure (°C).

CE : conductivité électrique (µS/cm) corrigée à 25°C.

L'Organisation mondiale de la santé (OMS) a recommandé une classification des eaux basée sur les plages de valeurs de ce paramètre. Selon cette classification, nous avons élaboré le tableau suivant (Tab.23), qui récapitule l'ensemble des données relatives à la région d'étude.

Tableau 15 : Normes et classification des eaux selon leurs conductivités (OMS 1 994). Source Ain Dibba.

Classe de qualité	***Excellente***	***Bonne***	***Passable***	***Médiocre***	***Pollution excessive***
CE (µs/cm)	*2 500*	*3 000*	*3 500*	*4 000*	*>4 000*
Source Ain Dibba	***s*1, S1, Ain Dibba, F3, la source en 2016***				
Puits		P3, F1			P4, P1

Nous constatons que la plus forte valeur de conductivité électrique est enregistrée dans les puits P1, et P4 qui se situe dans la plaine de Tébessa mais juste en partie avale où se trouve le captage de Ain Dibba, avec des valeurs supérieures varient entre 3500 et 4500 µs/cm. Cela est probablement dû aux effets des formations évaporitiques de Dj. Djebissa à l'Est de la plaine.

I -2 –Interprétation des paramètres chimiques

I – 2 – 1- Les éléments chimiques majeurs

I – 2 -1-1- Les cations

Les différentes méthodes d'analyse employées au laboratoire des Sciences de la Terre et de l'Univers de l'Université de Tébesssa visent principalement à détecter les éléments chimiques majeurs suivants :

- Cations: Ca++, Mg++, Na+, K+
- Anions: Cl-, HCO3-, SO4--, NO3-

L'objectif de ces analyses est de déterminer les caractéristiques physico-chimiques des eaux de la source de Ain Dibba et les puits qui existent aux alentours.

a – Le calcium (Ca^{++})

La présence des ions Ca^{2+} dans l'eau est principalement liée à deux origines naturelles :

1. La dissolution des formations carbonatées ($CaCO_3$) :
2. La dissolution des formations gypseuses ($CaSO_4 2H_2O$) :

$$CaCO_3 \Rightarrow Ca^{2+} + CO_3^{2-}$$

$$CaSO_4, 2H_2O \Rightarrow Ca^{2+} + SO_4^{2-} + 2H_2O$$

Ces processus de dissolution contribuent à la présence des ions calcium (Ca^{2+}) dans l'eau.

La concentration moyenne en calcium dans cette région atteint 58,21 mg/l. Les teneurs en calcium varient entre un minimum égale 25,65 mg/l et un maximum de 83,37mg/l. L'écart faible entre les valeurs extrêmes témoigne d'une grande variation des teneurs en ion Ca++, qui proviennent de deux origines naturelles distinctes : la dissolution des formations carbonatées d'âge Eocène et des formations gypsifères au niveau des affleurement de Trias (Dj.Djebissa à l'Est). Cette diversité géologique dans la région contribue à la variabilité observée dans les concentrations en calcium dans les eaux souterraines.

b – Le magnésium Mg^{++}

Ses origines sont comparables à celles du calcium, car le magnésium provient de la dissolution des formations carbonatées riches en magnésium, telles que la magnésite et la dolomite, selon les relations suivantes :

$$\text{Magnésite: } MgCO_3 \Leftrightarrow Mg^{2+} + CO_3^{2-}$$

$$\text{Dolomite: } CaMg(CO_3)_2 \Leftrightarrow Ca^{2+} + Mg^{2+} + 2CO_3^{2-}$$

Ces processus de dissolution libèrent des ions de magnésium (Mg2+) dans l'eau, de manière similaire aux processus qui libèrent les ions calcium.

Le magnésium provient de la dissolution des formations dolomitiques (formations carbonatées riches en magnésium) et accompagne souvent le calcium. La concentration moyenne en Mg++ est d'environ 154,90 mg/l, ce qui indique que les eaux de la source et des puits aux alentours dépassent la norme recommandée de 50 mg/l.

Les concentrations les plus élevées sont surtout observées aux puits bordure de la plaine (partie avale de la source de Ain Dibba), avec des valeurs allant de 120,20 à 325,20mg/l en raison de la dissolution des calcaires dolomitiques.

c Le sodium Na^+

L'origine de cet élément est principalement liée à la dissolution des formations salifères et aux échanges entre la nappe et l. La dissolution des minéraux salifères se fait selon la relation suivante

$$NaCl \longleftrightarrow Na^+ + Cl^-$$

Le sodium se trouve toujours associé à d'autres éléments chimiques, tels que les chlorures et les sulfates, et il est donc rare qu'il soit isolé. Il provient de diverses sources, notamment :

- Les eaux marines (obtenu par l'évaporation progressive des marais salants)
- Le sel gemme (chlorure de sodium)
- Les formations marneuses et gypsifères (par la décomposition de sels minéraux comme les silicates de sodium et d'aluminium)
- Les usages industriels

La concentration moyenne en sodium est d'environ 203,59mg/l, ce qui fait que tous les eaux des points prélevés dépassent la norme recommandée de 150 mg/l. Les concentrations les plus élevées se trouvent dans les puits situés en aval de la source et meme les teneurs de la source sont aussi fortes et varient entre 140 et 320 mg/l. de meme les puits sont marqués par des concentrations très élevés en sodium varient entre 180,9 et 260mg/l. on peut expliqué ces valeurs par l'influences des terrains triassiques (Dj.Djebissa à l'Est de la plaine) et l'influence des lentilles d'argile et de marne :::::.

I – 2 – 1 – 2 - Les anions

a – Les chlorures Cl^-

Les chlorures peuvent provenir de diverses sources : l'intrusion des eaux marines, la contamination par des eaux usées, ou la dissolution des sels par le lessivage des terrains salifères. La dissolution de ces sels est très facile, ce qui explique leur présence en fortes concentrations dans les eaux ayant traversé des formations argilo-sableuses ou argileuses.

De nombreux puits plus de (50 % des puits) présentent des teneurs en Cl- qui dépassent la norme fixée par l'OMS, établie à 250 mg/l. les valeurs varient entre 85,2mg/l et 162,3mg/l pour la source de Ain Dibba alors que les puits présentent des teneurs plus élevées varient entre 234,3 et 568mmg/l. la moyenne est égale à 289,261mg.l.

b – Les sulfates SO_4^{--}

Les sulfates présents dans l'eau peuvent provenir de la dissolution des formations gypseuses, comme l'indique la réaction chimique suivante :

$CaSO_4, 2H_2O \Rightarrow Ca^{2+} + SO_4^{2-} + 2H_2O$

À l'échelle de notre plaine, cet ion provient de la dissolution du gypse présent dans les marnes cénomaniennes et du lessivage des dépôts évaporitiques. La moyenne des sulfates entre les points analysés atteint 366,67mg/l. les puits présentent des valeurs très élevées varient entre 150 et 650mg/l. Au Nord-Est également, ces concentrations importantes sont enregistrées, en raison de la présence d'argiles et de marnes. Ces concentrations augmentent notamment du côté de Dj. Djebissa, en raison de la présence de gypses.

e – Les bicarbonates HCO_3^-

Les bicarbonates proviennent de la dissolution des roches carbonatées et gypsifères. Cette dissolution s'effectue selon l'équation suivante :

$$\mathbf{CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow 2HCO_3^- + Ca^{2+}}$$

La concentration en HCO3- dans les points analysés dépasse la norme de 250 mg/l, bien qu'elle soit légèrement supérieure dans la plupart d'entre eux. Au niveau de la source Ain Dibba les

valeurs varient entre 528,26 et 545,34 mg/l et les puits enregistrent des valeurs importantes atteint 323,3mg/l alors que la moyenne entre les points atteint 371mg/l.

II- Représentations graphiques et identification des principaux faciès

Les faciès hydrochimiques sont fréquemment utilisés en hydrogéologie pour mieux comprendre l'aspect qualitatif des eaux naturelles, leur évolution spatio-temporelle, et pour décrire sommairement leur composition (Jaeckli, 1970).

À cette fin, il est recommandé d'utiliser certaines méthodes plus commodes, telles que les représentations graphiques en diagrammes (Schoeller-Berkaloff, Piper, Wilcox, etc.), afin de mettre en relief les particularités de ces eaux.

II-1- Représentation selon le diagramme de *Piper*

Ce diagramme est composé de deux triangles (permettant de représenter le faciès cationique et le faciès anionique) et d'un losange (synthétisant le faciès global), permettant de représenter plusieurs échantillons d'eau simultanément. Les nuages de points concentrés dans un pôle représentent la combinaison des éléments cationiques et anioniques pour les différents échantillons.

À partir des diverses formules caractéristiques et représentations graphiques, les faciès dominants de la source sont :

-Bicarbonaté calcique et magnésienne au niveau de la source ain Dibba ;

-Chloruré et sulfaté-calcique et magnésienne, qui se répand sur tout les points des puits ;

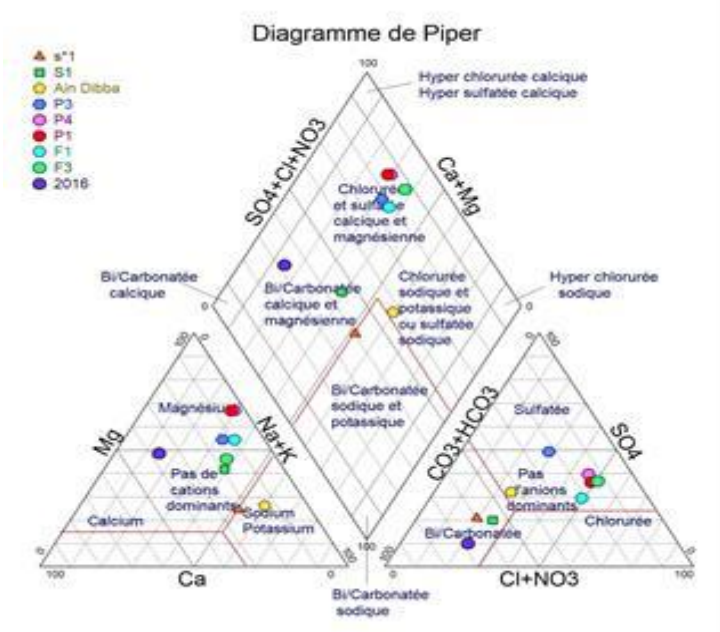


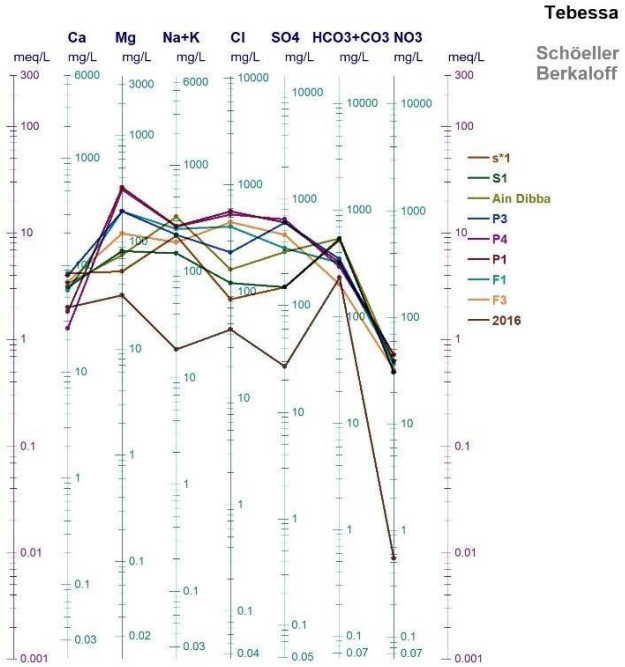
Fig. 43: Représentation des analyses chimiques des eaux de la source de Ain Dibba et les puits aval selon le diagramme de piper

II-2- Représentation selon le diagramme de *Schoeller-Berkaloff*

Ce type de représentation, établi par Schoeller et repris par Berkallof, utilise du papier semi-logarithmique pour porter les quantités en réactions des anions et des cations sur l'axe des ordonnées et les éléments chimiques sur les abscisses, à intervalles réguliers, pour chaque point d'eau de prélèvement. Plusieurs analyses chimiques peuvent être représentées simultanément sur ce type de diagramme, chaque échantillon étant matérialisé par une ligne brisée.

Cette classification est basée sur la concentration des quatre principaux anions (bicarbonate, sulfate, chlorure et nitrate) et des quatre principaux cations (sodium, potassium, calcium et magnésium). Elle permet de déterminer les différents types de faciès chimiques, tels que le faciès sulfaté-calcique (qui prédomine dans tout le bassin),

La concentration de chaque élément chimique est reportée sur une ligne verticale, en échelle logarithmique. La ligne brisée est formée en reliant tous les points représentant les différents éléments chimiques. Un groupe d'eau de minéralisation variable, mais dont les proportions des éléments dissous sont les mêmes, donnera une famille de lignes brisées parallèles entre elles. Lorsque les lignes se croisent, cela indique un changement de faciès chimiques.



.

Fig. 44: Représentation des analyses chimiques des eaux de puits selon le diagramme de Schoeller-Berkaloff

II – 3 – Aptitude à l'irrigation des eaux de la source et origine de la salinité

II – 5– La sodisation

L'accumulation de sodium sur le complexe adsorbant des sols peut dégrader leurs propriétés physiques, leur capacité de drainage et donc leur perméabilité, ce qui conditionne la productivité des terres irriguées. Un excès de sodium par rapport aux alcalino-terreux dans le complexe absorbant provoque une défloculation des argiles, entraînant une destruction du sol et une réduction de sa perméabilité et de sa porosité. En conséquence, l'eau d'irrigation stagne à la surface du sol et ne parvient plus jusqu'aux racines, ce qui affaiblit la végétation et rend le sol compact et asphyxiant.À proportions égales de sodium et d'alcalino-terreux dans la solution, la tendance à la sodisation du sol est d'autant plus forte que la concentration en cations totaux dans la solution est plus élevée.Ainsi, les risques de sodisation relatifs à une eau d'irrigation sont caractérisés par deux paramètres :

- Le Sodium Adsorption Ratio (SAR), qui rend compte du rapport entre les concentrations en sodium et en alcalino-terreux ;
- La conductivité électrique de l'eau appliquée.

$$\frac{Na^{+}}{\sqrt{\frac{\left(Ca^{++}+Mg^{++}\right)}{2}}}, (Na^{+}, Ca^{++}, Mg^{++}, \text{étant exprimés en } méq/l).$$

Le SAR est défini comme étant égal à :

Cette grandeur peut être ajustée pour mieux tenir compte du calcium susceptible de demeurer sur le sol après une opération d'irrigation.L'U.S. Salinity Laboratory a proposé un diagramme qui, à partir des valeurs du SAR et de la conductivité, classe les eaux d'irrigation en fonction des risques de sodisation et de salinité (voir Fig, diagramme de Wilcox).

Le Diagramme de *Wilcox*

Les valeurs des facteurs ainsi obtenues sont reportées sur des diagrammes, en combinaison avec la conductivité électrique, pour enfin aboutir à la fameuse classification recherchée, quant à l'usage agricole de l'eau en question, dans les diverses pratiques culturales. Pour cette fin, nous utilisons le diagramme de Wilcox.

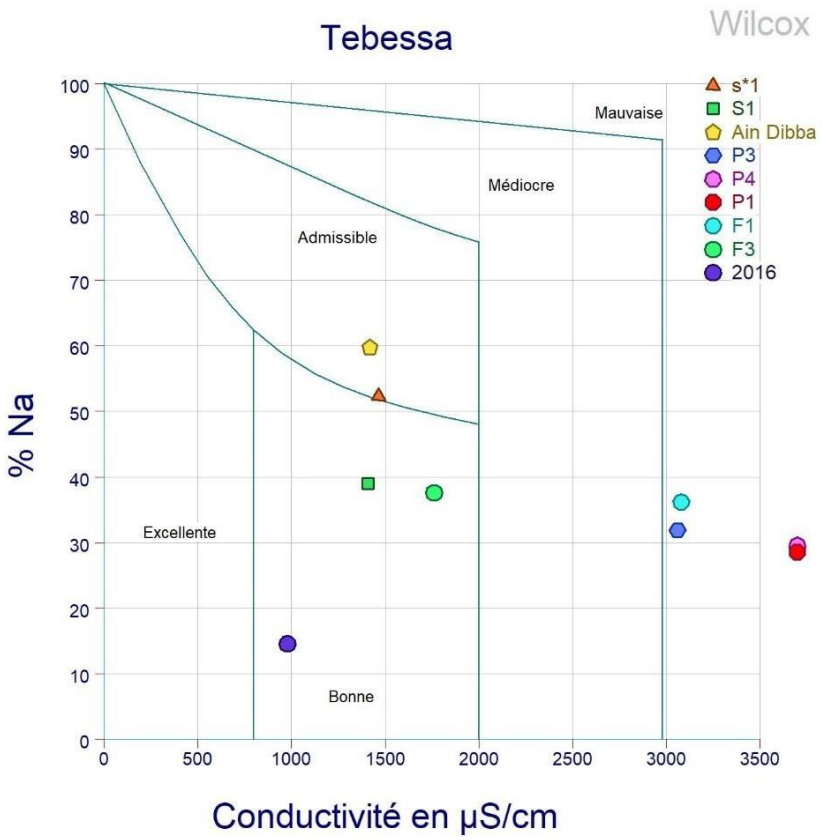


Fig.45 : Représentation des analyses des eaux selon le diagramme de Wilcox.

L'observation de ce diagramme fait ressortir pour notre région les classes suivantes :

Conformément à cette classification, les eaux de la source Ain Dibba sont admissibles pour l'irrigation, à condition de surveiller l'évolution de leur salinité et de maintenir un drainage continu des sols. Toutefois, elles deviennent fortement, voire excessivement, minéralisées, ce qui leur confère une qualité médiocre à très mauvaise. Elles peuvent néanmoins convenir à l'irrigation de certaines espèces bien tolérantes aux sels, surtout dans les zones où le sol le permet, où la perméabilité est bonne et le lessivage est important en période de crue.

Conclusion :

À la suite de cette étude, il a été observé que les eaux de la source de Ain Dibba présentent une variabilité significative en termes de caractéristiques physico-chimiques. Leur température varie de 10 à 21°C, leur pH se situe entre 7,53 et 9,8 et leur conductivité électrique oscille entre 1408 et 1465 µs/cm.

Le faciès prédominant est généralement bicarbonaté calcique et magnésien. Les eaux des puits aux alentours présentent un faciès dominant sulfaté-sodique ou sulfaté-calcique, bien qu'il

Tableau N° 20 : Classification des eaux par la méthode du SAR et leur état d'utilisation.

Qualité	*Classe*	*Puits correspondants*
Bonne	*C2S1*	*S1, F3,S1 en 2016*
Admissible	*C3S1*	
	C3S2	
Médiocre	*C3S3*	
	C4S1	*P3, F1*
	C4S2	P1, P4
Mauvaise	*C4S3*	

Puisse parfois être bicarbonaté-calcique, en raison de leur étroite relation avec les formations géologiques environnantes.

Dans l'ensemble, ces eaux sont considérées acceptables pour une utilisation en irrigation, à condition de surveiller attentivement l'évolution de leur salinité. En cas d'augmentation excessive de la salinité, des mesures doivent être prises, telles que le choix d'espèces végétales et de pratiques culturales adaptées, la sélection de zones à perméabilité élevée, et la mise en place d'un drainage continu des sols.

Conclusion générale

La zone étudiée fait partie du vaste bassin d'éffondrement de la région de Tébessa, situé dans les hautes plaines orientales de l'Atlas saharien.

L'étude hydrologique a révélée que la topographie de la région est très diversifiée, avec une plaine d'altitude moyenne oscillant entre 750 et 1000 mètres, entourée par une série de montagnes atteignant jusqu'à 1400 voire 1600 mètres d'altitude.

Toutes ces caractéristiques morphométriques influent sur l'écoulement des eaux que l'impluvium est susceptible de recevoir.

La combinaison de ces facteurs avec la nature lithologique du terrain entrave une infiltration satisfaisante, qui constitue la principale source d'alimentation des systèmes aquifères, favorisant ainsi la perte d'importantes quantités d'eau qui s'écoulent vers l'extérieur.

De point de vue géologique la région de Tébessa fait partie de la structure autochtone Nord-aurésiènne (Aurès Nememcha) de l'atlas saharien (Durozoy, 1956 ; Blès, 1969 ; Fleury, 1970 ; Vila, 1974 ; Kowalski et al., 1995, 1996, 1997). Elle est constituée essentiellement des formations suivantes :

- Une formation triasique diapirique disloquant des formations sus-jacentes au niveau du Djebel Djebissa;
- Des formations carbonatées représentées par d'importantes couches calcaire-marneuses et de marnes d'âge Crétacé à Tertiaire. Certaines de ces formations sont observables au niveau des bordures de la plaine de Tébessa, sujet de cette étude ;
- Un important dépôt alluvionnaire Mio-Plio-quaternaire qui repose en discordance avec les formations précédentes et forme ainsi le remplissage de la dépression, actuellement la plaine. Cette formation est observable surtout au piedmont des reliefs accidentés.

L'étude climatologique a montré que notre région se caractérise par un climat semi-aride typique des hautes plaines, qui se caractérise généralement par des étés chauds et des hivers très froids. Les effets du sirocco sont possibles à tout moment de l'année, mais ils sont particulièrement fréquents en été. De plus, l'impact du gel est souvent sévère. La pluviométrie, bien que non uniformément répartie dans l'espace et dans le temps, est souvent marquée par son caractère violent. Les moyennes annuelles des précipitations sont d'environ 297.52 mm/an, tandis que celles des températures avoisinent les 16.5°C.

Dans l'ensemble, le bilan hydrique est déficitaire ; l'évapotranspiration réelle moyenne est d'environ 296.51 mm/an, ce qui représente près de 96.15%des précipitations annuelles. Le ruissellement est faible, correspondant à environ 5.48%du total des précipitations. De même,

l'infiltration est d'environ 1.64%, suggérant que l'alimentation du système aquifère ne dépend pas uniquement de l'infiltration, mais provient principalement des bordures calcaires.

Il est important de noter que les ressources en eau de surface sont rares dans la région, ce qui rend les systèmes aquifères la principale source d'eau pour les différents utilisateurs dans le bassin de Tébessa.

La source Ain Dibba montre une émergence sous l'effet de développement de trois failles successives au niveau du Dj.Gouraye d'une orientation NW-SE (coupe 2). Selon le sens d'écoulement superficiel des eaux de la source allant du NE vers SW où le contact des alluvions récents du Pliocène de la plaine de Tébessa avec les calcaires éocénes. Cette source est caractérisée par un écoulement permanent et son débit présente une augmentation en relation directe avec les précipitations dans la région, ce qui montre que les calcaires éocènes dans cette zone, renferment un aquifère karstifié rechargé directement avec les eaux de pluie et la source présente le point de vidange permanent de cet aquifère.

La qualité chimique des eaux revêt une importance particulière, car elle constitue un enjeu environnemental crucial et un facteur déterminant dans divers domaines d'utilisation.

Il est recommandé de prendre des mesures permettant d'identifier les éventuelles interdépendances entre la matrice et l'eau en tant que vecteur.

Il est important donc, de mener des études approfondies pour interpréter les données recueillies et obtenir des résultats significatifs. Cela implique souvent la collecte de données géologiques, hydrologiques et géophysiques pertinentes, ainsi que leur analyse chimique à l'aide de techniques appropriées.

En fin de compte, une compréhension plus approfondie de la source Ain Dibba permettra de développer les conditions d'émergence et la variabilité de chimisme de cette ressource en eau souterraine qui tiennent compte à la fois des besoins humains et de la préservation de l'environnement aquifère.

Références bibliographiques

Castany G. (1963).Traité pratique des eaux souterraines. Dunod Edit. Paris, 641p.

Castany G., **1982**. Principes et méthodes de l'hydrogéologie, Ed. DUMOND, Paris.

Chikhi-Aouimeur F. (1980) : Les Rudistes de l'Aptien supérieur de djebel Ouenza (algérie NE). Paléontologie, Contexte stratigraphique et paléogéographie. Thèse 3éme cycle, USTHB, Alger, 114 p.

Chevenine A., Popov Y., Douha Dj. et Benzeroual M. (1989):Rapport sur les résultats de l'étude géologique complémentaire des feuilles 124 (Oued Kebarite), 125 (Ouenza), 150 (El Ouinet) et 151 (Boukhadra) pour la préparation à l'édition des cartes géologiques au 1/50.000. Partie 1, texte (1987-1988) O.R.G.M. Algérie (Rapport inédit).

David L.(1956) : Étude géologique des monts de la haute Medjerda. Thèse Sci. Paris. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, N.S. Bull, n°11, 304p.

Debieche T.H. (2002): Évolution de la qualité des eaux (salinité, azote et métaux lourds) sous l'effet de la pollution saline, agricole et industrielle: Application à la basse plaine de la Seybouse, N.E. algérien. Thèse de Doc. De l'Univ. De Franche-Comté, 200 p.

Djabri L. (1987): Contribution à l'étude hydrogéologique de la nappe alluviale de la plaine d'effondrement de Tébessa - Essai de modélisation - Thèse de Doc. Ing. de l'Univ. des Sci. et Tech. de Franche-Comté - Besançon - 176 pages.

Djabri L. (1996): Mécanismes de la pollution et vulnérabilité des eaux de la Seybouse - Origines géologiques, industrielles, agricoles et urbaines - Doctorat ès-Sciences de l'Université de Annaba - 280 pages.

Djabri L., Hani A., ManiA J. & Mudry J. (2001): Mise en évidence du processus de salinité des eaux superficielles - Vérification par les ACP dans le secteur AnnabaBouchegouf-Guelma. Tribune de l'Eau - Vol. 54 - N°610 - pp. 29-43.

Djebari H (2011). Ressouces et essai de gestion intégrée des eaux du bassin d'El Ma Labiod W. de tébessa .Nord – Est Algérien.Mémoire de Magistère. (C.U B.M Annaba).

Djenane. A, Messai. L (1997). Synthèse hydrochimique et vulnérabilité à la pollution (région de Khenchela). Mémoire d'Ing. (C.U Tébessa).

Dold B. et Fontbote L., (2001). Element cycling and secondary mineralogy in porphyry copper tailings as a function of climate, primary mineralogy, and mineral processing. Journal of Geochemical Exploration, 74(1-3): 3-55.

Douaoui A., 1993. Variabilité spatiale de quelques propriétés physico-chimiques des sols du moyen Chéliff, incidences cartographique. Mém de Magist., INA Alger. PP 22 97

Drias .T (2013). Hydrogéologie du Bassin versant de l'oued ksob. Vulnérabilité etprotection de la ressource These de Doctorat (U.S.T B.H.M Alger).

Durozoy G. (1956): Carte géologique de Tébessa. Feuille 206.

Dubourdieu G. (1956): Étude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). Thèse des Sciences, Paris, Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, Bulletin N° 10, Vol. 1, 659 p.

Gaudin G., 1982.Mathématique et informatique, analyse en composantes principales. INA PG. 43P.

Ghrieb.L (2011). Impact des formations triasiques sur la qualité des eaux d'une nappe en zone semi aride cas de la plaine de Tébessa-Bekkaria extrême Nord-est Algérien. Mémoire de magister Université de Annaba.

Ghrieb.L (2007). Impact de la minéralisation des formations triasiques sur la qualité de l'eau et du sol en zone semi- aride : cas de la plaine bekkaria-tébessa (extrême nord-est algérien). Thèse de Doctorat. (C.U B.M Annaba).

Kowalski W.M. et Hamimed M. (2000) : Diapirisme polyphasé ou glacier de sel albien? Dilemme du matériel triasique des confins algéro-tunisiens. Bulletin du Service Géologique de l'Algérie. Vol.11, n°1 pp.29-60, 12 fig.,2000.

HAMAD AMOR, 2018 "Modélisation Et Intérêt Hydrogéologique Des Réservoirs Carbonatés Karstiques : Contribution Du Sig (2d/3d), Des Données Géophysiques Et Approches Hydrochimie Et Isotopique » Thèse de Doctorat LMD, Université de Tébessa.

Laborde, J.P., (1982). Éléments d'hydrologie de surface. Tome 2 : Critique et analyse statistique des données hydrologiques. *Ecol. Nat. Sup. de Géol. Appli/ Inst. Nat. Polytech. De Lorraine*, 95 p.

Meddi m., Meddi h.,2002. Sécheresse météorologique et agricole dans le Nord-Ouest de l'Algérie, colloque méditerranéen, eau etenvironnement. Alger le 7-9 octobre 2002.

Meddi m., hubert J.,2000. Variabilité pluviométrique dans l'ouest Algérien durant les cinq dernières décennies. 13ème colloque de l'Association Internationale de climatologie. 6 au septembre 2000 Nice, France.

Meddi m., Hubert P., Bendjoudi H., 2002. Impact du changement du régime pluviométrique sur les ressources en eau dans le Nord-Ouest de l'Algérie. Hydrologie des régions méditerranéennes et semi-arides, 1-4 avril 2002, Montpellier, France.

Mokssit A.,1996. La sécheresse dans le climat marocain. Atelier sur la prévention et la gestion des situations de sécheresse dans les pays du Maghreb, Juin 1996, pages 107-124.

Mokkadem. A (2000) : Qualité physico-chimique des eaux de l'oued cherf et leur aptitude à l'irrigation. Mémoire d'ing. (C.U Tébessa).

ORGM (2002):Projet de prospection des polymétaux dans le secteur de Dj. Harraba, Méridef, Dj. Def, et Es Souabaa (Région de Ouenza-El Aouinet). Rapport annuel 2002 **(D. Bessekri et M. Benzeroual)**.

Othmanine A. (1987): Les minéralisations en fluorine, barytine, Pb, Zn et fer sidéritique autour du fossé de Tebessa-Morsott (Algérie). Relation entre paléogéographie aptiènne, diapirisme, structure et métallogénie. Thèse de 3ème Cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France, 221 p.

Pohl W., Amouri M., Kolli O., Scheffer R. et Zachmann D. (1986):A new genetic model for the North african metasomatic siderite deposits. Mineral Deposita, pp.228-233.

Prieto G., (1998). Geochemistry of heavy metals derived from gold-bearing sulphide minerals in the Marmato District (Colombia). Journal of Geochemical Exploration, 64(1-3): 215-222.

Riad, S., Mania, J. et Bouchaou, L., (2003). Variabilité hydroclimatique dans les bassins versants de du Haut Atlas de Marrakech (Maroc). Revue de Sécheresse. (sous press).

Riad, S., 2003 :Typologie et analyse hydrologique des eaux superficielles a partir de quelques bassins versants représentatifs du Maroc thèse de doctorat es sciences université des sciences et technologie de Lille.

Rodier J. (1978) : Analyse de l'eau. Dunod Edition 430 pages.

RAHAL OMAR: **28 Septembre 2021**, « Étude du fonctionnement hydrogéologique et hydrogéochimique d'une ressource en eau en zone semi aride. cas de l'aquifère de F'kirina, wilaya d'Oum El Bouaghi nord-est algérien»Thèse de Doctorat LMD, Université Tébessa.

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 .197 pages.

Schoeller H.(1962) : Les eaux souterraines. Hydrologie dynamique et chimique. Recherche, exploitation et évaluation des ressources. Masson et Cie. Editions, 642 pages.

Sheppard S.M.F., Charef A. et Bouhlel S. (1996): Diapirs and Zn-Pb mineralisation: A general model based on tunisian (N. Africa) and Gulf Coast (U.S.A.) deposits. Soc. of Geol. Special Publication, n°4, pp. 230-243.

SMAIL BRAHMI : 25 Septembre 2021« Caracterisation de la vulnerabilité à la pollution du complexe aquifère Tèbessa – Morsott Application des méthodes de Tomographie électrique et du SIG, » Thèse de Doctorat LMD,Université Cheikh Larbi Tèbessi

Sid'El Moustaph Cheikhne Cheikh El Mehdi.2024. APPLICATION DES METHODES STATISTIQUES MULTIVARIÉES POUR L'EVALUATION DE LA QUALITÉ DES EAUX SOUTERRAINES DE LA NAPPE ALLUVIALE TÉBESSA-BEKKARIA-EL HAMMAMET. Mémoire fin d'étude Master Hydrogéologie. Université Cheikh Larbi Tébessi-Tébessa

Tayeb E., 1996. Impact de la sécheresse sur laproduction Agricole et implications agronomiques. Atelier sur la prévention et la gestion des situations de sécheresse dans les pays du Maghreb. juin 1996, pages 97-106.

Tesco-Visiterv, 1982 : Régularisation de l'oued Kebir Ouest (etude hydrologique). 35 pages

Thibiéroz J. et Madre M. (1976): Le gisement de sidérite du Dj. Ouenza (Algérie) est contrôlé par un golf de mer aptienne. Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du nord, 67, 3-4, pp.

Vila J. M. et Charrière A. (1993): Découverte d'Albien calcaire et du Trias resédimenté au Dj. Boujaber (partie ouest Algérie); corrélation avec les forages et conséquences sur l'organisation du Crétacé inférieur des confins algéro-tunisiens. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, t.316, Série II, pp. 243-249.

Vila, J.M. (1993) : Livret-guide Trias'93. Société Alg. Sci. Géol. Centre de Recherche et Développement, Boumerdès (11-12 septembre 1993). 26.

Vila J. M. (1994): Mise au point et données nouvelles sur les terrains triasiques des confins algéro-tunisiens: Trias allochtone « glacier de sel » sous marins et vrais diapirs. Mémoire du Service Géologique de l'Algérie, N° 6, pp. 105-152.

Voltz M., 1986 :Variabilité spatiale des propriétés physique en milieu alluvial : essai de cartographie quantitative des paramètres hydrodynamiques. Thèse Doc. Ing ENSAM. 198P**.**

Walter C., 2002 :Cours de géostatistique. ENSA – INRA Rennes. 20 P.

Webster R., 1985: Quantitative spatial analysis of soil in the field in advecens. Soil Science. Vol3, sparinger-verlag New York inc. 56 P.

Younger P.L., (2000). Nature and practical implications of heterogeneities in the geochemistry of zinc-rich, alkaline mine waters in an underground F-Pb mine in the UK. Applied Geochemistry, 15(9): 1383-1397.

Zerdazi A. 1990.Étude gravimétrique du môled'Ain M'lila et de l'Atlas saharien septentrional. Thèse de Doctorat des Sciences, Faculté des Sciences, Université de Lausanne, 227p, inédit.

Zerouki H. 2013. aspects quantitatifs et qualitatifs de la source de bouakkous : impact sur le champ captant d'ain chabro (zone semi-aride Tébessa). Thèse de Doctorat(U.Annaba).